



**HAL**  
open science

# Étude des dessalures à la surface d'un océan stratifié à partir d'observations satellitaires et de mesures in-situ

Alexandre Supply

► **To cite this version:**

Alexandre Supply. Étude des dessalures à la surface d'un océan stratifié à partir d'observations satellitaires et de mesures in-situ. Océanographie. Sorbonne Université, 2020. Français. NNT : 2020SORUS390 . tel-04024079

**HAL Id: tel-04024079**

**<https://theses.hal.science/tel-04024079>**

Submitted on 10 Mar 2023

**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 DE DOCTORAT SORBONNE UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

Réalisée au Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et  
Approches Numériques

*École doctorale : Sciences de l'Environnement d'Île-de-France*

---

# Étude des dessalures à la surface d'un océan stratifié à partir d'observations satellitaires et de mesures in-situ.

---

*Auteur :*

Alexandre Supply

*Directrice de thèse :*

Jacqueline Boutin

Une thèse soumise en vue de l'obtention du grade de :

*Docteur de Sorbonne Université*

Jury composé de :

*Présidente :* Laurence Picon - LMD, Paris

*Directrice :* Jacqueline Boutin - LOCEAN, Paris

*Rapporteur :* Gaël Alory - LEGOS, Toulouse

*Rapporteur :* Laurent Bertino - NERSC, Bergen

*Examinatrice :* Kyla Drushka - APL, Seattle

*Examineur :* Nicolas Reul - LOPS, La Seyne-sur-Mer

*Invité :* Gilles Reverdin - LOCEAN, Paris

3 novembre 2020

## Résumé

Ma thèse porte sur l'« Étude des dessalures à la surface d'un océan stratifié à partir d'observations satellitaires et de mesures in-situ », dans deux régions majeures vis-à-vis du cycle de l'eau et illustrant la forte variabilité de la salinité à la surface de l'océan (SSS) : les régions de fortes précipitations et l'océan Arctique. Les satellites équipés de radiomètres en bande-L offrent de nouvelles opportunités concernant l'étude des interactions entre l'océan et l'atmosphère. Les particularités de la mesure satellitaire nécessitent néanmoins une étude approfondie visant une meilleure compréhension des phénomènes physiques considérés mais aussi des comportements propres à la physique de la mesure. Mes travaux se sont tout d'abord concentrés sur l'étude entre dessalures et fortes précipitations. J'ai étudié la variabilité de la salinité à la surface du globe afin de dissocier les variations de SSS provenant des précipitations de celles associées à d'autres phénomènes. En utilisant différentes méthodes statistiques, j'ai filtré les signaux de forte variabilité en salinité qui n'étaient pas associés à des précipitations, comme ceux associés aux panaches de fleuve. Cette étude a permis de déterminer la relation entre l'anomalie de SSS et le taux de pluie instantané (RR). J'ai alors montré, via des composites de spectres d'autocorrélation, que l'historique de la pluie jouait un rôle négligeable dans la plupart des conditions de vent, en comparaison au taux de pluie instantané.

Ces résultats ont démontré un comportement inattendu par rapport aux observations in-situ et mis en avant l'aspect déterminant des échelles spatiales considérées. Ils ont motivé une étude approfondie de l'effet de l'hétérogénéité de la salinité au sein d'un pixel, sur la mesure satellitaire et à partir de mesures in-situ. Ainsi, des mesures effectuées durant la mission SPURS-2 ont permis de montrer la forte hétérogénéité spatio-temporelle de la salinité sur des échelles inférieures au kilomètre. J'ai pu observer que des dessalures de surface pouvaient atteindre des valeurs de l'ordre de 10 pss pendant une courte période sous des précipitations intenses. Enfin, la prise en compte de l'hétérogénéité a permis réconcilier la relation dessalure - RR - vent obtenue à partir de mesures ponctuelles et celle obtenue à partir des seules informations satellitaires.

---

Après avoir étudié les signaux de faible salinité associés aux pluies tropicales, je me suis concentré sur les signaux de faible salinité observés à la surface de l’océan arctique, dont une grande partie provient des panaches de fleuves. Une nouvelle base de données destinée à la validation des mesures SMOS a été créée en combinant des mesures in-situ provenant de profileurs ARGO et de mesures bateaux (mesures continues et profils verticaux). Cela a permis de concevoir une nouvelle méthode de filtrage de la glace utilisant une pseudo constante diélectrique de l’eau de mer déduite des données SMOS. L’importance de la qualité de la température de surface océanique (SST) utilisée comme information à priori lors de l’inversion des SSS SMOS a été mise en avant et une méthode a été développée afin de corriger les erreurs provenant d’une SST inadéquate en utilisant une SST satellitaire. J’ai ainsi pu dériver des champs de salinité en Arctique présentant des performances supérieures à une réanalyse, dans les zones de forte variabilité et dans les zones proches de la glace. Ils ouvrent donc le champ à de nouvelles études, tant aux échelles saisonnières qu’interannuelles. En ce sens, mes résultats ont permis de démontrer la capacité des mesures satellitaires à suivre l’évolution des masses d’eau de surface à l’échelle hebdomadaire en mer de Laptev, ces variations étant associées au passage de perturbations atmosphériques. L’utilisation de mesures de saildrones a aussi mis en avant la capacité des mesures satellitaires à détecter les dessalures associées à la fonte de la glace de mer. D’autres résultats ont permis d’illustrer la variation interannuelle des SSS, durant la période libre de glace, dans les différentes mers arctiques.

---

## Remerciements

Au cours de ce paragraphe, j'aimerais remercier les différentes personnes grâce à qui j'ai découvert le travail de recherche et pu mener mes travaux de thèse.

Tout d'abord merci à toi Jacqueline. Merci énormément de m'avoir fait confiance pour effectuer cette thèse. Merci pour tout ce que j'ai pu y apprendre. Merci beaucoup pour ta disponibilité et nos nombreuses discussions. Merci pour ton aide si précieuse. Grâce à toi, j'ai pu effectuer une thèse dans un cadre exceptionnel.

Merci à toi, Gilles, pour ta présence. Merci de m'avoir fait confiance pour le déploiement d'instruments au cours de la mission SPURS-2. Merci pour toute nos discussions. Merci pour ton soutien et ton enseignement.

Merci, Jean-Luc, pour nos nombreuses conversations, scientifiques ou autres. Ces discussions qui m'ont permis de mieux connaître SMOS, mais aussi d'aborder le travail de recherche d'une manière différente.

Merci Hugo, merci Nicolas, pour ces réunions et nombreuses discussions particulièrement stimulantes, mais aussi pour les projets que nous avons pu mener ensemble.

Merci à l'équipe SMOS : Audrey, Clovis, Léa, Xavier, Dmitry, pour ses nombreuses réunions et discussions fructueuses autour de notre satellite de prédilection.

Merci aux membres du bureau 509, Beyrem, Chris, Emilie, Victor, Amélie, Léo et Sébastien, qui ont su me supporter durant ces années de thèse.

Aux doctorants et post-doctorants, partenaires de sortie du labo, les anciens comme les nouveaux, Antoine, Vio, Zoé, Sally, Laura, Camille, Lucie, Etienne, Yona, Damien, etc. Je ne peux tous vous nommer ici, mais merci pour l'ambiance que vous insufflez au laboratoire.

Je tenais à remercier Myriam et Juliette de m'avoir fait découvrir la recherche lors de mon premier stage au LOCEAN.

Merci aux différentes équipes présentes sur la campagne SPURS-2, qui m'ont permis de découvrir ma première mission océanographique dans le meilleur des contextes.

Merci Nicolas et Camille, pour nos nombreuses conversations dans le cadre de la préparation du projet CNES. Ces discussions m'ont permis d'approfondir mes connaissances de l'Arctique.

---

Merci Jérôme et Romain, d'avoir été à la fois des soutiens et des témoins attentifs de l'évolution de ma thèse.

A tout ceux que j'aurais oublié ici, merci.

Enfin, j'aimerais aussi remercier l'ensemble de ma famille qui a su, me pousser à donner le meilleur de moi même, tout en m'encourageant, depuis Aureille ou Clamart.

Enfin, Anastasia, merci.

---

## **Activité scientifique pendant la thèse**

### **Enseignement et mission d'expertise**

1 année de mission d'expertise : travail sur la sensibilité de l'activité économique aux phénomènes météorologiques dans pour l'entreprise Météo-Concept.

2 années de monitorat à Sorbonne Université, 132h équivalent TD d'enseignement océanographie, développement durable, langage C et langage Python.

### **Formations et cours de l'École Doctorale**

Cours de statistiques ED129 ; 30 heures

Modélisation Numérique pour l'Océan et l'Atmosphère, IUEM (Brest) ; 27 heures

### **Campagne en mer**

Campagne « Salinity Processes in the Upper Ocean Regional Study-2 » (SPURS-2) from 16 Octobre au 17 Novembre 2017 : déploiement des SURPACTs, profils u-CTD et utilisations des données SMOS et SMAP.

### **Publications**

#### ***Comme premier auteur***

1. **A. Supply**, J. Boutin, J.-L. Vergely, N. Martin, A. Hasson, G. Reverdin, C. Mallet, N. Viltard. (2018). *Precipitation Estimates from SMOS Sea Surface Salinity*, QJRMS.
2. **A. Supply**, J. Boutin, G. Reverdin, J.-L. Vergely, H. Bellenger (2020). *Variability of satellite sea surface salinity under rainfall*. In V. Levizzani, C. Kidd, D. B. Kirschbaum, C. D. Kummerow, K. Nakamura, & F. J. Turk (Eds.), *Satellite precipitation measurement*, Adv. Global Change Res (Vol. 2, Chap. 34). Dordrecht : Springer Nature. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9>.
3. **A. Supply**, J. Boutin, J.-L. Vergely, N. Kolodziejczyk, G. Reverdin, N. Reul, A. Tarasenko (2020). *New insights into SMOS Sea Surface Salinity retrievals in the Arctic Ocean*. Remote Sensing of Environment.

#### ***Comme co-auteur***

1. G. Reverdin, **A. Supply**, K. Drushka, E. J. Thompson, W. E. Asher, A. Lourenço (2020). *Intense and small freshwater pools from rainfall investigated during SPURS-2 on 9 November 2017 in the eastern tropical Pacific*. Journal of Geophysical Research : Oceans, 125, e2019JC015558. <https://doi.org/10.1029/2019JC015558>
2. A. Tarasenko, **A. Supply**, N. Kusse-Tiuz, V. Ivanov, M. Makhotin, J. Tournadre, B. Chapron, J. Boutin, N. Kolodziejczyk, *Surface waters properties in the Laptev and the East-Siberian Seas in summer 2018 from in situ and satellite data*, Ocean Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/os-2019-60>, under review.
3. English, S., and Coauthors, (2020). Reference-Quality Emission and Backscatter Modeling for the Ocean. Bull. Amer. Meteor. Soc., 101, E1593–E1601, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0085.1>.
4. J. Boutin, J.-L. Vergely, E. Dinnat, P. Waldteufel, F. D'Amico, N. Reul, **A. Supply**, C. Thouvenin-Masson, *Correcting sea surface temperature spurious effects in salinity*

- 
- retrieved from spaceborne L-band Radiometer measurements*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (TGRS), 2020.
5. N. Kolodziejczyk, M. Hamon, J. Boutin, J.-L. Vergely, G. Reverdin, **A. Supply**, N. Reul, *Objective analysis of SMOS and SMAP Sea Surface Salinity to reduce large scale and time dependent biases from low to high latitudes*, JAOT, under review.

### Communications scientifiques

1. 2020: *Salinity variability in the Arctic Ocean*, **A. Supply**, J. Boutin, J.-L. Vergely, N. Kolodziejczyk, G. Reverdin, N. Reul, A. Tarasenko. Ocean Science meeting, San Diego, U.S, and INSU/journées polaires, Paris, France (poster).
2. 2019 : *Consistency of various microwave SST products with SMOS measurements in the Arctic Ocean*, **Supply A.**, Boutin J., J-L Vergely, Kolodziejczyk N., Reverdin G., Reul N., Tarasenko A. ISSI meeting “A Reference Quality Model For Ocean Surface Emissivity And Backscatter From The Microwave To The Infrared” (Oral presentation), Bern, Swiss.
3. 2019: *Variability of satellite sea surface salinity under rainfall*, **A. Supply**, J. Boutin, G. Reverdin, J.-L. Vergely, H. Bellenger. EGU, Vienna, Austria (oral presentation) and ESA Living Planet, Milan, Italy (poster).
4. 2019: *Surpact: Toward a better understanding of L-Band Sea Surface Salinity under rainfall using a multi-variable wave rider*, **A. Supply**, G. Reverdin, K. Drushka, E. J. Thompson, W. E. Asher, A. Lourenço, EGU, Vienna, Austria and ESA Living Planet, Milan, Italy (poster).
5. 2017: *Precipitation Estimates from satellite Sea Surface Salinity*, **A. Supply**, J. Boutin, A. Hasson, J.L. Vergely, G. Reverdin, N. Viltard, N. Martin, S. Marchand, H. Bellenger, AMA (poster).
6. 2017: *Precipitation estimates from L-Band Radiometer Sea Surface Salinity*, **A. Supply**, J. Boutin, J. - L. Vergely, G. Reverdin, A. Hasson, N. Viltard, and C. Mallet, oral presentation at EGU (Vienna, Austria) and WHOI Salinity Workshop (Woods Hole, United States).
7. 2016: *Rainfall Imprint on Sea Surface Salinity in the ITCZ*, **A. Supply**, J. Boutin, N. Martin, J.L. Vergely, G. Reverdin, N. Viltard, Remote Sensing Synergy Summer School (oral presentation).
8. 2016: *What can we learn about rainfall from SMOS/SMAP Sea Surface Salinity?* **A. Supply**, J. Boutin, N. Martin, J.L. Vergely, G. Reverdin, N. Viltard, A. Hasson, S. Marchand, H. Bellenger, poster presented at IPWG and AGU fall meeting.

---

*Tu ne traverseras jamais l'océan si tu as peur de perdre de vue le rivage.* **Chris-  
tophe Colomb**



# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>11</b>
1.1	La salinité au sein du cycle de l'eau . . . . .	14
1.1.1	De la salinité... . . . . .	14
1.1.2	... et de sa distribution et sa variabilité. . . . .	17
1.2	Salinité et stratification . . . . .	21
1.3	La salinité dans le contexte du changement climatique . . . . .	25
1.4	Méthodes contemporaines d'estimation de la salinité . . . . .	27
1.5	Objectifs de la thèse . . . . .	28
<b>2</b>	<b>Observation de l'océan et de l'atmosphère - Données et méthodes</b>	<b>30</b>
2.1	Introduction . . . . .	30
2.2	Observation satellitaire de l'océan . . . . .	31
2.2.1	Contexte historique . . . . .	31
2.2.2	Principes physiques des mesures . . . . .	34
2.2.3	Télédétection de la salinité de surface . . . . .	42
2.2.4	Télédétection de la température de surface . . . . .	49
2.2.5	Estimation de la vitesse des vents à la surface de l'océan . . . . .	54
2.2.6	Estimation des précipitations à la surface de l'océan . . . . .	54
2.3	Mesures in-situ . . . . .	58
2.3.1	Programme Argo . . . . .	58
2.3.2	Mesures bateaux . . . . .	61
2.3.3	Saïldrones . . . . .	61
2.3.4	Campagne SPURS-2 . . . . .	62
2.4	Analyses et réanalyses . . . . .	68
2.4.1	Réanalyses Topaz . . . . .	71

2.4.2	Système d'analyses Mercator . . . . .	71
<b>3</b>	<b>Effets des précipitations sur la salinité de surface</b>	<b>72</b>
3.1	Introduction . . . . .	72
3.2	Relation entre salinité de surface, pluie et vent telle qu'observée à partir des observations satellitaires . . . . .	79
3.2.1	Introduction . . . . .	79
3.2.2	Anomalie de salinité et taux de pluie - Supply et al, 2018 . . .	79
3.2.3	Impact du vent et de l'historique de la pluie sur les dessalures - Supply et al, 2020a . . . . .	87
3.3	Étude de l'hétérogénéité de la salinité de surface en condition pluvieuse	110
3.3.1	Introduction . . . . .	110
3.3.2	Observation des dessalures à partir de mesures in-situ et satellitaires . . . . .	110
3.3.3	Variabilité très petite échelle de la SSS durant un épisode de pluie intense à partir de mesures in-situ - Reverdin et al, 2020	115
3.3.4	Quantification de la variabilité subpixel de la SSS associée à la pluie . . . . .	125
3.4	Conclusion . . . . .	140
<b>4</b>	<b>SSS satellitaire en Arctique</b>	<b>143</b>
4.1	Introduction . . . . .	143
4.2	Détermination de la SSS SMOS en Arctique - Supply et al, 2020b . .	148
4.2.1	Présentation de l'article . . . . .	148
4.2.2	Article . . . . .	150
4.3	Variabilité courte échelle de la SSS satellitaire en Arctique - Tarasenko et al, 2019 . . . . .	175
4.4	Détection des dessalures lors de fonte de glace de mer en mer de Chuchki	178
4.4.1	Introduction . . . . .	178
4.4.2	Données et méthode . . . . .	178
4.4.3	Résultats . . . . .	182
4.4.4	Discussion et conclusion . . . . .	205
4.5	Conclusion . . . . .	206

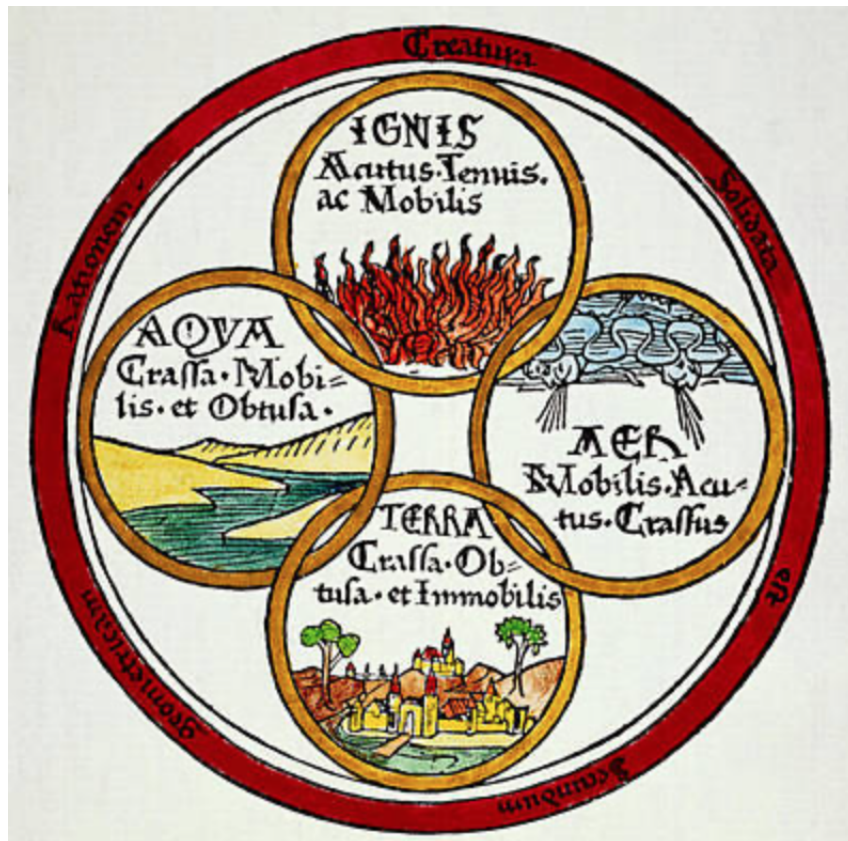
<b>5 Conclusion</b>	<b>209</b>
<b>6 Perspectives</b>	<b>212</b>
6.1 Précipitations et salinité de surface . . . . .	213
6.2 Observations des dessalures au delà du cas d'étude SPURS-2 . . . . .	213
6.2.1 Modélisation de la couche supérieure de l'océan en condition pluvieuse . . . . .	216
6.3 Interaction entre stratification océanique et couverture de glace en zone de glace saisonnière en Arctique (Projet SOGA) . . . . .	219
6.4 Dessalures et futures missions satellitaires . . . . .	219
<b>Bibliography</b>	<b>238</b>
<b>Annexe A Supply et al, 2018</b>	<b>239</b>
<b>Annexe B Reverdin et al, 2020</b>	<b>257</b>
<b>Annexe C Participation au rapport de mission SPURS-2</b>	<b>274</b>
<b>Annexe D Tarasenko et al, 2019</b>	<b>279</b>
<b>Annexe E Projet CNES SOGA : Interaction entre stratification océa- nique et couverture de glace en zone de glace saisonnière dans l'Océan Arctique</b>	<b>315</b>

# Chapitre 1

## Introduction

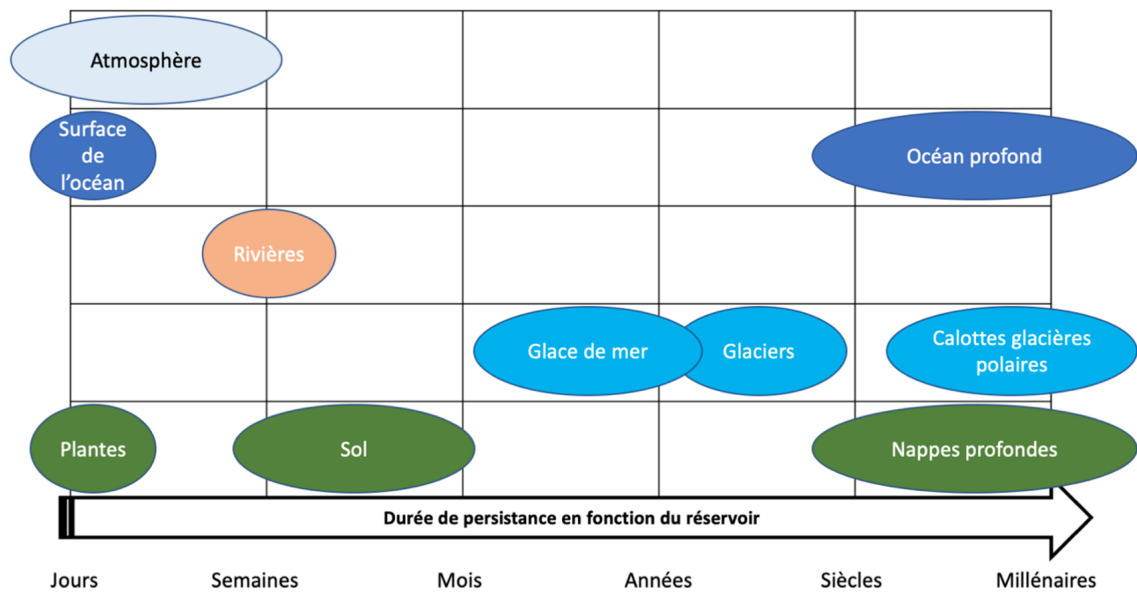
Au Vème siècle avant notre ère, le savant Empédocle développe la théorie des 4 éléments (illustrée en figure 1.1), ainsi nommés : le feu, l'eau, l'air (alors appelé éther) et la terre. Cette théorie limite la composition de la matière à ces 4 éléments, tout en leur attribuant différentes qualités (chaud, froid, sec et humide). Dans les sociétés antiques, les forces de la nature occupent une place prédominante et alimentent nécessairement à la fois mythes et théories scientifiques qui restent alors étroitement liés. Une meilleure compréhension des différentes phases de l'eau est source de recherches dès l'antiquité. C'est ainsi à Aristote qu'est attribuée la paternité du terme météorologie (IVème siècle Av. JC.). Bien que la théorie des 4 éléments ait été balayée par la physique moderne, elle peut toujours représenter une vue simplifiée du cycle hydrologique.

Lors de « sa vie », une goutte d'eau va être amenée à traverser plusieurs réservoirs (figure 1.2) sous différents états (liquide, solide et gazeux). Le principal moteur des changements d'états de l'eau est le soleil. Sous son effet, elle s'évapore et change ainsi de réservoir en passant des surfaces continentales, ou de l'océan, à l'atmosphère. Les molécules d'eau ne persistent pas plus de quelques jours dans l'atmosphère où elles se condensent avant de précipiter. La redistribution de l'eau à la surface de la Terre par les phénomènes de précipitation et d'évaporation n'est pas homogène. A l'échelle de la planète, ces flux représentent une gigantesque quantité d'eau et sont caractérisés à partir d'une unité spécifique, le Sverdrup, qui correspond à  $10^6 m^3.s^{-1}$ . Les flux d'eau atteignent ainsi 2.7 Sv pour l'évaporation et 3.5 Sv pour les précipitations au-dessus des surfaces continentales et représentent 13 Sv (évaporation) et 12.2



**FIGURE 1.1** – 4 éléments tels que présentés par Empédocle et illustrés dans une version de *De rerum natura* de 1472 (Lucrèce).

4 elements as presented by Empédocle and illustrated in a version of *De rerum natura* from 1472 (Lucrèce).

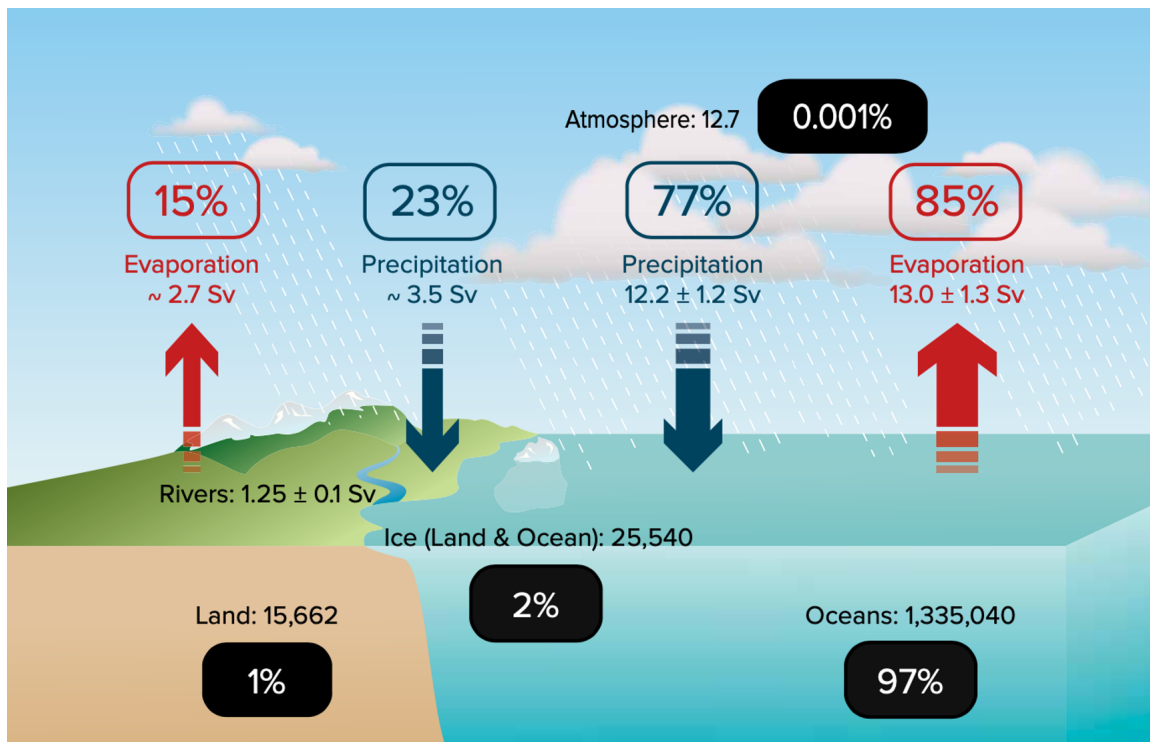


**FIGURE 1.2** – Illustration des différents réservoirs d'eau douce intervenant dans le cycle de l'eau ; inspiré du site internet du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) "Cycle de vie d'une goutte d'eau".

*Illustration of the different freshwater reservoirs involved in the water cycle ; inspired by the website of the Dynamic Meteorology Laboratory (LMD) "Life cycle of a drop of water".*

Sv (précipitation) au-dessus de l'Océan (figure 1.3 – [Durack, 2015] et références incluses). Les fleuves représentent quant à eux un flux de 1.25 Sv des continents vers les océans. L'océan est ainsi le théâtre principal du cycle de l'eau.

Il est aussi possible de distinguer les réservoirs aux échelles de temps courtes, ne dépassant pas des durées de l'ordre de l'année, de ceux aux échelles de temps longues couvrant des périodes de plusieurs siècles à plusieurs millénaires. L'atmosphère fait partie des réservoirs aux temps de résidence parmi les plus courts. Une fois au sol, l'eau peut soit atteindre des couches plus profondes et y résider pendant plusieurs siècles à millénaires soit rester à la surface des végétaux ou du sol avant de subir une évaporation sous des délais bien plus courts (de l'ordre du jour). L'eau des surfaces continentales peut aussi emprunter des cours d'eau avant de se jeter dans une mer ou dans l'océan. Depuis la surface continentale, l'eau peut soit à nouveau subir un processus d'évaporation, soit atteindre des profondeurs plus élevées où son temps de résidence sera comparable à celui des nappes terrestres profondes. Les glaces recouvrant les surfaces terrestres et océaniques sont aussi des réservoirs d'eau aux



**FIGURE 1.3** – Cycle global de l'eau. Réservoirs représentés par des cases pleines :  $10^3 \text{km}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , flux représentés par des flèches : Sverdrups ( $10^6 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ); issu de [Durack, 2015].

Global water cycle. Reservoirs represented by full boxes :  $10^3 \text{km}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , flows represented by arrows : Sverdrups ( $10^6 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ); from [Durack, 2015].

temps de résidence variables. Au sein des océans, les phénomènes régissant le cycle de l'eau ont un impact déterminant sur une variable océanique : la salinité. Celle-ci est la fois un traceur des variations hydrologiques mais aussi un acteur principal de la circulation océanique.

## 1.1 La salinité au sein du cycle de l'eau

### 1.1.1 De la salinité...

Au cours du cycle hydrologique, les eaux de ruissellement et les eaux souterraines se jettent dans les océans et mers en les alimentant en sels qu'elles ont arrachés à la croûte continentale. Durant l'antiquité, Aristote définit la salinité comme étant la masse de sel pouvant être extraite d'une masse d'eau après son évaporation. Les découvertes scientifiques postérieures à cette époque ont permis de déterminer la composition de l'eau de mer (voir figure 1.4) et de la caractériser différemment en

Composant	Formule	Concentration (g.kg <sup>-1</sup> )
Chlorure	$Cl^-$	19.35271
Sodium	$Na^+$	10.78145
Sulfate	$SO_4^{2-}$	2.71235
Magnésium	$Mg^{2+}$	1.28372
Calcium	$Ca^{2+}$	0.41208
Potassium	$K^+$	0.020600
Eau	$H_2 O$	964.83496
Autre		0.60213

**FIGURE 1.4** – *Composition de l'eau de mer adapté de [Millero et al., 2008].*

*Composition of seawater adapted from [Millero et al., 2008]*

fonction de l'évolution des techniques de mesure. La définition et la mesure de la salinité ont évolué au cours des siècles, convergent vers deux notions, selon que l'on définit la salinité par sa nature (salinité absolue, qu'on exprime en  $g.kg^{-1}$ ) ou par ses effets sur la conductivité (salinité pratique, parfois exprimée en practical salinity scale (pss)).

De 1872 à 1876, l'expédition Challenger révolutionna l'océanographie mondiale en améliorant significativement notre connaissance de l'océan que ce soit à travers les espèces animales qui le peuplent, sa bathymétrie ou ses paramètres physico-chimiques. La salinité des échantillons fut tout d'abord déterminée à bord en considérant leur température et densité, cette dernière étant déterminée à l'aide d'un hydromètre. Cependant, à la suite de l'expédition et en utilisant les nombreux échantillons d'eau de mer récoltés, William Dittmar énonça la loi qui portera son nom en démontrant la constance des différentes espèces chimique composant l'eau de mer quels que soient les océans et mers considérés. En 1903, Martin Knudsen utilise cette loi pour développer une méthode permettant de déterminer la salinité en mesurant la chlorinité de l'eau de mer par titrage au nitrate d'argent (méthode de



Mohr-Knudsen) et à partir de la relation suivante :

$$S = 0.03 + 1.805 \times Cl \quad (1.1)$$

$S$  correspondant à la salinité ( $g.kg^{-1}$ ) et  $Cl$  à la chlorinité ( $g.kg^{-1}$ )

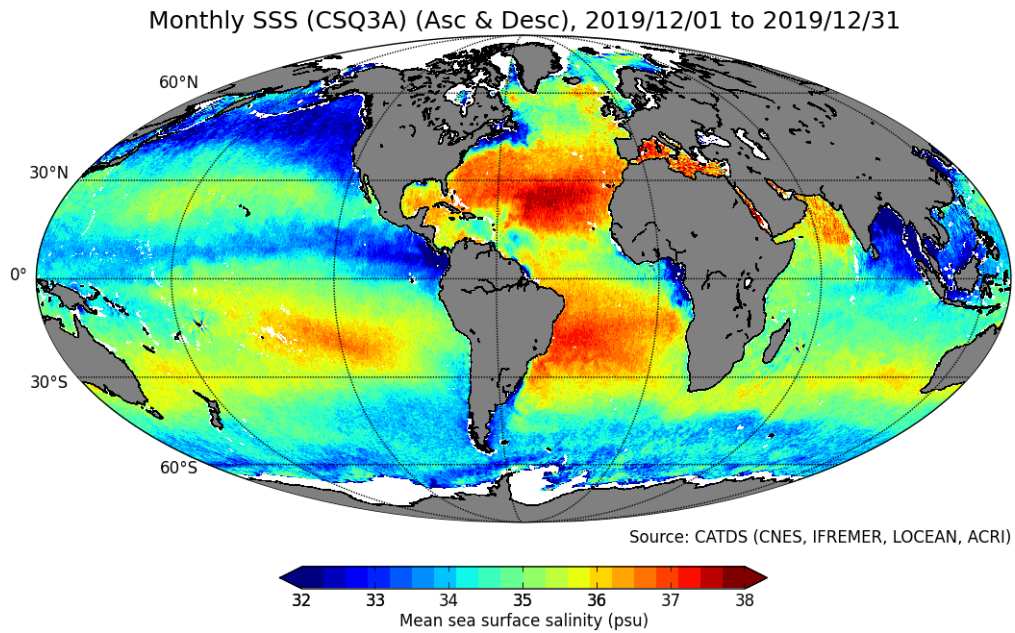
Cette formule est revue par l'UNESCO en 1969 et permet de définir la salinité absolue aujourd'hui :

$$S = 1.80655 \times Cl \quad (1.2)$$

Cependant, cette méthode de mesure présente le désavantage d'une mise en pratique fastidieuse. Au début des années 60, l'émergence de nouvelles méthodes de mesures de salinité à partir de la conductivité a permis l'introduction de la notion de salinité pratique. Il est en effet possible d'estimer la salinité à partir d'une mesure de conductivité, température et pression. Elle se définit en fonction du rapport  $K$ , rapport de la conductivité d'une eau à  $15^{\circ}C$ , à pression atmosphérique normale, par la conductivité de « l'eau normale » ou « eau de Copenhague », dans les mêmes conditions. L'« eau de Copenhague » est une eau de mer étalon dont la chlorinité de  $19.38 g.kg^{-1}$  a été déterminée de manière très précise à partir de méthodes complexes ([Thomsen, 1954]). Elle a été préparée à Copenhague en 1902. Ce rapport prend la valeur de 1 pour une salinité de  $35 g.kg^{-1}$ . A partir de  $K$ , la salinité est définie selon la norme PSS78 et exprimée officiellement par l'UNESCO selon la formule suivante :

$$S = -0.0080 - 0.1692K^{1/2} + 25.3851K + 14.0941K^{3/2} - 7.0261K^2 + 2.7081K^{5/2} \quad (1.3)$$

L'expression de la salinité à partir de cette formule aboutit à un biais d'estimation en comparaison avec la salinité absolue pour 2 raisons. Tout d'abord, la salinité de l'eau dite de Copenhague n'est pas véritablement de  $35 g.kg^{-1}$  mais de  $35.1650 g.kg^{-1}$ . Enfin, celle-ci se base sur des eaux de l'Atlantique Nord qui se caractérisent par une absence de nutriments. Pour prendre en compte les zones riches en nutriments, tels que les panaches de fleuves, une correction supplémentaire est nécessaire pour relier salinité pratique et salinité absolue ([IOC and IAPSO, 2010]). Cette seconde correction peut atteindre  $0.09 g.kg^{-1}$ . Les définitions de la salinité, ainsi que leur évolution, restent aujourd'hui un enjeu majeur car celles-ci peuvent avoir un impact déterminant sur l'étude de variations de salinité de faible amplitude enregistrées sur de longues échelles de temps ([Feistel, 2018]). L'ensemble des mesures de



**FIGURE 1.5** – Moyennes de salinité de surface observée à partir du satellite *Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS)* pour le mois de Décembre 2019 ; issu de la page de visualisation du site internet du Centre Aval de Traitement des données SMOS (CATDS).

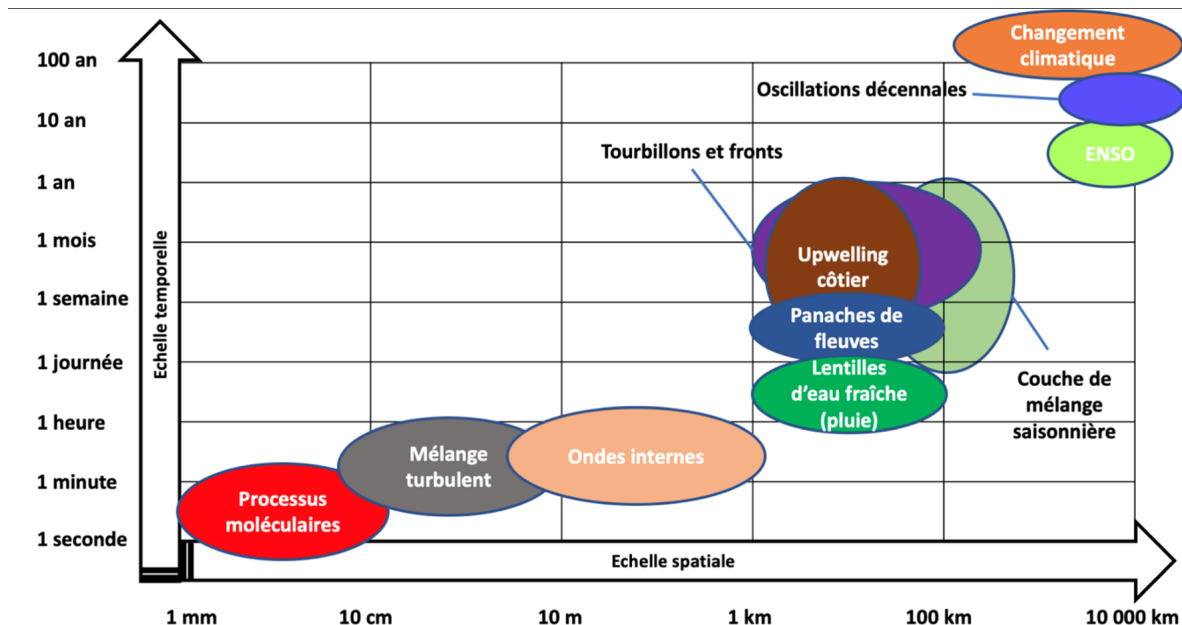
*Surface salinity averages observed from the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite for the month of December 2019 ; from the display page of the "Centre Aval de Traitement des données SMOS" (CATDS) website.*

salinité évoquées dans ce manuscrit, in-situ ou satellitaires reposent sur le principe de mesure de conductivité et seront donc exprimées en pss.

### 1.1.2 ... et de sa distribution et sa variabilité.

La valeur typique généralement évoquée concernant la salinité des océans est de 35 pss. Cependant, la salinité des masses d'eau océaniques est très fortement variable. Elle peut ainsi descendre à des valeurs proches de 0 pss dans les zones côtières, à proximité d'embouchures de fleuves et atteindre des valeurs proches de 38 pss dans des zones de fortes évaporations (Méditerranée, Atlantique subtropical nord, etc ; voir figure 1.5). La salinité varie aussi en fonction des profondeurs considérées, en influençant la stabilité des différentes couches d'eau. Les échelles de cette variabilité présentent une grande amplitude spatio-temporelle en fonction des phénomènes considérés (figure 1.6).

Le soleil et la circulation atmosphérique sont le moteur du cycle hydrologique.

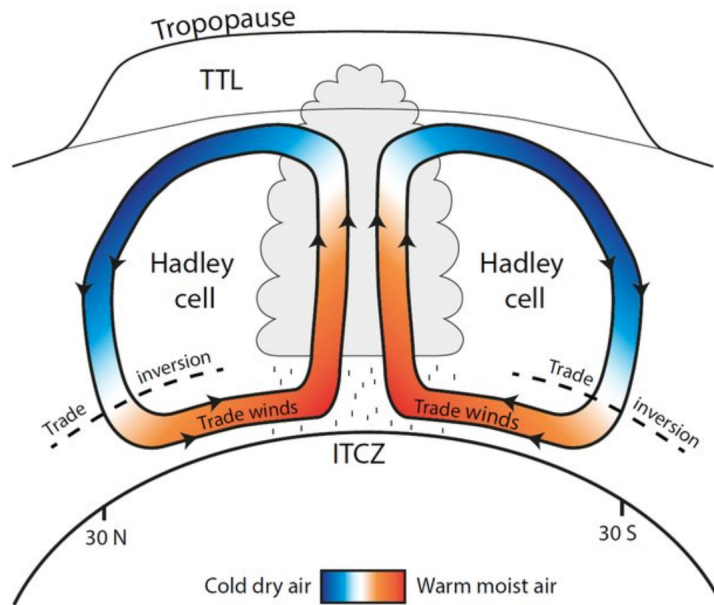


**FIGURE 1.6** – Exemples des différentes échelles de variabilité rencontrés à la surface de l'océan. *Examples of the different scales of variability encountered at the ocean surface.*

Le bilan « Évaporation – Précipitation » (E-P) est le principal acteur du contrôle de la salinité de surface au niveau de la Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ) et de la Zone de Convergence sud Pacifique (SPCZ) (précipitation), et des gyres subtropicales du pacifique Nord-Ouest et de l'Atlantique (évaporation) ([Yu, 2011]). A grande échelle, c'est la circulation de Hadley (figure 1.7), qui au premier ordre détermine la répartition géographique des zones de précipitation et d'évaporation. Les alizés qui convergent vers l'équateur sont intensément chauffés par le rayonnement solaire. L'ascension de masses d'air humides induite génère des nuages et des précipitations qui sont responsables de la formation de l'ITCZ.

La position de l'ITCZ définit la position de l'équateur météorologique, qui varie saisonnièrement. Les fortes précipitations qui y sont observées sont responsables des faibles salinités observées en zone intertropicale. Ces minimums locaux de salinités suivent le déplacement saisonnier de l'ITCZ mais sont aussi advectés vers le Nord par transport d'Ekman ([Yu, 2015] ; voir figure 1.8). L'ITCZ se caractérise aussi par des densités de surface particulièrement faibles engendrées par la combinaison entre faible salinité et température élevée (la densité augmente quand la salinité augmente et diminue quand la température augmente).

Les masses d'air d'altitude asséchées, suite aux précipitations dans l'ITCZ, se

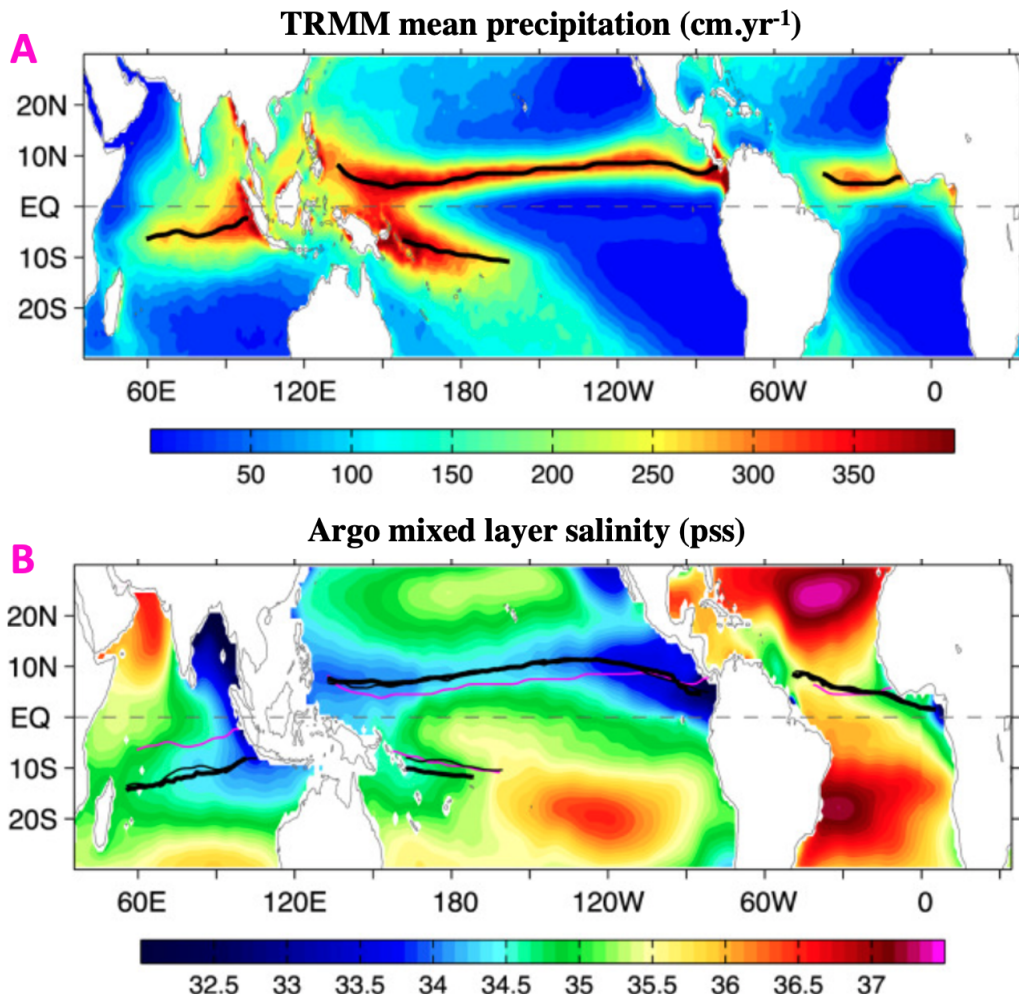


**FIGURE 1.7** – Schéma de la circulation de Hadley. TTL = Tropical tropopause layer; issu de [Fiehn, 2017].

Diagram of Hadley's circulation. TTL = Tropical tropopause layer; from [Fiehn, 2017].

déplacent vers de plus hautes latitudes (jusqu'à 30° Nord et Sud) où elles redescendent à la surface en formant une zone de divergence qui inhibe les développements verticaux. Ce phénomène est responsable des étendues désertiques sur les surfaces terrestres et explique à la surface des océans la présence de zones océaniques de forte salinité, telle que la gyre subtropicales ([Gordon et al., 2015]). L'évaporation y domine les précipitations dans le bilan E-P. A l'équateur, la convergence des alizés engendre une divergence par courant d'Ekman en surface. Cette divergence est responsable d'une remontée des eaux froides et peu salées de profondeur à la surface. A mesure que l'on s'éloigne de l'équateur, les effets de l'évaporation s'accumulent et les précipitations se raréfient, engendrant, comme indiqué plus haut, une augmentation de la salinité de l'équateur vers les subtropiques.

Ces événements sont responsables d'une variabilité de la salinité et de la température à de grandes échelles spatiales (de l'échelle régionale à celle d'un océan) et temporelles (de l'échelle saisonnière à l'échelle inter-décennale), que ce soit en surface ou en profondeur. Je me suis intéressé dans le cadre de cette thèse aux phénomènes responsables d'une forte diminution de la salinité et d'une stratification à la surface de l'océan. Ces phénomènes ont des échelles de variabilité spatiales et temporelles



**FIGURE 1.8** – A) Précipitation moyenne TRMM avec maximum de précipitation superposé avec une ligne noire ; B) Salinité moyenne de la couche de mélange Argo avec minimum de salinité superposé en noir et maximum de précipitation en magenta. Moyenne obtenues à partir de 12 ans de données de Janvier 2004 à Décembre 2013. Adapté de [Yu, 2015].

A) Average TRMM precipitation with maximum precipitation superimposed with a black line ; B) Average salinity of the Argo mixed layer with salinity minimum superimposed in black and precipitation maximum in magenta. Average obtained from 12 years of data from January 2004 to December 2013. Adapted from [Yu, 2015].

relativement courtes. Je les discute dans la section suivante.

## 1.2 Salinité et stratification

La couche de mélange océanique influence les échanges entre l'océan et l'atmosphère. Cette couche est définie par l'homogénéité de ses propriétés (salinité, température et/ou densité). Elle est particulièrement sensible à la pluie, aux flux de chaleur et au vent, mais aussi aux rejets d'eau douce provenant de fleuves ou de la fonte de glace de mer. Ces phénomènes sont responsables d'une variabilité à haute fréquence de la salinité et de la température principalement dans les premiers mètres de l'océan.

Sous la base de la couche de mélange, l'océan est stratifié, la densité varie en fonction de la profondeur, avec, en condition stables, des couches de densité faibles à plus élevées à mesure que la profondeur augmente. La densité océanique dépend de la salinité, de la température et de la pression. Les critères permettant de définir la profondeur de la couche de mélange ont fortement évolué ([de Boyer Montégut et al., 2004]). Dans le cas général, la base de la couche de mélange est identifiable par un fort gradient de température, la thermocline. Cependant, si dans de nombreux cas les effets couplés de l'augmentation du gradient de salinité (halocline) et de la thermocline sont responsables de la formation d'un gradient de densité (la pycnocline), le gradient de température et celui de salinité peuvent être observés à des profondeurs distinctes. Ainsi, la profondeur de la halocline peut être plus faible que celle de la thermocline. Dans ces circonstances, à la couche de mélange, s'ajoute une couche dite « couche barrière », située entre la halocline et la thermocline ([Lukas and Lindstrom, 1991]). On parle alors de contrôle sur la stratification par la salinité et le gradient de salinité permet d'identifier la profondeur de la couche de mélange. On observe les couches barrières en de nombreux endroits du globe mais celles-ci peuvent être observées de manière quasi-permanentes dans des régions comme l'Atlantique et le Pacifique Tropical Ouest ou certaines mers Arctiques ([de Boyer Montégut et al., 2007]). Elles jouent un rôle déterminant dans le cadre de nombreuses situations telles que le phénomène ENSO, en y amplifiant l'effet des coups de vent d'ouest sur les courants et le réchauffement de la surface ([Guilyardi, 2001]). Dans un cadre plus général, les

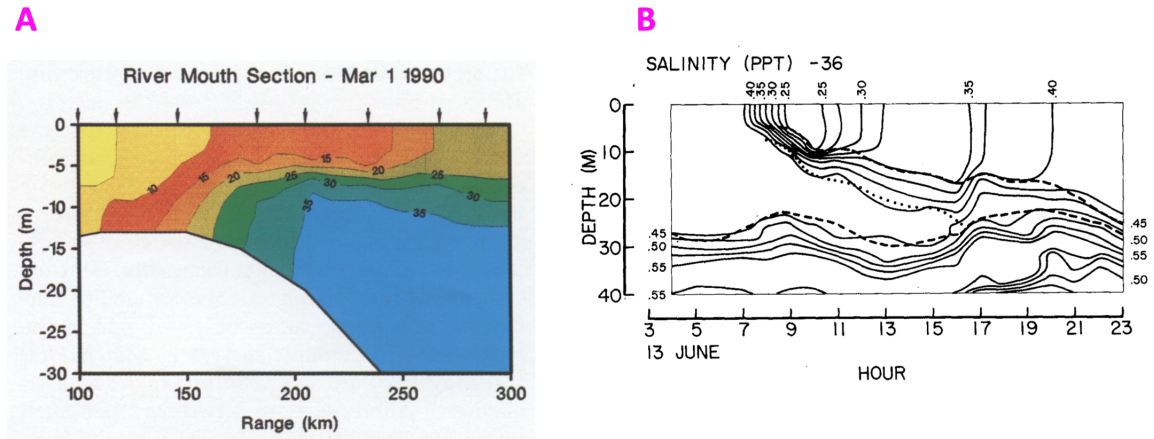
couches barrières limitent les échanges de chaleurs entre les masses d'eau sous la thermocline et la surface. Elles préservent ainsi la surface du refroidissement que la remontée des eaux plus profondes aurait pu générer ([Vialard and Delecluse, 1998]). Plusieurs facteurs peuvent expliquer la formation d'une couche barrière. Parmi les plus remarquables, on trouve : les précipitations intenses et les apports d'eau douce provenant des fleuves ([Cronin and McPhaden, 2002]; [Foltz and McPhaden, 2008]; [Mignot et al., 2007]).

Les panaches de fleuves présentent une salinité bien plus faible que l'océan, pouvant atteindre 0 pss. A leur arrivée dans l'océan, les eaux douces plus légères restent en surface. Des différences supérieures à 10 pss peuvent ainsi être mesurées, entre la surface et 10 mètres de profondeurs (figure 1.9A). L'extension des panaches dépend de leur débit, mais aussi de la circulation océanique avec laquelle ils interagissent ([Fournier et al., 2017]; [Varona et al., 2019]; [Akhil et al., 2020]). Ils jouent un rôle important sur des phénomènes atmosphériques, tels que les cyclones tropicaux ([Grodsky et al., 2014]; [Reul et al., 2014], [Balaguru et al., 2020]) mais aussi sur la distribution de populations d'algues telles les sargasses, par leur apport en nutriments ([Johns et al., 2020]). De nombreux fleuves ont une influence importante à basse latitude : c'est le cas pour l'Amazone, dans l'Atlantique tropical, le Mississipi, dans le Golfe du Mexique ou le Gange Brahmapoutre, dans le Golfe du Bengale. En Arctique, les fleuves sont particulièrement nombreux. Bien que l'océan Arctique ne couvre que 1.2 % de l'océan global, il collecte 11 % de l'eau douce provenant des fleuves mondiaux ([Shiklomanov, 1998]).

Sous l'effet de la pluie, une lentille d'eau douce peut se former à la surface de l'océan, engendrant un gradient marqué entre les premiers centimètres et les premiers mètres (figure 1.9B). Plusieurs processus déterminent l'évolution temporelle de la lentille d'eau douce. Dans des conditions de vents faibles, celle-ci peut perdurer plusieurs heures et s'étaler sous l'effet de courants de densité ou de courants de plus grande échelle. Au contraire, des vents plus marqués, ou la diminution des températures de surface (qui « alourdissent » la masse d'eau), vont réduire la stabilité de la lentille qui va se mélanger avec des eaux plus salées, induisant une diminution progressive de la stratification générée ([D'Asaro, 1985]; [Boutin et al., 2016]).

A haute latitude, la stratification provenant des panaches de fleuves se combine





**FIGURE 1.9** – A) Section verticale de salinité dans le panache de l'Amazone mesurée à l'aide de stations CTD le 1er mars 1990; B) Exemple d'évolution temporelle de la salinité à la surface au cours d'évènement pluvieux (adapté de [Geyer et al., 1991] et [Price, 1979]).

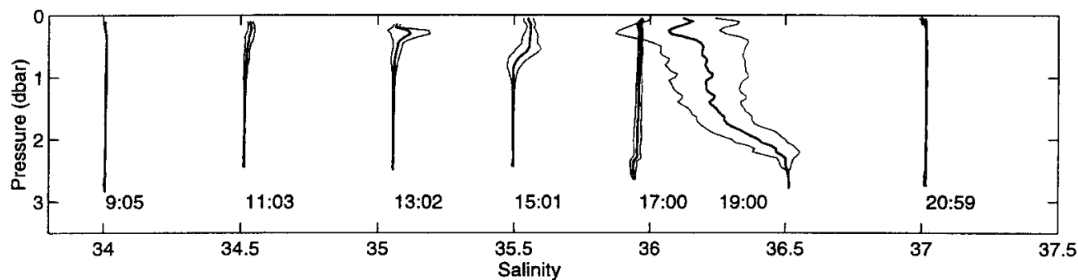
A) Vertical section of salinity in the Amazon plume measured using CTD stations on March 1, 1990; B) Example of the temporal evolution of surface salinity during a rain event (adapted from [Geyer et al., 1991] and [Price, 1979]).

avec la stratification associée aux variations de salinité dues à la fonte de la glace. Cette fonte peut provenir de la fonte de glace de mer mais aussi du ruissellement faisant suite à la fonte de glace terrestre, comme au Groenland ([Straneo and Heimbach, 2013]).

La stratification peut cependant aussi se caractériser par des anomalies de salinité positives en surface. C'est le cas lors de l'évaporation, qui s'accompagne d'une augmentation de la salinité de surface. Celle-ci se distingue des autres phénomènes de stratification par sa stabilité dans le temps, souvent "diurne" (car parfois associée au réchauffement de surface) et son homogénéité spatiale, là où les panaches et lentilles d'eau douce sont des phénomènes particulièrement hétérogènes et intermittents ([Boutin et al., 2016]). De plus, l'amplitude des gradients verticaux associés à l'évaporation est bien plus faible que celle observée dans le cadre des phénomènes cités plus haut. La figure 1.10 permet d'illustrer la différence des gradients verticaux associés aux précipitations ou à l'évaporation. Ainsi pour ce cas d'étude, l'évaporation est responsable d'un gradient vertical positif entre 11h et 15h, qui ne dépasse pas le dixième de pss. L'évènement de pluie, ayant lieu à 19h, est lui responsable d'un gradient vertical négatif proche de 0.5 pss. Les gradients verticaux négatifs générés par des épisodes pluvieux pouvant atteindre plusieurs pss.

La stratification est donc un phénomène inégalement réparti à la surface de

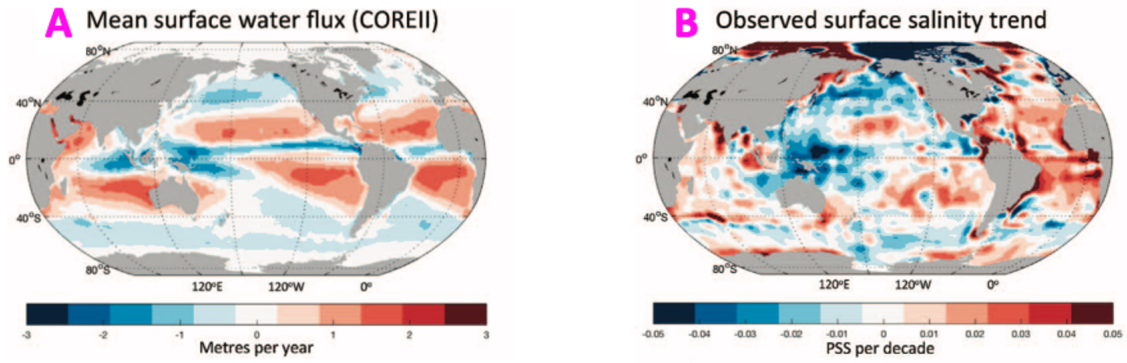




**FIGURE 1.10** – Profils de salinité mesurés depuis un navire durant l’expérience *Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE)* et pour la journée du 3 mai 1994 (intervalles de pressions de 0.1 dbar). Afin de tracer la variabilité temporelle des profils de salinité ceux-ci sont décalés successivement de 0.5 pss. Sous chaque profile l’heure locale correspondante est donnée. Les lignes fines représentent un écart-type par rapport au profil moyen. (d’après [Soloviev and Lukas, 1997]).

*Salinity profiles measured from a ship during the Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE) and for May 3, 1994 (pressure intervals of 0.1 dbar). In order to trace the temporal variability of the salinity profiles, these are successively shifted by 0.5 pss. Under each profile the corresponding local time is given. Thin lines represent a standard deviation from the average profile. (from [Soloviev and Lukas, 1997]).*

l’océan. Les panaches de fleuves sont des points d’entrée localisés d’eau douces. Bien que les précipitations touchent la plus grande partie du globe, leur régularité et intensité est bien plus grande au niveau de convergence intertropicales (ITCZ et SPCZ). La fonte de glace, quant à elle, concerne principalement les hautes latitudes. Cependant, pour chacune de ces zones, la stratification joue un rôle déterminant dans les échanges entre la surface et les couches inférieures de l’océan. Une stratification élevée en surface va ainsi limiter le mélange, les flux de chaleur et les échanges entre l’océan et l’atmosphère ([Ho et al., 2004] ; [Zappa et al., 2009]). En Arctique, la stratification joue un rôle déterminant pour la couverture en glace en la préservant de la remontée en surface des eaux Atlantiques, plus chaudes ([Aagaard et al., 1981]). Cela fait de l’évolution de la salinité et la stratification des enjeux clé pour l’étude des changements climatiques en cours.



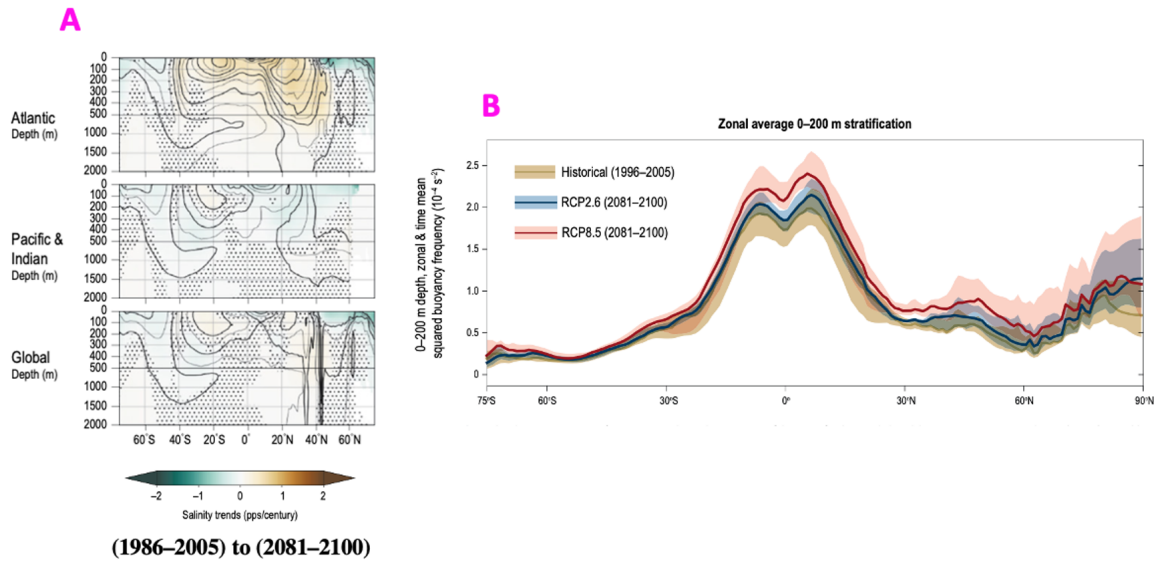
**FIGURE 1.11** – A) Flux d’eau douce moyen provenant de réanalyses (depuis les années 1950); B) Tendence en salinité observée sur la même période (adapté de [Zika et al., 2018]).

A) Average freshwater flux from reanalysis (since the 1950s); B) Salinity trend observed over the same period (adapted from [Zika et al., 2018]).

### 1.3 La salinité dans le contexte du changement climatique

Dans le contexte du changement climatique, la température atmosphérique et par suite la température à la surface de l’Océan augmentent d’année en année. La relation de Clausius-Clapeyron montre que l’augmentation de la température atmosphérique est responsable de l’augmentation du contenu potentiel en vapeur d’eau (7 % par °C). Comme cela a été discuté plus haut, une des signatures les plus marquantes de la salinité de surface réside dans le contraste entre les zones dominées par l’effet des précipitations (faible salinité) et celles dominées par l’effet de l’évaporation (forte salinité). Il en découle une intensification du cycle de l’eau qui est responsable de l’augmentation de ce contraste en salinité. Cette augmentation de contraste est déjà observée dans des réanalyses depuis les années 50 ([Terray et al., 2012]; [Zika et al., 2018]). Sur la figure 1.11, on remarque ainsi une augmentation de la salinité dans les zones où l’évaporation est la plus forte et une diminution dans les zones dominées par les précipitations. En effet, différents produits de réanalyses montrent, durant les 30 dernières années, une augmentation des précipitations dans l’ITCZ Atlantique et Pacifique, et dans la région Subantarctique du Pacifique. Au contraire, la zone couverte par les fortes salinités des gyres subtropicales Sud s’étend et leur salinité augmente ([Hasson et al., 2013]; [Zika et al., 2018]).

Des modèles numériques permettent d’anticiper une intensification de l’augmen-



**FIGURE 1.12** – A) Projection des tendances en salinité de la période de 1986-2005 à 2081-2100 issue de l'ensemble de simulations effectuées dans le cadre du Coupled Model Intercomparison Project Phase (CMIP5) dans le scénario RCP8.5; B) Moyenne zonale effectuée sur 20 ans de la stratification sur 200 m de profondeur issue de l'ensemble de simulations effectuées dans le cadre du CMIP5 à la fin de la période historique où des différents scénarios RCP sont considérés (adapté de [H.-O. Portner, 2019]).

A) Projection of salinity trends for the period 1986-2005 to 2081-2100 from the set of simulations carried out as part of the Coupled Model Intercomparison Project Phase (CMIP5) in the RCP8.5 scenario; B) Zonal average computed over 20 years of the stratification over 200 m of depth resulting from the set of simulations carried out within the framework of the CMIP5 at the end of the historical period where different RCP scenarios are considered (adapted from [H.-O. Portner, 2019]).

tation du contraste en salinité au cours du XXIème siècle. Cette augmentation est plus rapide que l'intensification du cycle de l'eau en raison de l'augmentation de la stratification associée à l'augmentation de la température, qui a pour effet de diminuer la capacité de l'océan profond à absorber ces changements ([Zika et al., 2018]). En fonction des scénarios RCP (Representative Concentration Pathway) considérés, les régions de l'ITCZ et les pôles, plus particulièrement l'Arctique, sont des régions amenées à subir les diminutions de salinité et les augmentations de stratification les plus élevées (1.12).

## 1.4 Méthodes contemporaines d'estimation de la salinité

De par son rôle joué dans le cycle de l'eau et le déplacement des masses d'eau océaniques, la salinité est donc une variable clé de notre planète. Elle est estimée de nos jours à partir de méthodes et instruments que je déclinerai en trois catégories dans la suite de ce manuscrit. Les deux premières catégories concernent les méthodes pour lesquelles l'estimation de la salinité repose sur la mesure de conductivité. La troisième permet la combinaison des deux premières approches en plus de la modélisation.

On peut distinguer les mesures in-situ qui permettent d'estimer la salinité par une mesure directe de la conductivité, des mesures satellitaires qui permettent d'estimer la salinité à partir d'une mesure de température de brillance depuis l'espace. La mesure in-situ permet d'accéder à la salinité à haute fréquence temporelle avec une précision élevée. Un ensemble de méthodes et instruments de mesure in-situ sont présentés dans le chapitre 2. Lors de campagnes en mer, la mesure in-situ peut s'effectuer de façon continue sur un navire à l'aide d'un thermosalinographe ([Grelet et al., 1992]; [Alory et al., 2015]) ou par l'acquisition de profils par CTD (Conductivity-Temperature-Depth; [Brown, 1974]). Elle peut aussi s'effectuer de manière autonome : robotisée, avec les profileurs ARGO ([RISER et al., 2008]) et les saildrones (qui échantillonnent la surface; [Gentemann et al., 2020]), ou en équipant des mammifères marins, tels que les éléphants de mer, qui peuvent ainsi fournir des données uniques sous la glace ([Roquet et al., 2013]; [Pellichero et al., 2017]). Depuis 2010, la salinité peut aussi être estimée depuis l'espace à partir de radiomètres micro-ondes, grâce aux missions satellitaires SMOS (2010-présent; [Font et al., 2009]; [Kerr et al., 2010]), Aquarius (2011-2015; [Lagerloef et al., 2013]) et SMAP (2015-présent; [Piepmeier et al., 2017]). En 2020, SMOS et SMAP survolent toujours la Terre, offrant une série temporelle d'estimation de la salinité depuis l'espace de presque 11 ans. En comparaison avec la mesure in-situ, la mesure satellitaire est moins précise et ne permet de décrire la salinité que pour le premier centimètre de profondeur à cause de la faible pénétration des longueurs d'onde centimétriques dans l'océan ([Swift, 1980]). Elle présente cependant l'avantage d'offrir une descrip-

tion synoptique de la salinité sur l'ensemble de la surface océanique, permettant ainsi la couverture de zones encore peu échantillonnées par les mesures in-situ. Les estimations de salinité depuis l'espace ont ainsi démontré l'étendue de leur potentiel dans l'observation des maximums de salinité, au niveau des gyres subtropicales dominées par l'évaporation, ou des minimums de salinité, comme au niveau de l'ITCZ. Elles ont montré tant leur capacité à résoudre des phénomènes de méso-échelle, que ce soit pour l'étude des fronts ou des tourbillons, que leur apport dans la meilleure compréhension de l'évolution des panaches de fleuves ([Vinogradova et al., 2019]; [Reul et al., 2020] et références incluses).

Assimilation de données et modélisation océanique permettent de combler partiellement les lacunes des deux méthodes précédentes en estimant des analyses ou des réanalyses de salinité (ou des prévisions). La salinité est ainsi estimée à tout moment et en tout endroit (selon les résolutions spatiales et temporelles considérées) sur la base des équations de mécanique des fluides et d'estimations de différentes variables océaniques, elles-mêmes dérivées d'observations in-situ et/ou satellitaires. Ces méthodes permettent de combler la nature éparse, d'un point de vue temporel ou spatial, des observations. En ce qui concerne la salinité, la plupart des produits de réanalyses actuels n'utilisent que les mesures in-situ. Cependant, des articles récents ont démontré l'apport des estimations satellitaires de salinité dans des modèles de prévisions, notamment dans le cadre de d'évènements El-Nino ([Tranchant et al., 2019]; [Hackert et al., 2020]). Si les réanalyses présentent l'avantage de proposer une information concernant la variable considérée en l'absence de mesure in-situ ou d'estimation satellitaire, les incertitudes de ces estimations sont importantes et dépendent fortement du modèle utilisé et des données assimilées.

## 1.5 Objectifs de la thèse

Les régions océaniques de faible salinité de surface sont des régions de très forte variabilité, liées aux précipitations, aux panaches de fleuves et à la fonte des glaces. Ce sont des zones pour lesquelles un suivi régulier à l'aide de mesures satellitaires est particulièrement intéressant. Or, du fait de leur variabilité, ce sont également des zones où la validation des mesures satellitaires est difficile. Ma thèse a visé à mieux

comprendre les observations satellitaires dans les régions de faible salinité, en lien avec de fortes précipitations, en particulier dans l'ITCZ, ou en lien avec des apports fluviaux importants, ou la fonte de glace, en Arctique. Au cours de cette thèse, le travail effectué a donc visé à :

- Mieux comprendre l'effet des précipitations sur la salinité de surface en tirant profit des mesures satellitaires en bande-L.
- Étudier l'impact des précipitations sur l'hétérogénéité de la salinité de surface à partir de mesures in-situ effectuées durant la campagne en mer SPURS-2, mais aussi à partir de mesures satellitaires.
- Mieux comprendre la mesure satellitaire de la salinité à haute latitude à travers les effets de la salinité, de la glace et des températures de surface océanique de l'océan Arctique.

Ce manuscrit comporte 7 chapitres dont le premier est cette introduction. Au cours du second chapitre, les instruments de mesures que j'ai utilisés sont présentés. Le chapitre 3 concerne l'effet des précipitations sur la salinité de surface et le chapitre 4 la variabilité de la salinité de surface de l'Océan Arctique. Enfin, je présenterai la conclusion et les perspectives de mon travail de thèse dans les chapitres 5 et 6.

Ces chapitres sont rédigés autour de mes publications scientifiques. Les deux publications rédigées en premier auteur durant cette thèse sont intégrées dans le manuscrit, les autres publications auxquelles j'ai le plus fortement contribué (soit en premier auteur avant le début de cette thèse, soit en second auteur) sont présentées en annexe.

# Chapitre 2

## Observation de l'océan et de l'atmosphère - Données et méthodes

### 2.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons évoqué l'évolution des méthodes de mesures de la salinité in-situ. Depuis 2010, l'estimation de la salinité de surface (SSS, « Sea Surface Salinity ») depuis l'espace a permis d'améliorer notre connaissance de sa variabilité et des processus associés ([Vinogradova et al., 2019]; [Reul et al., 2020]). Une meilleure compréhension des dessalures à la surface de l'océan nécessite cependant l'utilisation de différentes variables géophysiques. En plus de la salinité, j'ai donc aussi utilisé des estimations de taux de précipitations (RR, « Rain Rate »), de température de surface (SST, « Sea Surface Temperature »), de vitesse du vent (WS, « wind speed ») et de concentration en glace (SIC, « Sea Ice Concentration »), obtenues à partir de mesures satellitaires mais aussi d'instruments in-situ.

Dans ce chapitre, j'exposerai les méthodes et instruments de mesures des différentes variables que j'ai utilisées au cours de cette thèse. Je présenterai les missions satellitaires après avoir décrit les méthodes permettant d'estimer les paramètres géophysiques depuis l'espace. Je détaillerai ensuite les différentes sources de mesures in-situ.

## 2.2 Observation satellitaire de l'océan

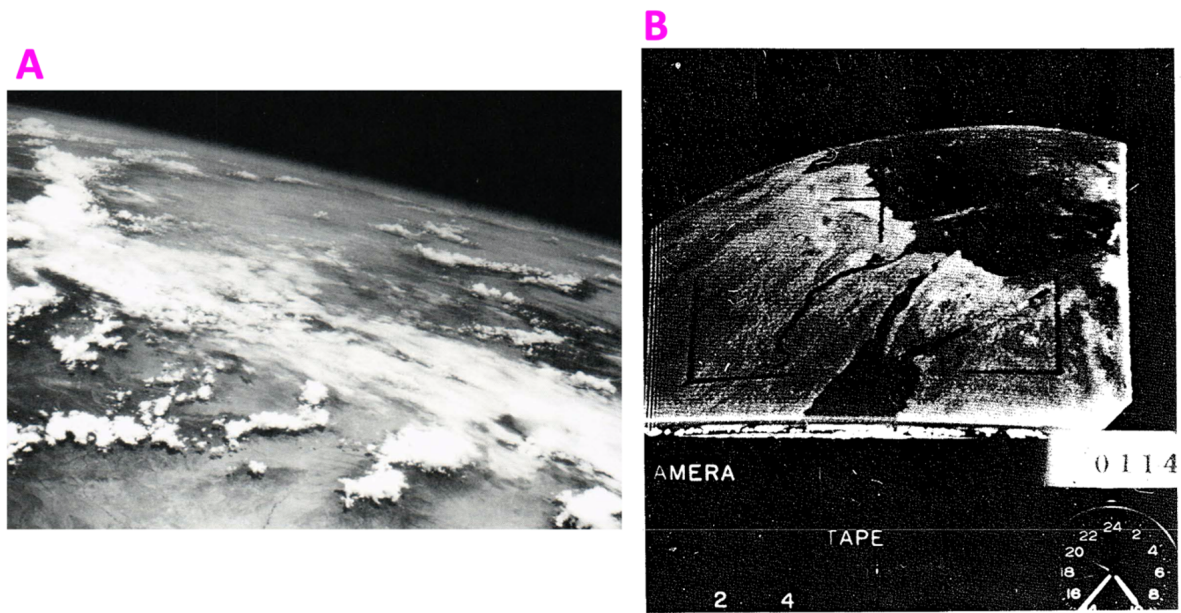
Il est possible d'observer l'océan depuis l'espace à partir de satellites ayant différents types d'orbites (héliosynchrones, géostationnaires, etc.) et à travers différentes longueurs d'onde (micro-onde, infrarouge, visible, etc.). Au cours de cette thèse, j'ai principalement utilisé des variables géophysiques estimées à partir de satellites héliosynchrones portant des radiomètres micro-onde. Dans les lignes suivantes, un court historique des missions satellitaires d'observation de la Terre est présenté. J'exposerai ensuite les modèles théoriques (modèles directs) utilisés pour la restitution des variables océaniques (SSS, SST, WS) ainsi que deux types d'approches concernant les précipitations : le modèle physique et le modèle statistique. Enfin, je détaillerai les satellites qui ont été utilisés dans le cadre de l'étude des dessalures.

### 2.2.1 Contexte historique

La première image de la terre prise depuis l'espace date d'Octobre 1946 et a été prise par une fusée V-2 lancée par les américains depuis le Nouveau-Mexique (Fraser, 1985 ; figure 2.1). Le 4 octobre 1957, un objet est mis en orbite pour la première fois autour de la Terre. Spoutnik-1 est le premier satellite artificiel et effectuera, entre autres, des mesures concernant les vents solaires. Le premier satellite météorologique (Television Infrared Observation Satellite – TIROS-1 ; figure 2.1) est lancé 3 ans plus tard en 1960. Bien que sa mission soit de courte durée, moins de deux mois, il fournit les premiers clichés de la Terre depuis l'espace qui seront utilisés en vue de prévisions météorologiques. C'est au milieu des années 1960 qu'émerge le premier programme d'observation de la Terre. Le programme Landsat, qui est toujours actif aujourd'hui, voit son premier satellite lancé en 1972. Les premiers satellites Landsat sont équipés de radiomètres parcourant le domaine visible et infrarouge, avec des applications tant scientifiques (cartographie, évolution des sols, etc.) qu'opérationnelles (agriculture). En 1972, le satellite Nimbus-5 permet une première approche des précipitations par radiométrie micro-onde grâce au canal à 19 GHz. Nimbus 6 (1975) apporte quant à lui le canal à 37 GHz pour lequel l'absorption est plus élevée que le canal à 19 GHz ([Wilheit, 1972] ; [Kummerow, 2020]).

Les années 70 vont aussi être marquées par les apports de deux missions qui





**FIGURE 2.1** – A) Photo prise par une fusée V-2 à approximativement 100km d'altitude en 1946 (tirée de [FRASER, 1985]); B) Photo du delta du Nil prise par le satellite Tiros-1 (tirée de [Ashby, 1964]).

A) Photo taken by a V-2 rocket at approximately 100km altitude in 1946 (from [FRASER, 1985]);  
B) Photo of the Nile delta taken by the Tiros-1 satellite (from [Ashby, 1964]).

vont largement étendre la panoplie d'outils d'observation de la Terre depuis l'espace. La première est lancée en 1973, avec la mise en orbite de la première station spatiale américaine, SkyLab. Celle-ci était équipé de différents instruments destiné à l'étude de la Terre. Notamment, la combinaison d'instruments S-193, RADSCAT, composée d'un radiomètre, d'un diffusiomètre et d'un altimètre opérant chacun en bande-Ku (13.9 GHz). RADSCAT était destiné à l'observation des vents de surface et des précipitations. Un autre instrument, S-194, a été le premier radiomètre en bande-L (1.4 GHz) envoyé dans l'espace. Il devait ainsi permettre d'explorer vents forts, salinité et humidité des sols. Une illustration des résultats obtenus à partir de l'instrument S-194 est présentée sur la figure 2.2. En 1978, la première mission destinée à l'étude spécifique des océans est lancée. Comme SkyLab, Seasat est équipé à la fois d'instruments actifs et passifs. Deux instruments sont ainsi directement hérités du S-193 de SkyLab, l'altimètre ALT et le diffusiomètre SASS (Seasat-A Scatterometer System). Cependant, deux autres instruments sont mis pour la première fois en orbite au-dessus de la Terre avec Seasat. Il s'agit d'un radiomètre micro-onde

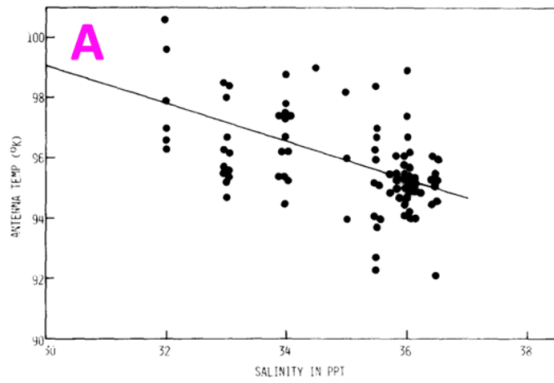


FIG. 6. Antenna temperature dependence on salinity.

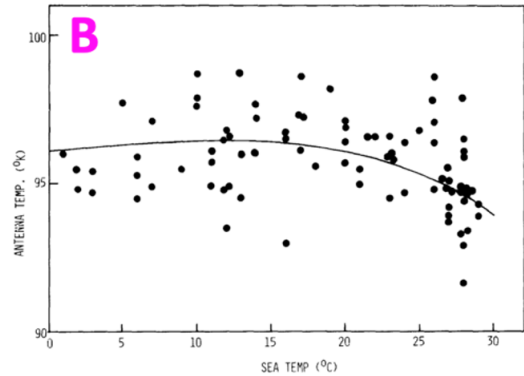


FIG. 7. Antenna temperature dependence on sea surface temperature.

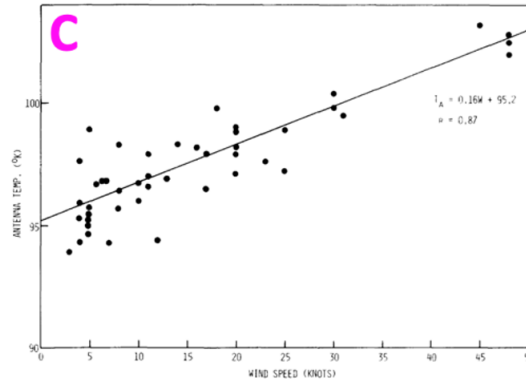


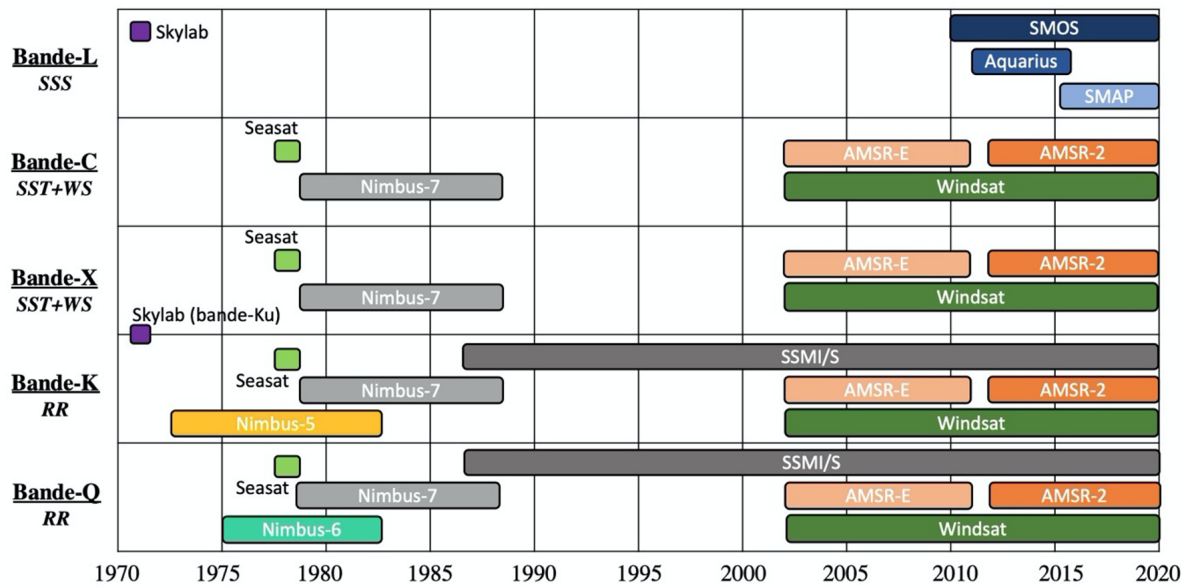
FIG. 9. Antenna temperature dependence on wind speed.

**FIGURE 2.2** – Mesures historiques de l'instrument S-194 équipant la stations Skylab : A) variations de la Tb mesurée par l'instrument en fonction de la salinité ; B) variations de Tb mesurée par l'instrument en fonction de la température de l'océan ; C) variations de la Tb mesurée par l'instrument en fonction de la vitesse du vent (tiré de [Lerner and Hollinger, 1977]).

Historical measurements of the S-194 instrument equipping the Skylab stations : A) Tb measured by the instrument as a function of salinity ; B) Tb measured by the instrument as a function of ocean temperature ; C) Tb measured by the instrument as a function of the wind speed (taken from [Lerner and Hollinger, 1977]).

multifréquences, SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), destiné à l'étude de la température à la surface de l'océan, des précipitations et de la vitesse du vent à la surface de l'Océan. Pour ce faire, SMMR utilise 5 fréquences d'observation différentes (6.6 GHz, 10.7 GHz, 18.0 GHz, 21.0 GHz et 37.0 GHz) permettant de couvrir de nombreux paramètres géophysiques (voir figure 2.4). La même année, SMMR équipe aussi le satellite météorologique Nimbus 7, qui malheureusement était mal protégé du rayonnement solaire. Seasat a aussi été le premier satellite équipé d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR).

Ces missions spatiales ont été pionnières vis-à-vis de l'exploration des variables essentielles du cycle de l'eau. Elles ont démontré l'intérêt de l'utilisation de méthodes



**FIGURE 2.3** – Frise temporelle des périodes couvertes par les satellites historiques présentés plus haut et les radiomètres micro-onde considérés au cours de cette thèse en fonction des fréquences employées et des paramètres géophysiques associés.

*Timeline of the periods covered by the historical satellites presented above and the microwave radiometers considered during this thesis according to the frequencies used and the associated geophysical parameters.*

de mesures différentes, actives ou passives, et de l'utilisation de fréquences multiples. Dans les parties suivantes, les missions satellitaires et instruments de mesures utilisés au cours de cette thèse sont présentés. La figure 2.3 illustre les satellites précurseurs de ceux ayant permis la restitution des mesures utilisées au cours de cette thèse ainsi que ceux utilisés.

## 2.2.2 Principes physiques des mesures

### Modèle océanique

Le travail effectué au cours de cette thèse s'est concentré sur l'observation micro-onde dite passive à partir de radiomètres. Les radiomètres mesurent le flux électromagnétique qu'ils reçoivent à travers une antenne. Tournée vers la surface de la Terre et considérant ici les surfaces océaniques, l'antenne reçoit un flux provenant de différentes sources : l'émission de la surface de l'océan atténuée par la traversée de l'atmosphère ; la diffusion par la surface de l'océan de l'émission céleste et de

l'émission atmosphérique, atténuées par l'atmosphère et enfin l'émission de l'atmosphère elle-même. L'émission de ces différentes sources dépend de leur température (théorie des corps noirs), pondérée par un facteur  $e$  appelé émissivité, qui traduit l'éloignement du comportement du corps considéré de celui d'un corps noir parfait (absorbant tout le rayonnement incident). On définit alors la température de brillance ou  $T_B$ , comme étant la température qu'aurait un corps noir émettant la même brillance que le corps considéré et qui s'exprime ainsi :

$$T_B = e.SST \quad (2.1)$$

Celle-ci s'exprime en Kelvin (K). L'émissivité dépend aussi des caractéristiques physico-chimiques du corps considéré.

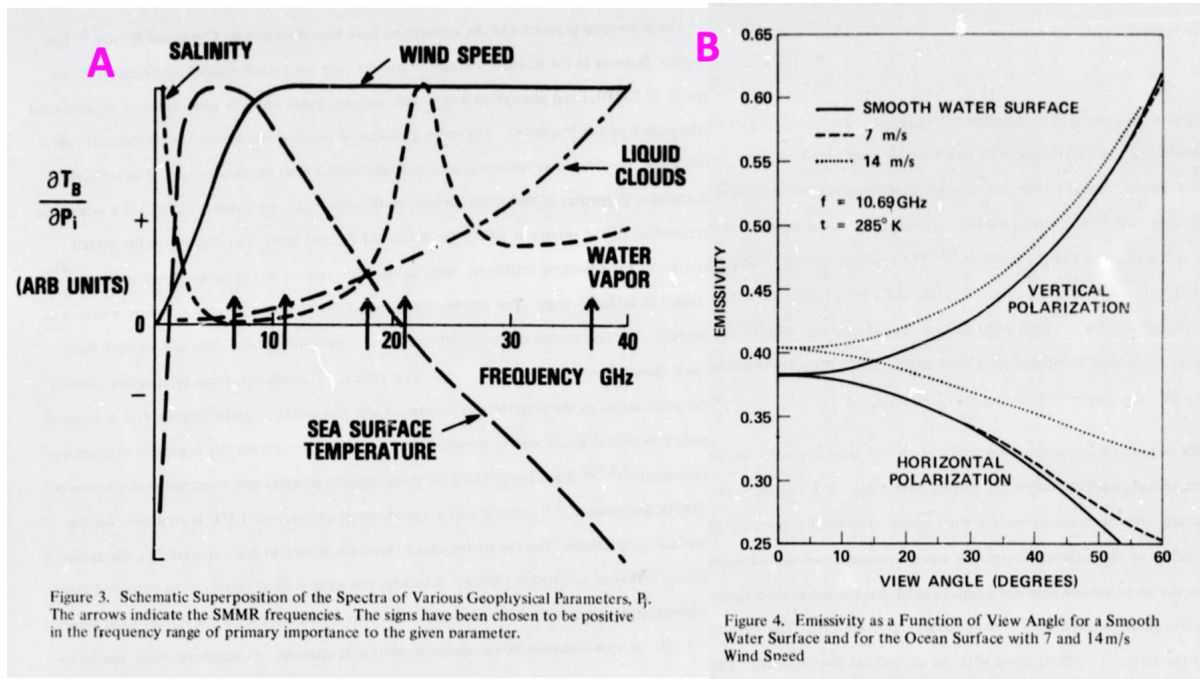
Pour un océan plat, l'émissivité dépend de la température et de la salinité. Cependant, l'océan n'étant pas une surface plane, sa rugosité, va aussi modifier son émissivité et son absorption. Cette rugosité dépend au premier ordre du vent, qu'il soit local (mer du vent) ou distant (vagues de houle). De plus, par fort vent, l'écume va faire croître l'émissivité.

En ce qui concerne l'atmosphère, ce sont la concentration des différents éléments qui la compose (ainsi que leur état), tels que l'oxygène ou l'eau, qui vont faire varier son émissivité. Émissivité et donc température de brillance dépendent de la fréquence, de l'angle d'incidence et de la polarisation (orientation du champ électrique) selon lesquels l'observation est effectuée. Ainsi, la (ou les) fréquence(s) d'observation couverte(nt) par une mission satellitaire caractérise(nt) sa sensibilité aux différentes variables (figure 2.4).

Afin de déterminer les relations entre les différentes variables géophysiques et la mesure radiométrique, différents modèles sont développés au sein du modèle de transfert radiatif. Un modèle de transfert radiatif permet de décrire l'influence des différents contributeurs à la  $T_B$ , comme l'indique l'expression suivante :

$$T_B = [(T_{B_{flat}} + T_{B_{rough}})(1 - F) + FT_{B_{foam}} + T_{B_{DN}}\Gamma + T_{B_{gal}}]e^{-\tau_{atm}} + T_{B_{up}} \quad (2.2)$$

avec  $T_{B_{flat}}$  la  $T_B$  de la mer plate,  $T_{B_{rough}}$  la  $T_B$  associée aux effets de rugosité,  $F$  la proportion de la surface océanique considérée recouverte d'écume,  $T_{B_{gal}}$  représente la part provenant des contributions cosmiques et galactiques diffusées par la surface de l'océan,  $T_{B_{up}}$  représente l'émission atmosphérique dirigée vers l'antenne,  $T_{B_{DN}}$



**FIGURE 2.4** – A) Superposition schématique de la sensibilité de la  $T_B$  pour différentes variables géophysiques en fonction de la fréquence électromagnétique. Flèches pour les fréquences du satellite Scanning Multichannel Microwave Radiometer ; B) Représentation de la variation d'émissivité en fonction de l'angle d'incidence pour différents états de mer pour une fréquence de 10.69 GHz et une SST de 285 K (SMMR, issu de [Wilheit et al., 1980] et [Wilheit, 1979])

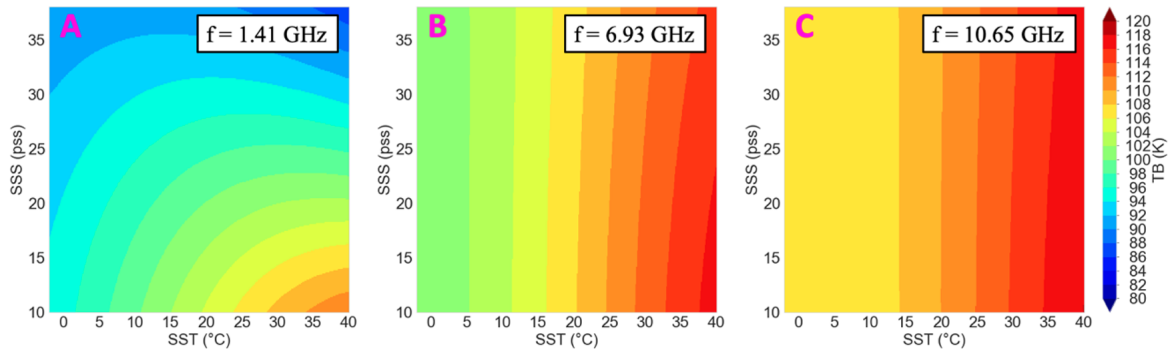
A) Schematic superposition of the sensitivity of the  $T_B$  for different geophysical variables as a function of the electromagnetic frequency. Arrows for Scanning Multichannel Microwave Radiometer frequencies ; B) Representation of the variation in emissivity as a function of the angle of incidence for different sea states for a frequency of 10.69 GHz and an SST of 285 K (SMMR, from [Wilheit et al., 1980] and [Wilheit, 1979])

représente l'émission atmosphérique vers la surface de l'océan et  $e^{-\tau_{atm}}$  l'atténuation atmosphérique. Le poids joué par chacun d'entre eux au sein d'un modèle de transfert radiatif varie en fonction de la fréquence d'observation. La houle aura tendance à jouer un rôle plus important à fréquence plus faible telle que la bande-L tandis que le poids de l'écume augmente avec la fréquence. Cela explique la diversité des modèles utilisés en fonction des missions satellitaires. Cependant, des efforts sont menés au sein de la communauté internationale en vue de développer un modèle de référence pour l'émission de la surface de l'océan ([English et al., 2020]).

### *Constante diélectrique*

La constante diélectrique permet d'estimer l'émissivité à partir des coefficients de Fresnel. C'est une valeur complexe dépendant de la température et de la salinité pour une fréquence donnée. Le modèle de constante diélectrique est un modèle semi-empirique reposant sur une fonction paramétrique, l'équation de Debye ([Debye, 1929]), dont les paramètres sont déterminés empiriquement, à partir de mesures en laboratoire, combinées dans certains cas avec des mesures satellitaires ([Klein and Swift, 1977]; [Meissner and Wentz, 2012]). La relaxation de Debye utilisée peut être simple ([Klein and Swift, 1977]) ou double ([Ellison et al., 1998]; [Meissner and Wentz, 2012]), bien que la seconde soit essentiellement nécessaire pour les fréquences les plus élevées ([Ellison et al., 1998]). Un des problèmes avec les relations empiriques citées précédemment est qu'elles font intervenir plus d'une dizaine de paramètres dérivés empiriquement. [Somaraju and Trumpf, 2006] ont développé une modélisation plus physique des interactions ioniques et moléculaires dans une solution d'eau de mer qui ne fait intervenir que deux paramètres ajustés empiriquement. J'ai participé à une étude montrant que ce nouveau modèle donnait des résultats très comparables aux paramétrisations précédentes en bande L et qu'il était possible de mieux rendre compte de la dépendance des  $T_B$  à la SST à faible SST avec un ajustement simple de ce modèle ([Jacqueline Boutin and Thouvenin-Masson, 2020]). La figure 2.5 illustre la variation des  $T_B$  en fonction de la salinité et de la température pour différentes fréquences à partir de  $T_B$ . Elle montre clairement la diminution de la sensibilité aux variations de salinité à mesure que la fréquence augmente : la sensibilité aux variations de SSS est au moins dix fois plus faible en bande-C qu'en bande-L et tend vers 0 en bande-X. En bande-L, la sensibilité à la SSS domine gé-





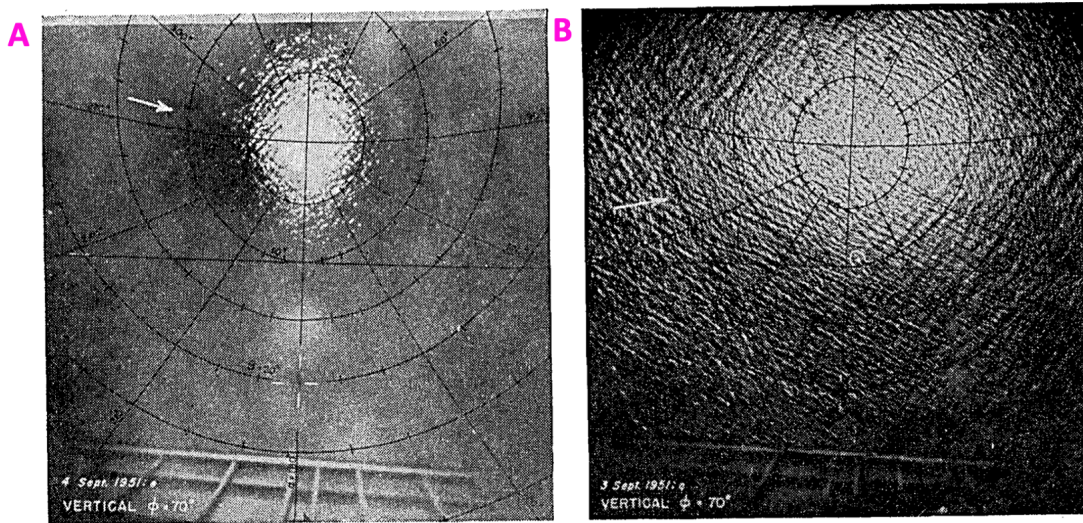
**FIGURE 2.5** – *Estimations des  $T_B$  mesurées au nadir en fonction de la SSS et de la SST pour différentes fréquences représentant : A) la Bande-L; B) la Bande-C; C) la Bande X; à partir de la constante diélectrique selon le modèle de [Klein and Swift, 1977].*

*Estimates of  $T_B$  measured at nadir as a function of SSS and SST for different frequencies representing : A) L-Band; B) C-Band; C) X-Band; using dielectric constant according to the [Klein and Swift, 1977] model.*

néralement la sensibilité à la SST, sauf dans les eaux très froides ou très chaudes.

### *Effets de la rugosité et effets de l'écume*

L'océan n'est pas une surface plane. Sous l'effet du vent, la forme de sa surface change et devient plus « rugueuse ». Cela influence son émissivité, d'où la nécessité de prendre en compte cet aspect dans le modèle d'émissivité. Dans un modèle d'émissivité, la surface de l'océan est représentée de manière statistique. Une modélisation statistique de la rugosité est présentée de façon détaillée dans le manuscrit de thèse d'Emmanuel Dinnat ([Dinnat, 2003]). Dans cette représentation, on ne cherche pas à définir l'état de mer en tout point mais son état moyen et la variabilité autour de cet état moyen. L'état de mer est donc caractérisé par sa hauteur et la variabilité de celle-ci à partir d'un spectre de surface de mer. Ce spectre dépend, de la vitesse et de la direction du vent. Il dépend aussi de l'âge des vagues qui traduit la durée depuis laquelle le vent souffle, appelée « fetch », en engendrant différents états de développement des vagues. Il existe différents spectres de vagues (e.g. [Durdin and Vesecky, 1985]; [Elfouhaily et al., 1997]; [Kudryavtsev et al., 2003]) qui pour la plupart sont ajustés pour être en accord avec les observations de diffusion de la lumière solaire par la surface de l'océan de [Cox and Munk, 1954] illustrées en figure 2.6.



**FIGURE 2.6** – Champs de brillance photographés en septembre 1951 à partir de caméra aéroportées pour des vitesses de vent de ; A) 1.8 m.s-1 ; B) 8.6 m.s-1 (photos tirées de [Cox and Munk, 1954]).

*Fields of brilliance photographed in September 1951 from airborne cameras for wind speeds of ; A) 1.8 m.s-1 ; B) 8.6 m.s-1 (photos taken from [Cox and Munk, 1954]).*

Pour exprimer l'effet du spectre de surface de la mer sur le signal électromagnétique, plusieurs méthodes peuvent être utilisées. Mais un modèle à deux échelles est nécessaire pour prendre en compte efficacement à la fois la diffusion par les petites vagues (hauteur petite par rapport à la longueur d'onde considérée) avec un modèle électromagnétique reposant sur l'approximation des petites pentes, et la réflexion par les grandes vagues (hauteur grande par rapport à la longueur d'onde considéré) avec un modèle géométrique ([Yueh, 1997] ; [Hwang, 2011]).

De plus, pour des vitesses de vent suffisamment fortes, les vagues déferlent. Cela engendre un mélange d'air et d'eau appelé écume. La température de brillance de la surface de l'océan change lorsque celle-ci est couverte d'écume. Elle est prise en compte dans la modélisation de l'émissivité en tenant compte de la fraction de la surface qu'elle occupe, qui dépend de la vitesse du vent et de son émissivité. La fraction de vide (quantité d'air dans le mélange eau/air) et l'épaisseur de la couche d'écume sont les paramètres clés utilisés pour modéliser l'effet de l'écume ([Anguelova and Gaiser, 2013] ; [Hwang et al., 2019]).

La méthode de prise en compte de l'effet du vent dans les modèles d'émissivité se caractérise donc par le spectre de vague utilisée, le modèle électromagnétique



et la prise en compte ou non de l'effet de l'écume. Dans son manuscrit de thèse ([Martin, 2013]), Adrien Martin présente des simulations avec différents modèles de prise en compte de l'effet du vent utilisés avec les missions en bande-L.

### *Effets atmosphériques*

L'atmosphère joue un effet double sur le signal reçu par l'antenne. Elle émet tout d'abord son propre rayonnement qui rejoint l'antenne à travers son émission ascendante, vers le satellite, mais aussi à travers son émission descendante, qui est réfléchi par la surface. Elle influence aussi le rayonnement la traversant. La prise en compte des effets atmosphériques dépend plus largement de sa composition et de la pression atmosphérique. L'effet de l'atmosphère est dépendant de l'épaisseur de l'atmosphère de l'angle d'incidence.

Ces effets sont largement inégaux en fonction de la fréquence considérée. Ainsi, si la Bande-L est très peu sensible à la vapeur d'eau et à la pluie, cette sensibilité augmente fortement avec la fréquence (voir figure 2.4). Contrairement aux autres fréquences, l'influence principale de l'atmosphère en bande-L, bien que relativement faible, provient de l'oxygène.

### *Effets extraterrestres*

Une autre source de rayonnement se réfléchit à la surface de l'océan, en provenance cette fois-ci de l'espace : on parle de rayonnements extraterrestres et ceux-ci peuvent prendre plusieurs formes. Il y a tout d'abord le soleil, dont le rayonnement présente une variation temporelle forte. Dans des conditions de mer calme, il est possible d'éviter l'effet du soleil, pour des satellites héliosynchrones, en utilisant des heures de passages locales permettant d'éviter la direction spéculaire (angle d'incidence symétrique avec l'angle de réflexion) pour l'angle d'observation utilisé ([Dinnat, 2003]). Cependant, la présence de vagues à la surface de l'océan modifie les angles considérés et génère de la diffusion solaire dont l'effet dépend de la rugosité de l'océan mais aussi des saisons et de l'activité solaire ([Reul et al., 2007]).

## **Principe de mesure des précipitations**

Les champs de pluie provenant de deux types de modèles ont été utilisés au cours de cette thèse : un modèle physique et un modèle statistique. Le modèle physique présenté ici fait partie de l'algorithme UMORA (Unified Microwave Ocean Retrieval

Frequence (GHz)	Longueur d'onde (cm)
1.4	21.4
6.6	4.5
10	3.0
19	1.6
22	1.4
37	0.8

**FIGURE 2.7** – *Table de correspondance entre fréquence et longueur d'onde.*  
*Correspondence table between frequency and wavelength.*

Algorithm; voir une description dans [Hilburn and Wentz, 2008]). Il est basé sur un modèle de transfert radiatif prenant en compte l'effet des précipitations. Cette approche ne permet donc de restituer la pluie qu'à la surface des océans.

Aux longueurs d'onde considérées, la restitution des précipitations depuis l'espace s'appuie sur la théorie de Mie (1908) qui permet d'expliquer l'atténuation et la diffusion d'une onde électromagnétique par des gouttes d'eau. Les gouttes d'eau pouvant atteindre la surface ont une taille comprise entre 0.01 mm (taille limite permettant d'éviter l'évaporation avant d'atteindre le sol) et 6 mm (taille limite avant fractionnement; [Waldteufel, 1973]). Il n'est pas possible d'utiliser l'approximation de Rayleigh car la taille des gouttes d'eau est trop proche de la longueur d'onde utilisé (canaux de 19 GHz, 22 GHz et 37 GHz; voir figure 2.7). La théorie de Mie est combinée à la relation entre proportion d'eau sous forme nuageuse et proportion d'eau sous forme de précipitation qui est utilisée afin de traduire l'atténuation mesurée par le radiomètre en un taux de pluie ([Hilburn and Wentz, 2008]). Cette proportion eau nuageuse / eau précipitante est déduite de la distribution de la taille des gouttes d'eau déduite à l'aide de mesure effectuées Marshall–Palmer (1948).

Une estimation de l'épaisseur de la couche de pluie efficace est déduite à partir d'une relation empirique prenant en compte les SST. Combinée à la prise en compte de la vitesse de chute des gouttes d'eau ([Waldteufel, 1973]; [Wilheit et al., 1977]), cela permet de relier la quantité d'eau précipitante sur la verticale à un taux de pluie.

Au cours de cette estimation, une correction est effectuée afin de considérer le « beamfilling effect ». Cet effet est dû à la variabilité des précipitations dans le champ de vue du satellite qui se traduit par une sous-estimation des précipitations s'il n'est pas pris en compte ([?]). Le coefficient de correction est déduit du quotient entre l'atténuation du canal 19 GHz et celle du canal à 37 GHz, ces deux canaux ayant des résolutions différentes.

J'ai également utilisé des précipitations provenant du modèle statistique intégré à l'algorithme « Goddard Profiling scheme » (GPROF : [Kummerow et al., 1996]). S'il utilise aussi un modèle de transfert radiatif, GPROF est basé sur une approche bayésienne et l'utilisation de sorties d'un CRM (Cloud Resolving Model). Des simulations sont utilisées afin de déterminer les  $T_B$  associées aux différents scénarios de couverture nuageuse/pluvieuse. Ces simulations sont initialisées avec différents jeux de données comme celles obtenues au cours de TOGA COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment ; [Kummerow et al., 2001]). Afin d'estimer les taux de pluie, le modèle utilise une distinction entre pluie convectives et stratiformes. L'approche statistique permet au modèle GPROF de restituer la pluie sur l'ensemble du globe, aussi bien au-dessus des surfaces océaniques qu'au-dessus des surfaces terrestres.

### 2.2.3 Télédétection de la salinité de surface

Parmi les variables géophysiques que j'ai étudiées, la salinité est la variable la plus récemment estimée depuis l'espace. La série temporelle commence en 2010 avec la mission satellitaire européenne SMOS puis en 2011 par la mission Aquarius de la NASA. Fin Janvier 2015, la mission SMAP a pris le relais de la mission Aquarius (arrêt en Juin 2015). A la date de rédaction de cette thèse, les deux missions SMOS et SMAP continuent d'estimer la salinité depuis l'espace. Ces satellites emploient des techniques de mesure très différentes, qui ont permis des études comparatives très intéressantes, comme nous le verrons par la suite.

#### Détermination de la salinité

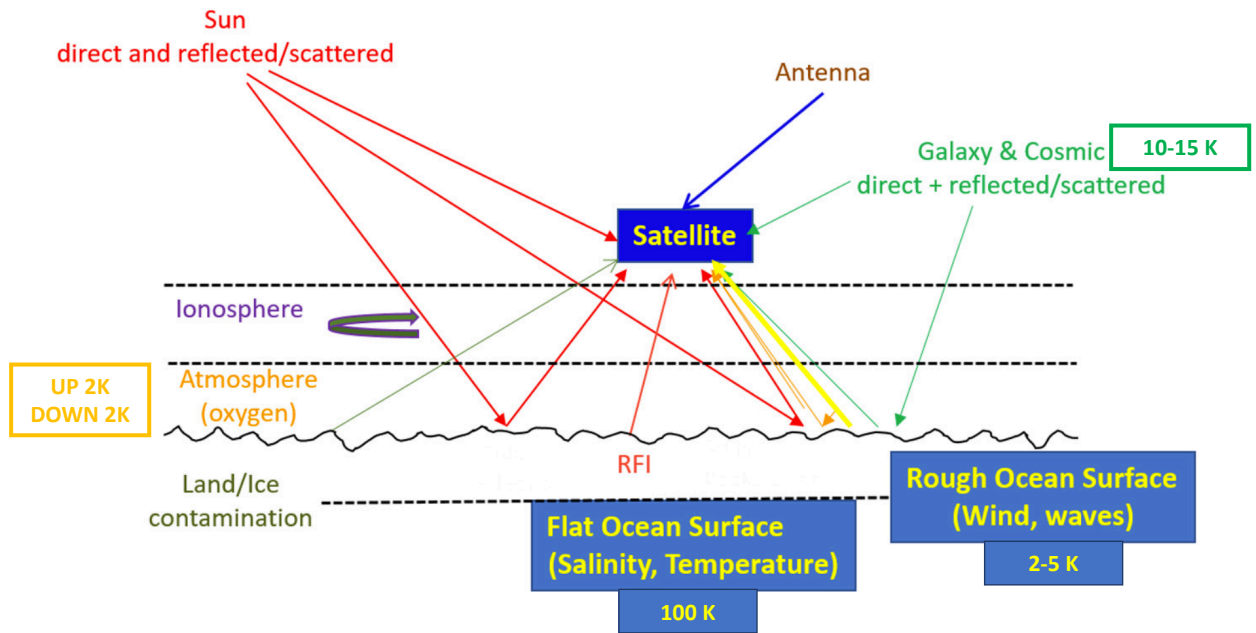
L'estimation de la salinité depuis l'espace repose principalement sur la bande-L. Certaines études ont montré que l'utilisation de la bande-C (6.9 GHz) et X

(10.7 GHz) pouvait permettre de déterminer la variabilité de la salinité à partir de satellites tels que WINDSAT ou AMSR-E/2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer ; [Picart et al., 2008] ; [?]), mais cela est uniquement possible dans les zones chaudes de très forte variabilité comme les panaches de fleuves à cause de la faible sensibilité de ces fréquences à la salinité (voir figure 2.4). Le choix de la bande-L dans la restitution de la salinité est un compromis entre sensibilité de la mesure à la variable physique estimée, résolution spatiale, taille d'antenne réalisable et minimisation de l'effet Faraday. La méthode de restitution de la SSS à partir du satellite SMOS utilisée par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) utilise un modèle de transfert radiatif tel que décrit par l'équation 2.2. Les différentes composantes prises en compte et leurs contributions au signal sont représentées en figure 2.8. Afin de déterminer la salinité, le modèle d'inversion utilisé s'appuie sur une méthode bayésienne basée sur le maximum de vraisemblance. L'objectif de cette méthode est de minimiser la fonction de coût de l'équation 2.3 ([Zine et al., 2008]) :

$$\chi^2 = \sum_{n=1}^N \frac{[Tb_n^{\text{meas}} - Tb_n^{\text{mod}}(\theta_n, P_i \dots)]^2}{\sigma_{Tb_n}^2} + \sum_{n=1}^M \frac{[P_i - P_{i0}]^2}{\sigma_{P_{i0}}^2} \quad (2.3)$$

à partir des  $T_B$  dérivées du modèle direct (équation 2.2)  $Tb_n^{\text{mod}}$  et les  $T_B$  mesurées par le satellite  $Tb_n^{\text{meas}}$ . Avec N le nombre de mesures et M le nombres de paramètres (SSS, SST, etc.).  $P_{i0}$  est la valeur à priori du paramètre  $P_i$  ayant une variance à priori  $\sigma_{P_{i0}}^2$ . Dans le cadre de l'estimation de la salinité, on donne une valeur particulièrement élevée à la variance à priori de la SSS, par exemple 100 pss et faible pour la SST et le vent (respectivement  $1^\circ\text{C}$  et  $2 \text{ m.s}^{-1}$  ; exemples pris dans le contexte de l'estimation de la salinité à partir de SMOS). L'estimation de la SSS en bande-L nécessite donc une connaissance à priori des SST et WS.

La contribution de l'atmosphère présente certaines spécificités en bande-L. Les effets d'absorption et d'émissivité de l'atmosphère dépendent principalement de l'oxygène. L'effet des précipitations, au niveau atmosphérique, augmente avec leur intensité mais est négligeable ([Wentz, 2005]). Contrairement aux fréquences les plus élevées, la bande-L est sensible aux effets de l'ionosphère. Dans la haute atmosphère, les effets d'ionisation engendrent une rotation de la polarisation qui induisent une modification des  $T_B$  (figure 2.8 ; [Dinnat, 2003] ; [Skou, 2003]). Cet effet est pris en compte lors de l'estimation de la salinité SMOS à l'aide du TEC (Total Electron Content) qui représente la quantité d'électrons sous le satellite ([Vergely et al., 2014]). Le fond



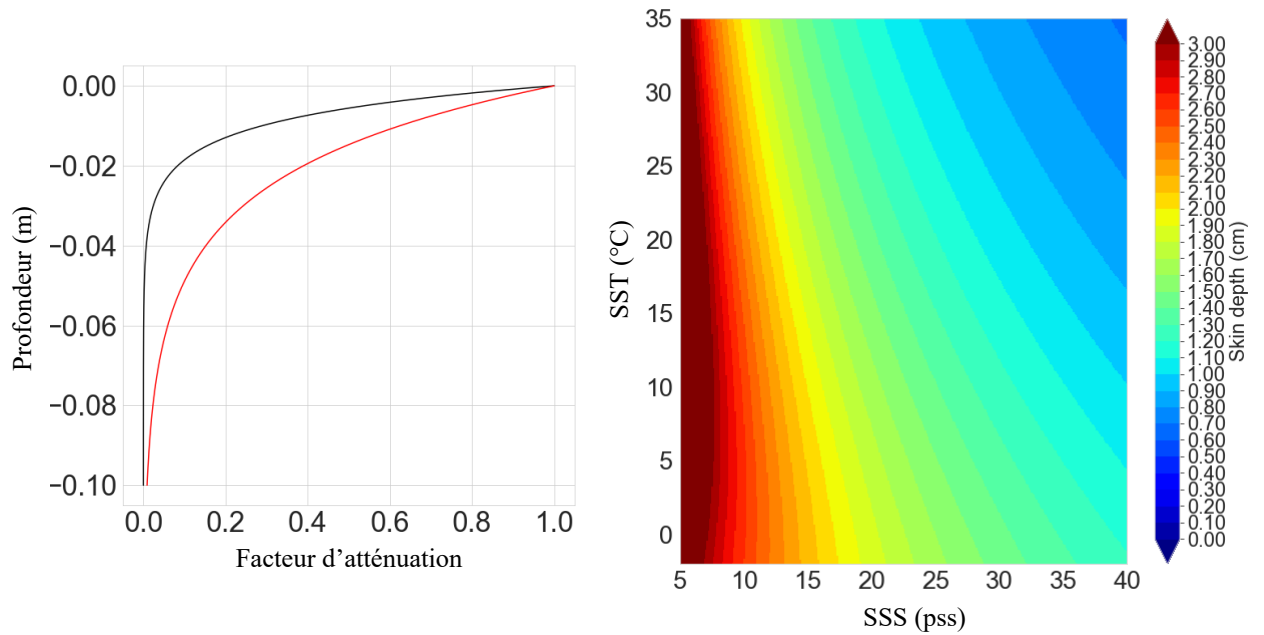
**FIGURE 2.8** – Représentation schématique des différents signaux reçus par un radiomètre en bande-L et ordres de grandeurs des différentes composantes (adapté de [Reul et al., 2020]).  
Schematic representation of the different signals received by an L-band radiometer and orders of magnitude of the different components (adapted from [Reul et al., 2020]).

cosmologique et la galaxie jouent aussi un rôle important (entre 10 et 15 K; voir figure 2.8; [Dinnat, 2003]).

Enfin, étant donné le faible rapport signal sur bruit une estimation précise de la salinité nécessite des filtrages et corrections des effets parasites : les RFI (Radio Frequency Interferences) sont une source de forte contamination. La transition entre océan ouvert et côtes cause un biais côtier qu'il est possible de corriger en grande partie de façon empirique ([Boutin et al., 2018]). Enfin à haute latitude, un mauvais filtrage de la glace peut résulter en une forte sous-estimation de la salinité.

### Épaisseur de peau

La mesure de la salinité en bande-L est une mesure de surface. Il est possible de calculer le profil d'atténuation de l'onde électromagnétique dans l'océan. Ce profil d'atténuation exponentiel dépend de la pulsation et de la partie imaginaire de l'indice de réfraction ([Dinnat, 2003]; [Martin, 2013]). Sur la figure 2.9A, j'ai tracé le profil d'atténuation pour deux conditions différentes de SST et SSS. L'épaisseur de peau est



**FIGURE 2.9** – A) Facteur d'atténuation de la pénétration de l'onde électromagnétique de bande-L pour une masse d'eau avec une température 30°C et une salinité de 35 pss (ligne noire) et avec une température 2°C et une salinité de 15 pss (ligne rouge); B) Épaisseur de peau en fonction de la SSS et la SST.

A) Attenuation factor for the penetration of the L-band electromagnetic wave for water with a temperature of 30 ° C and a salinity of 35 pss (black line) and with a temperature of 2 ° C and a salinity of 15 pss (red line); B) Skin depth as a function of SSS and SST.

un indicateur de l'atténuation de l'onde électromagnétique et indique la profondeur pour laquelle celle-ci est atténuée d'un facteur 1/e. Cette profondeur est de 0.96 cm lorsque la SSS est de 35 pss et la SST de 30°C et de 2.12 cm pour des conditions de SSS de 15 pss et de SST de 2°C. La figure 2.9B permet de visualiser l'effet de l'évolution de l'épaisseur de peau en fonction de la SSS et la SST. On remarque que celle-ci augmente quand la SST et la SSS diminuent.

## SMOS

Le satellite SMOS ([Kerr et al., 2010]) évolue autour de la Terre en suivant une orbite héliosynchrone. Il passe à l'équateur à 06 : 00 h le matin (ascendant) et 18 : 00 h le soir (descendant) heure locale. Il est équipé d'un radiomètre en bande-L nommé MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis). Sa largeur de fauchée approximative est de 1000 km (les SSS estimées à moins de +/- 400 km du

centre de la fauchée sont plus précises) et couvre l'ensemble du globe en 2 à 3 jours ([Reul et al., 2020]). Toujours en orbite en 2020, il offre la série temporelle de SSS en bande-L avec la durée la plus longue. SMOS est le premier satellite équipé d'un radiomètre en bande-L, et le premier radiomètre à interférométrie en orbite autour de la Terre. L'interférométrie est une méthode à partir de laquelle une image est reconstruite à partir des mesures de plusieurs antennes. Souvent utilisée en astronomie, cette méthode permet de reconstruire une image d'une résolution équivalente à celle qui aurait été obtenue avec une antenne de taille bien plus grande que celle des antennes individuelles. SMOS est ainsi équipé de 69 antennes réparties sur ses 3 bras qui se sont déployés après son lancement. Les dimensions considérées dans le cadre de l'observation de la Terre ne sont pas les mêmes qu'en Astronomie (réduction drastique de la distance entre les antennes dans le cadre de l'observation de la Terre). Une première étude de faisabilité fut effectuée, au début des années 90, à partir d'un concept à une dimension équipant un aéronef (electronically scanned thinned array radiometer (ESTAR)). Cette approche a ensuite évolué vers une solution à 2 dimensions, avec le projet MIRAS ([Kerr et al., 2010] et références citées).

SMOS mesure les corrélations entre les signaux mesurés par les antennes élémentaires dans l'espace de Fourier (espace des fréquences). La reconstruction d'image permet de reconstruire les  $T_B$  sur une grille définie arbitrairement. Pour l'inversion au niveau 2 (premier niveau de restitution de la salinité), l'ESA utilise une grille ISEA de résolution de 15 km (Icosahedral Snyder Equal Area – ISEA 4H9 grid). La SSS est restituée à partir d'un ensemble de mesure de  $T_B$  vues sous des angles différents (approximativement 200 mesures sous des angles compris entre 0 et 60° ([Kerr et al., 2010])). La résolution effective de ces  $T_B$  dépend de la position de la mesure sur le champ de vue du satellite, et varie de 30 à 100 km. La résolution effective des SSS SMOS est donc variable et est en moyenne de 50 km lorsqu'on considère les mesures de tout le champ de vue. SMOS est aussi capable de restituer un paramètre appelé Acard. L'Acard est une pseudo constante di-électrique, donc indépendante de l'angle d'incidence, ce qui permet de combiner les mesures effectuées aux différents angles.

### SMAP

Lancé en 2015, SMAP ([Piepmeier et al., 2017]) comporte la plus grande antenne destinée à l'observation de la terre jamais lancée (6 mètres de diamètre). SMAP est équipé à la fois d'un radiomètre en bande-L et d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR) lui aussi en bande-L. Le radar a cependant cessé son fonctionnement quelques mois seulement après le lancement du satellite. SMAP effectue des mesures d'une résolution similaire à SMOS, de l'ordre de 40 km avec une largeur de fauchée elle aussi de 1000 km. Les heures de passages à l'équateur de SMAP (06 : 00 h le matin (descendant) et 18 : 00 h le soir (ascendant) heure locale) sont similaires à celles de SMOS (malgré une inversion entre ascendant et descendant) et il effectue aussi une couverture globale des océans en 2 à 3 jours. Cependant, contrairement à SMOS, SMAP estime la SSS sous un angle d'incidence unique ( $40^\circ$ ) à partir d'une antenne tournante. Deux estimations de salinité sont ainsi effectuées, vers l'avant ou l'arrière, par rapport au sens de déplacement du satellite. Des méthodes de filtrage embarquées permettent à SMAP d'être moins sensible aux RFI que SMOS ([Mohammed et al., 2016]). Cependant, l'étalonnage de SMAP est moins précis que ceux de SMOS et Aquarius, dû à l'émissivité de son antenne qui est mal maîtrisée. En conséquence, la variation latitudinale de ses mesures est ajustée sur des profils Argo contrairement à SMOS et Aquarius.

### Aquarius

Le satellite Aquarius ([Lagerloef et al., 2008]) a été mis en orbite en Juin 2011 et a été en opération jusqu'en Juin 2015. Il est équipé d'un radiomètre et d'un diffusiomètre en bande-L. Aquarius présente l'avantage d'avoir un bruit radiométrique plus faible que SMAP et SMOS, et de profiter d'une information directe concernant la rugosité de surface grâce au diffusiomètre ([Reul et al., 2020]). Cependant, les résolutions des 3 faisceaux de l'antenne d'Aquarius sont de seulement : 76x94 km, 84x120 km, 95x156 km. Du fait de cette résolution moins fine que pour SMOS et SMAP, je n'ai pas utilisé Aquarius pour l'étude de dessalures qui sont des phénomènes de forte variabilité spatiale.



## Autre

De Juillet 2012 à Juin 2013, un satellite équipé d'un radiomètre à bande-L, lui aussi destiné à l'étude du cycle de l'eau, Zond-PP a été lancé par la Russie ([Smirnov and Khaldin, 2013]). Le satellite Zond-PP à ce jour été peu utilisé, de par sa faible résolution en comparaison aux autres instruments (350km) et sa courte durée d'activité. Il ne sera donc pas non plus utilisé au cours de cette thèse.

## Diversité des produits de salinité

J'ai utilisé plusieurs produits de SSS satellitaire au cours de cette thèse, de niveau 2 (premier niveau de restitution de la SSS, par orbite) et niveau 4 (combinaison de plusieurs instruments) :

- **SMOS L2 ESA v662** : le produit de niveau 2 de l'ESA (dernier reprocessing v662) est restitué en utilisant des SST et WS à priori provenant de prévision ECMWF. Le modèle de constante diélectrique utilisé est celui de [Klein and Swift, 1977]. Le processeur de niveau 2 de l'ESA est décrit par le « SMOS-Ocean Expert Support Laboratories » (2014). Deux versions de SSS sont proposées, avec ou sans correction côtière. J'ai utilisé ici la version sans correction car je travaillais loin des côtes ou dans l'Arctique où aucune correction côtière n'a été appliquée. Les SSS y sont sur-échantillonnées dans une grille ISEA de 15 km. Ce produit permet l'accès à de nombreuses variables complémentaires utilisées au cours de la thèse : la SST prior, la WS prior, l'Acard (pseudo constante diélectrique), la distance aux côtes, etc.
- **SMOS L2Q** : ce produit est fourni par le (CATDS). Le processeur utilisé (CATDS CPDC RE05) est voisin du processeur utilisé par l'ESA dans la v662. Cependant, les produits L2Q sont corrigés des biais côtiers et latitudinaux (les biais latitudinaux varient saisonnièrement) touchant SMOS ([Boutin et al., 2018]). Les SSS dérivées sont sur-échantillonnées dans une grille « Equal-Area Scalable Earth Grid » (EASE) de résolution de 0.25°.
- **SMAP CAP L2B v4** : les produits de SSS SMAP ([?]) utilisés sont ceux distribués par le Jet Propulsion Laboratory (JPL). Le nom du processeur, Combined Active and Passive (CAP), tient compte du radar équipant SMAP, mais celui-ci n'est plus actif. Les WS prior utilisées proviennent du National

Center for Environmental Prediction Global Forecast System (NCEP GFS) et les SST prior de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA optimum interpolation SST). Le modèle de constante diélectrique utilisé est une combinaison entre celui de [Meissner and Wentz, 2012] et celui de [Klein and Swift, 1977] ([Tang et al., 2013]; [Fore et al., 2016]). Les  $T_B$  avant et arrière sont projetées dans une grille de résolution de  $0.25^\circ$  avant l'estimation de la SSS. La résolution effective du produit de SSS fournit est de l'ordre de 60km.

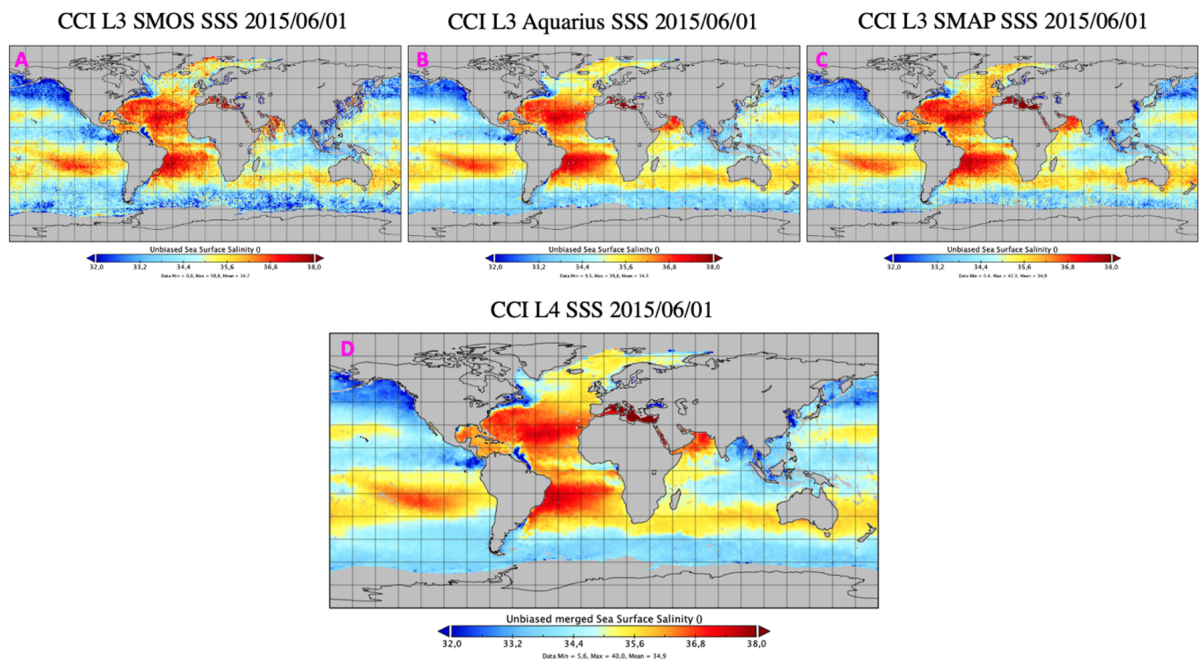
- **ESA CCI L4** : les produits ESA Climate Change Initiative (CCI) ont la particularité de fournir des cartes de SSS estimées à partir des mesures radiométriques en bande-L : SMOS, SMAP et Aquarius. Les SSS des trois satellites sont ajustées afin de produire des séries temporelles de salinité cohérentes. Les cartes de niveau 3 pour chaque instrument permettent de distinguer les apports de chacun des 3 satellites. La figure 2.10 illustre des cartes hebdomadaires de SSS obtenue à partir de ce produit au niveau 3 et 4.

## 2.2.4 Télédétection de la température de surface

### Radiomètres micro-onde

Deux types d'estimation de la SST sont effectuées depuis l'espace. A partir de radiomètres infrarouge ou à partir de radiomètres micro-onde. Les premiers permettent des estimations d'une résolution inférieure au kilomètre et ainsi l'accès aux températures en zones côtières. Les seconds ont une résolution plus grossière (de l'ordre de 50km) mais permettent d'estimer la SST sous les nuages. Je discuterai plus longuement ici la mesure de SST par radiométrie micro-onde.

Comme il est possible de le voir sur la figure 2.5, les  $T_B$  mesurées par radiométrie micro-onde sont particulièrement sensibles aux variations de SST pour des fréquences comprises entre 4 GHz et 10 GHz. Plusieurs satellites ayant accès à ces fréquences ont été mis en orbite après les radiomètres SMMR. 5 d'entre eux sont utilisés dans les produits que j'ai utilisés au cours de cette thèse (le satellite indien OceanSat-1 et les satellites indiens HY-2A/B ne sont pas utilisés dans les produits REMSS et OSTIA présentés plus bas). Parmi eux, 3 sont encore en activité. A la suite du SMMR plusieurs missions se sont succédées afin de donner accès aux bandes



**FIGURE 2.10** – Exemples de champs de salinité hebdomadaires distribués par le CCI pour la date du 01/06/2015 pendant laquelle la salinité est suivie depuis l'espace par 3 satellites : A) SSS SMOS CCI L3 ; B) SSS SMAP CCI L3 ; C) SSS Aquarius CCI L3 ; D) CCI L4 SSS (combinant les mesures de SSS provenant des 3 satellites).

Examples of weekly salinity fields distributed by the CCI for the date of 06/01/2015 during which the salinity is monitored from space by 3 satellites : A) SSS SMOS CCI L3 ; B) SSS SMAP CCI L3 ; C) SSS Aquarius CCI L3 ; D) CCI L4 SSS (combining the SSS measurements from the satellites).

C et X.

Lancé en 1997 et ayant opéré jusque 2015, le satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) est équipé d'un radiomètre (TRMM Microwave Imager) couvrant la fréquence de 10 GHz (bande-X). L'objectif scientifique de TRMM le limite cependant aux latitudes situées entre 40°S et 40°N. Son successeur le GPM (Global Precipitation Measurement) core est équipé du radiomètre GMI (GPM Microwave Imager) qui dispose aussi de la mesure en bande-X. GPM est toujours en activité aujourd'hui.

De 2002 à 2011, puis de 2012 à nos jours, les satellites AMSR-E et AMSR2 donnent accès à la bande-C en plus de la bande-X. La sensibilité de la bande-C aux variations de SST est plus importante que pour la bande-X (figure 2.5). A l'aide de la bande-C, l'estimation de la SST par radiométrie est ainsi améliorée, en particulier pour les faibles températures ([Gentemann et al., 2009]).

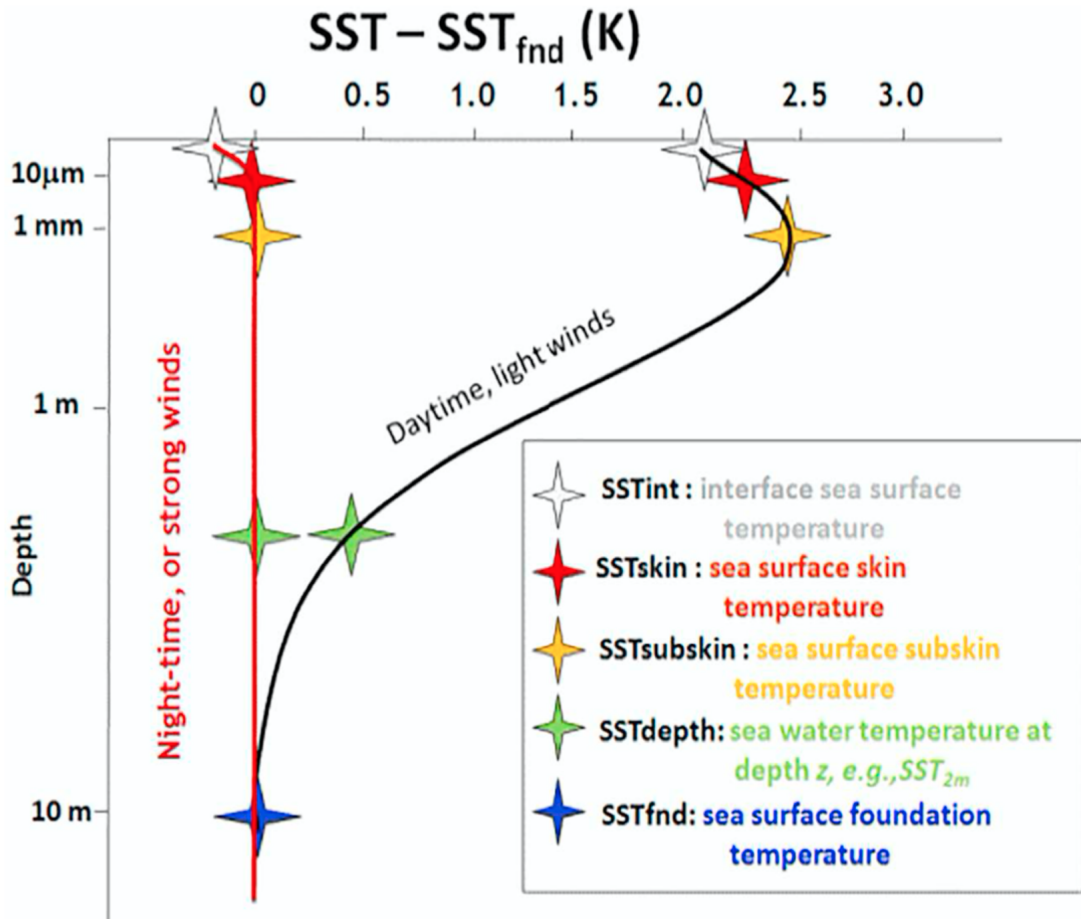
Enfin, le satellite WINDSAT permet lui aussi, depuis 2003, l'estimation de la SST par radiométrie micro-onde grâce à la bande-C et la bande-X.

Contrairement aux estimations effectuées à partir de l'infrarouge, la radiométrie micro-onde permet la restitution de la SST en condition nuageuse. L'estimation de la SST reste cependant impossible lors de précipitations.

Une autre différence entre SST infrarouge et SST micro-onde réside dans la profondeur à laquelle la SST est estimée. La mesure infrarouge fournit une estimation de la SST à une profondeur de l'ordre de 10 microns, profondeur qui correspond à la SST<sub>skin</sub>, tandis que la mesure micro-onde permet d'estimer la SST à une profondeur de l'ordre du mm ou SST<sub>subskin</sub> (figure 2.11). Il existe diverses modélisations de l'effet de la variabilité diurne qui peuvent parfois être prises en compte afin de ramener l'estimation de la SST à une profondeur dénuée de l'effet de la variabilité diurne (SST<sub>fn</sub>).

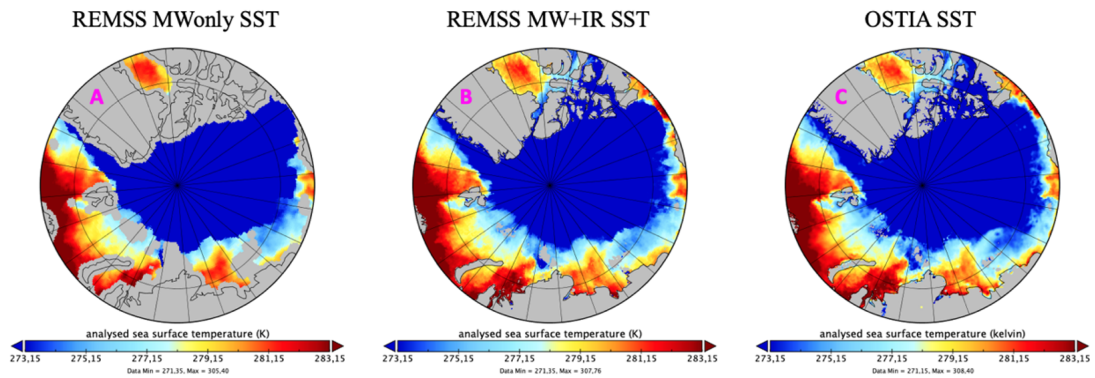
### Produits de SST satellitaire

Au cours de cette thèse, j'ai utilisé 2 produits de SST distribués par REMSS : ces deux produits combinent un ensemble de mesures de satellitaires dans une grille de 0.25° à l'aide d'une interpolation optimale. Ces deux SST REMSS sont ramenées à une SST<sub>fn</sub>. La SST REMSS « MWonly » propose des SST<sub>fn</sub> dérivées uniquement



**FIGURE 2.11** – Schéma idéalisé de gradients de température à proximité de la surface de l'océan avec représentation des différentes profondeurs caractéristiques (issu de [Minnett and Kaiser-Weiss, 2012]).

Idealized diagram of temperature gradients near the ocean surface with representation of the different characteristic depths (from [Minnett and Kaiser-Weiss, 2012]).



**FIGURE 2.12** – *Exemples de différents champs de SST utilisés au cours de cette thèse pour la journée du 15/08/2020 : A) REMSS MWOonly SST ; B) REMSS MW+IR SST ; C) OSTIA SST. Examples of different SST fields used during this thesis for the day of 08/15/2020 : A) REMSS MWOonly SST ; B) REMSS MW + IR SST ; C) OSTIA SST.*

à l'aide des mesures des radiomètres micro-onde alors que le produit SST REMSS « MW+IR » utilise les mesures des radiomètres micro-onde et infrarouge.

J'ai aussi utilisé indirectement le produit Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA ; [Donlon et al., 2012]) en utilisant les SST à priori utilisées par l'ESA dans le processeur SMOS de niveau 2. Ces SST proviennent de prévisions des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System (ECMWF IFS) initialisés à partir des SST OSTIA. Contrairement aux SST REMSS, en plus des radiomètres micro-ondes et infrarouges, les SST OSTIA utilisent l'information provenant de mesures in-situ. Ce sont des SST journalières mais avec une résolution d'origine de  $0.05^\circ$ , résolution dégradée par la suite pour correspondre à celle des SSS SMOS.

La figure 2.12 illustre des différences existant entre ces 3 produits de SST. On peut y remarquer que les SST dérivées uniquement à partir de mesures micro-onde sont les moins bien résolues (figure 2.12A). Les champs REMSS MW+IR et OSTIA semblent présenter des patterns très proches. Cependant, des différences, parfois marquées, sont observées dans les zones côtières et au niveau des panaches fluviaux. Dans le cas de l'exemple présenté ici, les différences les plus significatives sont présentes en mer de Beaufort aux apports du fleuve Mackenzie.

### 2.2.5 Estimation de la vitesse des vents à la surface de l'océan

Dans le cadre de cette thèse, l'utilisation de mesure satellitaire de vent n'a pas été aisée. En effet, peu de satellites sont capables d'estimer le vent en conditions pluvieuses. Déterminer la WS reste possible quelle que soient les conditions météorologiques avec des radiomètres micro-onde combinant la bande-C et la bande-X mais avec une dégradation de l'estimation en condition pluvieuse ([Meissner and Wentz, 2008]; [Meissner and Wentz, 2009]).

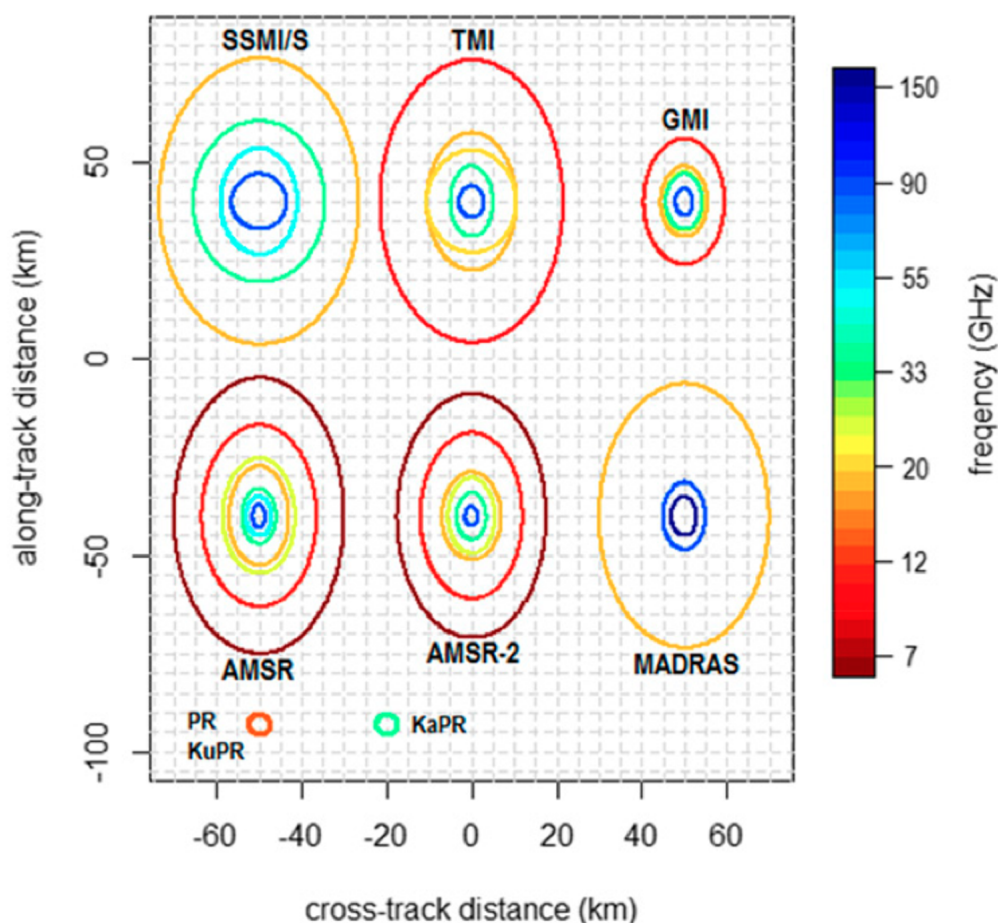
Les radiomètres en bande-L sont aussi capable d'apporter une estimation de la WS sous la pluie, dans les conditions de vent fort (variation de  $T_B$  linéaire au-dessus de  $20 \text{ m.s}^{-1}$ ; [Reul et al., 2012]; [Meissner et al., 2017]). Cependant, les vitesses de vent estimées à partir de SMAP ont des incertitudes plus élevées pour des vitesses de vent inférieures à  $12 \text{ m.s}^{-1}$ .

Devant les incertitudes liées à la détermination de la WS en condition pluvieuse et afin de ne pas minimiser le nombre de colocalisations, le choix des WS utilisées s'est porté sur celles proposées par l'algorithme du JPL lors de l'estimation combinée avec la SSS. Une incertitude à priori de  $1.5 \text{ m.s}^{-1}$  est utilisés pour les WS du NCEP GFS qui sont considérés comme WS prior ([Fore et al., 2016]). La nature de la mesure SMAP (angle d'incidence constant de  $40^\circ$ ) lui permet de déterminer les vents avec une meilleure sensibilité que SMOS (angle d'incidence variable entre  $0^\circ$  et  $60^\circ$ ).

Les vitesses de vent prior SMOS (ECMWF IFS) ont aussi été considérées afin ne pas utiliser des SSS déterminées dans des conditions de vents extrêmes (WS inférieure à  $3 \text{ m.s}^{-1}$  ou supérieures à  $12 \text{ m.s}^{-1}$ ) lors de l'utilisation des SSS SMOS du niveau 2 ESA.

### 2.2.6 Estimation des précipitations à la surface de l'océan

Comme nous l'avons vu précédemment, les premières estimations de précipitations depuis l'espace ont été effectuées à partir des années 1970. A partir de 1987, les missions SSMI (Special Sensor Microwave Imager) puis SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder) ont permis de maintenir le suivi des précipitations depuis l'espace. Aujourd'hui, la constellation GPM (Global Precipitation Measurement) et son réseau de satellites permettent un suivi particulièrement précis des précipitations.



**FIGURE 2.13** – Trace au sol de différents radiomètres et radars satellitaires capable d'estimer les précipitations pour les différentes fréquences exploitées (extrait de [Guilloteau et al., 2017])

Ground trace of different radiometers and satellite radars able to estimate precipitation for the different frequencies used (extract from [Guilloteau et al., 2017])

### SSMI/SSMIS

10 radiomètres SSMI et SSMIS ont été lancés sur les satellites DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) depuis le début du programme. 3 d'entre eux sont encore opérationnels. 4 des canaux de ses satellites sont utilisés pour l'estimation des précipitations : 19 GHz, 23 GHz, 37 GHz, 85 GHz. Ces canaux ont une résolution différente, comme on peut le voir avec la figure 3.4. Mais si on se base sur le canal 37 GHz (meilleur compromis entre la finesse de la résolution et la sensibilité à la pluie), la résolution effective des précipitations estimées est de l'ordre de 35 km pour les satellites SSMI/S (canal à 85 GHz non utilisé par l'algorithme UMORA et principalement sensible à la diffusion par les cristaux de glace). Elle est donc comparable aux estimations de SSS effectuées par les satellites SMOS et SMAP.



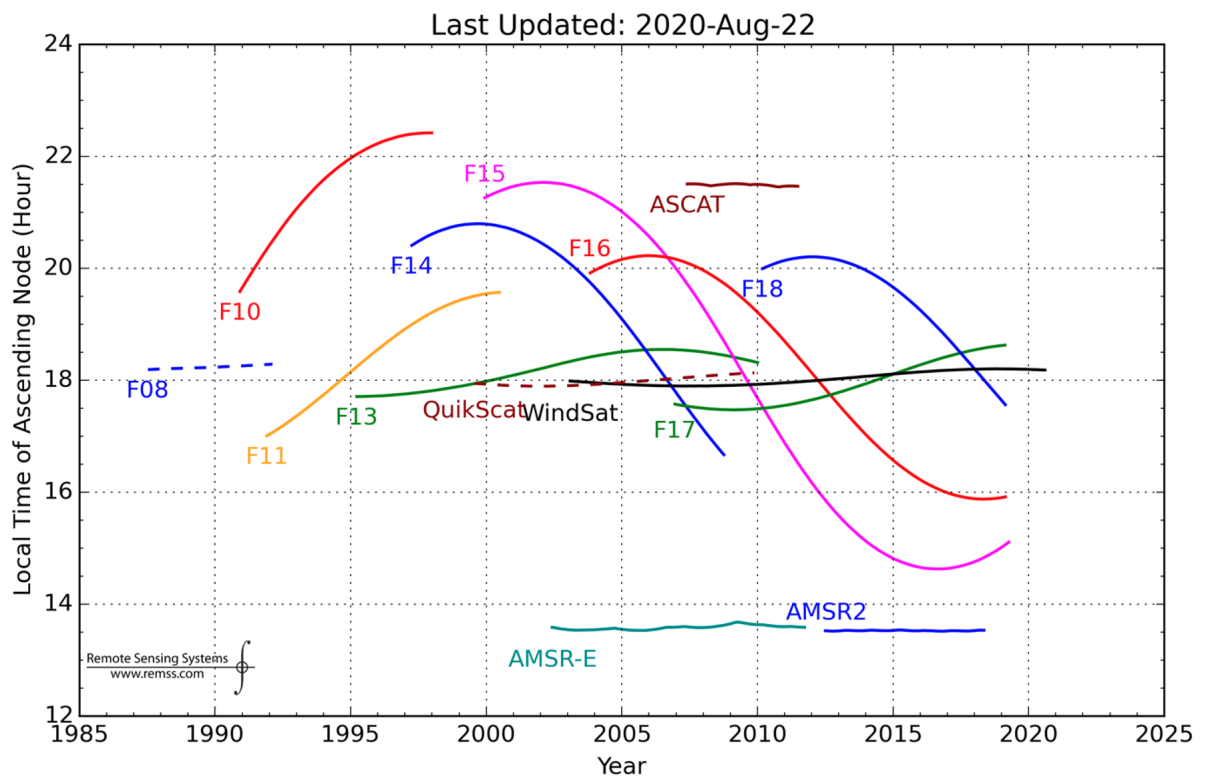
Les différents satellites DSMP ont été placés sur des orbites proches d'orbites polaires avec une heure locale de passage à l'équateur variant dans le temps. La figure 3.5 illustre les heures de passage à l'équateur des différents satellites DSMP. On remarque sur cette figure que les satellites DSMP F16, F17 et F18 ont eu au cours de leur existence des temps de passage à l'équateur permettant des colocalisations avec les satellites SMOS et SMAP avec un rayon temporel inférieur à 30 minutes. Les estimations de taux de pluie obtenues à partir de ces satellites et utilisées au cours de cette thèse résultent des algorithmes UMORA (v07; [Wentz, 2013]) et GPROF (clim2017v1; GPM Science Team, 2017). La comparaison des taux de pluie provenant des deux algorithmes GPROF et UMORA indique des taux de pluies cohérents entre eux après un lissage temporel et spatial. Cependant, une comparaison des pixels entre eux permet d'observer des différences significatives ([Hilburn and Wentz, 2008]). La résolution effective des estimations de taux de pluie peut aussi varier entre les deux algorithmes sachant que UMORA ne prend pas en compte le canal à 85 GHz de plus haute résolution que les autres canaux et utilisé dans GPROF.

## **AMSR-2**

D'une résolution plus fine que les radiomètres SSMI/S, le radiomètre AMSR-2 ([Wentz et al., 2014]) a une heure de passage à l'équateur particulièrement éloignée des autres satellites SSMIS (01 :30 locale). Il dispose de canaux à 19 GHz, 24GHz, 37 GHz et 89 GHz utilisés afin de restituer les précipitations. Les estimations de taux de pluie obtenues à partir de AMSR-2 et utilisées au cours de cette thèse utilisent les algorithmes UMORA (v08; [Wentz et al., 2014]) et GPROF (clim2017v1; GPM Science Team, 2017).

## **TRMM, GPM et IMERG**

Le satellite TRMM (1997) marque l'avènement de l'utilisation du radar sur des satellites destinés à l'estimation des précipitations. S'il est équipé d'un radiomètre micro-onde disposant de fréquences similaires à celles déjà présentées sur les SSMI/S et AMSR-2, TRMM est aussi équipé d'un radar en bande-Ku (13.8 GHz) d'une résolution de 5km, bien plus fine que celle des précédents radiomètres et donnant



**FIGURE 2.14** – Temps de passage à l'équateur en nœud ascendant pour différents satellites (figure issue de [www.remss.com](http://www.remss.com)).

Ascending node equator time for different satellites (figure from [www.remss.com](http://www.remss.com)).

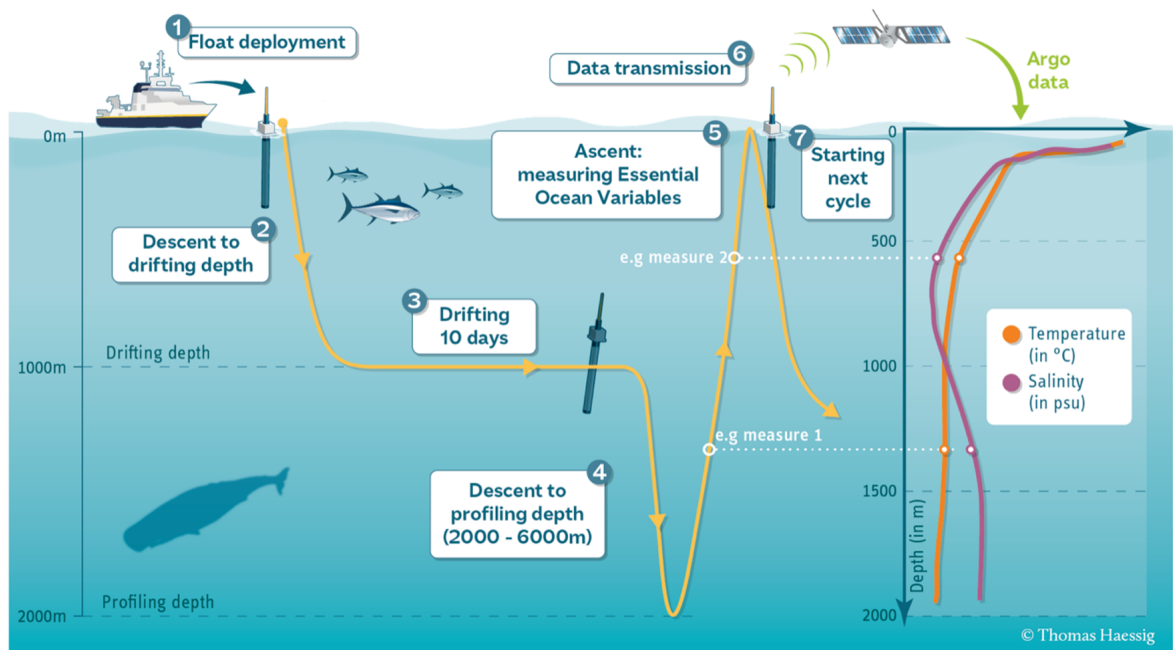
accès à une information 3D des précipitations. Le radar offre des estimations de taux de pluie plus précises qui ne sont pas affectées par le « beamfilling » qui biaise les distributions de pluie estimées par le radiomètre ([Liu and Zipser, 2014]). En 2014, le satellite GPM core est mis en orbite et devient le satellite central d'une constellation permettant le suivi des précipitations à la surface de la terre. Il est équipé d'un radiomètre, le GMI et d'un radar, le Dual-Precipitation Radar (DPR), utilisant la bande-Ku ainsi que la bande-Ka (35.5 GHz).

Si dans le cadre de ce travail de thèse, je n'utilise pas directement des estimations de taux de pluie provenant des radars de TRMM et GPM core, ni des radiomètres TMI et GMI, ceux-ci impactent directement les taux de pluie du produit IMERG que j'ai utilisé. IMERG est un produit pluie permettant de restituer des taux de pluie sur l'ensemble du globe avec une résolution spatiale de  $0.1^\circ$  et une résolution temporelle de 30 minutes. Les taux de pluie qu'il restitue sont calibrés grâce à l'algorithme GPM Combined Radar-Radiometer (CORRA ; [Grecu and Olson, 2006]) qui utilise les taux de pluie de GMI et du DPR. IMERG utilise un algorithme de morphing permettant d'utiliser l'information pluvieuse dans le domaine infrarouge (information dérivée à partir du développement vertical des nuages), provenant des satellites geostationnaires, pour combler les situations sans données de la constellation micro-onde.

## 2.3 Mesures in-situ

### 2.3.1 Programme Argo

Argo est un programme international désignant un réseau de profileurs, dont les premiers ont été déployés en 2000, et permettant de mesurer la salinité sur l'ensemble des océans du globe. Après son déploiement, un profileur Argo se propage jusqu'à une profondeur de 1000m, se laisse porter par les courants pendant 10 jours (voir figure 2.15). Le profileur va ensuite atteindre une profondeur de 2000m avant de remonter à la surface en effectuant des mesures de salinité et température (voir figure 2.15 ; [Roemmich et al., 1999]). A la surface, le profileur transmet ses mesures par satellite. La figure 2.16 provenant d'un rapport de la « Pilot-Mission Exploitation Platform » (Pi-mep) permet d'illustrer la densité des mesures Argo depuis le lancement de



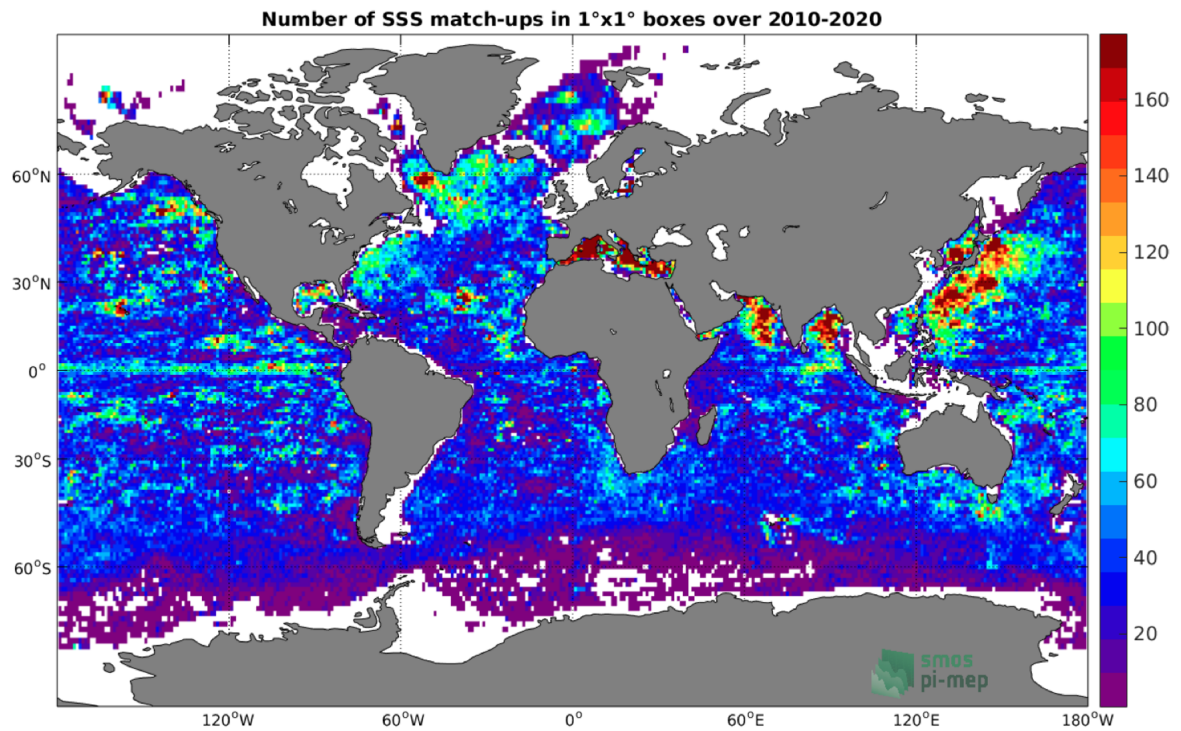
**FIGURE 2.15** – Représentation schématique d'un cycle de mesure d'un profileur Argo à partir du déploiement depuis un navire (figure issue de <https://argo.ucsd.edu>).

Schematic representation of a measurement cycle for an Argo profiler from deployment from a ship (figure taken from <https://argo.ucsd.edu>).

SMOS. Actuellement, le programme Argo récolte 400 profils par jour, soit 12000 profils par mois (site web Argo).

Historiquement, les mesures de salinité Argo ou les produits d'interpolation optimale, tels que ISAS (In Situ Analysis System ; [Gaillard et al., 2016]), peuvent être utilisées à des fins de validation des estimations de SSS satellitaires. Cependant, les profileurs Argo ne permettent pas la mesure à moins d'un mètre de la surface (voir 5 mètres dans certains cas) et sont donc incapables de détecter les gradients de SSS prononcés dans les premiers centimètres à la surface de l'océan, rencontrés dans les panaches de fleuves ou les lentilles d'eau douce provoquées par des épisodes de pluie. De plus, ISAS résoud seulement de grandes échelles spatiales (>300 km typiquement) et la résolution temporelle d'un mois ([Gaillard et al., 2016]), ne permet pas de décrire de façon satisfaisante la variabilité des phénomènes étudiés au cours de cette thèse.

J'ai donc uniquement utilisé les profileurs Argo à des fins de validation des estimations de SSS SMOS, de SST ECMWF et de SST REMSS dans l'océan Arctique. Je n'ai utilisé que les mesures comprises entre 1 et 10 m et considérées comme «



**FIGURE 2.16** – Nombres de mesures colocalisées entre les SSS SMOS et les salinité Argo comptabilisés par pixels de 1° sur 1° entre 2010 et 2020 (rapport du Pi-Mep in-situ, 2020).

*Number of measurements collocated between SSS SMOS and Argo salinity counted by pixels of 1° by 1° between 2010 and 2020 (Pi-Mep in-situ report, 2020).*

bonnes » au regard de leur flag. Ces données proviennent du site Coriolis GDAC (Global Data Argo Center, <http://www.coriolis.eu.org/>).

### 2.3.2 Mesures bateaux

Depuis les navires, des mesures de salinité et de température océanique peuvent être réalisées de diverses manières. Je vais maintenant détailler les types de mesures que j'ai utilisé :

- **La mesure par Thermosalinographe (TSG)** : jusqu'à il y a peu de temps, les mesures TSG étaient les mesures de SSS obtenues avec la plus haute résolution spatiale et temporelle. Un navire parcourant l'océan à une vitesse de 10 nœuds et effectuant des mesures de salinité avec une résolution temporelle de 1 minute va échantillonner l'océan avec une résolution spatiale d'un peu plus de 300 mètres. La profondeur de la mesure TSG est dépendante du navire : elle est par exemple de 1 mètre sur le R/V TARA et de 11 mètres sur le brise-glace R/V Polarstern. La mesure TSG peut être effectuée par des navires de recherches mais aussi d'autres types de navires volontaires (marine marchande, etc. ; [Alory et al., 2015]).
- **Le profil CTD** : il est réalisé par un navire de recherche. Il consiste, généralement à l'aide d'une rosette CTD (qui permet aussi de récolter des échantillons des masses d'eau traversées), à effectuer la mesure en continu de différents paramètres tels que la salinité, la température, l'oxygène, etc. La profondeur du profil peut atteindre plusieurs milliers de mètre. Dans le cadre de cette thèse, j'ai uniquement considéré les mesures à moins de 10 mètres de la surface.

### 2.3.3 Saildrones

Le saildrone (figure 2.17) est un voilier autonome utilisé seulement depuis 2013. Il se focalise sur les interactions entre océan et atmosphère. L'avantage principal du saildrone réside dans sa capacité à couvrir des surfaces importantes de par sa vitesse de croisière élevée pouvant atteindre  $4 \text{ m.s}^{-1}$  ([Gentemann et al., 2020]). Autonome, il utilise l'énergie éolienne pour se déplacer et l'énergie solaire pour alimenter ses instruments. Le saildrone est capable d'effectuer un grand nombre de types de mesures différentes, atmosphériques et océanographiques, telles que des



**FIGURE 2.17** – Photo d'un saildrone extraite de [Gentemann et al., 2020].

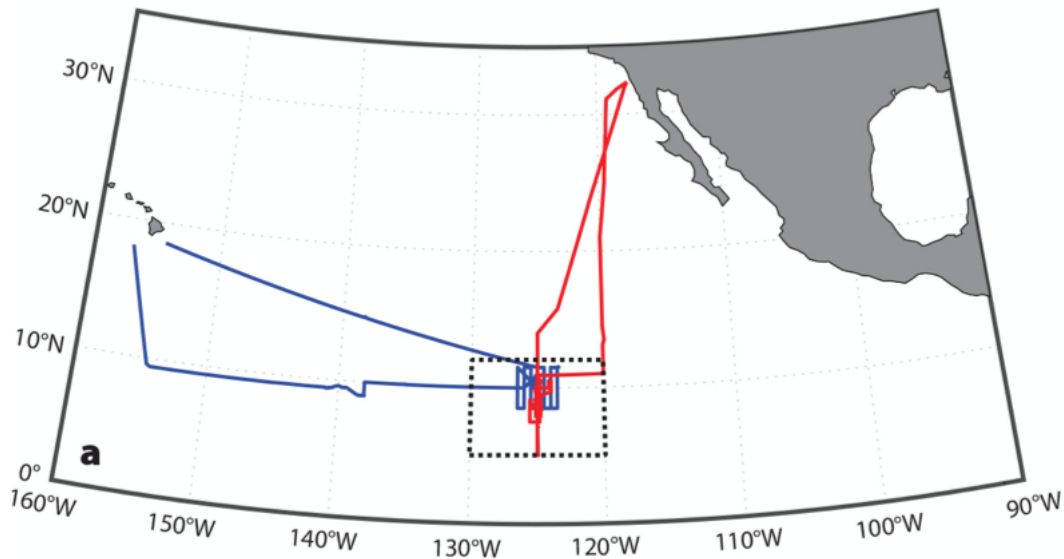
*Photo of a saildrone from [Gentemann et al., 2020]*

mesures de vitesse et direction du vent, température et humidité de l'air, hauteur et période des vagues, concentration en oxygène ou chlorophylle, etc. Je me suis principalement concentré ici sur l'utilisation des mesures de SST et SSS effectuées à 0.5 m de profondeur.

### 2.3.4 Campagne SPURS-2

La campagne en mer SPURS-2 est la deuxième campagne effectuée dans le cadre de la Salinity Processes in the Upper-ocean Regional Study (SPURS). Contrairement à SPURS-1 qui se concentrait l'étude d'une zone pour laquelle la salinité est particulièrement élevée et l'évaporation l'emporte dans le dans le bilan E-P, cette campagne se concentre sur une zone dominée par les précipitations, dans le Pacifique Tropical est, avec un focus autour de 10°N et 125°W. Les missions SPURS sont dédiées à une meilleure compréhension des phénomènes contrôlant la variabilité de la salinité de surface et les échanges entre l'océan et l'atmosphère. Dans ce cadre, elles





**FIGURE 2.18** – Trajets du RV Roger Revelle effectués durant le Leg 1 (bleu) et le Leg 2 (rouge) de la campagne SPURS-2 (issu de [Bingham et al., 2019]).

*Trajectory of RV Roger Revelle during Leg 1 (blue) and Leg 2 (red) of the SPURS-2 campaign (from [Bingham et al., 2019]).*

visent à accroître nos connaissances des phénomènes impliqués dans la variabilité de la SSS observée à partir des différentes missions satellitaires.

L'étude SPURS-2 s'est déroulée durant 16 mois, d'Août 2016 à November 2017 ([Lindstrom et al., 2019]). Elle a mis en oeuvre des moyens permettant à la fois le suivi de variables océaniques et atmosphériques. Au cours de cette campagne, le navire RV Roger Revelle a été mobilisé 2 fois (voir figure 2.18) pour des durées de 3 semaines au cours desquelles celui-ci a pu déployer et récupérer le mouillage de la Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), capable d'effectuer à la fois des mesures océaniques sur l'ensemble de la verticale et des mesures atmosphériques. Le RV Roger Revelle a aussi permis de mener différents types de mesures, gérés depuis le navire ou autonomes. Durant le Leg 2, mission à laquelle j'ai participé, il a été équipé d'un SEA-POL radar ([Rutledge et al., 2019]) permettant un suivi synoptique des précipitations. Différentes mesures ou déploiements ont aussi pu être effectuées à partir du navire Lady Amber ([Rainville et al., 2019]).



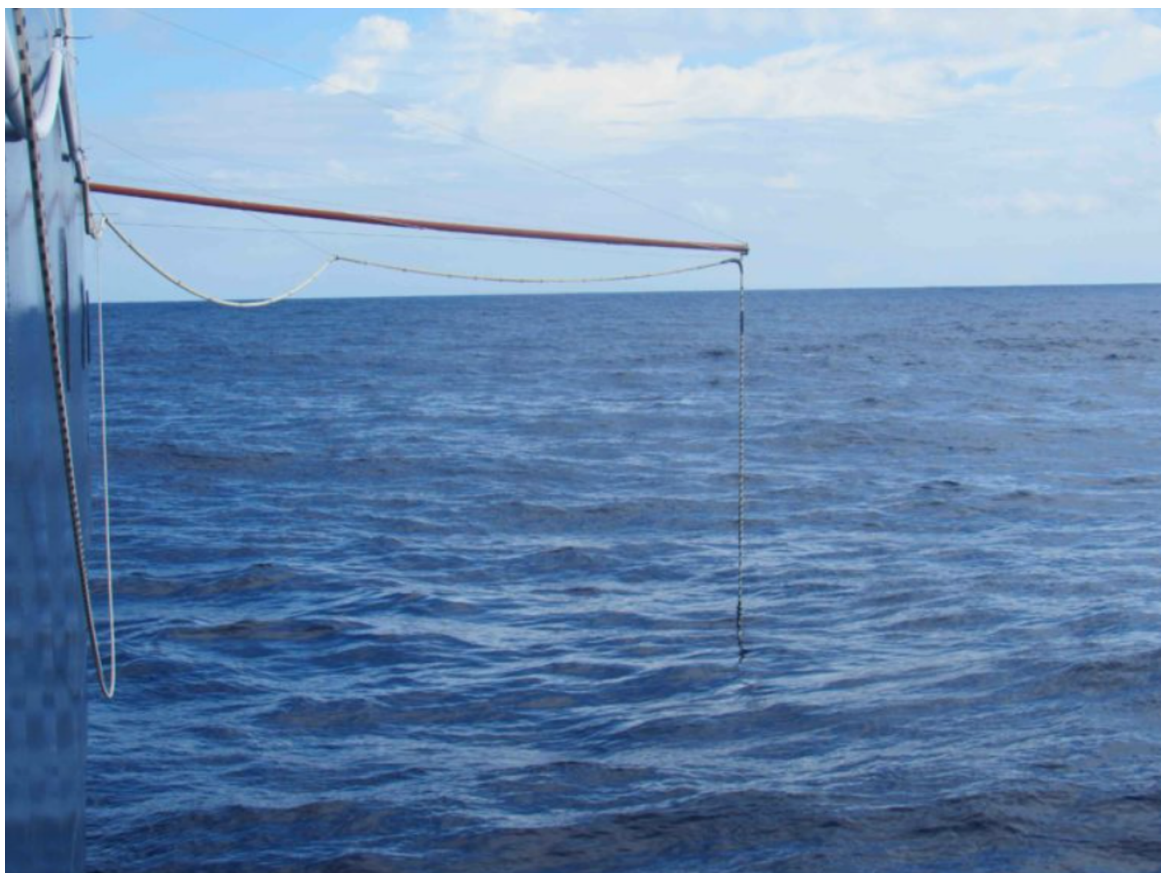
## Mesures océanographiques depuis le RV Roger Revelle

Depuis le RV Roger Revelle, en plus des mesures plus classique des paramètres océanographiques par TSG ou CTD, des mesures reposant sur d'autres méthodologies, plus rarement utilisées, ont été effectuées. Les méthodes ayant permis de recueillir les mesures que j'ai utilisées dans le cadre de ma thèse sont listées ici :

- **Salinity snake** : cet instrument de mesure, qui peut équiper un navire de recherche, permet de pomper de façon continue de l'eau à la surface de l'océan ([Schanze et al., 2014]). Un mât (voir figure 2.19) éloigne l'entrée d'eau de la coque, et donc des perturbations engendrées par le navire. La salinité est ensuite mesurée de façon continue sur le navire, après passage de l'eau dans système filtrant les bulles, « debubbling », de manière à effectuer une mesure non polluée par l'air. Le salinity snake a été utilisé durant la mission Salinity Processes in the Upper Ocean Regional Study-2 (SPURS-2) et apporte une mesure de salinité de surface colocalisée avec les autres mesures effectuées durant la campagne par le navire de recherche R/V Revelle : TSG à 5 mètres, vent, précipitations, etc. ([Clayson et al., 2019]).
- **Sea Surface profiler (SSP)** : le SSP consiste en une planche trainée par un navire de recherche. La planche est trainée à une distance suffisante du navire afin que la mesure effectuée ne soit pas perturbée par les remous engendrés par le navire. La salinité et la température sont mesurées à 5 niveaux différents. Le niveau le plus proche de la surface est mesuré par TSG et reprend en partie le système du salinity snake, et sa capacité de « debubbling », afin d'effectuer une mesure sans pollution par l'air. Cette mesure est effectuée à 5 cm. Les autres mesures sont faites à 0.12, 0.23, 0.54 et 1.10 m par CTD. Comme pour les mesures du salinity snake, les sessions de mesures SSP réalisées pendant la campagne SPURS-2 ont été colocalisées avec les autres mesures effectuées à partir du R/V Revelle. Le SSP est illustré sur la figure 2.20.

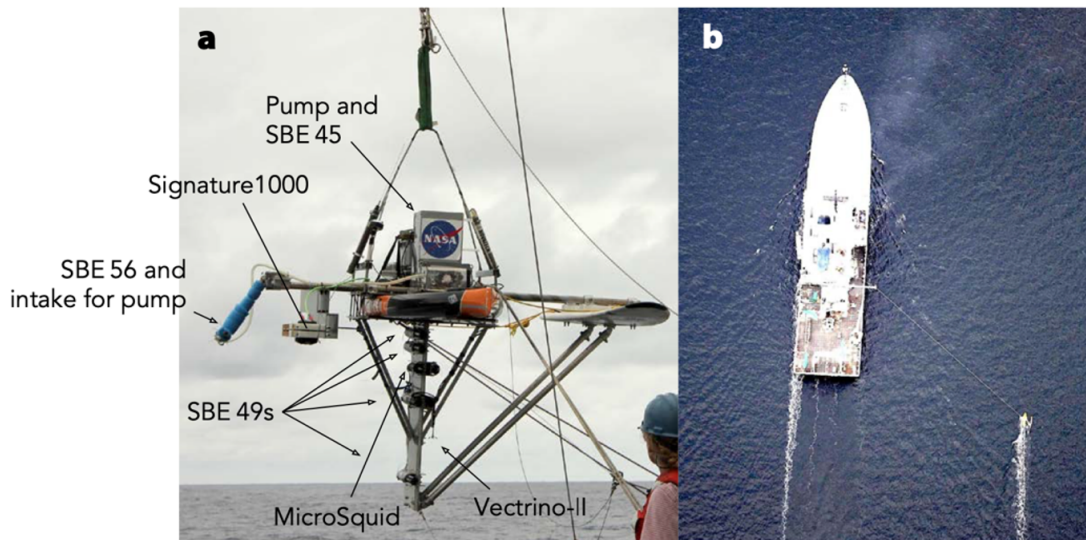
## Surpacts

La Surpact est un flotteur permettant la mesure et l'estimation de plusieurs variables dans les premiers centimètres de l'océan. Elle est composée de deux éléments principaux : un disque (orange), l'entourant et permettant d'assurer sa flottabilité,



**FIGURE 2.19** – *Photo du salinity snake durant le premier leg de la campagne SPURS-2 (extraite du blog tenu par Eric Lindstrom durant la campagne SPURS-2 : <https://earthobservatory.nasa.gov/blogs/fromthefield/2016/08/31/snakes-on-a-ship/>)*

*Photo of the salinity snake during the first leg of the SPURS-2 campaign (from the blog maintained by Eric Lindstrom during the SPURS-2 campaign : <https://earthobservatory.nasa.gov/blogs/fromthefield/2016/08/31/snakes-on-a-ship/>)*

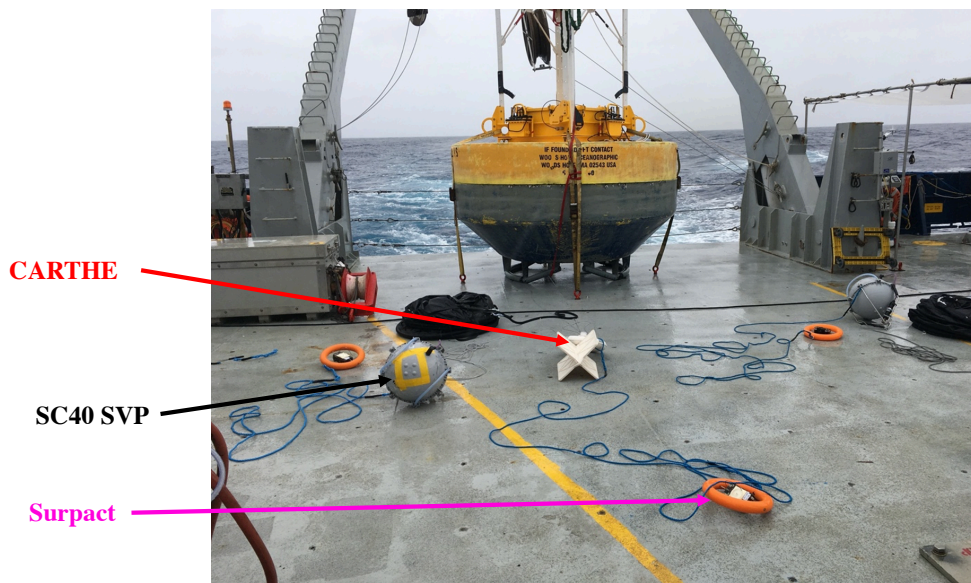


**FIGURE 2.20** – A) Photo permettant d'illustrer les différents instruments de mesure équipant le SSP; B) Photo aérienne illustrant la distance à laquelle le SSP (en bas à droite) se trouve du navire (en haut à gauche) (extrait de [Drushka et al., 2019]).

A) Photo illustrating the different instruments fitted to the SSP; B) Aerial photo showing the distance the SSP (bottom right) is from the ship (top left) (taken from [Drushka et al., 2019]).

(voir figure 2.21) et une balise, tels que ceux utilisés afin d'équiper les mammifères marins ([Roquet et al., 2011]). Équipée d'une CTD, elle peut mesurer toutes les 3 secondes la salinité et la température à une profondeur approximative de 4-5 cm ([Reverdin et al., 2013]; [Reverdin et al., 2020]). Grâce à un accéléromètre et un capteur acoustique, la Surpact peut aussi être utilisée afin de restituer la vitesse du vent et le taux de pluie, respectivement. La Surpact peut fonctionner dans deux modes différents : un mode haute fréquence avec une mesure des différentes variables toutes les 3 secondes et un modes Argos avec une estimation des différentes variables toutes les 15 minutes. Dans le cadre de leurs opérations, les Surpacts peuvent être déployées avec des flotteurs de surface SC40 SVP. Ceux-ci mesurent la SSS et de la SST à une profondeur de 36 cm. La résolution temporelle de ces mesures est de 5 minutes.

La figure 2.22 présente les différentes mesures effectuées par la Surpact en comparaison avec les mesures effectuées par le mouillage WHOI en 2017 durant la campagne SPURS-2. On peut y observer la sensibilité des différents canaux acoustiques à la pluie et de l'accéléromètre au vent. Le travail de restitution de RR et des WS



**FIGURE 2.21** – Photo des Surpacts prise sur le R/V Revelle avant le déploiement long en mode argos lors du deuxième leg de la campagne SPURS-2. La Surpact du milieu est équipée d’une ancre courte (cinquantaine de cm) et les deux autres Surpacts sont reliées à des SC40 SVP (instrument NKE) équipés d’une ancre d’une vingtaine de mètres.

Photo of the Surpacts taken on the R/V Revelle before the long deployment in argos mode during the second leg of the SPURS-2 campaign. The middle Surpact is equipped with a short anchor (about 50 cm) and the other two Surpacts are connected to SC40 SVP (NKE instrument) equipped with an anchor of about 20 meters.

n'a pas pu aboutir dans le cadre de cette thèse faute de temps et de l'endommagement partiel de la Surpact ayant cogné le mouillage. J'ai eu l'occasion de déployer 3 fois des Surpacts durant la campagne SPURS-2 : une Surpact attachée au mouillage WHOI durant quelques jours, deux Surpacts lors d'un déploiement court en synergie avec d'autres instruments de la campagne SPURS-2 (détails et résultats dans [Reverdin et al., 2020]) et trois Surpact pour un déploiement en mode Argos en fin de mission (figure 2.21).

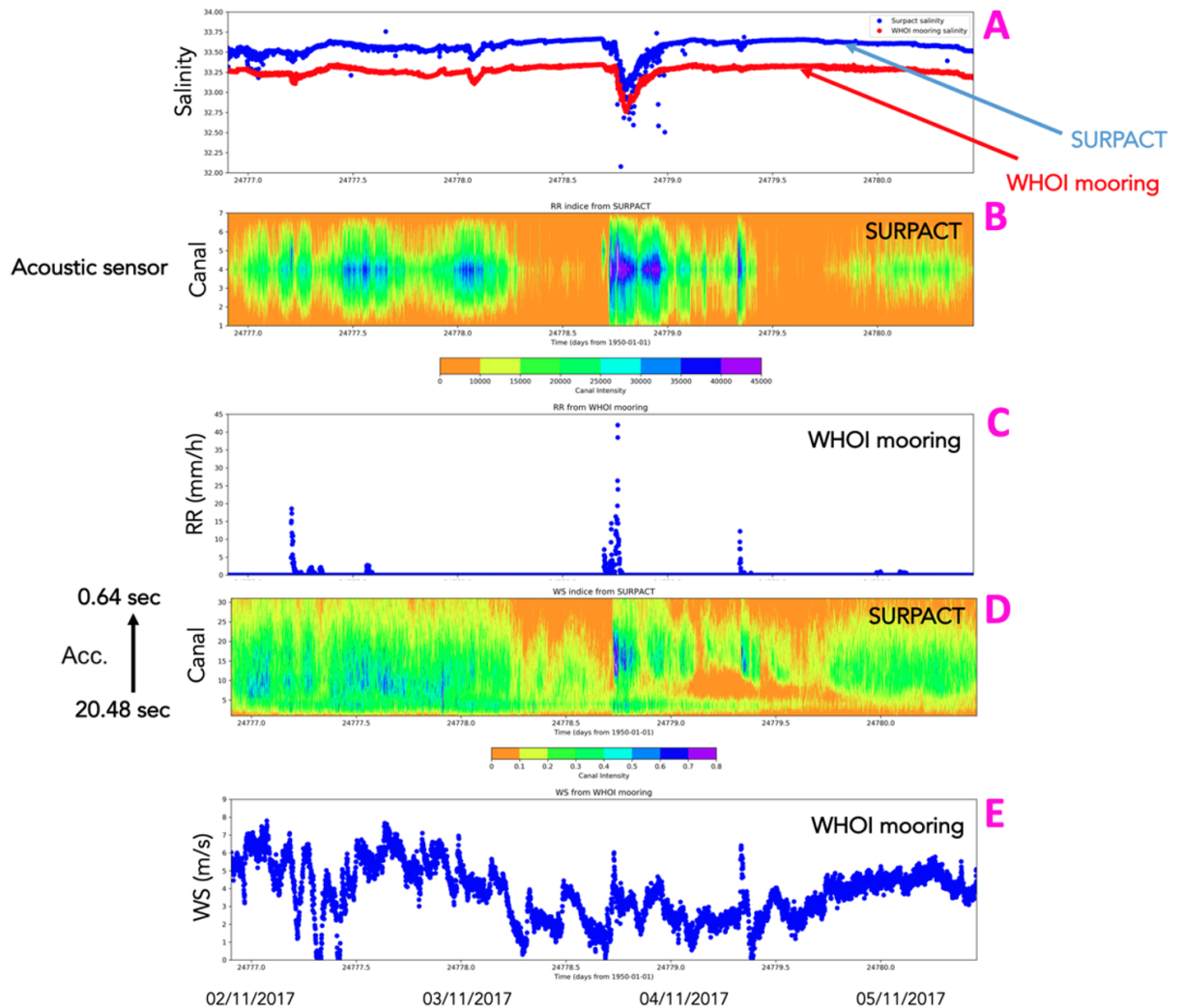
### **SEA-POL radar**

Lors du Leg 2 de la campagne en mer SPURS-2, le navire R/V Revelle était équipé d'un radar en bande-C (5.65 GHz ; figure 2.23) à double polarisation (horizontale et verticale). Si les premiers radars embarqués destinés à l'étude des précipitations ont été utilisés à partir de 1974 (durant la « Global Atmospheric Research Program's (GARP) Atlantic Tropical Experiment » (GATE)) et avec stabilisation à partir de 1993, lors de la « Tropical Ocean-Coupled Ocean Atmosphere Research Experiment » (TOGA COARE), le SEA-POL présente la particularité de la double polarisation ([Rutledge et al., 2019]). L'antenne réflectrice du radar SEA-POL a une largeur de 4.3 mètres et scanne l'atmosphère avec différents angles d'élévation. Les taux de pluie sont estimés en utilisant la réflectivité, les différentiels de réflectivité et les différentiels de phase. Lors de l'inversion du taux de pluie, l'algorithme utilisé différencie pluies stratiformes et convectives. Le radar permet d'estimer les taux de précipitation autour du navire dans un rayon de 125 km avec une résolution temporelle de 5 minutes et une résolution spatiale de 1.4 km. Du fait de sa position sur le navire, le radar balaye les pluies 240° autour du navire avec une zone aveugle de 120° (j'ai pris cette zone en compte lors de mes calculs de cumuls de précipitations).

## **2.4 Analyses et réanalyses**

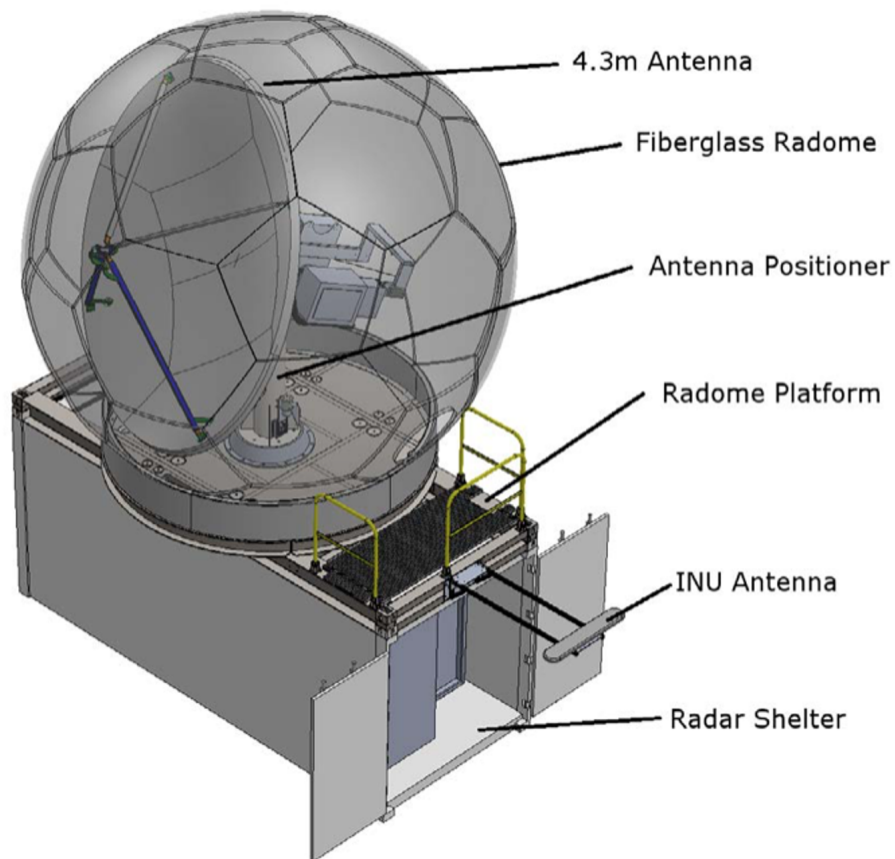
Dans le cadre d'études effectuées dans l'océan Arctique, j'ai confronté les estimations de SSS SMOS avec des estimations provenant d'une réanalyse, Topaz, et d'un système d'analyse, Mercator.





**FIGURE 2.22** – Inter-comparisons des mesures de la Surpact avec le mouillage WHOI à laquelle la première était attachée. A) Série temporelle des mesures de salinité de surface pour le mouillage WHOI et la Surpact ; B) intensité du signal sur les différents canaux acoustiques de la Surpact ; C) Taux de pluie enregistrés sur par le mouillage WHOI ; D) intensité du signal enregistrée par les différents canaux de l'accéléromètre ; E) Vitesse du vent mesurée par le mouillage WHOI.

Inter-comparisons of the Surpact measurements with the WHOI mooring to which the first was attached. A) Time series of surface salinity measurements for the WHOI mooring and the Surpact ; B) signal strength on the various acoustic channels of the Surpact ; C) Rainfall recorded on the WHOI mooring ; D) signal strength recorded by the different channels of the accelerometer ; E) Wind speed measured by the WHOI mooring.



**FIGURE 2.23** – Représentation schématique du SEA-POL radar équipant le R/V Reville durant le leg 2 de SPURS-2 (extrait de [Rutledge et al., 2019]).

Schematic representation of the SEA-POL radar equipping the R/V Reville during leg 2 of SPURS-2 (extract from [Rutledge et al., 2019]).

### 2.4.1 Réanalyses Topaz

J'ai utilisé la réanalyse Topaz ARCTIC-REANALYSIS-PHYS-002-003 distribuée par le Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). Ce produit utilise Topaz dans sa version 4 ([Sakov et al., 2012]), qui utilise lui-même le modèle HYCOM. La réanalyse Topaz prend en compte de nombreuses mesures in-situ et satellitaire pour la température, la salinité, la concentration en glace de mer et le déplacement de la glace de mer. La salinité des profileurs Argo et de certaines missions de recherche sont assimilées, mais pas les mesures satellitaires de SSS. La résolution spatiale de la grille du modèle Topaz est de 12.5 km.

Le modèle est initialisé en 1973 grâce à une combinaison de la "World Ocean Atlas climatology" (WOA05) et de la "Polar Science Center Hydrographic Climatology" (PHC version 3.0). Une climatologie est utilisée pour les rivières afin de résoudre les incertitudes associées à l'évaporation et au ruissellement des fleuves (CMEMS Arctic Ocean Physical Reanalysis Product User Manual). Le débit des fleuves y est dérivé à partir du "Total Runoff Integrating Pathways" (TRIP, [Oki and Sud, 1998]) et le ruissellement des fleuves à partir de ERA-interim.

### 2.4.2 Système d'analyses Mercator

J'ai aussi utilisé le système d'analyse Mercator global-analysis-forecast-phy-001-024, elle aussi distribuée par le Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). Cette analyse utilise la configuration ORCA12 développée par le consortium Drakkar et Mercator (barnier2009impact). Elle est basée sur le modèle d'océan NEMO3.1 ([Madec, 2008]) et le modèle de glace de mer LIM2 EVP (timmermann2005representation). La résolution de la grille du modèle est du douzième de degrés.

Les mesures assimilées dans cette analyse sont les SST OSTIA, les profils in-situ (CORA 4.1; [Cabanes et al., 2013]), les concentrations en glace (satellites SSMIS) distribués également par le CMEMS. Les débits fluviaux utilisés proviennent de la base de données climatologique développée par [Dai et al., 2009] et les forçages atmosphériques proviennent de ECMWF.



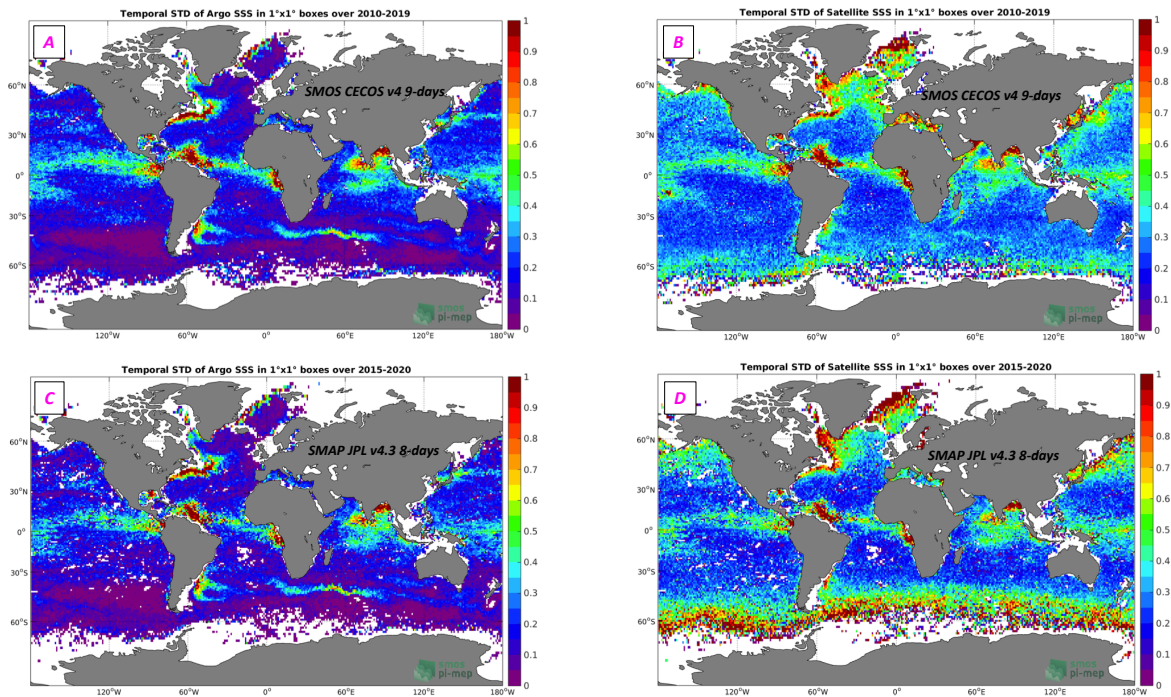
# Chapitre 3

## Effets des précipitations sur la salinité de surface

### 3.1 Introduction

Dans la compréhension et le suivi du cycle de l'eau, les échanges océan-Atmosphère (Évaporation moins Précipitation (E-P)) jouent un rôle prépondérant. Bien qu'en moyenne annuelle globale, les deux termes E-P soient du même ordre de grandeur, leur variabilité et leur impact sur la SSS sont très différents. Au regard de la salinité, l'évaporation est un phénomène engendrant un gradient de salinité positif en comparaison de profondeurs plus élevées. Les précipitations engendrent quant à elle un gradient de salinité négatif. Ainsi, si les précipitations ont un effet stabilisateur expliquant en partie la persistance potentielle des lentilles d'eau douce, l'évaporation est une source d'instabilité dont seule la persistance peut permettre le maintien d'un gradient vertical positif. Si l'évaporation est quasi permanente, les précipitations se démarquent par leur aspect intermittent. Sur de courtes échelles de temps et d'espace, l'effet des précipitations sera d'une amplitude bien plus élevée que celui de l'évaporation ([Boutin et al., 2016]).

L'effet des précipitations sur la SSS est observable par les radiomètres en bande-L tels que SMOS et SMAP ([Boutin et al., 2014]). Les épisodes de pluie à des échelles de quelques dizaines à centaines de km ont des intensités généralement suffisantes pour être détectées lors du passage de ces satellites. La variabilité des précipitations impacte aussi la variabilité de la SSS (voir figure 4.1). Les zones d'influence de



**FIGURE 3.1** – A) STD temporelles des SSS Argo colocalisées avec les SSS SMOS (CATDS-CECOS L3 v4) sur la période de 2010-2019; B) STD temporelles des SSS SMOS (CATDS-CECOS L3 v4) sur la période de 2010-2019; C) STD temporelles des SSS Argo colocalisées avec les SSS SMAP (JPL L3 v4.3) sur la période de 2015-2019; D) STD temporelles des SSS SMAP (JPL L3 v4.3) sur la période de 2015-2019. (Figures issues des rapports du PiMEP : <https://www.salinity-pimep.org>)

A) Temporal STD of Argo SSS co-located with SMOS SSS (CATDS-CECOS L3 v4) over the period 2010-2019; B) Temporal STD of SSS SMOS (CATDS-CECOS L3 v4) over the period 2010-2019; C) Temporal STD of Argo SSS co-located with SMAP SSS (JPL L3 v4.3) over the period 2015-2019; D) Temporal STD of SMAP SSS (JPL L3 v4.3) over the period 2015-2019. (Figures taken from PiMEP reports : <https://www.salinity-pimep.org>)

l'ITCZ et de la SPCZ sont ainsi des régions où la variabilité de la SSS est la plus importante, après les zones d'influence de panaches de fleuves (panache de l'Amazonie, du Mississippi, etc.) ou les régions présentant une forte variabilité méso-échelle (gulf stream, Kuroshio, etc.).

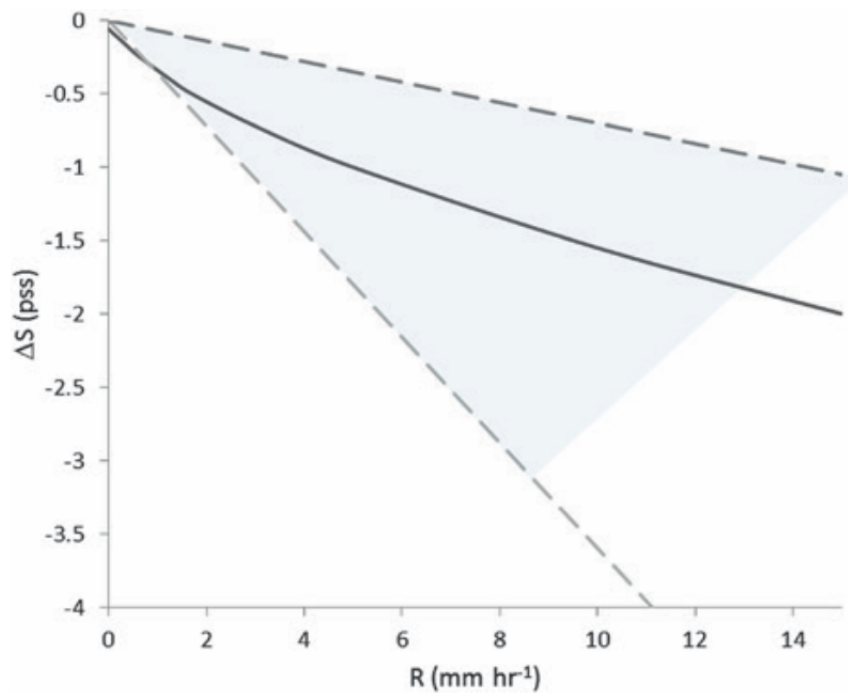
A grande échelle spatio-temporelle, la variabilité de la SSS dans les régions de précipitation ne dépend pas uniquement de l'intensité locale de la pluie, mais fait aussi intervenir d'autres processus, tels que l'advection des masses d'eau par transport d'Ekman ([Yu, 2015]). Dans le cadre de cette thèse, je me suis concentré sur les phénomènes de petite échelle spatiale et temporelle. Dans le cadre de l'observation satellitaire, cela correspond à des échelles spatiales de l'ordre de la résolution de la

mesure SMOS/SMAP, soit 50 km et des échelles temporelles de l'ordre de l'heure. J'ai aussi considéré des mesures in-situ ayant des résolutions spatiales inférieures au km et des résolutions temporelles de l'ordre de la minute.

A ces échelles spatiales et temporelles, les phénomènes d'advection peuvent être négligés en vue de se concentrer sur l'effet direct des précipitations sur la salinité de surface. Cette simplification peut cependant avoir certaines limites, notamment en ce qui concerne les mesures in-situ, comme nous le verrons plus tard dans ce manuscrit.

La caractérisation de l'effet des précipitations sur la salinité de surface est abordée à travers la comparaison entre l'anomalie de SSS ( $\Delta S$ ) engendrée par la pluie, entre la surface et des profondeurs plus élevées, non impactées par les pluies. La relation entre  $\Delta S$  et RR a tout d'abord été abordée par [Schlüssel et al., 1997] à travers une relation directe entre dessalure et taux de pluie. Cette dessalure correspond à la différence entre la salinité de la couche de peau moléculaire (molecular skin layer ; 0.05 mm de profondeur pour la salinité) et la salinité "bulk" ou salinité de subsurface. Aux profondeurs considérées dans cette étude, le mélange est principalement dû à l'effet des gouttes d'eau (absence de la prise en compte du vent). Cette profondeur ne correspond pas directement à la profondeur de la mesure satellitaire qui est plutôt de l'ordre du cm. Cependant, une validation de ce modèle avec des mesures effectuées entre 2 et 3 cm de profondeur semble donner des résultats cohérents ([Schlüssel et al., 1997] ; [Boutin et al., 2016]). La relation entre dessalure et taux de pluie obtenue par [Schlüssel et al., 1997] est contenue dans l'intervalle des relations obtenues à partir d'estimations satellitaires de taux de pluie et de salinité. Les relations obtenues à partir d'estimations satellitaires ont des pentes comprises entre  $-0.07 \text{ pss.}(mm.h^{-1})^{-1}$  et  $-0.37 \text{ pss.}(mm.h^{-1})^{-1}$  (voir figure 4.2 ; [Boutin et al., 2016] et références indiquées).

Des travaux de modélisation plus récents ont été effectués pour mieux comprendre le rôle des précipitations mais aussi d'autres paramètres telles que le vent sur la formation de lentilles d'eau douce. En utilisant le Generalized Ocean Turbulence Model (GOTM), [Drushka et al., 2016] démontre la capacité de ce modèle à estimer les dessalures associées à des événements pluvieux en prenant en compte RR et WS. Une fonction empirique permettant d'estimer la dessalure maximum



**FIGURE 3.2** – *Trait plein : Relation entre  $\Delta S$  et  $RR$  telle que présentée selon le modèle de [Schlüssel et al., 1997]; Pointillés : deux extrêmes des relations entre  $\Delta S$  et  $RR$  dérivées à partir d'estimations satellitaires [Boutin et al., 2016].*

*Solid line : Relation between  $\Delta S$  and  $RR$  according to the model of [Schlüssel et al., 1997]; Dotted lines : two extremes of the relations between  $\Delta S$  and  $RR$  derived from satellite estimates [Boutin et al., 2016].*

d'un évènement pluvieux à partir du RR maximum et de la WS, considérée comme constante durant l'évènement, est présentée dans cette étude :

$$\Delta S_{Model} = A.RR.WS^b \quad (3.1)$$

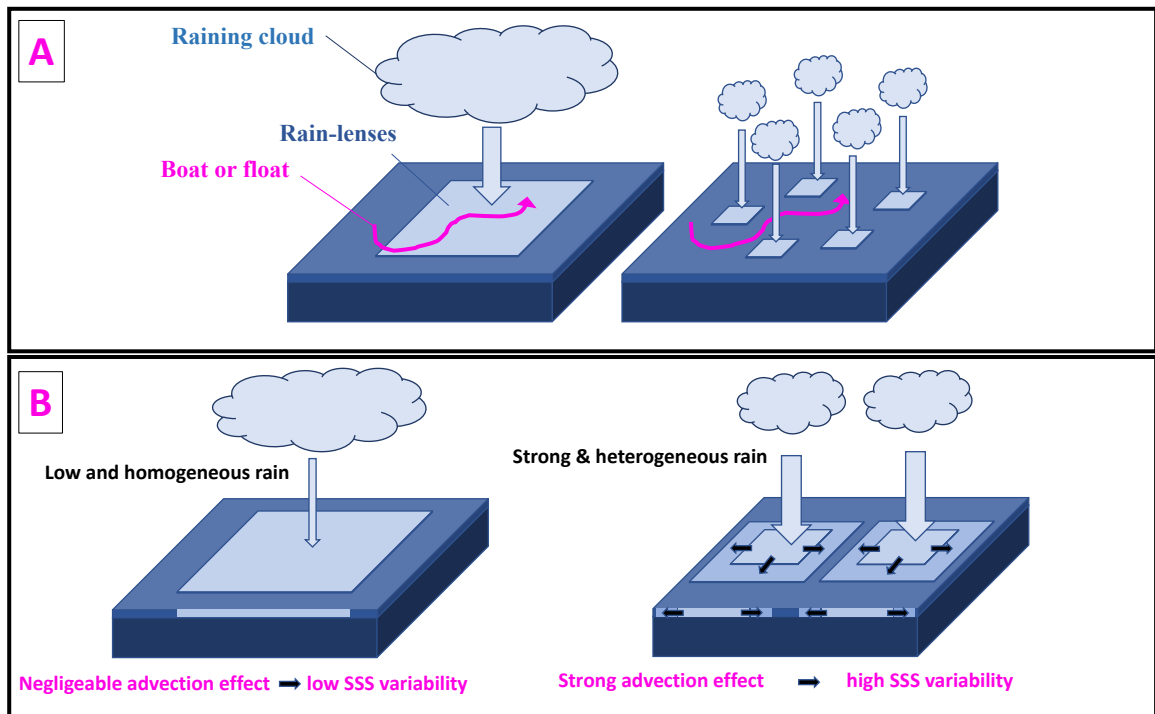
Avec  $A = 0.11 (mm.h^{-1})^{-1}$  et  $b=1.1$ . En utilisant les mesures effectuées durant la mission SPURS-2, [Drushka et al., 2019] démontre la cohérence des coefficients  $a$  et  $b$  dérivés préalablement. Cependant, dans le cadre de cette étude, la prise en compte de la vitesse du vent ne permet pas d'obtenir des résultats comparables (meilleurs résultats en ne les prenant pas en compte), et contrairement à [Drushka et al., 2016] le cumul des précipitations semble être une métrique de pluie plus efficace que le taux de pluie maximum. Ces résultats trouvent une explication potentielle dans la variabilité des conditions de pluie et de vent pouvant être observées durant un évènement de pluie. Conditions bien plus variables que celles observées dans le cadre d'évènements modélisés dans le cadre de [Drushka et al., 2016]. [Bellenger et al., 2017] a quant à lui étendu le modèle pronostique de [Zeng and Beljaars, 2005] destiné au réchauffement diurne pour que celui-ci puisse décrire les lentilles d'eau douce induites par les évènements pluvieux. Ce modèle permet ainsi d'estimer les variations de salinité lors d'un épisode de pluie au niveau de la « skin » ou couche de peau moléculaire et le profil de salinité à proximité de la surface, permettant d'estimer la salinité « subskin », c'est-à-dire pour une profondeur de l'ordre du centimètre et donc plus proche de celle prise en compte lors de l'estimation satellitaire.

Au niveau de la microcouche diffusive, la variabilité et ainsi les transferts de sel et de chaleur sont déterminés par les échanges moléculaires ([Bellenger et al., 2017] et références citées). Les travaux de [Gosnell et al., 1995] et de [Schlüssel et al., 1997] ont permis de décrire l'impact de l'apport d'eau douce dans cette couche sur la salinité, mais aussi sur la turbulence engendrée par les gouttes d'eau qui régissent principalement le mélange à cette profondeur. Les équations des flux entre l'océan et l'atmosphère de ce modèle reposent principalement sur [Fairall et al., 1996]. Concernant l'estimation du profil de salinité sous la peau, [Bellenger et al., 2017] ajoutent aux équations de [Zeng and Beljaars, 2005], l'équation pronostique de salinité qui intègre une prise en compte de la vitesse du vent et de la température. Enfin, l'effet de l'advection latérale associée aux courants de gravité est prise en compte.

Le modèle pronostique est particulièrement sensible au profil vertical en fonc-

tion des conditions de vent et à la profondeur de la base de la lentille d'eau douce. Cette dernière est fixée à 3 mètres mais peut atteindre des profondeurs plus élevées ([Shcherbina et al., 2019]). [Bellenger et al., 2017] mettent en avant le manque d'observation pour contraindre idéalement ces paramètres. Cependant, à partir de ce modèle pronostique, des estimations similaires à celles obtenues à partir du modèle GOTM par [Drushka et al., 2016] ont été obtenues, malgré des temps de relaxations plus élevées obtenus à partir de GOTM. La capacité de ces différents modèles a aussi été testée par [ten Doeschate et al., 2019].

Afin d'estimer les dessalures associées aux précipitations à l'échelle satellitaire [Santos-Garcia et al., 2014] a développé le modèle RIM (Rain Impact Model) en étalonnant sur le satellite Aquarius un modèle de diffusion lui même étalonné par [Asher et al., 2014] à partir de mesures in-situ. Cependant, la transition de l'échelle in-situ à l'échelle du pixel satellitaire en ce qui concerne l'estimation de la dessalure n'est pas triviale et de nombreux défis persistent. Tout d'abord en ce qui concerne l'estimation de la dessalure à partir d'une SSS satellitaire : nous verrons par la suite comment nous avons traité cette question. Ensuite, l'autocorrélation des champs de pluie à ces échelles rend particulièrement difficile l'observation de la persistance des dessalures pendant plusieurs heures, telles que démontrée par plusieurs études in-situ ([Reverdin et al., 2012]; [Walesby et al., 2015]), en accord avec la modélisation ([Drushka et al., 2016]; [Bellenger et al., 2017]). [Boutin et al., 2016] met aussi en avant les difficultés liées à l'hétérogénéité spatio-temporelle. Sur la figure 3.6A, j'ai choisi d'illustrer les difficultés inhérentes à l'hétérogénéité dans la comparaison entre mesures satellitaires et mesures in-situ. Pour un pixel d'une échelle similaire à la résolution des estimations de SSS SMOS et SMAP, soit 50 km, la présence de pluie s'accompagne nécessairement d'une forte hétérogénéité. Dans le cadre de mesures in-situ, un navire traversant l'équivalent d'un pixel peut ainsi échantillonner la SSS de manières très différentes. Ces mesures peuvent ainsi, ou non, s'éloigner de l'état moyen du pixel. Le navire peut échantillonner une zone sous des précipitations sans observer de fortes dessalures lorsque les vents sont importants dans cette zone (par exemple, sous l'effet de rafales associées à des pluies convectives), alors que quelques km plus loin, de fortes dessalures peuvent être présentes avec des vents faibles. Le navire peut aussi traverser une dessalure importante, en l'absence de pluies, soit



**FIGURE 3.3** – A) Illustration de l'incohérence potentielle entre estimation satellitaire et mesures in-situ en fonction de l'hétérogénéité du champs de pluie (le parcours effectué par le bateau peut ne pas représenter la situation de l'ensemble du pixel); B) Illustration des phénomènes d'advection des dessalures en fonction de la variabilité des précipitation à l'échelle d'un pixel satellitaire.

A) Illustration of the possible inconsistency between satellite estimation and in-situ measurements depending on the heterogeneity of the rain field (the route taken by the boat may not represent the situation of the entire pixel); B) Illustration of the advection phenomena of freshening as a function of the variability of precipitation at the scale of a satellite pixel.

parce-que l'évènement pluvieux est passé et que la faiblesse des vents a permis à la lentille d'eau douce de rester en surface, soit parce-que des précipitations intenses ont touché des zones voisines et que des courants de densité ont advecté la lentille d'eau douce jusqu'à la position atteinte par le navire. L'influence de ce phénomène sur la SSS prend d'autant plus d'importance que la variabilité spatiale des précipitations touchant la zone considérée augmente (voir figure 3.6B). Au cours de ce chapitre, j'étudierai tout d'abord les relations entre dessalure satellitaire et pluie, ajoutant ensuite le vent satellitaire. Je présenterai les méthodes spécifiques développées afin d'étudier au mieux les relations entre ces différentes variables quand celles-ci sont observées à l'échelle de la résolution satellitaire. J'aborderai ensuite la question de l'effet de l'hétérogénéité sur la comparaison entre mesures satellitaire et mesures in-situ à travers quelques exemples. Un cas d'étude est présenté afin de démontrer

les effets des précipitations sur la variabilité de la SSS à petite échelle. Enfin, je tenterai de réconcilier estimation satellitaire et mesures in-situ à partir des mesures effectuées lors de la campagne SPURS-2.

## **3.2 Relation entre salinité de surface, pluie et vent telle qu'observée à partir des observations satellitaires**

### **3.2.1 Introduction**

Afin d'aborder l'impact des précipitations sur la salinité et leur capacité à former des dessalures à la surface de l'océan, j'ai tout d'abord basé mes études sur des estimations satellitaires sans prendre en compte de mesures in-situ.

Une des premières étapes de ces travaux a été de trouver une méthode de calcul de l'anomalie de SSS satellitaire adaptée à cette étude. Ceci a permis d'établir une relation entre taux de pluie satellitaire et anomalie de salinité. Cette relation a montré le potentiel des mesures radiométriques en Bande-L pour estimer des taux de pluie à partir de la SSS. J'ai alors estimé l'effet des pluies instantanées sur la SSS pour la période entre 2015 et 2018. J'ai ensuite étudié l'effet du vent et de l'historique de la pluie sur la dessalure.

### **3.2.2 Anomalie de salinité et taux de pluie - Supply et al, 2018**

#### **Approche statistique**

L'estimation de l'effet des précipitations sur la salinité satellitaire a requis le développement d'une méthode de calcul spécifique de la dessalure. En effet, si dans le cadre de mesures in-situ, il est possible de calculer cette dessalure à partir d'une série temporelle, en utilisant la valeur de la SSS avant sa diminution liée à l'effet des précipitations, ou en utilisant la différence entre la salinité au plus proche de la surface et celle mesurée à des profondeurs plus élevées, par exemple à l'aide d'un thermosalinographe, la nature de la mesure satellitaire n'offre pas cette possibilité.



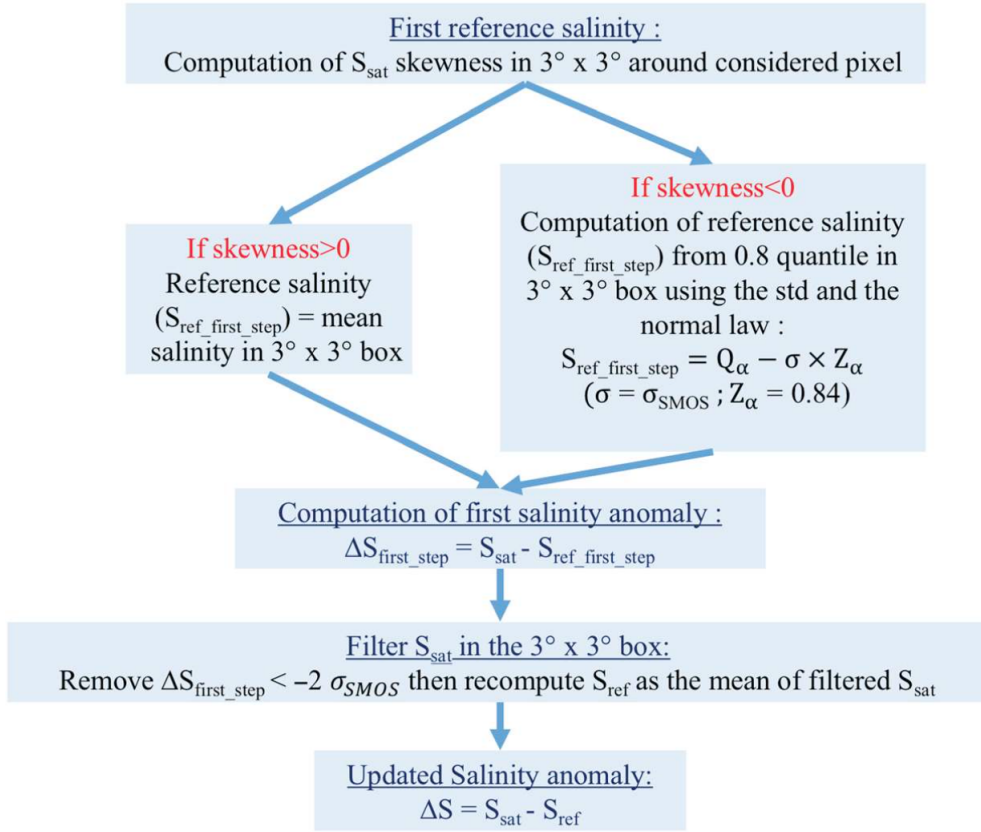
Pour estimer la dessalure à partir de la SSS satellitaire, il est nécessaire de déterminer une valeur de la salinité dite de référence, qui représenterait la salinité du pixel considéré avant précipitation. Une des méthodes envisagées peut être d'utiliser les salinités de surfaces proposées par le produit ISAS qui ont une résolution spatiale effective de  $3^\circ$  et une résolution temporelle de l'ordre du mois. Cependant, cette méthode présente le désavantage de négliger le fait qu'une part de la différence existante entre la SSS satellitaire et la salinité de référence peut venir d'un biais de mesure potentiel entre la salinité SMOS et la salinité ISAS. De plus, la résolution temporelle peut ne pas s'avérer suffisante dans certaines situations.

Pour contourner ce problème, nous avons développé, dans le cadre de [Supply et al., 2018], une méthodologie de calcul de la salinité de référence utilisant uniquement la mesure de SSS satellitaire au voisinage de la zone pluvieuse. Cette méthodologie utilise une approche statistique afin d'estimer une salinité de référence dans une surface de  $3^\circ \times 3^\circ$  autour du pixel considéré.

Sur quel principe repose-t-elle ? La méthode s'appuie sur l'hypothèse selon laquelle la zone où sera calculée la salinité de référence offre une distribution de salinité gaussienne engendrée par le bruit sur la mesure de SSS satellitaire. On peut donc d'ores et déjà noter les limites de cette méthodologie. En effet, cette hypothèse ne peut pas être vérifiée dans les zones de forte variabilité méso-échelle (comme le Gulf Stream) ou au voisinage fluviaux importants (comme le panache de l'Amazone).

En utilisant la loi normale, mais aussi les estimations d'incertitudes sur la SSS satellitaire, il est possible de calculer une salinité de référence en deux étapes. Ces étapes sont indiquées sur la figure 3.4. Dans un premier temps, l'asymétrie de la distribution de SSS dans la zone considérée pour calculer la salinité de référence est estimée. Sa valeur indique la présence potentielle de pluie dans la zone et guide la façon dont est estimée la salinité de référence. En effet, si l'asymétrie est négative, la présence de pluie est probable. On utilise alors la valeur du quantile à 0.8 et une loi normale pour estimer la salinité moyenne attendue de la zone en l'absence de précipitations, cette partie de la distribution de SSS étant moins susceptible d'être impactée par les précipitations. Si l'asymétrie est positive, la première estimation de la salinité de référence est faite en utilisant la valeur moyenne de la SSS dans la zone ou le quantile à 0.2 (afin de symétriser la méthode ; [Supply et al., 2020]). Une

### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

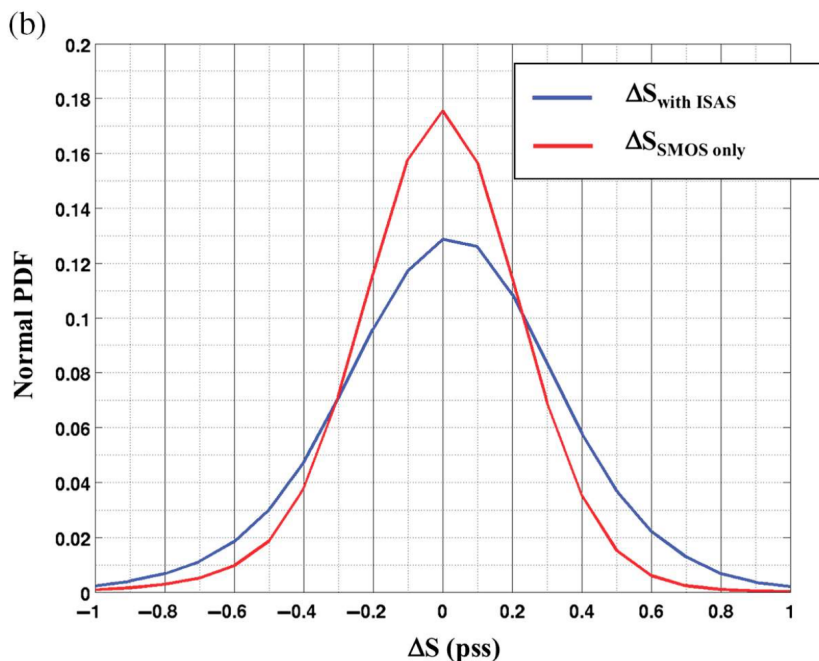


**FIGURE 3.4** – Schéma de calcul de l’anomalie de SSS SMOS développé dans [Supply et al., 2018].  
Computation scheme of the SSS SMOS anomaly developed in [Supply et al., 2018].

dernière étape permet de calculer une nouvelle salinité de référence, en excluant les estimations de SSS trop éloignées de la première estimation de la salinité de référence, dans le calcul de la salinité de référence finale (voir figure 3.4).

La figure 3.5 illustre l’intérêt de cette méthode pour estimer la salinité de référence. En effet dans les cas non pluvieux, le bruit sur l’anomalie de salinité estimée est largement réduit par rapport à une méthode utilisant ISAS comme salinité de référence (voir [Supply et al., 2018]).

La figure 3.6 présente le fonctionnement qualitatif du calcul de l’anomalie de SSS à partir de cette méthode de calcul de la SSS de référence et son apport potentiel. Ainsi pour le cas du 12 janvier 2015, il est relativement aisé d’identifier les zones touchées par les précipitations car la zone est relativement salée (fort contraste engendré par la pluie). Ce n’est pas le cas pour l’évènement du 22 septembre 2015 pour lequel la SSS sous les précipitations est déjà particulièrement faible. On peut remarquer dans ce cas tout l’intérêt de la méthodologie développée qui permet effi-



**FIGURE 3.5** – Anomalie de salinité SMOS en l’absence de pluie en fonction de la méthode de calcul utilisé : avec ISAS (bleu) ou en utilisant uniquement SMOS (rouge).

*SMOS salinity anomaly in absence of rain for two calculation method uses : using ISAS (blue) or using only SMOS (red).*

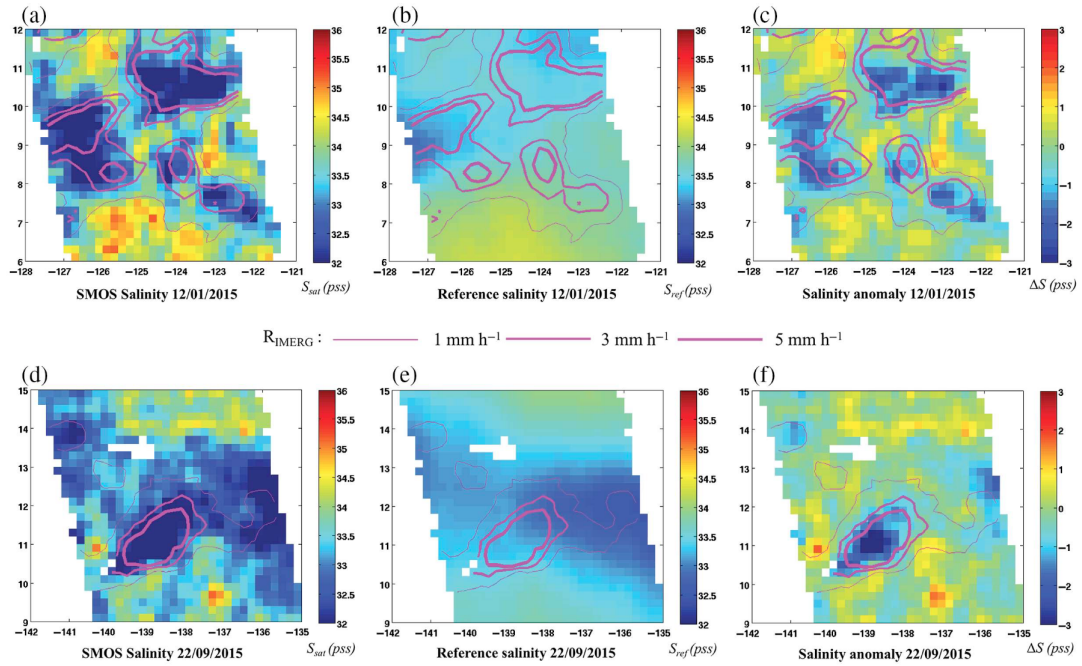
cacement d’isoler les zones affectées par les précipitations dans le calcul de la salinité de référence et de calculer une anomalie de SSS pertinente.

### Relation entre dessalure et pluie satellitaire

A partir de colocalisations entre estimations de SSS et de taux de pluie satellitaires, il est alors possible de dériver une relation entre  $\Delta S$  et RR (figure 3.7 avec ou sans lissage de  $1^\circ$ ). On peut remarquer un clair impact des taux de pluie instantanés sur la dessalure. En utilisant cette relation, j’ai montré qu’il est possible d’estimer des taux de pluie à partir des estimations d’anomalies de SSS fournies par des satellites en bande-L tels que SMOS et SMAP ([Supply et al., 2018]).

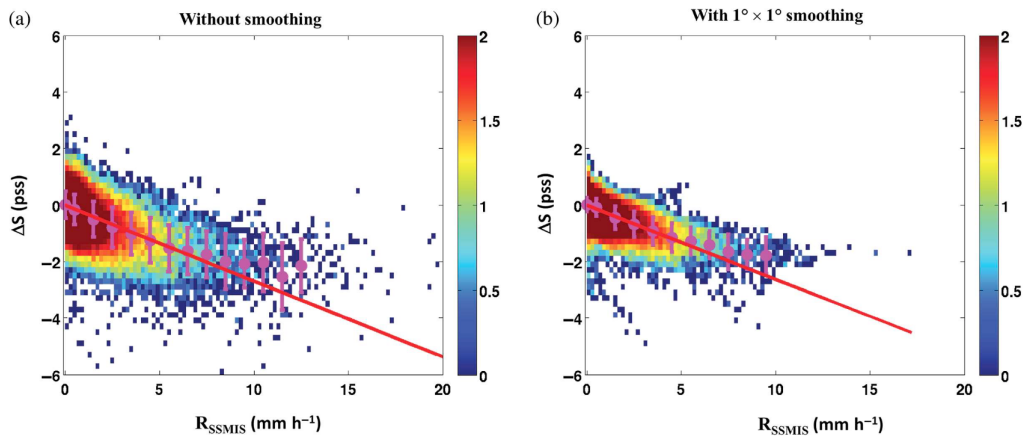
J’ai estimé le potentiel de cette estimation en la comparant à celle obtenue à partir de satellites tels que les SSMIS (3.8). [Supply et al., 2018]) montre qu’une telle utilisation de SMOS ou SMAP peut permettre d’apporter une estimation plus pertinente du RR que celles provenant de produits utilisant des méthodes de morphing quand aucune estimation de RR à partir d’un radiomètre micro-onde n’a été

### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES



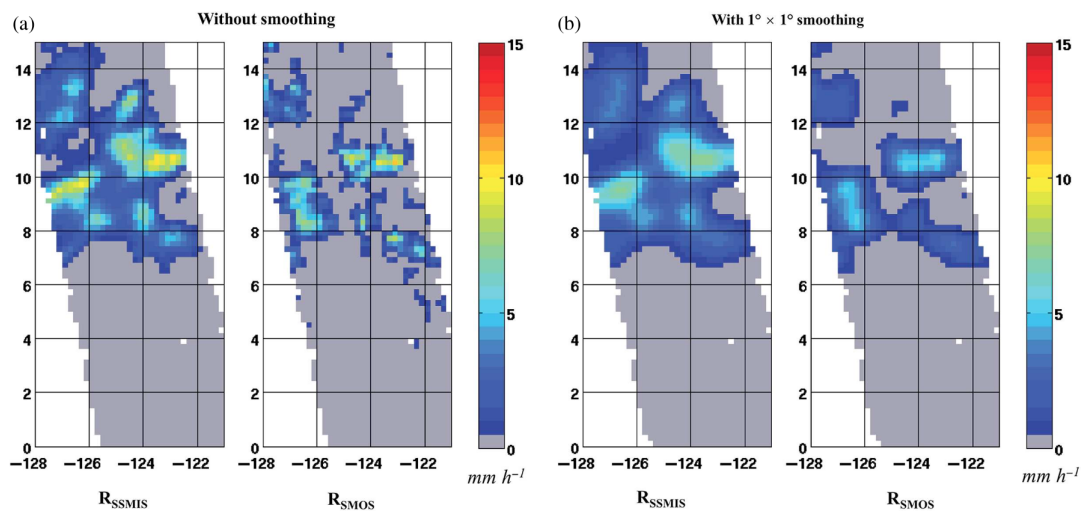
**FIGURE 3.6** – A) SSS SMOS le 12/01/2015 ; B) Salinité de référence le 12/01/2015 ; C) Anomalie de SSS le 12/01/2015 ; D) SSS SMOS le 22/09/2015 ; E) Salinité de référence le 22/09/2015 ; F) Anomalie de SSS le 22/09/2015.

A) SMOS SSS on 01/12/2015 ; B) Reference salinity on 01/12/2015 ; C) SSS anomaly on 01/12/2015 ; D) SSS SMOS on 09/22/2015 ; E) Reference salinity on 09/22/2015 ; F) SSS anomaly on 09/22/2015.



**FIGURE 3.7** – Relation entre anomalie de SSS et taux de pluie SSMIS pour des colocalisations effectuées durant l'année 2015 A) sans lissage ; B) avec lissage à 1°.

Relationship between SSS anomaly and SSMIS rain rate for collocations during 2015 A) without smoothing ; B) with 1° smoothing.



**FIGURE 3.8** – *Comparaison entre taux de pluie SSMIS et taux de pluie estimés à partir de SMOS pour un évènement du 12 Janvier 2015 A) sans lissage ; B) avec lissage à 1°.*  
*Comparison between SSMIS rain rate and estimated rain rate from SMOS for an event of January 12, 2015 A) without smoothing ; B) with smoothing at 1°.*

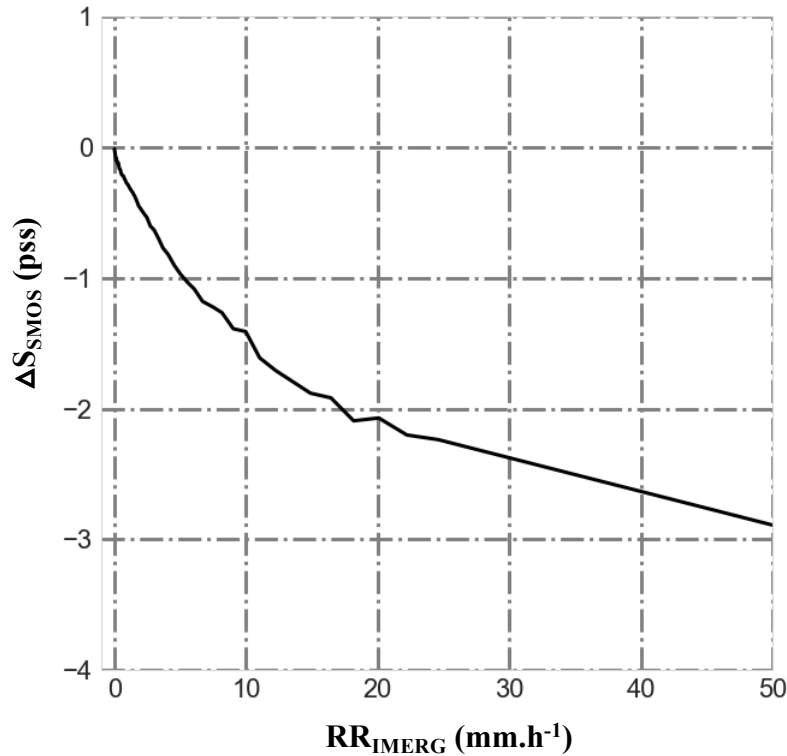
effectuée dans l’heure et demie autour de la mesure SMOS ou SMAP. Cette méthode est applicable uniquement dans les situations où la pluie est le phénomène dominant la variabilité de SSS. [Supply et al., 2020] ont identifié les cas où cette méthode est applicable en filtrant les zones affectées par les panaches de fleuves ou par une forte activité méso-échelle.

### Variabilité saisonnière et interannuelle des dessalures associées aux précipitations à l’échelle globale

La relation entre  $\Delta S$  et RR dépend du produit considéré ([Supply et al., 2020]). A partir d’anomalies de SSS SMOS, une nouvelle relation est donc dérivée entre les  $\Delta S$  SMOS et les RR IMERG. Le produit IMERG présente l’avantage de fournir un estimation de RR satellitaire en tout point de la surface du globe toutes les 30 minutes. La nouvelle relation dérivée et les RR IMERG permet de proposer en plus de la mesure SMOS dans le premier cm, une estimation de l’écart à une SSS "bulk", pour laquelle l’effet des pluies instantanées est corrigé. C’est cette approche qui a été choisie par le CATDS pour « corriger » les SSS SMOS de l’effet des précipitations. Elle s’appuie sur l’observation du comportement des estimations de SSS satellitaires en présence de pluie avec l’hypothèse qu’il est possible de négliger l’effet de l’histo-

### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELLE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

---

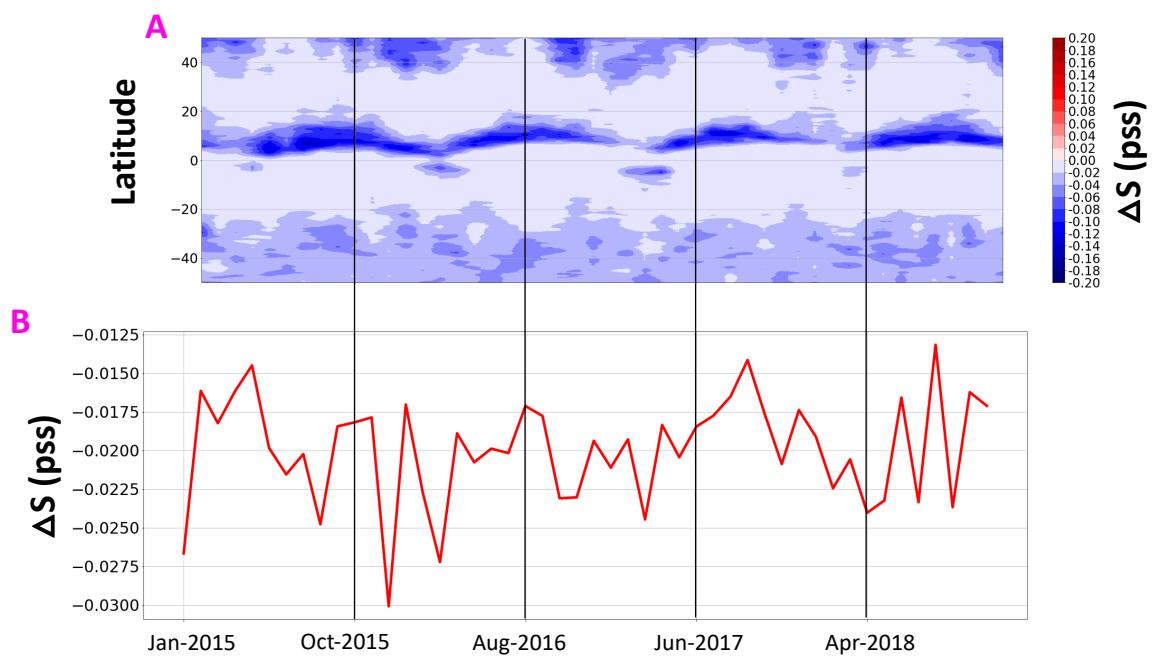


**FIGURE 3.9** – Relation entre dessalure et taux de pluie instantané dérivé à partir des anomalies de salinité SMOS et des taux de pluie IMERG.

*Relationship between freshening and rain rate derived from SMOS salinity anomalies and IMERG rain rates.*

rique de la pluie à l'échelle de la mesure satellitaire, que nous vérifierons plus tard. La figure 3.9 présente la relation entre  $\Delta S$  SMOS et les RR IMERG dérivée à partir de colocalisations effectuées durant l'année 2015.

Ainsi, à l'aide de cette relation, il est possible de tracer un diagramme de Hovmöller représentant l'évolution de l'anomalie de SSS estimée à partir des RR IMERG (figure 3.10). La figure 3.10A permet ainsi d'observer nettement la variabilité saisonnière de l'ITCZ et de son intensité, marquée par une oscillation nord-sud. Les  $\Delta S$  IMERG peuvent atteindre des valeurs mensuelles proches de -0.1 pss au niveau de l'ITCZ. Les anomalies de SSS IMERG sont très faibles entre  $0^\circ$  et  $20^\circ$  S ainsi qu'entre  $20^\circ$  et  $30^\circ$  N. Des anomalies de SSS moins marquées qu'au niveau de l'ITCZ sont observées pour les latitudes les plus élevées. Sur la figure 3.10B, on remarque que la moyenne globale mensuelle d'anomalie de SSS associée aux précipitations varie entre -0.01 pss et -0.03 pss de 2015 à 2018.



**FIGURE 3.10** – A) Diagramme de Hovmöller de l'anomalie de SSS en fonction de la latitude et du temps moyenné sur l'ensemble des longitudes ; B) Variabilité interannuelle de la dessalure estimée à partir des taux de pluie IMERG entre 2015 et 2018.

A) Hovmöller diagram of the SSS anomaly as a function of latitude and time averaged over all longitudes ; B) Interannual variability of the freshening estimated from IMERG rain rates between 2015 and 2018.

### 3.2.3 Impact du vent et de l'historique de la pluie sur les dessalures - Supply et al, 2020a

#### Présentation de l'article

Dans le cadre de cette étude, nous avons analysé l'effet de deux paramètres sur l'évolution de la salinité en conditions pluvieuses dans un pixel satellitaire : l'historique de la pluie et la vitesse du vent. Cette étude a aussi été l'occasion d'analyser la variabilité de la relation entre  $\Delta S$  et RR en fonction des algorithmes de pluie utilisés, ici au nombre de 3 : UMORA, GPROF et IMERG.

A partir de satellites mesurant des taux de pluie ayant des décalages en temps différents avec SMOS et SMAP, nous avons analysé les spectres d'autocorrélation du taux de pluie et de corrélation croisée entre le taux de pluie et l'anomalie de salinité, en vue de déceler une trace de l'impact de l'historique de la pluie. Nous avons effectué cette analyse pour différentes conditions de vent et dans différents océans.

Nous avons ensuite étudié la variabilité de la relation entre  $\Delta S$  et RR en fonction des conditions de vent. Cela nous a permis de comparer les résultats obtenus au cours de cette étude à ceux obtenus au cours de travaux précédents, utilisant modélisation et mesures in-situ. Nous avons dérivé de nouveaux coefficients pour la loi empirique dérivée par [Drushka et al., 2016] permettant de relier RR,  $\Delta S$  et WS, adaptés à la résolution de la mesure satellitaire. Les résultats de cette étude sont présentés dans l'article suivant ([Supply et al., 2020]) et montrent que :

- la vitesse du vent a un impact sur la relation entre RR et dessalure ;
- l'impact de l'historique de la pluie n'est pas décelable à partir des estimations de dessalures des radiomètres en bande-L à l'exception d'un faible impact observable à faible vent ;
- la relation entre dessalure, RR et WS obtenue à partir des estimations satellitaires est très différente de celle dérivée par Kyla et al (2016).

#### Article



## Chapter 58

# Variability of Satellite Sea Surface Salinity Under Rainfall



**Alexandre Supply, Jacqueline Boutin, Gilles Reverdin, Jean-Luc Vergely,  
and Hugo Bellenger**

**Abstract** Two L-Band (1.4 GHz) microwave radiometer missions, the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) and the Soil Moisture Active and Passive (SMAP) missions, currently provide salinity measurements in the first centimeter below the sea surface. At this depth, salinity variability at hourly temporal scales is dominated by the impact of precipitation. The dependency of the salinity freshening with the instantaneous rain rate (RR) observed between 50°S and 50°N, with SMOS and SMAP salinities, is very similar. We investigate the influence of rain history on salinity anomalies. By using rain rates retrieved from several microwave satellites measurements including Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR-2), and Special Sensor Microwave Imager Sounder 17 (SSMIS-17 and SSMIS-16) and by taking advantage of their different crossing times, we estimate the temporal cross-correlation function between salinity freshening and rain rate for different time lags in various tropical and high latitudes regions. Whatever the region, the magnitude of the salinity anomaly associated with precipitation is dominated by the instantaneous RR for each area. The apparent correlation between salinity anomaly and rain history can be explained by RR auto-correlation. The relationship between salinity anomaly ( $\Delta S$ ) and RR is then investigated in six regions, with RR provided using three different algorithms (the Unified Microwave Ocean Retrieval Algorithm (UMORA), the Goddard Profiling algorithm (GPROF) and Integrated MultisatellitE Retrievals for GPM (IMERG)). Differences in RR distribution between the various algorithms lead to

---

A. Supply (✉) · J. Boutin · G. Reverdin  
CNRS, IRD, MNHN, Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Expérimentations et  
Approches Numériques (LOCEAN), Sorbonne Université, Paris, France  
e-mail: [alexandre.supply@locean.upmc.fr](mailto:alexandre.supply@locean.upmc.fr)

J.-L. Vergely  
ACRI-st, Guyancourt, France

H. Bellenger  
Laboratoire de Météorologie Dynamique/IPSL, CNRS, Sorbonne Université, École Normale  
Supérieure, École Polytechnique, Paris, France

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka, Japan

© Springer Nature Switzerland AG 2020  
V. Levizzani et al. (eds.), *Satellite Precipitation Measurement*, Advances in Global  
Change Research 69, [https://doi.org/10.1007/978-3-030-35798-6\\_34](https://doi.org/10.1007/978-3-030-35798-6_34)

1155

differences of up to a factor of 2 in  $\Delta S$  versus RR slopes. For a given RR product, we also observe that part of the variability in  $\Delta S$  versus RR relationships is related to the variability in wind speed regimes as detected by SMAP wind speed.

**Keywords** Precipitation · Rain rate · Sea surface salinity · SMOS · SMAP · SSMIS · AMSR-2 · MIRAS · Microwave · UMORA · GPM · GPROF · IMERG

## 58.1 Introduction

Since 2010, the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS, Kerr et al. 2010) mission provides the longest record of Sea Surface Salinity (SSS) from space, with a spatial resolution of  $\sim 50$  km.<sup>1</sup> Since 2015, the Soil Moisture Active and Passive (SMAP, Piepmeier et al. 2017) performs measurements at a similar spatial resolution. Hence, during the last 3 years, the complementarity of the spatio-temporal sampling by the two instruments provides the opportunity to improve the spatial and temporal coverage of salinity measurements from space and to reduce the mean time lag between two salinity estimates in a given pixel.

Although satellite sea surface salinity (SSS) measurements are slightly noisier than in-situ SSS measurements, recent reprocessing of SMOS and SMAP SSS estimates provide very realistic SSS variability with a spatio-temporal resolution not accessible from in situ measurements only (Tang et al. 2017; Boutin et al. 2018). They are of special interest for studying synoptic SSS variability at scales not resolved by Argo measurements, roughly less than 600 km and less than 1 month (e.g. Boutin et al. 2015). In particular, satellite SSS provides new insights into links between river discharge and interannual variability of SSS, e.g. in the Gulf of Mexico (Fournier et al. 2016), and in the western equatorial Atlantic Ocean (Fournier et al. 2017a). At weekly and small spatial scales, strong interaction between fresh river plumes, currents and mesoscale eddies have been evidenced by Fournier et al. (2016) and Fournier et al. (2017b) in the Gulf of Mexico and Bay of Bengal, respectively.

Rainfall influences salinity at various scales. During a year, ITCZ rainfall and Ekman dynamics lead to the displacement of a significant amount of freshwater, greatly reducing salinity in rainy areas but also in non-rainy areas by Ekman transport (Yu 2015; Hasson et al. 2018). Abe et al. (2018) show that accumulation of rain may induce the formation of low salinities eddies with low salinity reaching 70 m depth. These studies, which provide information on various phenomena that impact SSS at temporal scales longer than typically 1 month, are an important background to consider when investigating the effect of rain rate (RR) on SSS at

---

<sup>1</sup>Estimated as the diameter of the equivalent circle, centered on a Grid Point, where SSS is retrieved. The area of the equivalent circle is equal to the mean area of the footprint ellipses of the brightness temperatures ( $T_b$ ) entering in the SSS retrieval. However, given that the SMOS noisiest  $T_b$  are the ones having the lowest resolution, the effective SMOS SSS resolution is likely between 43 km (the mean diameter in the Alias Free Field Of View) and 50 km.

smaller temporal scales. A better understanding of salinity freshening due to rain is needed to improve the interpretation of satellite salinity. Actually, rain events may induce large differences ( $> 1$  pss; dimensionless number of the Practical Salinity Scale) between the first upper centimeter of the ocean and a few meters depth (Henocq et al. 2010; Reverdin et al. 2012). Current ocean general circulation models usually do not include a detailed description of the processes involved in the upper centimeters depth (Bellenger et al. 2017), so that a rain correction should be first applied to the satellite salinity before they can be confronted with ocean model simulations at several tens of centimeters or several meters depth.

After a rain event, salinity is generally quickly restored (on the order of a few hours) to a level close to the one observed before the rain event (Wijesekera et al. 1999; Soloviev et al. 2002; Reverdin et al. 2012; Drushka et al. 2016). However, in some cases, fresh lenses have been observed with a persistence time close to 24 h (Walesby et al. 2015; Dong et al. 2017; Pei et al. 2018). Fresh lens emergence and their spatial and temporal evolution are not well understood (air-sea fluxes of heat and momentum, advection, upper-ocean mixing, etc.). Recent studies succeed to simulate rain-induced fresh lens formation and life cycle by using one-dimensional water column models, the Generalized Ocean Turbulence Model (GOTM, Drushka et al. 2016) or a prognostic model (Bellenger et al. 2017). In these cases, duration of freshwater cool lens is estimated as function of windspeed (WS) and maximum RR. With a maximum RR of  $20 \text{ mm h}^{-1}$ , a fresh lens may persist less than 2 h in high WS ( $10 \text{ m s}^{-1}$ ) conditions and up to 7 h in the low WS ( $1 \text{ m s}^{-1}$ ) case (Bellenger et al. 2017). However, these studies are limited to very local scale and have been validated with a limited number of in situ measurements. To predict the influence of rain on salinity, the Rain Impact Model (RIM) applies a one-dimensional turbulent diffusion model from Asher et al. (2014) considering a rain history from the past 24 h that was calibrated using a few rain events observed with the Surface Salinity Profiler (SSP) instrument during the Kilo Moana 2011 cruise (Asher et al. 2014).

Based on satellite observations, a strong correlation between SSS negative anomalies ( $\Delta S$ ) and RR at short temporal ( $< 1$  h) scales have been reported by several studies (see a review in Boutin et al. 2016). Dependency of SSS freshening with RR has a similar order of magnitude to the ones obtained by Schlüssel et al. (1997) with a surface renewal model of the molecular diffusion layer, 0.05 mm for salinity, likely because rain mixing affects salinity in the first centimeters of the surface ocean (Ho et al. 2000; Zappa et al. 2009).

Supply et al. (2017) focuses on the relationship between  $\Delta S$  and RR in the Inter Tropical Convergence Zone area without considering the potential influence of WS and RR history on the relationship despite the link shown with in-situ measurements. Santos-Garcia et al. (2014), use the RIM model fitted to Aquarius satellite measurements to relate Aquarius  $\Delta S$  to rain accumulation during the previous 24 h. However, given the temporal under sampling of SSS measured by a single satellite mission (at least 12 h), these studies do not allow one to estimate precisely the hourly evolution of  $\Delta S$  associated with a rainy event. Thus, to date, a clear freshening signature remaining at the sea surface a few hours after a rain event was not demonstrated in satellite data. We investigate here the role of RR history on SSS

anomalies by using several RR satellites combined with SMOS and SMAP data. Models and in-situ measurements indicate that the relationship between RR and  $\Delta S$  is influenced by WS. We also study this dependency with satellite measurements.

Our study region covers all the oceans between 50°S and 50°N, after removing periods and areas with SSS variability driven by non-rainy processes. A better understanding of the link between RR and  $\Delta S$  will also benefit satellite RR estimation. Validation of RR measurements over ocean is hindered by the low number of measurements, especially at high latitudes and the difficulty of comparing punctual in-situ and spatially integrated satellite measurements. Compared with RR satellites, SMOS and SMAP SSS measurements have very close spatial resolution and offer an alternative method to complement the rainfall monitoring. We analyze the possibility of using both satellites to assess different RR products.

In Sect. 58.2, we introduce data and methods. In Sect. 58.2.3, results are detailed: (1) intercomparison of RR and SSS products; (2) imprint of RR history on SSS anomaly; (3) variability of  $\Delta S/RR$  relationship and influence of WS and rain product. In Sect. 58.4, we discuss the results and perspectives of this study.

## 58.2 Data and Method

SSS, WS and RR data used in this study are summarized in Table 58.1.

### 58.2.1 Salinity and Wind Speed Data

The SMOS mission carries an L-band Microwave Interferometric Radiometer with Aperture Synthesis (MIRAS) from which SSS measurements are retrieved. It provides SSS from space since 2010 (Reul et al. 2014). We consider only SMOS retrieved SSS at  $\pm 400$  km from the center of the swath, which are less noisy. SMOS has a revisit time between 3 and 5 days and follows a sun synchronous orbit with a local equator crossing time at 0600 a.m. on the ascending node. SMAP provides SSS from space since April 2015. The SMAP swath is 1000 km with a shorter revisit time (between 2 and 3 days). It crosses the Equator at the same local time as SMOS but in the opposite phase, near 0600 a.m. for descending orbits and near 0600 p.m. for ascending orbits.

In this study, we use the following Level 2 SSS. SMOS SSS are corrected from land-sea contamination and from seasonal latitudinal systematic effects as described in (Boutin et al. 2018) and are available at CATDS (Centre Aval de Traitement des Données SMOS) (SMOS CPDC L2Q products (CATDS 2017)). SMAP SSS are from the L2B version 4 product from JPL (Fore et al. 2017). Satellite SSS are oversampled on an Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE) grid of 25 km spacing for SMOS and on a swath grid of 25 km spacing for SMAP. The effective spatial

**Table 58.1** Dataset used in this study

Satellite	Instrument	Used variable	Approximative spatial resolution of retrieved variable	Approximative equator crossing time (local solar time) for ascending node	Data source	Algorithm
SMOS	MIRAS	Sea surface salinity	~50 km (averaged resolution; 43 km in the alias free field of view)	6:00 a.m.	CATDS	L2Q V300 (RE05)
SMAP	Radiometer	Sea surface salinity and wind speed	~60 km	6:00 p.m.	Jet Propulsion Laboratory	CAP V4
DSMP-F17	SSMIS	Rain rate	~35 km (based on 37 GHz)	06:30 p.m.	NASA precipitation processing system	GPROF: clim2017v1
					Remote sensing systems	UMORA: v07
DSMP-F16	SSMIS	Rain rate	~35 km (based on 37 GHz)	04:00 p.m.	NASA precipitation processing system	GPROF: clim2017v1
					Remote sensing systems	UMORA: v07
GCOM-W1	AMSR2	Rain rate	~9 km (based on 36.5 GHz)	01:30 p.m.	NASA precipitation processing system	GPROF: clim2017v1
					Remote sensing systems	UMORA: v08
Several satellites	–	Rain rate	0.1°	Each 30 min	NASA precipitation processing system	IMERG v05B

resolution of these SMOS and SMAP level 2 SSS are quite similar, close to 60 km for SMAP and 50 km for SMOS.

Erroneous SMOS L2Q SSS are removed based on the minimum and maximum acceptable values provided in the files (Vergely and Boutin 2017). We also remove SSS values identified as non-valid during the retrieval process before the application of the bias removal process (Vergely and Boutin 2017) and SSS values very different (difference larger than 3 pss) from a nearby SSS flagged as valid. For SMAP, we use SSS data flagged as valid.

SMOS and SMAP SSS are retrieved using a maximum likelihood approach. For both products, an SSS uncertainty is derived by taking the observed mismatches between observed and modelled brightness temperatures (Tbs) (e.g., like in RFI polluted areas) into account (Boutin et al. 2018; Fore et al. 2017). In our study we only consider SMOS or SMAP SSS with uncertainty lower than 0.8 pss.

We use WS provided in the SMAP files, assuming that the constant 40° incidence angle of SMAP and its rotating antenna would provide a WS with a more conservative error than the SMOS estimate that is likely dependent on the geometry in the SMOS field of view and that covers incidence angles from 0 to ~60° while horizontal-vertical polarization contrasted signature of roughness is only expected at high incidence angles. The WS retrieved by the SMAP CAP v4 retrieval algorithm uses National Centers for Environmental Prediction Global Forecast System (NCEP GFS) ancillary WS with an error of 1.5 m s<sup>-1</sup> (Fore et al. 2017).

All SSS and WS data are interpolated for each day (ascending and descending orbits separately) on a regular grid of 0.2° × 0.2° before deriving SSS anomalies from SMOS ( $\Delta S_{SMOS}$ ) and SMAP ( $\Delta S_{SMAP}$ ).

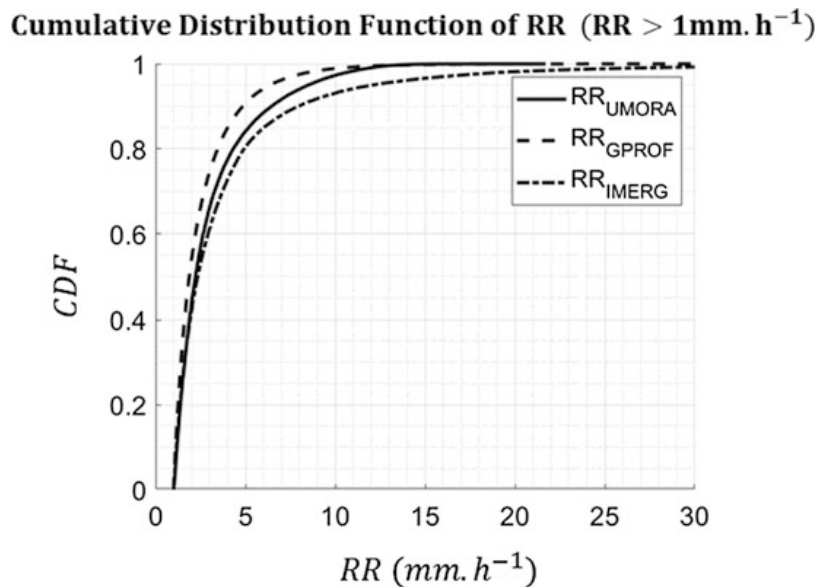
### 58.2.2 Rain Rate Data

Our study takes advantage of the satellite constellation of the Global Precipitation Measurements (GPM) mission (Hou et al. 2014), dedicated to providing the best possible coverage for monitoring rainfall (Kidd and Huffman 2011), with RR from three different algorithms: Unified Microwave Ocean Retrieval Algorithm (UMORA; Hilburn and Wentz 2008; Wentz et al. 2012, 2014), The Goddard Profiling scheme (GPROF; Kummerow et al. 1996; GPM Science Team 2016, 2017a, b) and the Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG, Huffman 2018). GPROF uses a Bayesian approach and cloud resolving models to extract rain information. UMORA simultaneously retrieves sea surface temperature, surface wind speed (in case of no rain), columnar water vapor, columnar cloud water, and surface rain rate from a variety of passive microwave sensors, after a very careful intercalibration of the various sensors (Hilburn and Wentz 2008). It uses an empirical relationship between cloud water liquid path, RR and rain column height. These two different algorithms make different microphysical assumptions, cloud and rain partitioning and rain column height. Previous studies have shown that with temporal and spatial smoothing the two RR estimates are close despite some bias in rainy

areas, especially in the East Pacific. In addition, comparisons of individual pixels show significant differences (Hilburn and Wentz 2008). The IMERG interpolated RR combines RR from various satellites of the GPM constellation derived with GPROF algorithm with IR-derived RR to provide RR estimates every 30 min using the morphing technique from the Climate Prediction Center Morphing method (CMORPH, Joyce et al. 2004). IR satellites are used to monitor the displacement of the rain cells. Accuracy of RR derived with morphing method decreases when time shift between considered time and satellite overpass increases (Joyce et al. 2004). Differences between IMERG, GPROF and UMORA algorithm induce differences of RR distribution, as shown in Fig. 58.1.

For UMORA and GPROF, we have considered RR estimated from three different near polar orbit satellites. Their various local equator-crossing times are used to study the effect of temporal shift on the correlation between salinity anomalies and rain rate. DSMP-F17 satellite equator crossing time is close to that of SMOS and SMAP during 2016. DSMP-F16 is more distant in term of time lag from SMOS and SMAP (2 h at the equator) and GCOM-W1 is the most distant in time (more than 4 h from SMOS and SMAP at the equator). These time lags are slightly variable depending on the location of the measurements across the wide satellite swaths.

All RR data are interpolated for each day (ascending and descending orbits separately) on a regular  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  grid.



**Fig. 58.1** Cumulative Distribution Function (CDF) of rain rates considered during the study (between  $50^\circ\text{S}$  and  $50^\circ\text{N}$ ) obtained with three different algorithms: UMORA (solid line), GPROF (dashed line) and IMERG (dash-dotted line). Only RR higher than  $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  are considered because RR distribution between UMORA, GPROF and IMERG between 0 and  $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  strongly differ due to the difficulty of identifying very low rain rates and expected corresponding freshening are within the error of satellite salinities



### 58.2.3 Method

The relationship between RR and SSS anomalies ( $\Delta S$ ) is investigated using the various RR datasets mentioned in the previous section. The influence of time lag between RR and SSS is investigated using RR from different satellites (see Table 58.1).

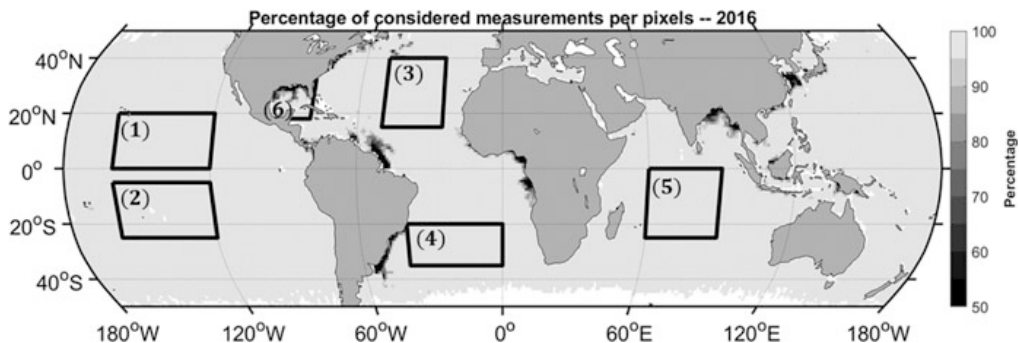
The study covers the period from January 2016 to December 2016 and the surface ocean between 50°S and 50°N. Complementarily, 6 study areas are defined for testing spatial variability:

1. North Tropical Pacific area (NTPa): between 160° and 120°W and between 0° and 20°N, which includes the Pacific ITCZ,
2. South Tropical Pacific area (STPa): between 160° and 120°W and between 25° and 5°S, which includes the South Pacific Convergence Zone (SPCZ),
3. North Atlantic area (NAa): between 50° and 25°W and between 15° and 40°N;
4. South Atlantic area (SAa): between 40° and 0°W and between 35° and 20°S;
5. South Tropical Indian area (STIa): between 60° and 90°E and between 25° and 0°S;
6. Gulf of Mexico area (GMa): between 100° and 80°W and between 18° and 32°N, in order to illustrate efficiency of river plumes filtering.

Most of these correspond to open ocean areas where rain dominates the salinity variability, whereas GMa offers a more challenging case with high variability due to eddies and Mississippi river plume. These study areas are reported in Fig. 58.2.

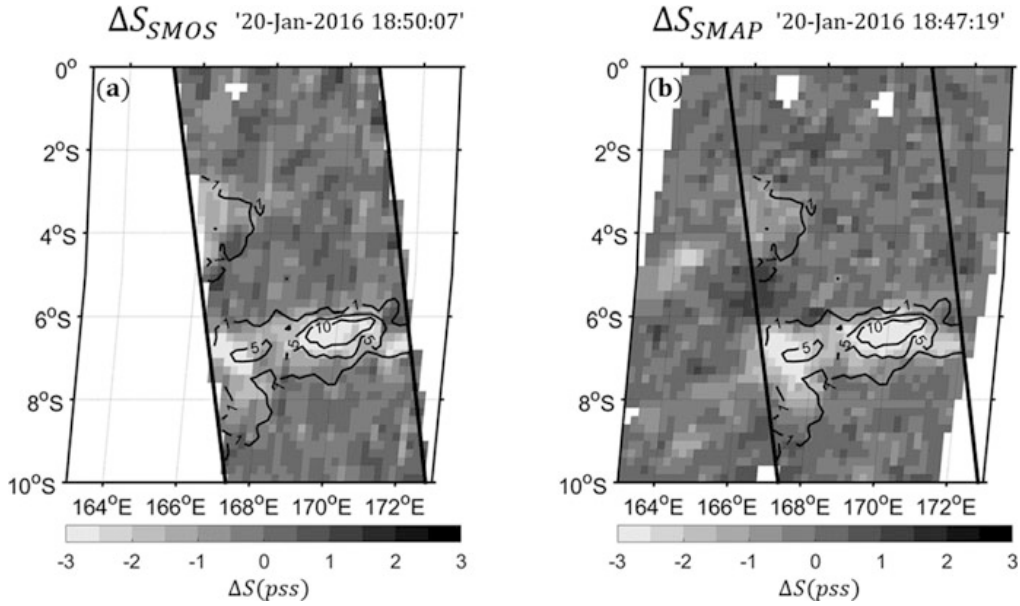
#### 58.2.3.1 Salinity Anomalies

The methodology we use to derive  $\Delta S$  depends only of satellite measurement in order to discard contamination by large scale systematic biases. As shown in Supply et al. (2017), the goal of the  $\Delta S$  derived spatially with this methodology is to be as close as possible to a temporal  $\Delta S$ , considering that the pixels surrounded by a rainy area are the most representative of expected salinity in the rainy area before rain



**Fig. 58.2** Percentage of measurements retained during 2016 after filtering based on monthly values of  $\overline{\Delta S}$  and  $\sigma_S$ . Black lines delimit study areas





**Fig. 58.3** Study case, 20 January 2016, (a) SMOS salinity anomaly (b) SMAP salinity anomaly (black line are RR isolines in  $\text{mm h}^{-1}$  from IMERG collocated at less than 15 min with SMOS)

happens ( $S_{\text{ref}}$ ). This methodology makes use of the upper part of the SSS distribution, which is assumed to be affected only by a noise equal to the SSS uncertainty that is provided in the SSS products, to derive a mean SSS used as a reference SSS not affected by rain. In Eq. (58.1),  $S$  is the salinity derived from L-Band satellites for the considered pixel.  $\Delta S$  and  $S_{\text{ref}}$  are derived from the same swath satellite measurements in a  $3^\circ \times 3^\circ$  area by using statistical assumptions:

$$\Delta S = S - S_{\text{ref}} \quad (58.1)$$

Equation (58.1) allows one to detect local SSS anomalies that are related to rain events, but also to other phenomena, creating large local SSS variability such as in river plumes and in regions with large mesoscale variability.

Figure 58.3 shows an example of a freshening event taking place during January 2016 in the SPCZ. During this event, SMOS and SMAP fly over the area of interest at less than 5 min apart. IMERG RR collocated with SMOS SSS in a 15-min radius suggests there was a large RR event in this area, with a spatial pattern very close to the spatial pattern of SMOS and SMAP  $\Delta S$ .

### 58.2.3.2 Detection of Rain History

Our goal is to distinguish the impact of the RR history on the observed SSS freshening from the impact of the instantaneous RR given the temporal auto-correlation of the RR ( $R_{\text{RR}}(\delta t)$ ). Hence, we compare the observed temporal cross-correlation function between  $\Delta S$  and RR ( $\Gamma_{\Delta S; \text{RR}}(\delta t)$ ), with the one inferred from RR temporal auto-correlation function and assuming that only instantaneous RR

### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELLE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

1164

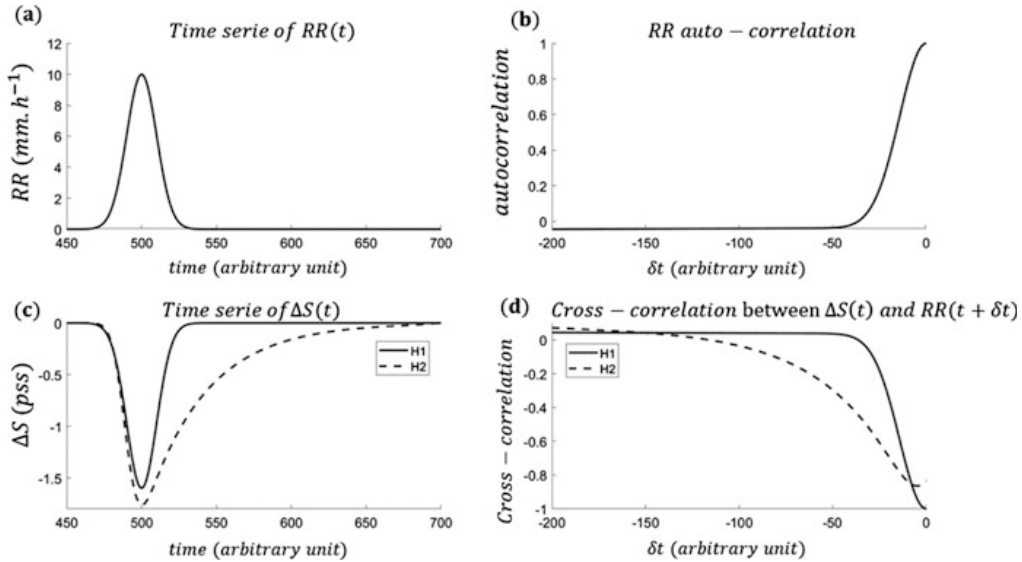
A. Supply et al.

matters ( $\Gamma_{\Delta S; RR}(\delta t)$ ) following Eq. (58.2) ( $r(X,Y)$  correspond to the Pearson correlation between X and Y):

$$\begin{aligned} R_{RR}(\delta t) &= r(RR(t), RR(t + \delta t)) \\ \Gamma_{\Delta S; RR}(\delta t) &= r(\Delta S(t), RR(t + \delta t)) \\ \Gamma_{\Delta S; RR}(\delta t) &= \Gamma_{\Delta S; RR}(\delta t = 0) \times R_{RR}(\delta t) \end{aligned} \quad (58.2)$$

Figure 58.4 illustrates two idealized case studies respecting two different hypotheses. In the case of no-influence of RR history on  $\Delta S$  (first hypothesis (H1)),  $\Delta S$  depends only on instantaneous RR,  $\Delta S$  (solid line in Fig. 58.4c) then evolves in phase opposition with RR, the maximum cross-correlation is obtained with a time lag of 0 (Fig. 58.4d, solid line). In the case of the influence of rain history (second hypothesis (H2)), some information on the rain event lasts after the rain abated, in other words, the salinity anomaly survives the rain event (Fig. 58.4d dashed line). Then, the cross-correlation function is flattened towards negative time lags.

RR and  $\Delta S$  time series are built as follows. For each pixel of the considered study area, we construct a one-year time series of  $\Delta S$  taken from SMOS and SMAP and a one-year time series of  $RR_{UMORA}$  retaining data from SSMIS-F17, SSMIS-F16 and AMSR-2. Then we group all pixel measurements per class of temporal shift (1-h long) and compute auto-correlation and cross-correlation functions. We only retain cases with correlations computed with a minimum number of points of 1000 and a null hypothesis (no relationship between the two considered variables) rejected with a risk of error lower than 1%.



**Fig. 58.4** (a) Idealized Rain event (b) Auto-correlation function of RR for idealized rain event (c) Idealized salinity freshening due to the idealized rain event without influence of rain history (line) and with hypothetical influence of rain history (dashed-line). (d) Cross correlation function between RR and salinity freshening without (line) and with (dashed line) influence of time history. In b) and d) negative time lags concern rain before  $\Delta S$

### 58.2.3.3 Filtering of Non-rainy Processes and $\Delta S$ Versus Instantaneous RR Relationship

In order to study  $\Delta S$  versus instantaneous RR relationship, SMOS, SMAP and SSMIS17 measurements are collocated within a 30-mn radius. However, before studying  $\Delta S_{SMOS}$ ,  $\Delta S_{SMAP}$  and RR coherency, we start by filtering areas where temporal and spatial variability of  $\Delta S$  are not due to rain. Our filtering methodology considers that rain events are very intermittent, leading to smaller monthly averaged absolute values of  $\Delta S$  than  $\Delta S$  associated with other processes that vary more slowly. We compute monthly running mean ( $\overline{\Delta S}$ ) and standard deviation ( $\sigma_S$ ) of SSS in each pixel and day. Areas where  $\Delta S$  variability is not dominated by rain as river plumes or eddies have high absolute values of  $\overline{\Delta S}$ . We empirically set a threshold value for  $\overline{\Delta S}$  and  $\sigma_S$ : each pixel with  $\overline{\Delta S}$  lower than  $-0.65$  pss and  $\sigma_S$  higher than  $1.75$  pss is excluded from the study. Areas impacted by the filtering are shown in Fig. 58.2, which particularly highlights river plumes. Some eddies with low monthly-averaged  $\Delta S$  magnitude and edges of rivers plumes may be omitted by this filtering methodology, which will be a small source of error in computing the relationship between  $\Delta S$  and RR. 0.5% of SMOS/SMAP/SSMIS17 collocated grid points are filtered by using this criterium.

To analyze filtering effects, we compare the relationships between  $\Delta S$  and RR without and with filtering. Observed  $\Delta S_{SMOS}$  versus  $RR_{UMORA}$  and  $\Delta S_{SMAP}$  versus  $RR_{UMORA}$  follow an almost near-linear relationship (Fig. 58.5a, b). Data excluded by the filtering do not show any correlation between  $\Delta S$  and RR contrary to not-filtered data (Table 58.2). Very low differences are found on correlation values

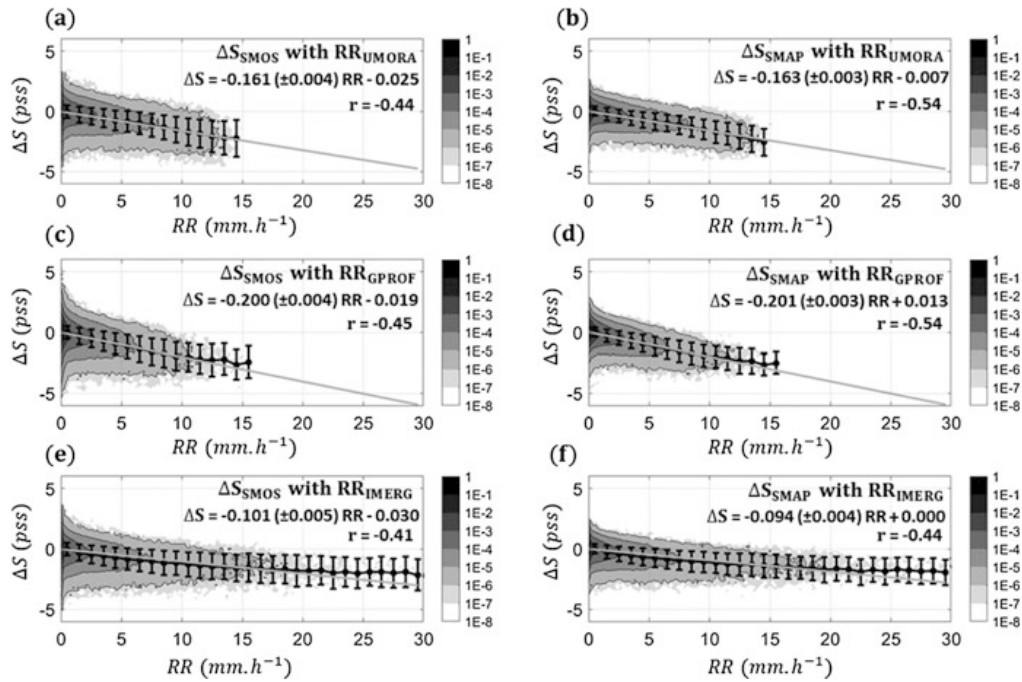
**Table 58.2** Statistics at global scale of  $\Delta S$  versus  $RR_{UMORA}$  relationship for different filtering (Slope is obtained with a linear regression ( $Y = \Delta S$ ,  $X = RR_{UMORA}$ ) and Root Mean Squared Error  $RMSD = \sqrt{(\Delta S - \Delta S_e)^2} = \sqrt{(\Delta S - 0.16 RR_{UMORA})^2}$  with  $\Delta S_e$  estimated considering a relationship between  $\Delta S$  and  $RR_{UMORA}$ )

Statistic	Filtering	SMOS <=50 km	SMAP~60 km	Number of considered pixels
Correlation	Without filtering	-0.18	-0.23	10098821
	Data kept after filtering	-0.18	-0.25	10048024
	Data excluded after filtering	-0.04	0.01	50797
Slope	Without filtering	-0.1625 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>  ±0.0002 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>	-0.1645 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>  ±0.0001 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>	10098821
	Data kept after filtering	-0.1607 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>  ±0.0004 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>	-0.1626 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>  ±0.0007 pss. (mm. h <sup>-1</sup> ) <sup>-1</sup>	10048024
RMSD	Without filtering	0.61 pss	0.49 pss	10098821
	Data kept after filtering	0.58 pss	0.45 pss	10048024

### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELLE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

1166

A. Supply et al.



**Fig. 58.5** Relationship between  $\Delta S$  and  $RR$  (a) for SMOS and  $RR_{UMORA}$  (b) for SMAP and  $RR_{UMORA}$  (c) for SMOS and  $RR_{GPROF}$  (d) for SMAP and  $RR_{GPROF}$  (e) for SMOS and  $RR_{IMERG}$  (f) for SMAP and  $RR_{IMERG}$  after filtering (black points are average per class of  $RR$  and error bar standard deviation per class of  $RR$ . Grey lines are linear regression fit. The color scale corresponds to the  $\log_{10}$  of the number of occurrences). Pearson correlation coefficient are computed for  $RR$  higher than  $1 \text{ mm h}^{-1}$  because  $RR$  distribution between  $UMORA$ ,  $GPROF$  and  $IMERG$  between  $0$  and  $1 \text{ mm h}^{-1}$  strongly differ due to the difficulty of identifying very low rain rates. The magnitude of the error at the origin derived from linear regression is  $10E-4$  for all cases

when considering cases with and without filtering, but the RMSD of  $\Delta S$  versus  $RR$  relationship decreases from  $0.57$  to  $0.54$  pss for SMOS and from  $0.44$  to  $0.40$  pss for SMAP when filtering is applied. The filtering does not significantly influence the slope of the relationship between  $\Delta S$  and  $RR$ . Differences in correlation and RMSD between SMOS and SMAP datasets (Table 58.2) are consistent with the difference in their resolution.

For individual study areas, filtering does not influence the correlation level except in the Gulf of Mexico area. The filtering helps to remove large anomalies related to the river plume of Mississippi River and improves the correlation from  $-0.15$  to  $-0.19$  ( $-0.37$  to  $-0.43$  when taking only rainy cases into account).

## 58.3 Results

### 58.3.1 Intercomparison of RR and SSS Products

Considering the three RR products, the  $\Delta S_{\text{SMOS}}$  and  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  follow nearly the same dependencies with respect to  $\text{RR}_{\text{UMORA}}$  and  $\text{RR}_{\text{GPROF}}$ . Linear regressions are computed for the three RR products but only UMORA and GPROF follow linear relationship with  $\Delta S$  contrary to IMERG as shown in Fig. 58.5. Slopes obtained with the linear regression are dependent of the RR product used but the Pearson correlation values ( $r$ ) are the same for UMORA and GPROF.  $r$  values are lower with IMERG due to the non-linearity of the relationship with this RR product. The absolute value of  $\Delta S$  versus RR slope obtained with GPROF is significantly higher than with UMORA. These differences of slope can be explained by the difference of RR distribution between UMORA and GPROF shown in Fig. 58.1.

Figure 58.5 also illustrates similar values of  $\Delta S$  standard deviations per class of RR between the different RR products. These values are however lower for  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  in comparison with  $\Delta S_{\text{SMOS}}$ . Actually, the noise on  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  is less than the noise on  $\Delta S_{\text{SMOS}}$  in almost the same ratio as the spatial integration of both instruments (50 km or less for SMOS,  $\sim 60$  km for SMAP). The difference in resolution also explains lower values of  $r$  with  $\Delta S_{\text{SMOS}}$  in comparison with  $\Delta S_{\text{SMAP}}$ .

### 58.3.2 Which Is the Imprint of Rain History on Salinity Anomalies?

For this particular study, we do not apply the filtering methodology to remove a part of its possible signature. For this reason, the rain history effect is not studied in the GMa area because of the influence of the Mississippi river plume. IMERG is not used here because of non-linearity between RR and  $\Delta S$  (see Sect. 58.3.1) and also to avoid the use of interpolated measurements.

Figure 58.6a–e shows that very similar results are obtained in the different study regions. The maximum of  $\Delta S/\text{RR}$  cross-correlation is recorded for the shortest time lag. NTPa area, STPa area and STIa show higher correlation levels compared to other areas because of a higher signal to noise ratio (larger RR in tropical regions and lower noise in satellite SSS in warm waters), and the NAa and SAa areas, which contain the less precise SSS, present the lowest correlation.

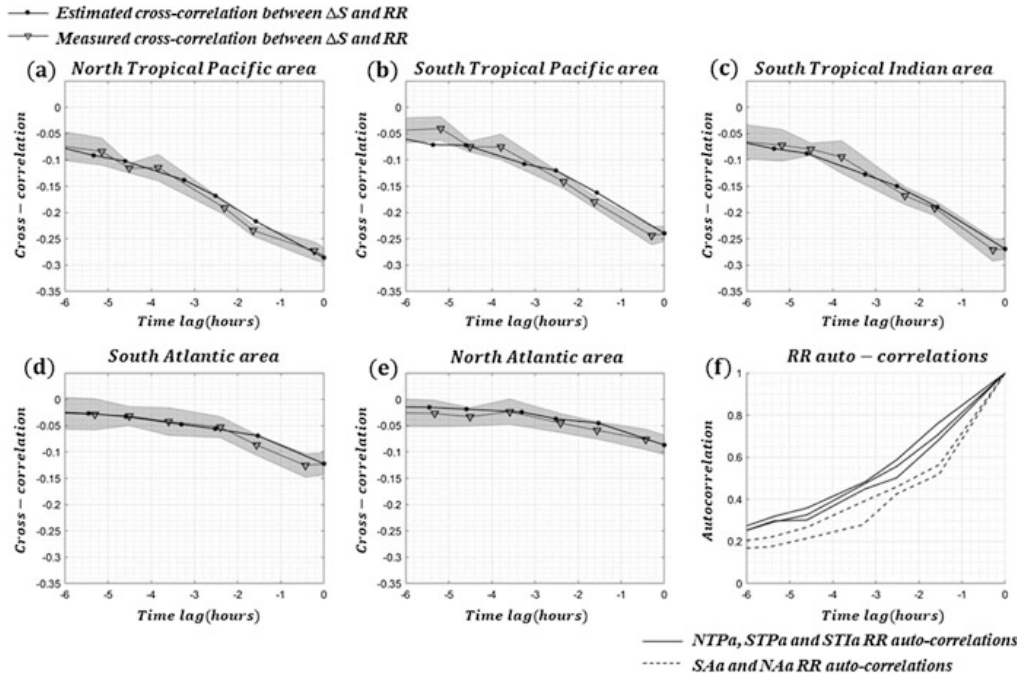
Figure 58.6a–e and low error on the observed  $\Delta S$  versus RR cross-correlation demonstrates that  $\Delta S$  versus RR cross-correlation derived from RR auto-correlation fits very well with observed  $\Delta S$  versus RR cross-correlation in all areas. Only cross-correlations considering RR between 1 and 2 h before  $\Delta S$  measurements seem to show a correlation slightly higher (in absolute value) in comparison with the estimated cross-correlation for NTPa and STPa areas. The differences in RR auto-correlation (Fig. 58.6f) do not influence the correspondence between the observed



### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELLE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

1168

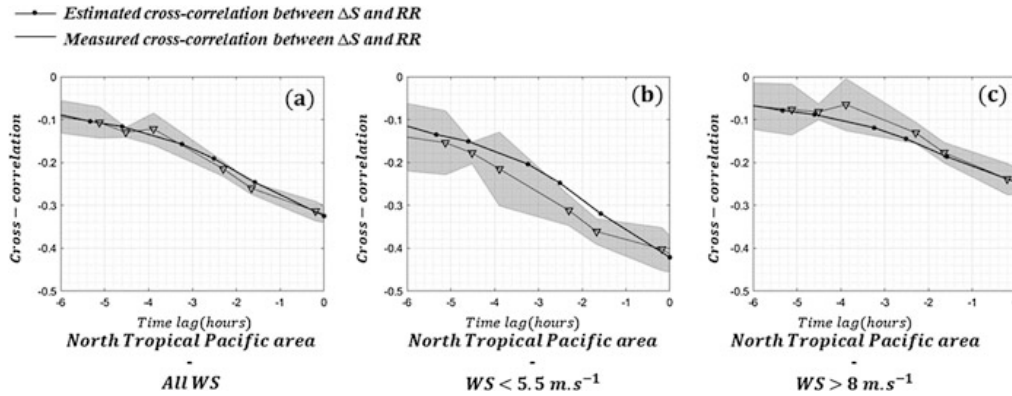
A. Supply et al.



**Fig. 58.6** For each study area (a, b, c, d, e): (triangle) Temporal cross-correlation between  $\Delta S$  and RR (individual triangles are linked with a dashed line) (dots) Estimated cross-correlation between  $\Delta S$  and RR inferred from RR auto-correlation and correlation between  $\Delta S$  and instantaneous RR (individual dots are linked with a line). Grey colored areas show the  $2\sigma$  confidence interval for the  $\Delta S$  versus RR cross-correlation. Negative time lags concern rain before considered freshening. (f) RR auto-correlations for study areas

$\Delta S$  versus RR cross-correlation and  $\Delta S$  versus RR cross-correlation derived from RR auto-correlation. This result shows that the correlation between  $\Delta S$  and past RR is mainly due to the temporal auto-correlation of RR. Similar results are obtained by using  $RR_{GPROF}$ .

These results do not consider the potential influence of WS. Figure 58.7 shows the computation of  $\Delta S/RR$  cross-correlation for different classes of SMAP WS in the case of the NTPa area (chosen as one of the areas with the largest WS range (with SIa) and lower WS under rain). The classes of WS are defined as low WS (lower than the 0.3 quantile) and high WS (higher than the 0.7 quantile). If the low WS conditions are encountered over all the NTPa area, high WS conditions are encountered closer to the equator. For salinity, only SMAP measurements are considered and we use SMAP WS. These results clearly show higher correlation between RR and  $\Delta S$  for lower WS. In addition, despite larger uncertainties, the case with low WS presents higher  $\Delta S/RR$  cross-correlation than expected considering only RR auto-correlation. This result seems to indicate an influence of rain history for temporal scales less than 5 h in low WS conditions. This part of the study is limited by WS being only known at the time of the SMAP SSS measurement. WS influence on the relationship between RR and SSS freshening is developed in the next section.



**Fig. 58.7** For NTPa study area and SMAP: (a) all WS (b) WS under  $5.5 \text{ m s}^{-1}$  (c) WS above  $8 \text{ m s}^{-1}$ . For the three plots: (triangle) Temporal cross-correlation between  $\Delta S$  and RR (individual triangles are linked with a dashed line) (dots) Estimated cross-correlation between  $\Delta S$  and RR inferred from RR auto-correlation and correlation between  $\Delta S$  and instantaneous RR (individual dots are linked with a line). Grey colored areas show the  $2\sigma$  confidence interval for the  $\Delta S$  versus RR cross-correlation. Negative time lags concern rain before considered freshening

### 58.3.3 Variability of the Relationship Between Salinity Freshening and Rain Rate as Function of Wind Speed

We then investigate the WS dependency of  $\Delta S$  as a function RR over the global ocean, using the filtering methodology (Sect. 58.2.3.3) and SMOS, SMAP as well as the three RR products. The results present a strong dependency of freshening for a given RR according to WS (Fig. 58.8). In no-rain and low rain cases,  $\Delta S_{\text{SMOS}}$  and  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  show some biases for high WS: a slight positive bias for  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  and a slight negative bias for  $\Delta S_{\text{SMOS}}$ . Despite of these slight biases, SMOS (Fig. 58.8a–c) and SMAP (Fig. 58.8d–f) show very similar patterns, with the three RR products concerning the dependency with WS. Nevertheless, as observed in Sect. 58.3.1, the magnitude of freshening differs strongly between RR products for each RR classes.  $\text{RR}_{\text{GPROF}}$  gives the more different relationship in comparison with  $\text{RR}_{\text{UMORA}}$  and  $\text{RR}_{\text{IMERG}}$ . The latter RR show very similar magnitudes between 0 and  $9 \text{ mm h}^{-1}$ , but over  $9 \text{ mm h}^{-1}$  freshening measured for a given  $\text{RR}_{\text{IMERG}}$  are lower than for the same  $\text{RR}_{\text{UMORA}}$  value. Figure 58.8 also shows that significant freshenings are always observed even for high WS (between  $10$  and  $12 \text{ m s}^{-1}$ ).

Drushka et al. (2016) present a relationship allowing to express maximum  $\Delta S$  ( $\Delta S_{\text{max}}$ ) as a function of maximum RR ( $\text{RR}_{\text{max}}$ ) and WS during a freshening event (58.3):

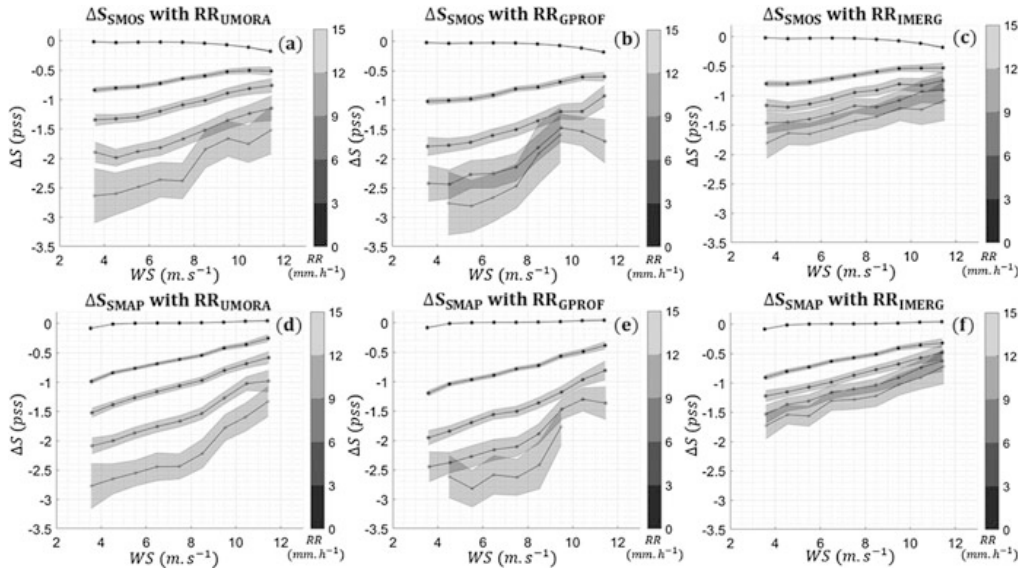
$$\Delta S_{\text{max}} = a \text{RR}_{\text{max}} \text{WS}^{-b} \quad (58.3)$$

with  $a = 0.11 \text{ ps} (\text{mm h}^{-1})^{-1}$  and  $b = 1.1$ . Considering the SMOS and SMAP estimates, we show that the rain history produces a negligible effect on freshening at

### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

1170

A. Supply et al.



**Fig. 58.8** Relationship between  $\Delta S$  and  $WS_{SMAP}$  per class of RR: (a) with  $\Delta S_{SMOS}$  and  $RR_{UMORA}$  (b) with  $\Delta S_{SMOS}$  and  $RR_{GPROF}$  (c) with  $\Delta S_{SMOS}$  and  $RR_{IMERG}$  (d) with  $\Delta S_{SMAP}$  and  $RR_{UMORA}$  (e) with  $\Delta S_{SMAP}$  and  $RR_{GPROF}$  (f) with  $\Delta S_{SMAP}$  and  $RR_{IMERG}$ . Points correspond to  $\Delta S$  and RR average for a given class of RR. Points are colored with a color corresponding to RR class

**Table 58.3** a and b coefficient for Eq. (58.2) considering  $RR_{UMORA}$ ,  $RR_{GPROF}$  and  $RR_{IMERG}$

	a	b
<b>UMORA</b>	$-0.37 \text{ pss. (mm. h}^{-1})^{-1}$	0.68
<b>GPROF</b>	$-0.90 \text{ pss. (mm. h}^{-1})^{-1}$	0.80
<b>IMERG</b>	$-0.35 \text{ pss. (mm. h}^{-1})^{-1}$	0.77

Change of sign compared to Drushka et al. (2016) is due to the fact that  $\Delta S_{max}$  is defined as the absolute value of the largest-in-magnitude negative value of  $\Delta S$  in Drushka et al. (2016)

satellite pixel scale. However, the influence of WS is important when considering instantaneous RR. For this reason, we assume that  $\Delta S$  and RR derived from satellites reflect in-situ  $\Delta S_{max}$  and  $RR_{max}$ . Hence, we replace in this equation  $\Delta S_{max}$  and  $RR_{max}$  with  $\Delta S$  and RR and derive parameters a and b with RR and WS from satellite data. We found different a and b values according to the RR product used (see Table 58.3). Values of a and b computed with satellites  $\Delta S$  and RR are different from one RR product to another and very different from values obtained by Drushka et al. (2016).



## 58.4 Discussion and Conclusion

We have developed a filtering methodology that highlight  $\Delta S_{\text{SMOS}}$  and  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  only where freshening is dominated by rain.  $\Delta S_{\text{SMOS}}$  and  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  are very consistent. They are combined with RR retrieved from several satellites with different equator crossing times thus in order to investigate rain history imprint on SMOS and SMAP  $\Delta S$  in various regions. For each of these regions, the apparent correlation between  $\Delta S$  and past RR intensity is primarily explained by RR auto-correlation while  $\Delta S$  magnitude is dominated by the instantaneous RR magnitude. Most commonly, the rain history influence seems to be negligible, even though a weak influence of rain history on  $\Delta S_{\text{SMOS}}$  and  $\Delta S_{\text{SMAP}}$  is suggested at low WS ( $< 5.5 \text{ m s}^{-1}$ ) for durations up to 5 h despite larger uncertainties. These results are consistent with model results obtained by Bellenger et al. (2017) showing that rain induced fresh lenses have short durations under moderate and high WS. Results obtained in this study show that WS mainly affects the relationship between instantaneous RR and freshening and seems to slightly influence the effect of rain history based on satellite estimations. Nevertheless, this result has to be taken with caution as it has been obtained considering  $WS_{\text{SMAP}}$ . L-band radiometers have been shown to detect high WS under rainfall very well (Reul et al. 2016; Meissner et al. 2017) but the validity of moderate WS retrieved together with SSS under rain events has not been fully assessed. It is due to the difficulty of monitoring the wind speed integrated over  $\sim 50 \text{ km}$  resolution under rainfall by other means. The WS retrieval also depends on the quality of the prior WS (NCEP GFS in case of SMAP with a  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  error). Hence, further validation would be necessary to fully assess the meaningfulness of our observation. In our analysis, we have confronted SMOS SSS with  $WS_{\text{SMAP}}$  in order to minimise error correlations between SMAP SSS and WS. Nevertheless, we cannot exclude that rain-induced roughness affects  $WS_{\text{SMAP}}$  for WS considered in this study (Tang et al. 2015) even if these effects can be moderated by the fact that they are important only at very low wind speeds and are negligible for moderate to high rain rates (we consider only WS higher than  $3 \text{ m s}^{-1}$  in this study).

We provide a comparison of  $RR_{\text{UMORA}}$ ,  $RR_{\text{GPROF}}$  and  $RR_{\text{IMERG}}$  products, through  $\Delta S$  versus RR relationship. We find that despite different slopes in the relationship, UMORA and GPROF record similar correlation levels with  $\Delta S$  (Table 58.3). This same level of correlation indicates that SMOS and SMAP freshenings are not able to distinguish  $RR_{\text{UMORA}}$  and  $RR_{\text{GPROF}}$  pattern globally. The difference of slope is due to the difference of RR distribution between UMORA and GPROF (Fig. 58.1).  $RR_{\text{UMORA}}$  are higher than  $RR_{\text{GPROF}}$  from 2 to  $15 \text{ mm h}^{-1}$  approximatively but higher RR are observed with  $RR_{\text{GPROF}}$ .  $RR_{\text{IMERG}}$  shows a very close to  $RR_{\text{UMORA}}$  behavior for the RR versus  $\Delta S$  relationship (Eq. 58.3) but  $RR_{\text{IMERG}}$  records higher RR than  $RR_{\text{UMORA}}$  which saturates at high RR (Fig. 58.1). Additionally,  $RR_{\text{IMERG}}$  and  $RR_{\text{UMORA}}$  present a better latitudinal stability of the RR versus  $\Delta S$  relationship for a given WS (not shown). This proximity between  $RR_{\text{IMERG}}$  and  $RR_{\text{UMORA}}$  may be explained by the more thorough calibrations performed in these products. For UMORA, radiometers are intercalibrated at

the brightness temperature level. For IMERG, RR are calibrated with respect to the GPM Combined Radar-Radiometer (CORRA; Greco and Olson 2006) product that uses RR from GPM Microwave Imager (GMI) and Dual-Precipitation Radar (DPR) instruments (Huffman 2018). IMERG RR values are also calibrated using GPCP data thereby modifying RR distribution. Use of the DPR with a finer resolution compared with microwave imagers may explain higher RR observed with IMERG relative to UMORA.

We show that for the range of WS between 3 and 12 m s<sup>-1</sup>,  $\Delta S$  versus RR relationship is modulated by WS, leading to different relationships in the different areas. These results are in line with results obtained by Meissner et al. (2014). However, the methodology that we use in this study to compute  $\Delta S$  allows us to homogenize the  $\Delta S$  versus RR relationship over all oceans for a given WS. As described in previous studies (e.g., Boutin et al. 2016), the use of the Schlüssel relationship (Schlüssel et al. 1997) describes at first order the  $\Delta S$  versus RR relationship observed with satellites. However, the Schlüssel relationship takes into account only the molecular diffusion layer for salinity (0.05 mm) but L-band satellite are influenced by rain induced freshening at 1 cm depth. These phenomena are considered by Drushka et al. (2016) and Bellenger et al. (2017) that use RR and WS to explain  $\Delta S$  spatial and temporal variability. We consider in this study  $\Delta S_{\max}$  and  $RR_{\max}$  as equal  $\Delta S$  and RR to retrieve  $\Delta S$ , RR and WS relationship determined in previous studies using satellite estimations. Derived coefficients differ from the Drushka et al. (2016) estimate. Diagnostic of these differences is a difficult, yet unsolved challenge. Dong et al. (2017) compared in-situ measurements with Drushka et al. (2016) coefficients for Eq. (58.3) and also found different coefficients corresponding to larger freshening for a given RR (using satellite RR) in comparison with freshening values found by Drushka et al. (2016). Differences of  $\Delta S$ , WS, RR relationships obtained in previous studies reveal the difficulties to compare results obtained at different spatial and temporal scales and for different depths and thus, the difficulties to compare in-situ measurements, model results and satellite estimations.

Scale influence on  $\Delta S$ , WS, RR relationships raise the question of heterogeneity effects. Rain history influence on freshening observed with in-situ measurements is not observed with satellite measurements. This may induce that part of the rain history effect is contained in an influence of WS considering instantaneous RR. These hypotheses need to be investigated in future studies. Understanding the influence of heterogeneity and its role on  $\Delta S$ , WS, RR relationship is needed to be able to isolate other phenomenon such as rain splashing.

This study provides a methodology that allows for the removal of the rainfall imprint from each SMOS or SMAP SSS estimation by using instantaneous RR from IMERG provided each 30-min, proposing an alternative solution to RIM model that uses RR history from the past 24 h.

There is a need to conduct detailed process studies to better understand the reasons for the differences between models and in situ measurements. It may lead to estimate distribution of global RR over oceans only considering  $\Delta S$  measured from SMOS and SMAP and thus to add an independant diagnostic tool of the bias error between different rain products that may reach relative values of 20% over the eastern Pacific Ocean (Adler et al. 2012).

**Acknowledgements** This work was funded by the ESA STSE SMOS+Rainfall project and by the CNES TOSCA SMOS-Ocean and CATDS projects. Alexandre Supply PhD grant is supported by Sorbonne Université. UMORA rain rates are distributed by Remote Sensing Systems. GPROF and IMERG rain rates are distributed by the Precipitation Processing System at the NASA Goddard Space Flight Center.

## References

- Abe, H., Ebuchi, N., Ueno, H., Ishiyama, H., & Matsumura, Y. (2018). Aquarius reveals eddy stirring after a heavy precipitation event in the subtropical North Pacific. *Journal of Oceanography*, *75*, 37–50. <https://doi.org/10.1007/s10872-018-0482-0>.
- Adler, R. F., Gu, G., & Huffman, G. J. (2012). Estimating climatological bias errors for the global precipitation climatology project (GPCP). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *51*, 84–99. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-052.1>.
- Asher, W. E., Jessup, A. T., Branch, R., & Clark, D. (2014). Observations of rain-induced near-surface salinity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, *119*, 5483–5500. <https://doi.org/10.1002/2014JC009954>.
- Bellenger, H., Drushka, K., Asher, W., Reverdin, G., Katsumata, M., & Watanabe, M. (2017). Extension of the prognostic model of sea surface temperature to rain-induced cool and fresh lenses. *Journal of Geophysical Research*, *121*, 484–507. <https://doi.org/10.1002/2016JC012429>.
- Boutin, J., Reul, N., Maes, C., Reverdin, G., Delcroix, T., & Gaillard, F. (2015). *Sea surface salinity from SMOS satellite mission: A synthesis of the main 2010–2015 oceanic results in France*. IUGG 2011–2015 report, 100–103. Available at [http://www.iugg.org/members/nationalreports/CNFGG\\_RapQuad\\_UGGI\\_2015.pdf](http://www.iugg.org/members/nationalreports/CNFGG_RapQuad_UGGI_2015.pdf), last accessed 30 Oct 2018.
- Boutin, J., Chao, Y., Asher, W. E., Delcroix, T., Drucker, R., Drushka, K., Kolodziejczyk, N., Lee, T., Reul, N., Reverdin, G., Schanze, J., Soloviev, A., Yu, L., Anderson, J., Brucker, L., Dinnat, E., Garcia, A. S., Jones, W. L., Maes, C., Meissner, T., Tang, W., Vinogradova, N., & Ward, B. (2016). Satellite and in situ salinity: Understanding near-surface stratification and sub-footprint variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *97*, 1391–1407. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00032.1>.
- Boutin, J., Vergely, J. L., Marchand, S., D'Amico, F., Hasson, A., Kolodziejczyk, N., Reul, N., Reverdin, G., & Vialard, J. (2018). New SMOS sea surface salinity with reduced systematic errors and improved variability. *Remote Sensing of Environment*, *214*, 115–134. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.05.022>. [Open Access version: <http://archimer.ifremer.fr/doc/00441/55254/>].
- CATDS. (2017). *CATDS-PDC L3OS 2Q – Debaised daily valid ocean salinity values product from SMOS satellite*. CATDS (CNES, IFREMER, LOCEAN, ACRI). Available at <https://doi.org/10.12770/12dba510-cd71-4d4f-9fc1-9cc027d128b0>, last accessed 30 Oct 2018.
- Dong, S., Volkov, D., Goni, G., Lumpkin, R., & Foltz, G. R. (2017). Near-surface salinity and temperature structure observed with dual-sensor drifters in the subtropical South Pacific. *Journal of Geophysical Research*, *122*, 5952–5969. <https://doi.org/10.1002/2017JC012894>.
- Drushka, K., Asher, W. E., Ward, B., & Walesby, K. (2016). Understanding the formation and evolution of rain-formed fresh lenses at the ocean surface. *Journal of Geophysical Research*, *121*, 2673–2689. <https://doi.org/10.1002/2015JC011527>.
- Fore, A., Yueh, S., Tang, W., & Hayashi, A. (2017). *SMAP salinity and wind speed data user's guide version 4.0*, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology. Available at [ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/smap/docs/JPL-CAP\\_V3/JPL\\_SMAP-SSS-UsersGuide.pdf](ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/smap/docs/JPL-CAP_V3/JPL_SMAP-SSS-UsersGuide.pdf), last accessed 30 Oct 2018.

### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELLE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

1174

A. Supply et al.

- Fournier, S., Reager, J. T., Lee, T., Vazquez-Cuervo, J., David, C. H., & Gierach, M. M. (2016). SMAP observes flooding from land to sea: The Texas event of 2015. *Geophysical Research Letters*, *43*, 10,338–10,346. <https://doi.org/10.1002/2016GL070821>.
- Fournier, S., Vandemark, D., Gaultier, L., Lee, T., Jonsson, B., & Gierach, M. M. (2017a). Interannual variation in offshore advection of Amazon-Orinoco plume waters: Observations, forcing mechanisms, and impacts. *Journal of Geophysical Research*, *122*, 8966–8982. <https://doi.org/10.1002/2017JC013103>.
- Fournier, S., Vialard, J., Lengaigne, M., Lee, T., Gierach, M. M., & Chaitanya, A. V. S. (2017b). Modulation of the Ganges-Brahmaputra river plume by the Indian Ocean dipole and eddies inferred from satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, *122*, 9591–9604. <https://doi.org/10.1002/2017JC013333>.
- GPM Science Team. (2016). *GPM SSMIS on F16 (GPROF) radiometer precipitation profiling L2 1.5 hours 12 km V05*, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), accessed [09/05/2018], <https://doi.org/10.5067/GPM/SSMIS/F16/GPROF/2A/05>
- GPM Science Team. (2017a). *GPM AMSR-2 on GCOM-W1 (GPROF) climate-based radiometer precipitation profiling L2A 1.5 hours 10 km V05*, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), accessed [09/05/2018], <https://doi.org/10.5067/GPM/AMSR2/GCOMW1/GPROFCLIM/2A/05>
- GPM Science Team. (2017b). *GPM SSMIS on F17 (GPROF) climate-based radiometer precipitation profiling 1.5 hours 12 km V05*, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), accessed [09/05/2018], <https://doi.org/10.5067/GPM/SSMIS/F17/GPROFCLIM/2A/05>
- Greco, M., & Olson, W. S. (2006). Bayesian estimation of precipitation from satellite passive microwave observations using combined radar–radiometer retrievals. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *45*, 416–433. <https://doi.org/10.1175/JAM2360.1>.
- Hasson, A., Puy, M., Boutin, J., Guilyardi, E., & Morrow, R. (2018). Northward pathway across the tropical North Pacific Ocean revealed by surface salinity: How do El Niño anomalies reach Hawaii? *Journal of Geophysical Research*, *123*, 2697–2715. <https://doi.org/10.1002/2017JC013423>.
- Henocq, C., Boutin, J., Reverdin, G., Petitcolin, F., Arnault, S., & Lattes, P. (2010). Vertical variability of near-surface salinity in the tropics: Consequences for L-band radiometer calibration and validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *27*, 192–209. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHO670.1>.
- Hilburn, K. A., & Wentz, F. J. (2008). Intercalibrated passive microwave rain products from the unified microwave ocean retrieval algorithm (UMORA). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *47*, 778–794. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1635.1>.
- Ho, D. T., Asher, W. E., Schlösser, P., Bliven, L., & Gordon, E. (2000). On mechanisms of rain-induced air–water gas transfer. *Journal of Geophysical Research*, *105*, 24045–24057. <https://doi.org/10.1029/1999JC000280>.
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., & Iguchi, T. (2014). The Global Precipitation Measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *95*, 701–722. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1>.
- Huffman, G. J. (2018). *GPM IMERG final precipitation L3 half hourly 0.1 degree × 0.1 degree V05B*, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), accessed [08/03/2018], <https://doi.org/10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/05>
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at 8 km, hourly resolution. *Journal of Hydrometeorology*, *5*, 487–503. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2).
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M. J., Font, J., Reul, N., Gruhier, C., Juglea, S. E., Drinkwater, M. R., Hahne, A., Martin-Neira, M., &

- Mecklenburg, S. (2010). The SMOS mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle. *Proceedings of the IEEE*, 98, 666–687. <https://doi.org/10.1109/jproc.2010.2043032>.
- Kidd, C., & Huffman, G. J. (2011). Global precipitation measurement. *Meteorological Applications*, 18, 334–353. <https://doi.org/10.1002/met.284>.
- Kummerow, C. D., Olson, W. S., & Giglio, L. (1996). A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 1213–1232. <https://doi.org/10.1109/36.536538>.
- Meissner, T., Wentz, F., Scott, J., & Hilburn, K. (2014). Assessment of rain impact on the Aquarius salinity retrievals. *Proceedings of the Ocean Salinity Science Workshop*, Exeter, United Kingdom, ESA. Available at [www.smos-sos.org/presentations-ocean-salinity-science-workshop](http://www.smos-sos.org/presentations-ocean-salinity-science-workshop), last accessed 30 Oct 2018.
- Meissner, T., Ricciardulli, L., & Wentz, F. J. (2017). Capability of the SMAP mission to measure ocean surface winds in storms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 1660–1677. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0052.1>.
- Pei, S., Shinoda, T., Soloviev, A., & Lien, R. C. (2018). Upper Ocean response to the atmospheric cold pools associated with the madden-Julian oscillation. *Geophysical Research Letters*, 45, 5020–5029. <https://doi.org/10.1029/2018GL077825>.
- Piepmeyer, J. R., Focardi, P., Horgan, K. A., Knuble, J., Ehsan, N., Lucey, J., Brambora, C., Brown, P. R., Hoffman, P. J., French, R. T., Mikhylov, R. L., Kwack, E.-Y., Slimko, E. M., Dawson, D. E., Hudson, D., Peng, J., Mohammed, P. N., De Amici, G., Freedman, A. P., Medeiros, J., Sacks, F., Estep, R., Spencer, M. W., Chen, C. W., Wheeler, K. B., Edelstein, W. N., O'Neill, P. E., & Njoku, E. G. (2017). SMAP L-band microwave radiometer: Instrument design and first year on orbit. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55, 1954–1966. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2631978>.
- Reul, N., Fournier, S., Boutin, J., Hernandez, O., Maes, C., Chapron, B., Alory, G., Quilfen, Y., Tenerelli, J., Morisset, S., Kerr, Y., Mecklenburg, S., & Delwart, S. (2014). Sea surface salinity observations from space with the SMOS satellite: A new means to monitor the marine branch of the water cycle. *Surveys in Geophysics*, 35, 681–722. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9244-0>.
- Reul, N., Chapron, B., Zabolotskikh, E., Donlon, C., Quilfen, Y., Guimbar, S., & Piolle, J. F. (2016). A revised L-band radio-brightness sensitivity to extreme winds under tropical cyclones: The five year SMOS-storm database. *Remote Sensing of Environment*, 180, 274–291. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.03.011>.
- Reverdin, G., Morisset, S., Boutin, J., & Martin, N. (2012). Rain-induced variability of near sea-surface T and S from drifter data. *Journal of Geophysical Research*, 117, C02032. <https://doi.org/10.1029/2011JC007549>.
- Santos-Garcia, A., Jacob, M. M., Jones, W. L., Asher, W. E., Hejazin, Y., Ebrahimi, H., & Rabolli, M. (2014). Investigation of rain effects on Aquarius Sea surface salinity measurements. *Journal of Geophysical Research*, 119, 7605–7624. <https://doi.org/10.1002/2014JC010137>.
- Schlüssel, P., Soloviev, A. V., & Emery, W. J. (1997). Cool and freshwater skin of the ocean during rainfall. *Boundary-Layer Meteorology*, 82, 437–472. <https://doi.org/10.1023/A:1000225700380>.
- Soloviev, A., Lukas, R., & Matsuura, H. (2002). Sharp frontal interfaces in the near- surface layer of the tropical ocean. *Journal of Marine Systems*, 37, 47–68. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00195-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00195-1).
- Supply, A., Boutin, J., Vergely, J. L., Martin, N., Hasson, A., Reverdin, G., Mallet, C., & Viltard, N. (2017). Precipitation estimates from SMOS sea surface salinity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(S1), 103–119. <https://doi.org/10.1002/qj.3110>.
- Tang, W., Yueh, S. H., Hayashi, A., Fore, A. G., Jones, W. L., Santos-Garcia, A., & Jacob, M. M. (2015). Rain-induced near surface salinity stratification and rain roughness correction for Aquarius SSS retrieval. *The Special Issue of the IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing (JSTARS) "Aquarius/SACD Mission Calibration"*



### 3.2. RELATION ENTRE SALINITÉ DE SURFACE, PLUIE ET VENT TELLE QU'OBSERVÉE À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

1176

A. Supply et al.

- Validation Performance and Retrieval Algorithms*”, 8(12), 5474–5484. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2463768>.
- Tang, W., Fore, A., Yueh, S., Lee, T., Hayashi, A., Sanchez-Franks, A., King, B., Baranowski, D., & Martinez, J. (2017). Validating SMAP SSS with in-situ measurements. *Remote Sensing of Environment*, 200, 326–340. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.021>.
- Vergely, J. L., & Boutin, J. (2017). SMOS OS level 3: The algorithm theoretical basis document (v300), 05/05/2017. Available at [http://www.catds.fr/content/download/78841/1005020/file/ATBD\\_L3OS\\_v3.0.pdf?version=3](http://www.catds.fr/content/download/78841/1005020/file/ATBD_L3OS_v3.0.pdf?version=3), last accessed 30 Oct 2018.
- Walesby, K., Vialard, J., Minnett, P. J., Callaghan, A. H., & Ward, B. (2015). Observations indicative of rain-induced double diffusion in the ocean surface boundary layer. *Geophysical Research Letters*, 42, 3963–3972. <https://doi.org/10.1002/2015GL063506>.
- Wentz, F. J., Hilburn, K. A., & Smith, D. K. (2012). *Remote sensing systems DMSP SSMIS daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version 7*. Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. Available at [www.remss.com/missions/ssmi](http://www.remss.com/missions/ssmi), last accessed 30 Oct 2018.
- Wentz, F. J., Meissner, T., Gentemann, C., Hilburn, K. A., & Scott, J. (2014). *Remote sensing systems GCOM-W1 AMSR2 daily environmental suite on 0.25 deg grid, Version V.8, [indicate subset if used]*. Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. Available at [www.remss.com/missions/amr](http://www.remss.com/missions/amr), last accessed 30 Oct 2018.
- Wijesekera, H. W., Paulson, C. A., & Huyer, A. (1999). The effect of rain-fall on the surface layer during a westerly wind burst in the western equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 612–632. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<0612:TEOROT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0612:TEOROT>2.0.CO;2).
- Yu, L. (2015). Sea-surface salinity fronts and associated salinity-minimum zones in the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research*, 120, 4205–4225. <https://doi.org/10.1002/2015JC010790>.
- Zappa, C. J., Ho, D. T., McGillis, W. R., Banner, M. L., Dacey, J. W. H., Bliven, L. F., Ma, B., & Nystuen, J. (2009). Rain-induced turbulence and air–sea gas transfer. *Journal of Geophysical Research*, 114, C07009. <https://doi.org/10.1029/2008JC005008>.

### 3.3 Étude de l'hétérogénéité de la salinité de surface en condition pluvieuse

#### 3.3.1 Introduction

La forte variabilité temporelle et spatiale des précipitations rend plus compliquées les comparaisons entre mesures in-situ et estimations satellitaires. En effet, les mesures satellitaires de taux de pluie, de vitesse du vent ou de salinité ont des échelles spatiales comprise entre 10 et 50km, alors que la pluie est un phénomène pouvant atteindre des intensités très élevées, dépassant les  $100 \text{ mm.h}^{-1}$  sur des échelles spatiales de l'ordre du km et des temps très brefs. L'intensité de ces phénomènes est comparable à leur brièveté. Ainsi les taux de pluie les plus intenses enregistrés sur une position fixe ont des durées inférieures à l'heure. Cela rend d'autant plus ardue l'analyse de tels évènements à partir d'estimation satellitaires qui, bien qu'offrant l'avantage sur les observations in-situ ponctuelles d'offrir une vision 2D de la surface océanique, ont un échantillonnage temporel de l'ordre de 1 à 2 passages tous les 2-3 jours. Aussi, dans mes études de l'effet des précipitations sur la salinité, j'ai privilégié l'utilisation de mesures issues de différents satellites en vue de reconstruire au mieux des séries temporelles à des échelles de temps allant de quelques heures à moins d'une heure. Lors d'une épisode de pluie, la variabilité des précipitations s'accompagne aussi d'une plus grande variabilité de la vitesse du vent.

Nous avons ici cherché à déterminer comment la variabilité de ces paramètres clés à l'échelle satellitaire, contribuent à l'évolution de la SSS, et pouvait influencer cette dernière à des échelles inférieures à celles d'un pixel SMOS. Cela, dans le but de comprendre comment cette forte variabilité pouvait ensuite influencer la mesure de SSS à plus grande échelle, c'est-à-dire à l'échelle satellitaire.

#### 3.3.2 Observation des dessalures à partir de mesures in-situ et satellitaires

A la suite de la mission SPURS-2, trois bouées dérivantes Surpacts ont été déployées en mode argos. Ce mode de déploiement permet une plus longue durée de vie de la batterie et des estimations de SSS et de taux de pluie avec une résolution tem-

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

---

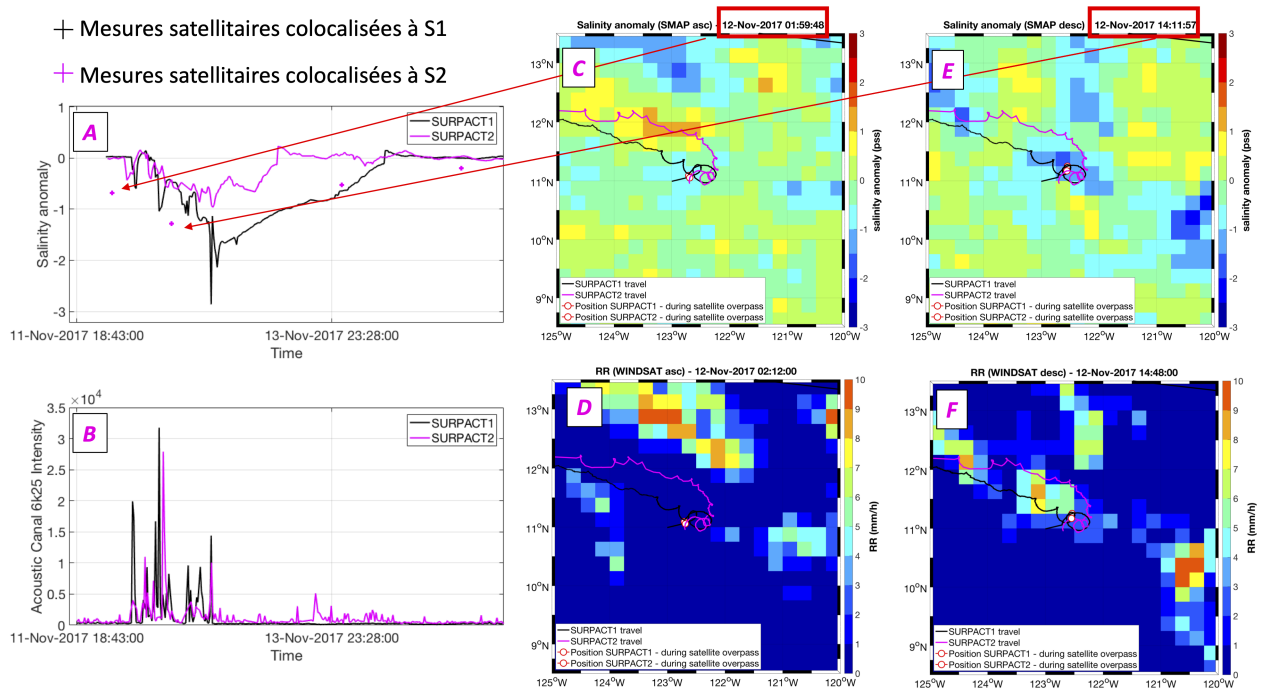
porelle de 15 minutes. Les Surpacts ont été déployées le 11 septembre 2017, à 11°N et 123°W. Ce déploiement a donc permis de comparer non seulement les mesures des deux flotteurs déployés très proches l'un de l'autre, mais aussi de les confronter à des estimations satellitaires de SSS et de RR. Dans le cadre de cette étude et comme pour celle du déploiement court (voir chapitre suivant ; [Reverdin et al., 2020]), les intensités mesurées par le capteur acoustique sont indiquées afin de donner une idée relative des intensités de pluie ainsi que de leur variabilité. Les anomalies de SSS estimées à partir des Surpacts sont calculées en estimant la salinité de référence pendant les périodes de faible variabilité de la SSS.

Les observations décrites ci-après ne visent pas à une analyse quantitative des différences entre mesures in-situ et estimations satellitaires mais illustrent des résultats qui ont permis de nourrir ma réflexion concernant l'influence de l'hétérogénéité sur les différences de représentativité d'une mesure in-situ et satellitaire.

Les Surpacts rencontrent un évènement de pluie intense très rapidement après leur déploiement (figure 3.11). Lorsque les deux bouées traversent les mêmes pixels satellitaires de RR et SSS, elles enregistrent déjà des variations de SSS et de RR différentes. Néanmoins, tandis que l'amplitude de l'évolution des pluies indiquées par le capteur acoustique (figure 3.11B) est relativement peu variable, les mesures de SSS effectuée par les Surpacts (figure 3.11A) sont très variables. Lors du premier passage de SMAP (figure 3.11C), la dessalure observée n'est pas très prononcée, mais non nulle malgré l'absence de pluie à ce moment au regard des RR Surpacts et des estimations du satellite WINDSAT (figure 3.11D). Durant cet évènement de pluie, la Surpact 1 dont la trajectoire est symbolisée en noir, va se rapprocher au plus près de la zone où la dessalure semble la plus prononcée selon SMAP lors de son deuxième passage (figure 3.11E) plus de 12 heures plus tard. De fortes précipitations sont enregistrées au niveau des Surpacts à ce moment-là, tantpar les Surpacts que par le satellite WINDSAT. Quelques jours plus tard, un nouvel évènement de pluie est enregistré par les deux Surpacts (figure 3.12), qui se sont alors significativement éloignées et échantillonnent des pixels différents. Les mesures acoustiques et de SSS indiquent cependant le même phénomène, avec un décalage temporel en se ce qui concerne les précipitations. L'observation des dessalures et la présence de pluie est confirmée par les mesure satellitaires, sans cependant qu'une concordance en espace



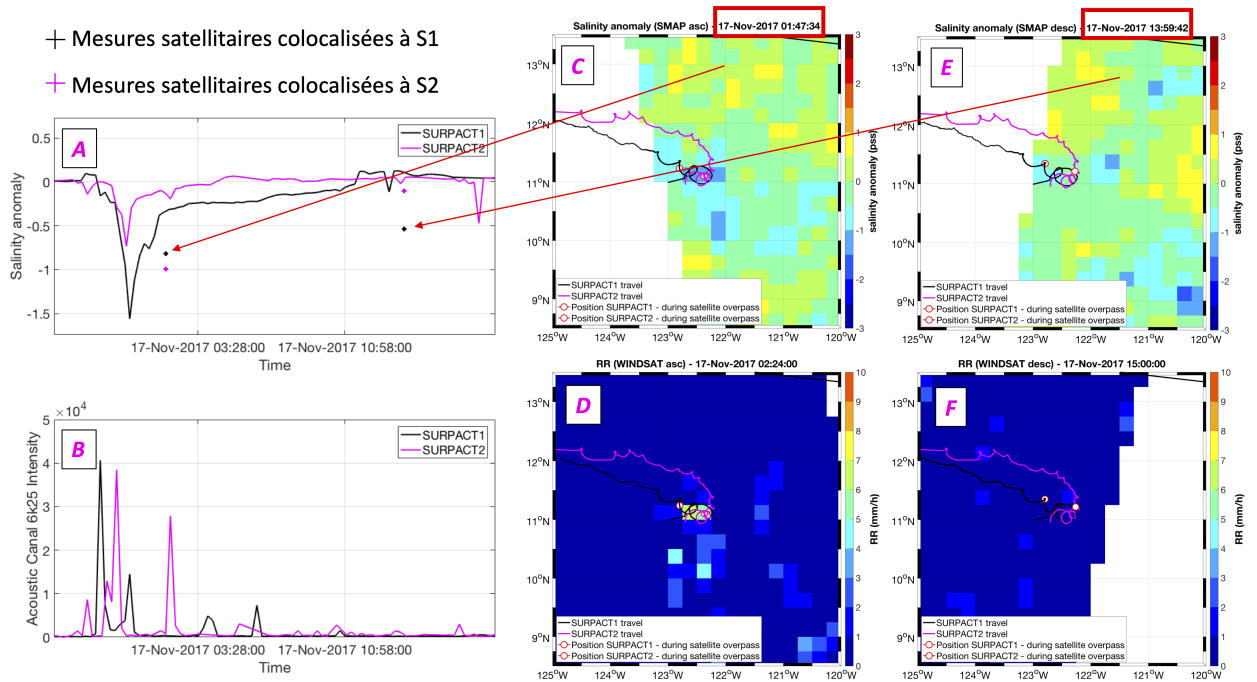
## CHAPITRE 3. EFFETS DES PRÉCIPITATIONS SUR LA SALINITÉ DE SURFACE



**FIGURE 3.11** – Première partie du déploiement des Surpacts : A) Anomalies de salinité mesurées par les deux Surpacts ; B) Intensité acoustique mesurée par les deux Surpacts sur le canal 6k25 ; C) Anomalies de SSS SMAP lors du premier passage le 12/11/2017 ; D) Anomalies de SSS SMAP lors du second passage le 12/11/2017 ; E) RR WINDSAT lors du premier passage le 12/11/2017 ; F) RR WINDSAT lors du second passage le 12/11/2017.

First part of the deployment of the Surpacts : A) Salinity anomalies measured by the two Surpacts ; B) Acoustic intensity measured by the two Surpacts on channel 6k25 ; C) SMAP SSS anomalies during the first pass on 12/11/2017 ; D) SMAP SSS anomalies during the second pass on 12/11/2017 ; E) WINDSAT RR during the first pass on 12/11/2017 ; F) WINDSAT RR during the second pass on 12/11/2017.

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

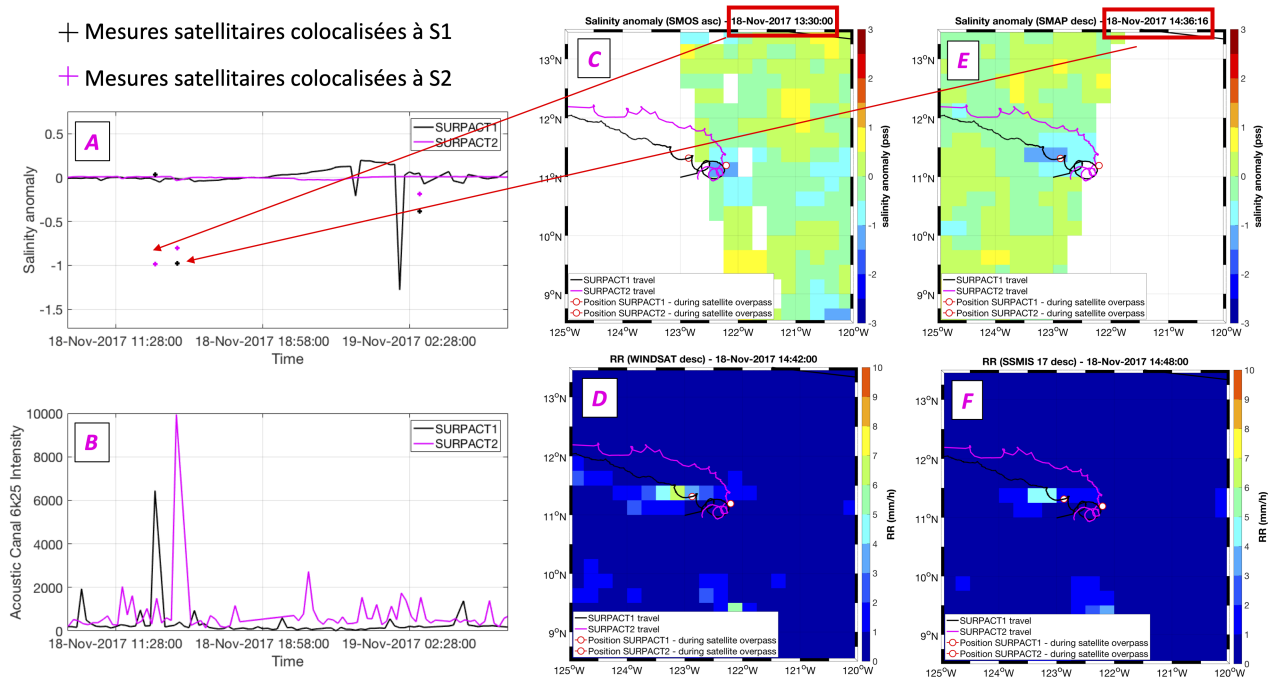


**FIGURE 3.12** – *Seconde partie du déploiement des Surpacts : A) Anomalies de salinité mesurées par les deux Surpacts ; B) Intensité acoustique mesurée par les deux Surpacts sur le canal 6k25 ; C) Anomalies de SSS SMAP lors du premier passage le 17/11/2017 ; D) Anomalies de SSS SMAP lors du second passage le 17/11/2017 ; E) RR WINDSAT lors du premier passage le 17/11/2017 ; F) RR WINDSAT lors du second passage le 17/11/2017.*

*Second part of the deployment of the Surpacts : A) Salinity anomalies measured by the two Surpacts ; B) Acoustic intensity measured by the two Surpacts on channel 6k25 ; C) SMAP SSS anomalies during the first pass on 11/17/2017 ; D) SMAP SSS anomalies during the second pass on 11/17/2017 ; E) WINDSAT RR during the first pass on 17/11/2017 ; F) WINDSAT RR during the second pass on 17/11/2017.*

et en temps exacte enregistrée dans la synchronisation des événements. En effet, la position de la zone la plus dessalée est inversée entre mesures in-situ et estimation satellitaire : l'amplitude de la dessalure estimée d'après les SSS SMAP est élevée alors que les Surpacts détectent des anomalies de SSS proches de celles mesurées avant l'évènement de pluie ; lors du second passage de SMAP, les dessalures SMAP atteignent un niveau plus proche de l'équilibre. Le dernier évènement que nous détaillerons ici (figure 3.13) est un exemple de la synergie potentielle entre SMAP et SMOS, ces deux satellites ayant des heures locales de passage à l'équateur similaires. Dans le cas présenté les estimations de SSS SMOS et SMAP ont été effectuées à un peu plus d'une heure d'intervalle. Le passage de SMAP étant très proche des pas-

### CHAPITRE 3. EFFETS DES PRÉCIPITATIONS SUR LA SALINITÉ DE SURFACE



**FIGURE 3.13** – Troisième partie du déploiement des Surpacts : A) Anomalies de salinité mesurées par les deux Surpacts ; B) Intensité acoustique mesurée par les deux Surpacts sur le canal 6k25 ; C) Anomalies de SSS SMAP lors du premier passage le 18/11/2017 ; D) Anomalies de SSS SMAP lors du second passage le 18/11/2017 ; E) RR WINDSAT lors du premier passage le 18/11/2017 ; F) RR WINDSAT lors du second passage le 18/11/2017.

Third part of the deployment of the Surpacts : A) Salinity anomalies measured by the two Surpacts ; B) Acoustic intensity measured by the two Surpacts on channel 6k25 ; C) SMAP SSS anomalies during the first pass on 11/18/2017 ; D) SMAP SSS anomalies during the second pass on 11/18/2017 ; E) WINDSAT RR during the first pass on 18/11/2017 ; F) WINDSAT RR during the second pass on 11/18/2017.

sages de WINDSAT et SSMIS17, les trois satellites passant au-dessus de la même zone dans un intervalle de temps inférieur à 15 minutes. L'ensemble des informations présentées ici semblent indiquer la présence d'un évènement pluvieux que ce soit à partir du capteur acoustique des deux Surpacts ou des estimations satellitaires. Les deux satellites SMOS et SMAP observent aussi des dessalures significatives. Cependant, aucune dessalure n'est traversée par les deux Surpacts. Ce déploiement met en avant la forte variabilité de la SSS en condition pluvieuse. Cette variabilité a été observée pour des échelles allant du sub-pixel à des échelles de l'ordre la centaine de km. Si les estimations satellitaires donnent une information générale de la situation à la surface de l'océan aux endroits traversés par les Surpacts, leur résolution spatiale

ne leur permet pas de décrire avec précision des situations qui seraient observées par des flotteurs dans les conditions de forte variabilité observées lors d'épisodes de pluie. Ainsi, les deux Surpacts situées à moins de 20 km de distance mesurent parfois des anomalies de SSS très différentes dans des conditions semblant similaires au regard des estimations satellitaires. Il arrive également qu'aucune dessalure ne soit traversée par les Surpacts, alors que celle-ci semblent être observée conjointement par les deux satellites SMOS et SMAP à moins d'une heure d'intervalle. De plus, au cours des événements présentés dans cette partie, le paramètre vitesse du vent a été négligé, alors que celui-ci peut jouer un rôle clé.

#### **3.3.3 Variabilité très petite échelle de la SSS durant un épisode de pluie intense à partir de mesures in-situ - Reverdin et al, 2020**

##### **Introduction**

Au cours de la nuit du 9 Novembre 2017, deux ensembles de flotteurs ont été déployés dans le Pacifique Tropical Ouest depuis le RV Roger Revelle. Ceux-ci sont composés de flotteurs de surface, SC40 SVP, d'un flotteur CARTHE et d'une Surpact. Le déploiement de ces flotteurs fait suite à l'approche d'un événement pluvieux intense apparaissant à la fois sur le radar SEA-POL du navire et sur l'imagerie satellitaire infrarouge. Ce déploiement court a lieu à partir de 13h30 et les flotteurs sont récupérés un peu moins de 5 heures après leur déploiement. L'écart entre les deux Surpacts ne dépassant pas 500 mètres et la proximité du RV Roger Revelle décrivant un cercle autour d'elles permet d'étudier la variabilité à très petite échelle spatiale. L'objectif a été de déployer les flotteurs avant que la surface de l'océan ne subisse l'effet des précipitations afin de mesurer cet effet. Je décris ci-après la nature des phénomènes observés lors de ce déploiement. Une analyse plus détaillée de cette étude est présentée dans [Reverdin et al., 2020].

##### **Données et méthode**

L'intérêt du suivi de l'événement du 9 novembre 2017 réside autant dans son intensité que dans la synergie importante des différents capteurs utilisés pour le

documenter.

Les flotteurs ont mesuré SSS, SST ainsi que des proxys de RR, par mesure acoustique, et WS, grâce à un accéléromètre. Se situant à une certaine distance du navire, ils ont permis de renseigner l'hétérogénéité de ces paramètres à des échelles inférieures au km. Ils sont illustrés en figure 3.14. Chaque ensemble déployé est composé d'un flotteur SC40 SVP, d'un flotteur CARTHE et d'une Surpact. L'ancre équipant la SC40 est localisée entre 42 et 80 cm sous la surface tandis que celle de la CARTHE est entre 25 et 63 cm. Chacun des appareils de mesure équipant ces compositions de flotteurs est éloigné des autres par 8 mètres de cordage. La SC40 permet la mesure de la SSS et de la SST à une profondeur de 36 cm. La résolution temporelle de ces mesures est de 5 minutes. La CARTHE n'est pas équipée de capteurs mais permet la géolocalisation durant le déploiement. Les Surpact sont ici utilisées en mode de déploiement court. Elles mesurent donc SSS et SST à une profondeur de 4 cm avec une résolution temporelle de de l'ordre de la seconde, valeurs qui ont été moyennées sur une minute dans le cadre de l'étude. Elles permettent aussi une estimation du RR et de la WS.

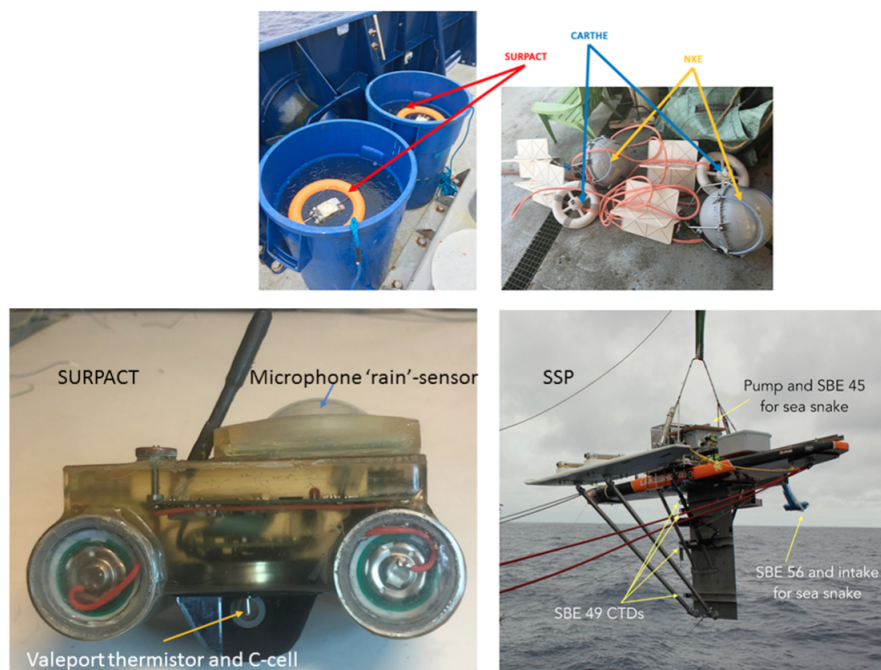
Ces deux derniers paramètres sont aussi estimés directement depuis le navire. Le RR est aussi estimé dans un rayon de plus de 100 km autour du navire grâce au SEA-POL radar. La résolution temporelle des RR radar est de 5 minutes et la résolution spatiale de l'ordre du km. A 90 m derrière le navire, et éloigné de la zone de perturbations créée par le navire, le SSP mesure salinité et température aux profondeurs de 0.05, 0.12, 0.23, 0.54 et 1.1 mètres. La mesure à 5 cm de profondeur est effectuée à l'aide d'une installation similaire à celle opérée pour le Salinity Snake. La table 3.21 résume les mesures in-situ utilisées dans le cadre de cette étude.

### Résultats

#### *Description de l'évènement*

La figure 3.16 présente le déroulement de l'expérimentation effectuée le 9 novembre 2017. A 13h30, les flotteurs sont déployés à l'arrière du navire. La distance séparant les deux jeux de flotteurs ne dépassera pas plusieurs centaines de mètres. Par la suite, les deux Surpacts seront désignées par Surpact N (Surpact la plus au Nord) et Surpact S (Surpact la plus au Sud). Après avoir, à la suite du déploiement,

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE



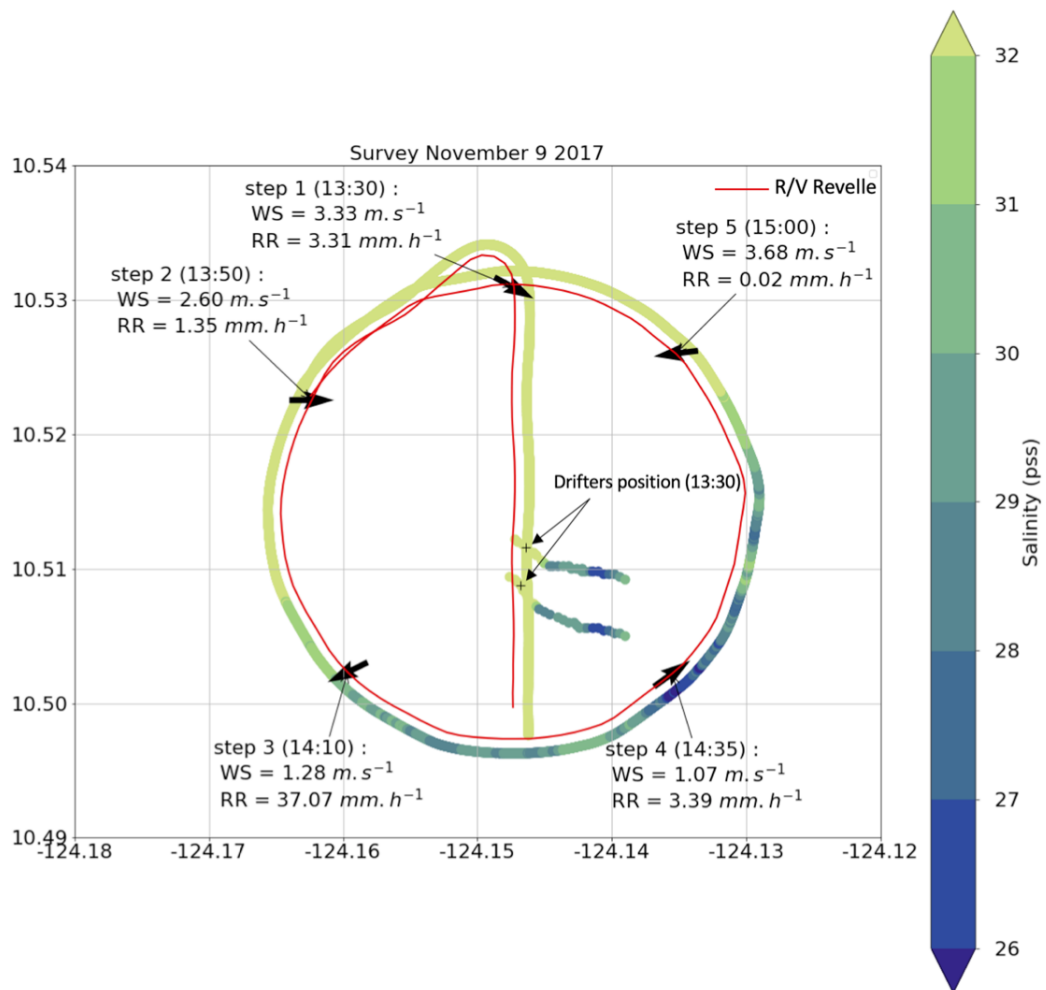
**FIGURE 3.14** – Photographies représentant les Surpacts (en haut à gauche) et les SC40 auxquelles elles étaient attachées (en haut à droite) avant le déploiement. La photographie en bas à gauche représente un zoom sur la Surpact et celle en bas à droite le SSP peu avant son déploiement. Pictures representing the Surpacts (top left) and the SC40 to which they were attached (top right) before deployment. The lower left photograph is a zoom on the Surpact and the lower right one the SSP shortly before deployment.

Systèmes	Instrument de mesure	Variables	Profondeur de la mesure pour les variables océaniques
Ensemble de flotteurs	SC40 SVP	SSS et SST	36 cm
	Surpacts	SSS, SST, RR et WS	4 cm
RV Roger Revelle	SSP	SSS et SST	5, 12, 23, 54 et 110 cm
	Pluviomètre	RR	-
	SEA-POL Radar	RR	-

**FIGURE 3.15** – Mesures in-situ utilisées au cours de l'étude. In-situ measurements used during the study.

effectué un trajet de 1.8km au Nord, le navire effectue un trajet circulaire autour des Surpacts. Le déploiement des drifters a lieu dans des conditions de vent modérées, avec des vitesses proches de  $4 \text{ m.s}^{-1}$ . L'événement de pluies intenses commence peu avant 14h00 et est accompagné d'une forte diminution de la vitesse du vent qui sera alors comprise entre 0 et  $2 \text{ m.s}^{-1}$  avant d'atteindre à nouveau des vitesses plus élevées et supérieures à  $4 \text{ m.s}^{-1}$  à partir de 14h55, au moment de la traversée d'un front. L'évolution de ces vitesses de vent est cohérente avec l'évolution du proxy de WS dérivé à partir de l'accéléromètre des Surpacts. Cependant, l'augmentation soudaine de la vitesse du vent n'est pas enregistrée de manière similaire entre les deux Surpacts et est plus tardive pour la Surpact S. En ce qui concerne les précipitations, on remarque une différence de leur intensité au début de l'évènement de pluie entre les mesures effectuées sur le navire et leur proxy acoustique fourni par les Surpacts (figure 3.17). Des RR non nuls sont mesurées plus tardivement sur le navire que sur les Surpacts. En effet, le déplacement du navire retarde l'arrivée des précipitations sur celui-ci, alors qu'elles sont déjà présentes sur les Surpacts. Sur la figure 3.17, on peut se rendre compte que lors de l'étape numérotée 2 (figure 3.16), à 13h50, alors qu'un signal acoustique significatif est déjà observé par les 2 Surpacts, le RR mesuré sur le navire est encore très faible ( $1.35 \text{ mm.h}^{-1}$ ). A 14h10 (étape 3), le RV Roger Revelle est alors bien plus au Sud et mesure des RR bien plus élevés ( $37.07 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Les RR mesurées atteindront ainsi au cours du déploiement des valeurs proches de  $50 \text{ mm.h}^{-1}$ . La fin de l'épisode de pluie est observée en même temps sur le navire et sur les deux Surpacts, peu après 14h30 (figure 3.16, étape 4 ; figure 3.17). Les SSS sont très variables dans le temps et dans l'espace et varient donc fortement selon la plateforme considérée. La Surpact N enregistre la diminution de SSS la plus brutale et la SSS la plus faible, peu après que le maximum de pluie ait été atteint, atteignant une valeur proche de 23.5 pss, soit une diminution proche de 10 pss par rapport à la SSS d'origine. La SSS de la Surpact S ne descendra pas en dessous de 25.5 pss et la SSS mesurée par le SSP restera au-dessus de 24.5 pss. La Surpact N et le SSP enregistre des variations de SSS similaires, avec un minimum de SSS décalé de façon notable par rapport au moment auquel a lieu le maximum de précipitations. Ce minimum est enregistré par le SSP peu après 14h30 quand celui-ci est au Sud des deux Surpacts et atteindra la Surpact S aux alentours de 15h00.

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

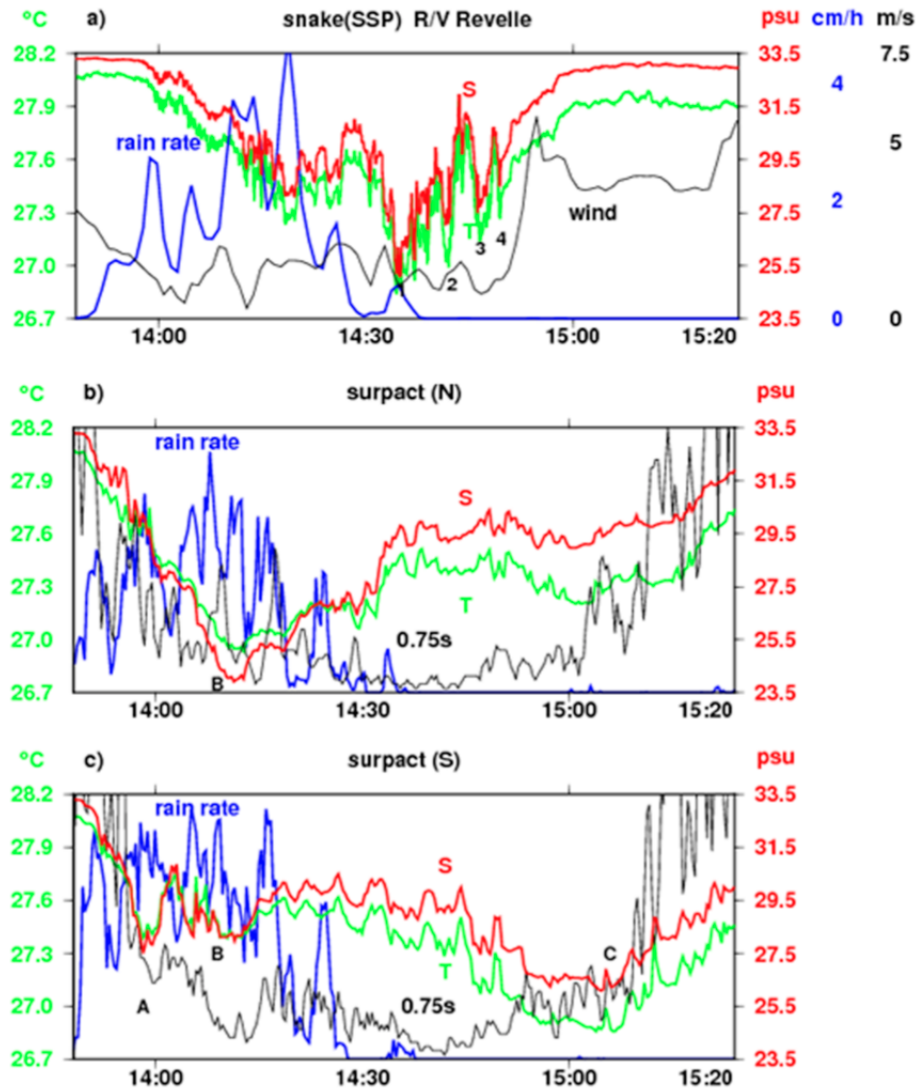


**FIGURE 3.16** – Trajet du RV Roger Revelle et du SSP durant l'évènement du 9 Novembre. Le trajet des deux drifters est représenté, ainsi que les instant clés du déploiement.

*Travel of the RV Roger Revelle and the SSP during the event of November 9th. The path of the two drifters is shown, as well as the key moments of deployment.*



### CHAPITRE 3. EFFETS DES PRÉCIPITATIONS SUR LA SALINITÉ DE SURFACE



**FIGURE 3.17** – Séries temporelles de SSS (rouge) et SST (vert), de WS (noir) et RR (bleu) a) SST et SSS mesurées par le SSP et WS et RR mesurés sur le RV Roger Revelle b) SSS et SST mesurées par la Surpact N à 5cm de profondeur, indicateur normalisé de RR obtenu à partir du microphone de la Surpact et densité spectrale de puissance pour l'accélération verticale de la Surpact avec une période de 0.75 secondes ; c) mesures similaires pour la Surpact S.

*Time series of SSS (red) and SST (green), WS (black) and RR (blue) a) SST and SSS measured by the SSP and WS and RR measured on the RV Roger Revelle b) SSS and SST measured by the Surpact N at 5cm depth, standardized indicator of RR obtained from the Surpact microphone and power spectral density for the vertical acceleration of the Surpact with a period of 0.75 seconds ; c) similar measures for Surpact S.*

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

---

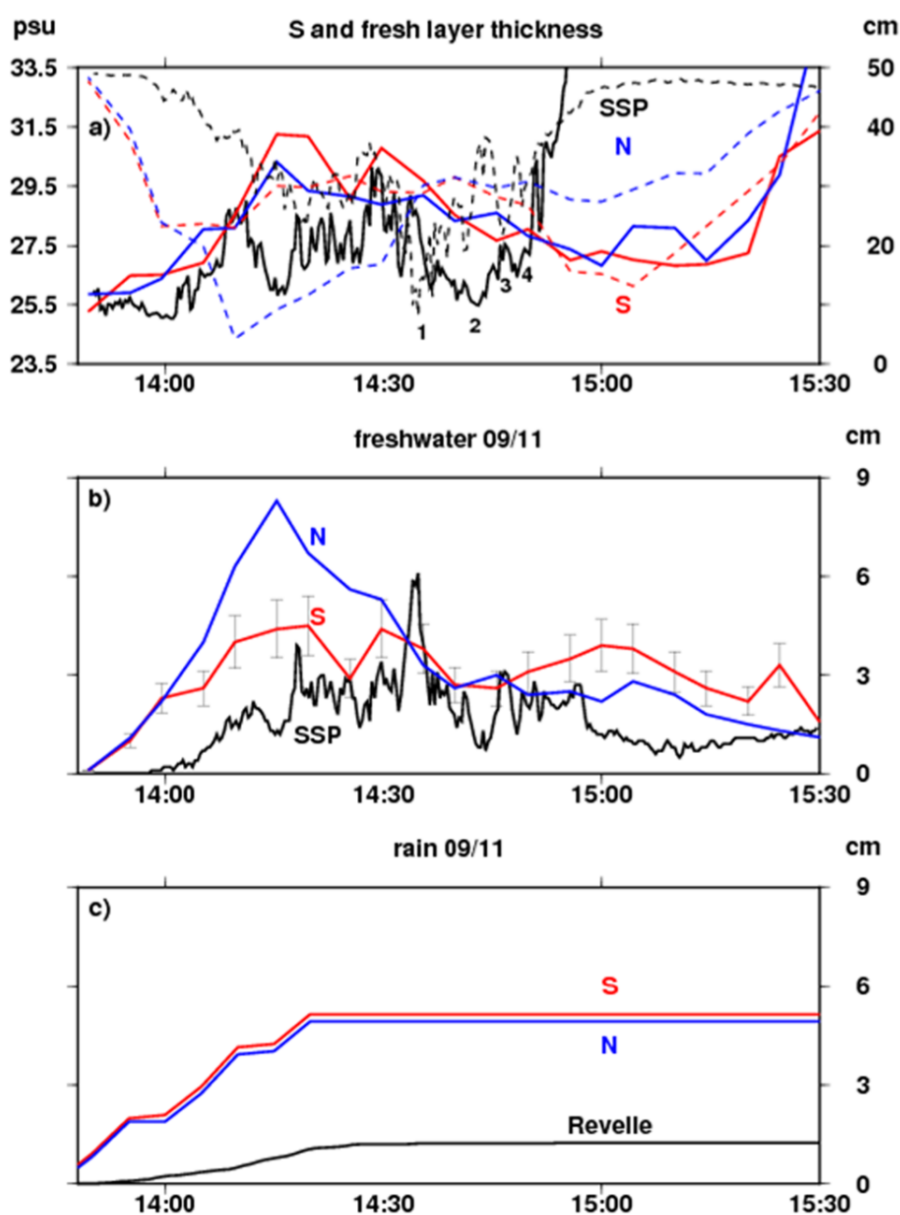
#### *Quantité d'eau douce et hétérogénéité spatiale du champ de pluie*

[Reverdin et al., 2020] effectue un calcul de l'épaisseur de la couche d'eau douce ainsi que de contenu en eau douce (figure 3.18) en utilisant les différents niveaux de mesure du SSP et la différence de profondeur de mesure entre la Surpact et la SC40. On note la forte augmentation de l'épaisseur de la couche d'eau douce en lien avec l'augmentation de la vitesse du vent (figure 3.17).

En utilisant les mesures du radar SEA-POL, il est possible d'estimer la quantité d'eau douce atteignant la surface de l'océan au niveau des deux Surpacts. Les RR mesurés sur le navire permettent d'estimer la quantité d'eau douce atteignant la surface de l'océan au niveau du SSP. Une très faible différence de cumul est observée entre les deux Surpacts : celles-ci sont la plupart du temps dans le même pixel du champ de pluie radar. Cependant les cumuls de pluie observés par le navire et correspondant à ceux vus par le SSP sont quant à eux bien plus faibles. Outre l'hétérogénéité du champ de pluie, cela peut aussi s'expliquer par le fait que contrairement aux Surpacts qui suivent un déplacement lagrangien, le SSP « traverse les précipitations » à une vitesse bien plus élevée et rencontre plus souvent des zones avec absence de pluie que les Surpacts. Ainsi, durant l'évènement, le RV Roger Revelle enregistre un cumul total de 1.3 cm de pluie tandis que les deux Surpacts enregistrent des cumuls de l'ordre de 5 cm.

Ces résultats (figure 3.18) montrent aussi que les précipitations locales ne permettent pas à elles seules d'expliquer les variations enregistrées par les deux Surpacts et le SSP. En particulier pour la Surpact S et le SSP où l'arrêt des précipitations ne se traduit pas automatiquement par un arrêt de l'apport en eau douce. On note ainsi une augmentation claire du contenu en eau douce à la position de la Surpact S alors que celle-ci n'est pas soumise à des précipitations directes.

L'utilisation du champ radar permet ainsi d'avoir une vue plus complète concernant l'évènement de pluie considéré dans cette étude. La figure 3.19 permet ainsi d'observer les précipitations accumulées par des drifters virtuels (générés avec une position de départ aléatoire mais ayant la même trajectoire que les Surpacts) durant l'évènement. On y remarque ainsi que le taux moyen de précipitations observée dans la zone la plus souvent couverte par le radar (plus de 75% du temps) est supérieur aux taux de pluie enregistrés par le RV Roger Revelle. Cette analyse permet aussi de



**FIGURE 3.18** – En haut, a) Série temporelle de la profondeur de pénétration (trait plein) et de la salinité (pointillés) mesurée à 5 cm par le SSP (noir) et les Surpacts N (bleu) et S (rouge); au milieu, b) Contenu en eau douce intégré et indiqué en équivalent de cumuls de pluie pour le SSP et les Surpacts; en bas, c) Cumuls de pluie intégrés mesurés sur le Revelle (noir) et au-dessus des Surpacts à l'aide du SEA-POL radar.

Top, a) Time series of penetration depth (solid line) and salinity (dotted lines) measured at 5 cm by the SSP (black) and the N (blue) and S (red) Surpacts; in the middle, b) Integrated freshwater content and indicated in cumulative rainfall equivalent for the SSP and the Over-impacts; bottom, c) Integrated rain accumulations measured on the Revelle (black) and above the Surpacts using the SEA-POL radar.

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

---

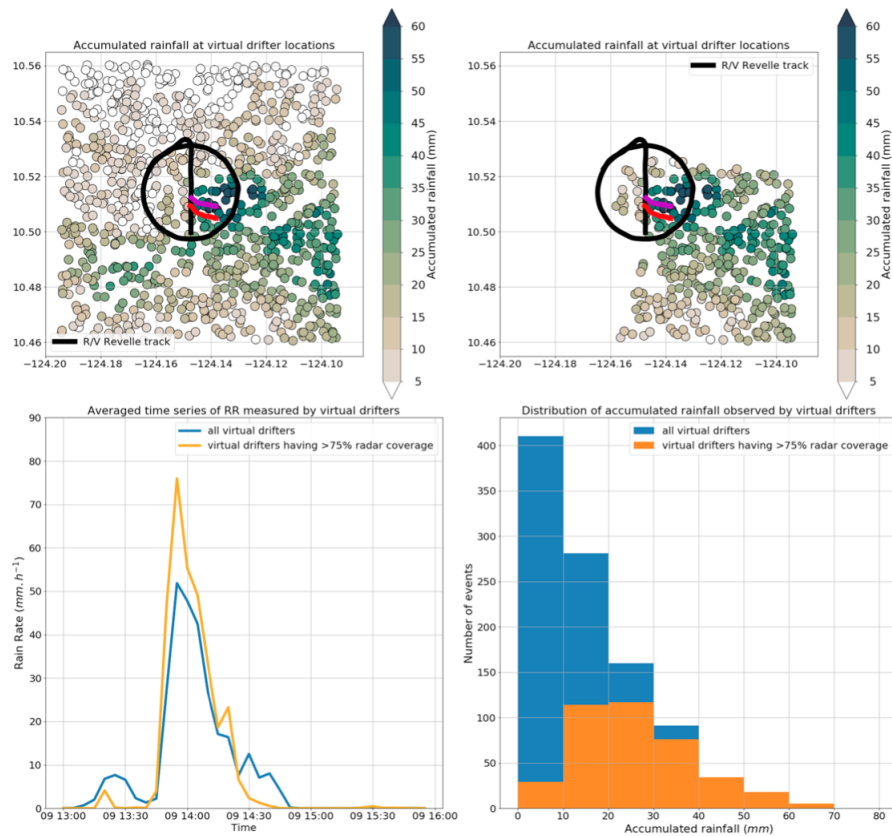
montrer que la plus grande partie des précipitations sont enregistrées au Sud-Est de la zone d'étude, pouvant ainsi donner des indices quant à l'origine de l'augmentation de la quantité d'eau douces observées sur le SSP et la Surpact S malgré l'absence de précipitations.

#### **Discussion et conclusion**

Cette étude effectuée durant une période très courte (moins de 3 heures) et dans un champ spatial limité (moins de  $10 \text{ km}^2$ ), à l'aide plusieurs plateformes de mesures a permis d'observer la grande hétérogénéité des variable SSS et RR pour des échelles inférieures au km. Des séries temporelles de SSS très différentes sont enregistrées entre deux Surpacts séparées de moins de 500 mètres. Cette hétérogénéité de SSS témoigne d'une importante hétérogénéité du champ de pluie. Si les dessalures les plus marquées, de l'ordre de 10 pss, ont été observées sous les précipitations les plus intenses, l'effet des précipitations ne peut à lui seul permettre d'expliquer l'ensemble de la variabilité en SSS. En effet, au cours de l'expérimentation menée le 9 Novembre de 2017, des précipitations intenses ont aussi été observées au sud-est et à proximité directe de la zone d'étude. Des calculs effectués par Reverdin et al, 2020, à partir de l'observation des oscillations de SSS mesurées sur la Surpact S ainsi que les cumuls de pluie estimés par le SEA-POL radar supportent l'hypothèse selon laquelle une importante quantité d'eau douce aurait été adevctée par un courant de densité engendré par un fort apport d'eau douce au sud-est de la position de la zone d'étude.

Lorsqu'on considère des phénomènes à très petite échelle, les phénomènes d'advection peuvent donc jouer un rôle particulièrement important et les taux de précipitations locaux ne suffisent alors pas à expliquer les variations locales de contenu en eau douce. Les vitesses de vent semblent quant à elles être plus homogènes que la SSS et le RR. Une dynamique similaire est observée par les Surpacts et le RV Roger Revelle.

Ces résultats démontrent la difficulté de modéliser la SSS à petite échelle qui est à la fois sous l'influence des conditions locales et environnantes (limites d'un modèle 1D). Nous avons vu qu'à des échelles plus grandes (comme l'échelle satellitaire) que la fonction d'autocorrélation de l'anomalie de SSS était cohérente avec la fonction d'auto-corrélation du taux de pluie, ce qui n'est clairement pas observé aux échelles



**FIGURE 3.19** – *En haut, à gauche) Estimation de la pluie cumulée observée par des drifters virtuels entre 13h30 et 14h45 (en noir le trajet du RV Revelle et celui des Surpacts en rouge et magenta) ; En haut, à droite) Estimation de la pluie cumulée observée par les drifters virtuels entre 13h30 et 14h45 si ceux-ci sont dans le champ d’observation du SEA-POL radar plus de 75 % du temps ; En bas, à gauche) Série temporelle de taux de pluie moyennés pour l’ensemble des drifters virtuels, avec ou sans prise ne compte de la couverture radar ; En bas, à droite) Histogrammes des cumuls de pluie observés par les drifters virtuels en fonction de leur couverture par le radar.*

*Top, left) Estimation of the cumulative rain observed by virtual drifters between 1 :30 p.m. and 2 :45 p.m. (in black the path of the RV Revelle and that of the Surpacts in red and magenta) ; Top, right) Estimate of cumulative rain observed by virtual drifters between 1 :30 p.m. and 2 :45 p.m. if they are in the field of observation of the SEA-POL radar more than 75 % of the time ; Bottom, left) Time series of averaged rain rates for all virtual drifters, with or without taking radar coverage into account ; Bottom, right) Histograms of rainfall accumulations observed by virtual drifters according to their coverage by the radar.*

locales considérées ici (effet de l'historique, de l'advection, du vent, etc.).

### 3.3.4 Quantification de la variabilité subpixel de la SSS associée à la pluie

#### Introduction

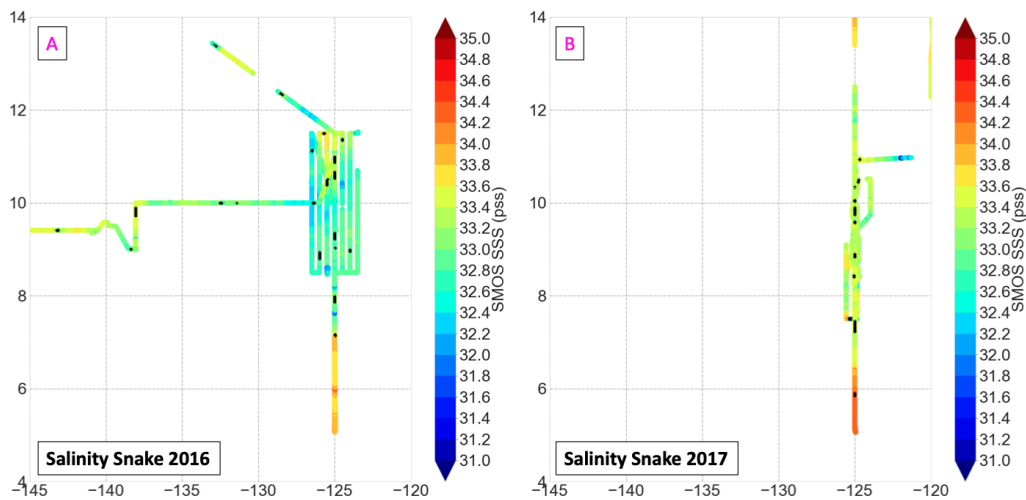
Comme nous avons pu le voir précédemment, la campagne en mer SPURS-2 a permis de recueillir un volume conséquent de données concernant les variables océaniques et atmosphériques durant les années 2016 et 2017 dans le Pacifique Tropical Est. Les mesures de SSS, de SST et de WS qui nous intéresseront plus particulièrement ici ont été effectuées à des échelles spatiales et temporelles très fines en comparaison des mesures satellitaire. De plus, durant l'année 2017, le navire de recherche RV Roger Revelle était équipé d'un radar permettant d'estimer les précipitations autour du navire. La comparaison de ces mesures avec des mesures satellitaires est rendue complexe de par la forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations et celle de la SSS induite.

Dans le cadre de cette étude, nous chercherons à comprendre comment il est possible d'interpréter les différences d'anomalies de SSS ( $\Delta S$ ) provenant de mesures in-situ et d'estimations satellitaires de SSS en conditions pluvieuses. Pour ce faire, j'illustrerai tout d'abord un cas d'étude représentant la colocalisation entre SMOS et le SEA-POL radar pour laquelle la dessalure est la plus marquée. Nous analyserons ensuite l'effet des précipitations sur la variabilité des différentes variables observées, considérant tour à tour les échelles de mesure in-situ et celle de la mesure SMOS (50 km). Enfin je discuterai la relation entre vitesse du vent, RR et  $\Delta S$  telles qu'observés à partir des observations du RV Roger Revelle.

#### Données et méthode

##### *Mesures in-situ*

J'ai essentiellement utilisé des mesures effectuées sur ou depuis le RV Roger Revelle. J'ai utilisé les mesures de surface effectuées par le Salinity Snake et ayant une résolution temporelle d'une minute. Les mesures de  $\Delta S$  ont été obtenues en effectuant la différence entre les mesures du Salinity Snake et celle du TSG du



**FIGURE 3.20** – A) SSS du Salinity Snake durant le leg 1 de SPURS-2 (2016) ; B) SSS du Salinity Snake durant le leg 2 de SPURS-2 (2017). Sont indiquées en noir les points pour lesquels une colocalisation à moins de 30 minutes avec SMOS est disponible.

A) SSS of the Salinity Snake during leg 1 of SPURS-2 (2016) ; B) SSS of the Salinity Snake during leg 2 of SPURS-2 (2017). Points for which collocation within 30 minutes with SMOS is available are indicated in black.

navire ( $\Delta S_{Revelle}$ ), effectuées à 5 m de profondeur (résolution temporelle de 1 minute ; [Schanze et al., 2019] ; [Clayson et al., 2019]). Pour les précipitations, j’ai utilisé deux sources de mesures. Les mesures de RR effectuées toute les minutes directement sur le navire ( $RR_{Revelle}$ ), mais aussi les RR mesurés par le SEA-POL radar dans un rayon de 125 km autour du navire toutes les 5 minutes avec un résolution spatiale de l’ordre du km ([Rutledge et al., 2019]). Les mesures de vent utilisées sont celles effectuées sur le navire ( $WS_{Revelle}$ ).

Sur la figure 3.20, on peut voir les mesures de SSS effectuées par le Salinity Snake durant les deux legs SPURS-2, en 2016 et en 2017. On y remarque de forts gradients en SSS. La table ?? résume les mesures in-situ utilisées dans le cadre de cette étude.

### *Estimations satellitaires*

Les estimations de SSS utilisées pour cette étude proviennent du produit L2Q distribué par le CATDS ([Boutin et al., 2018]). Les  $\Delta S$  satellitaires sont calculés à partir d’une méthode similaire à celle présentée dans [Supply et al., 2018], qui permet de calculer un  $\Delta S_{SMOS}$  spatial à partir d’une salinité de référence déterminée

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

Systèmes	Instrument de mesure	Variables	Profondeur de la mesure pour les variables océaniques
RV Roger Revelle	Salinity Snake	SSS	5 cm
	TSG	SSS	5 m
	Pluviomètre	RR	-
	SEA-POL Radar	RR	-

**FIGURE 3.21** – *Mesures in-situ utilisées au cours de l'étude. In-situ measurements used during the study.*

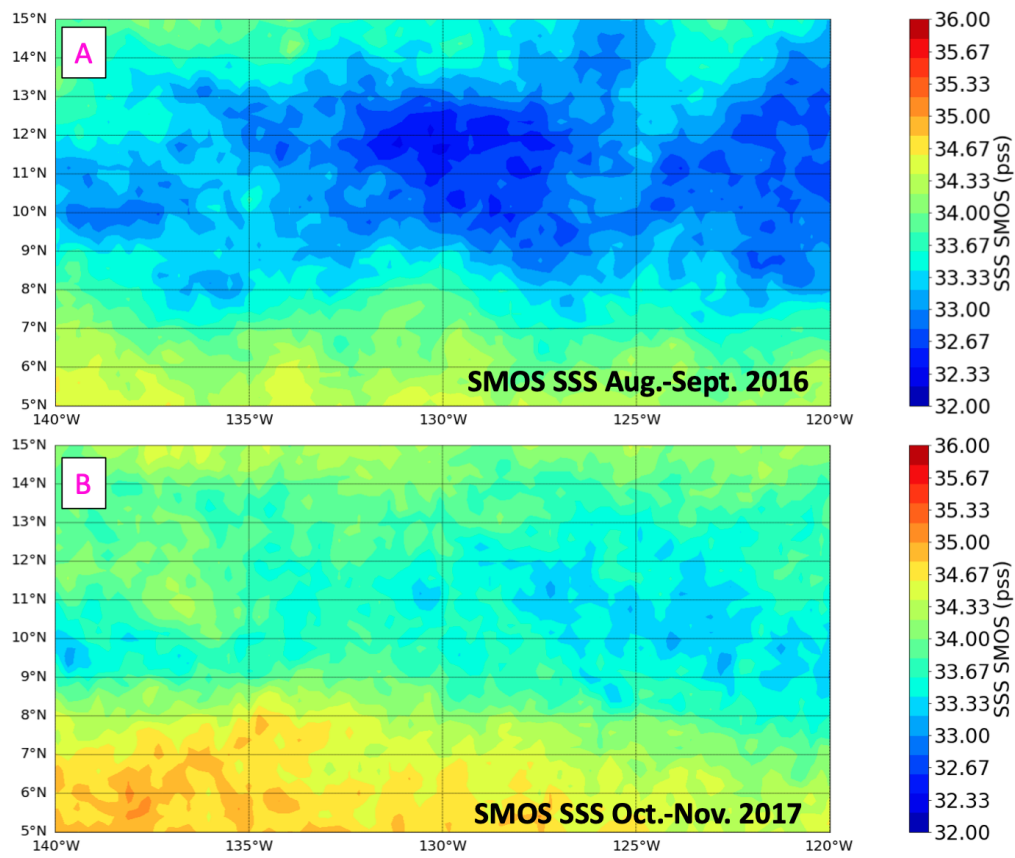
dans une zone de 300 km autour du pixel considéré.

J'utiliserai aussi la différence entre le champ de SSS corrigé de l'effet des pluies instantanées et le champ de SSS non corrigé. Cela permet de déterminer un  $\Delta S_{IMERG}$  et un  $RR_{IMERG}$  colocalisé avec un  $\Delta S_{SMOS}$  en utilisant la relation présentée en figure 3.9. La figure 3.22 illustre la SSS observée par SMOS pendant les deux legs de la mission SPURS-2, entre août et septembre pour l'année 2016 et entre Octobre et Novembre pour l'année 2017. On y remarque que les SSS observées sont bien plus faibles en 2016 qu'en 2017. La figure 3.23 illustre la structure des différents patterns satellitaires après un zoom sur la zone d'étude privilégiée par la mission SPURS-2. Si la SSS semble plus faible en 2016 par rapport à 2017, ce n'est pas le cas pour le  $\Delta S_{SMOS}$  qui est lui plus fort en 2017 qu'en 2016. Cela est confirmé par le  $\Delta S_{IMERG}$ , plus marqué lui aussi en 2017, reflétant directement des taux de pluie plus élevés. Les structures spatiales des champs de  $\Delta S_{SMOS}$  et  $\Delta S_{IMERG}$  ne correspondent pas parfaitement car la moyenne temporelle de l'anomalie de SSS fait apparaître d'autres phénomènes que la pluie, telle que l'advection qui sont absents du  $\Delta S_{IMERG}$ . Ces effets sont bien inférieurs à l'effet des pluies sur une fauchée individuelle SMOS mais en moyenne de 2 mois. Cela motive une correction de l'effet instantané de la pluie à partir d'un produit tel que IMERG, afin de pouvoir étudier les autres effets responsables de la variabilité des dessalures, sur des échelles de temps plus grandes.

#### *Méthode*

Afin de comparer les estimations SMOS aux mesures in-situ, j'ai effectué des colocalisations. Pour chaque pixel SMOS, j'ai gardé l'ensemble des mesures in-situ effectuées dans ce pixel dans un rayon temporel de moins de 30 minutes. Pour les

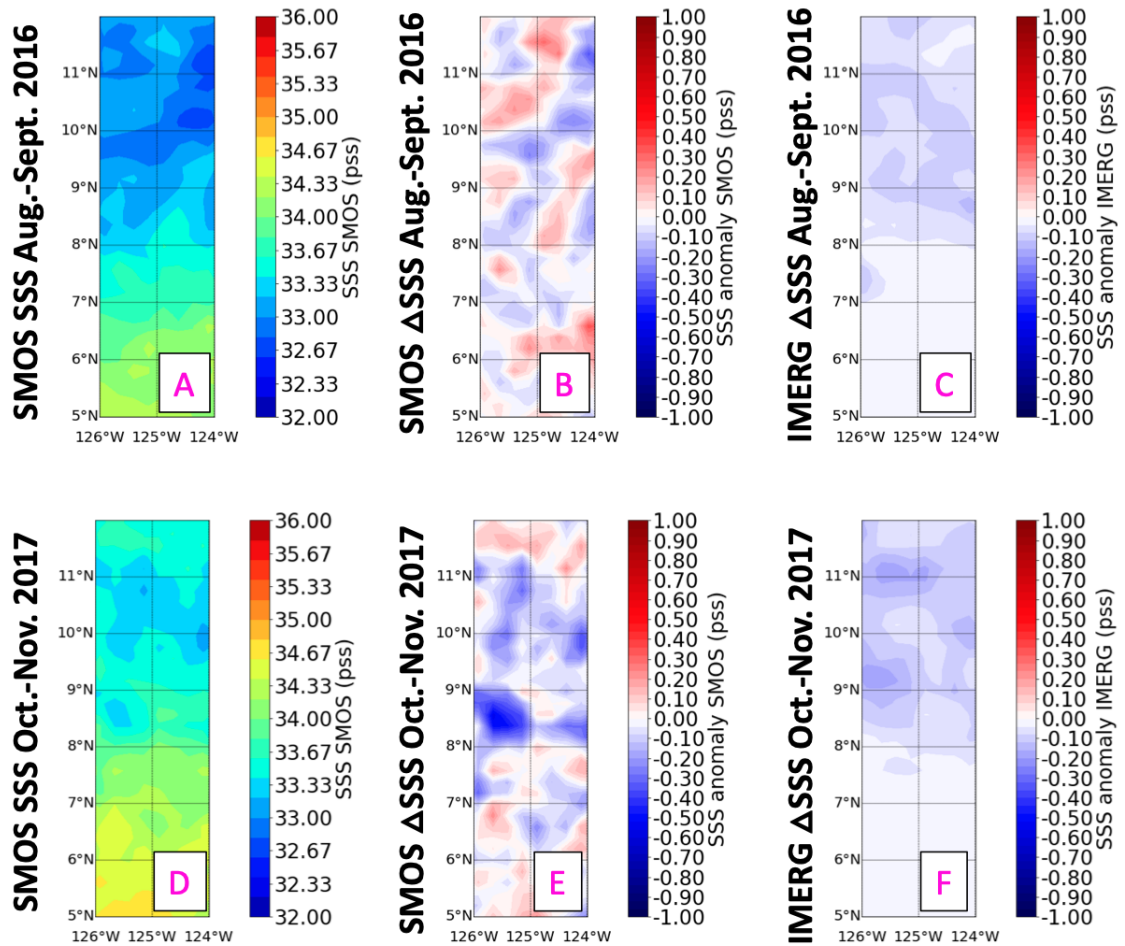




**FIGURE 3.22** – A) SMOS SSS moyennée durant Août et Septembre 2016 ; B) SSS SMOS moyennée durant Octobre et Novembre 2017.

A) SMOS SSS averaged during August and September 2016 ; B) SMOS SSS averaged during October and November 2017.

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE



**FIGURE 3.23** – Zoom sur la zone d'étude privilégiée A) SSS SMOS moyennée entre août et septembre 2016; B)  $\Delta S_{SMOS}$  moyennée entre août et septembre 2016; C)  $\Delta S_{IMERG}$  moyennée entre août et septembre 2016; D) SSS SMOS moyennée entre octobre et novembre 2017; E)  $\Delta S_{SMOS}$  moyennée entre octobre et novembre 2017; F)  $\Delta S_{IMERG}$  moyennée entre octobre et novembre 2017. Focus on the chosen study area A) SMOS SSS averaged between August and September 2016; B)  $\Delta S_{SMOS}$  averaged between August and September 2016; C)  $\Delta S_{IMERG}$  averaged between August and September 2016; D) SMOS SSS averaged between October and November 2017; E)  $\Delta S_{SMOS}$  averaged between October and November 2017; F)  $\Delta S_{IMERG}$  averaged between October and November 2017.

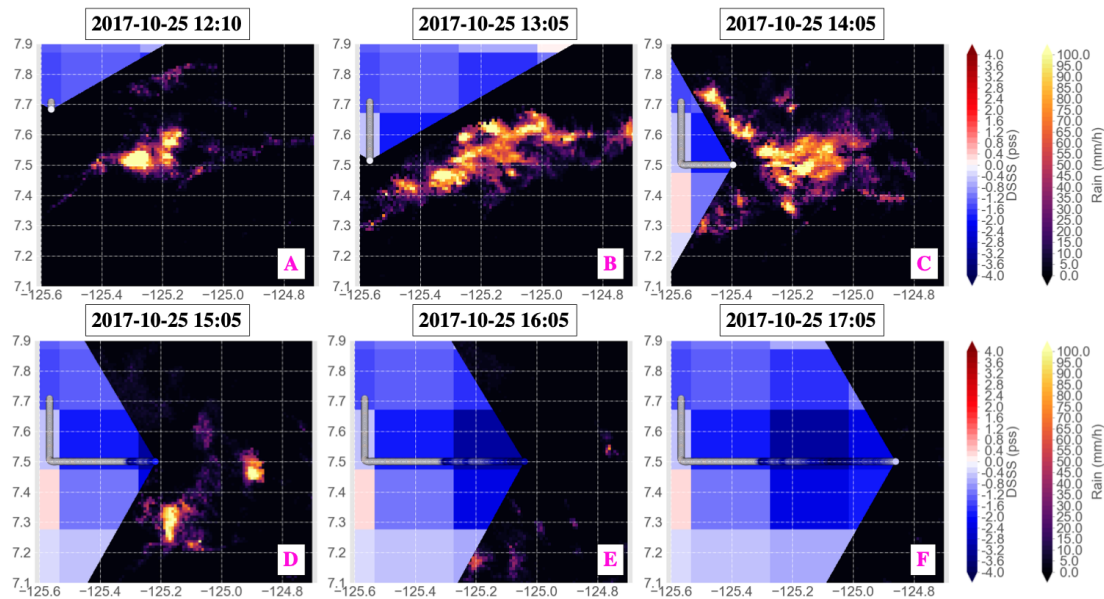
taux de pluie radar, j'ai calculé la moyenne des pluies radars ( $RR_{Radar}$ ) dans un rayon de 25 km et pour la mesure de radar la plus proche du temps de passage de SMOS pour le pixel considéré.

## Résultats

### *Cas d'étude d'un épisode de pluie vu à travers SMOS, le RV Roger Revelle et le SEA-POL radar*

Le 25 octobre 2017, le RV Roger Revelle traverse une cellule d'eau douce marquée par une diminution significative de la salinité. La différence entre le Salinity Snake et le TSG indique une dessalure supérieure à 3 pss. Le temps de passage SMOS au-dessus de la zone (14h46 UTC) et la trajectoire du navire permettent d'avoir deux pixels SMOS colocalisées avec les mesures bateau avec une différence en temps inférieure à 30 minutes. La figure 3.24 permet ici d'illustrer le champ de pluie observé par le SEA-POL radar ainsi que le champ de dessalure SMOS. Le  $\Delta S_{Revelle}$  est aussi représenté. La figure 3.25 permet quant à elle d'illustrer la variation temporelle des différentes variables mesurées sur le bateau. Sur la figure 3.24A, on peut remarquer que des  $RR_{Radar}$  élevés sont mesurés autour 125.2°W et 7.5°N à 12h10. Le navire, situé au nord-ouest de cette position, n'observe ni pluie, ni dessalure localement. La Figure 3.24B permet d'observer l'extension du champ de pluie près de 1 heure plus tard, à 13h05 UTC, sans que précipitations ou dessalures ne soient observées sur le navire. Si les premières précipitations sont enregistrées par le RV Roger Revelle à partir de 13h30 (figure 3.25), les vitesses de vent sont alors particulièrement élevées et supérieures à 6  $m.s^{-1}$ . Les premières dessalures ne sont observées qu'une heure plus tard, à partir de 14h30, lors de la traversée d'une cellule d'eau douce qui durera près de 3 heures. On peut voir sur la figure 3.25 que la diminution la plus brutale de la SSS correspond au maximum de taux de pluie enregistré sur le RV Roger Revelle, dans des conditions de vent parmi les plus faibles rencontrées au cours de cette événement (inférieure à 2  $m.s^{-1}$ ). Le maximum de la dessalure est mesuré peu avant 16h pour des conditions de vent bien plus élevées et proche des 6  $m.s^{-1}$ . Aucune corrélation particulière entre  $WS_{Revelle}$  et  $\Delta S_{Revelle}$  ou  $WS_{Revelle}$  et  $RR_{Revelle}$  n'est observée au cours de cet événement. Sur la figure 3.24 la position du maximum de dessalure observée par SMOS correspond bien à la position du maximum de pluie vu

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE



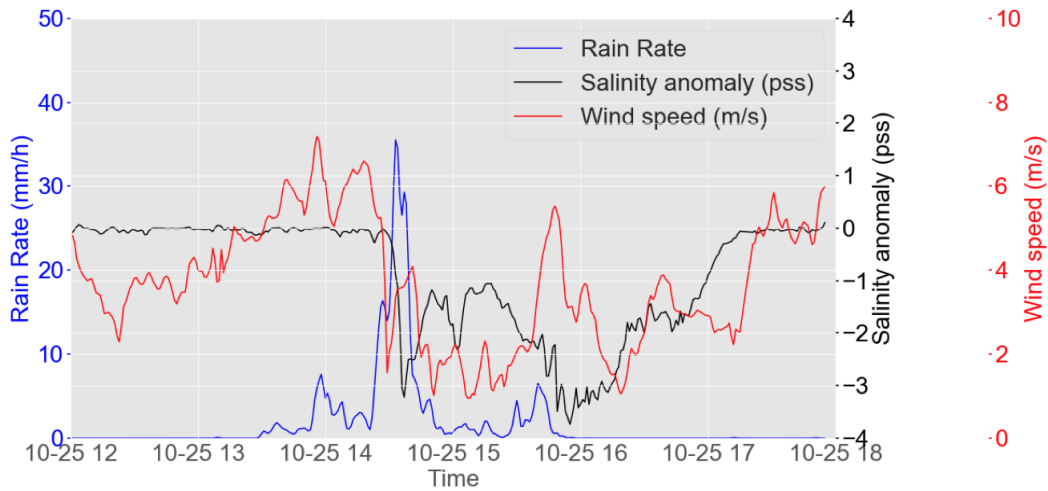
**FIGURE 3.24** – Représentation temporelle de l'évènement du 25/10/2017. La progression du RV Roger Revelle ainsi que les  $\Delta S_{Revelle}$  sont représentées par des dégradés du bleu au rouge en passant par le blanc. Les pixels utilisant la même échelle de couleur représentent le  $\Delta S_{SMOS}$  à 14h46 UTC. La zone couverte par les  $\Delta S_{SMOS}$  correspond à la zone non couverte par le radar. Les  $RR_{Radar}$  sont à l'aide d'une échelle de couleur allant du noir au jaune. A) 12h10; B) 13h05 C) 14h05; D) 15h05; E) 16h05; F) 17h05.

Temporal representation of the event of 25/10/2017. The progress of the RV Roger Revelle as well as the  $\Delta S_{Revelle}$  are represented by gradients from blue to red via white. Pixels using the same color scale represent the  $\Delta S_{SMOS}$  at 14 :46 UTC. The area covered by the  $\Delta S_{SMOS}$  corresponds to the area not covered by the radar. The  $RR_{Radar}$  are using a color scale from black to yellow. A) 12 :10; B) 1 :05 p.m. C) 2 :05 p.m. D) 3 :05 pm; E) 4 :05 p.m. F) 5 :05 p.m.

par le SEA-POL radar (le passage de SMOS à lieu entre la figure 3.24C et 3.24D) et à la zone de dessalure vu par SMOS correspond aussi bien avec la zone de dessalure vue par le Salinity Snake équipant le RV Roger Revelle. Cependant, ce cas d'étude illustre bien que l'utilisation seul des taux de pluie du navire n'aurait pas permis d'estimer l'étendue du champ de pluie.

#### *Effet de l'hétérogénéité*

Afin d'étudier l'effet des précipitations sur l'hétérogénéité à l'échelle du pixel SMOS des différentes variables étudiées, j'ai tout d'abord effectuées des moyennes des variables  $\Delta S$ ,  $RR$ , et  $WS$  pour les années 2016 et 2017. On remarque que durant le leg1, peu d'évènements de dessalure sont observés par le RV Roger Revelle avec colocalisation à  $\pm 30$  minutes avec le satellite SMOS. Seul un évènement

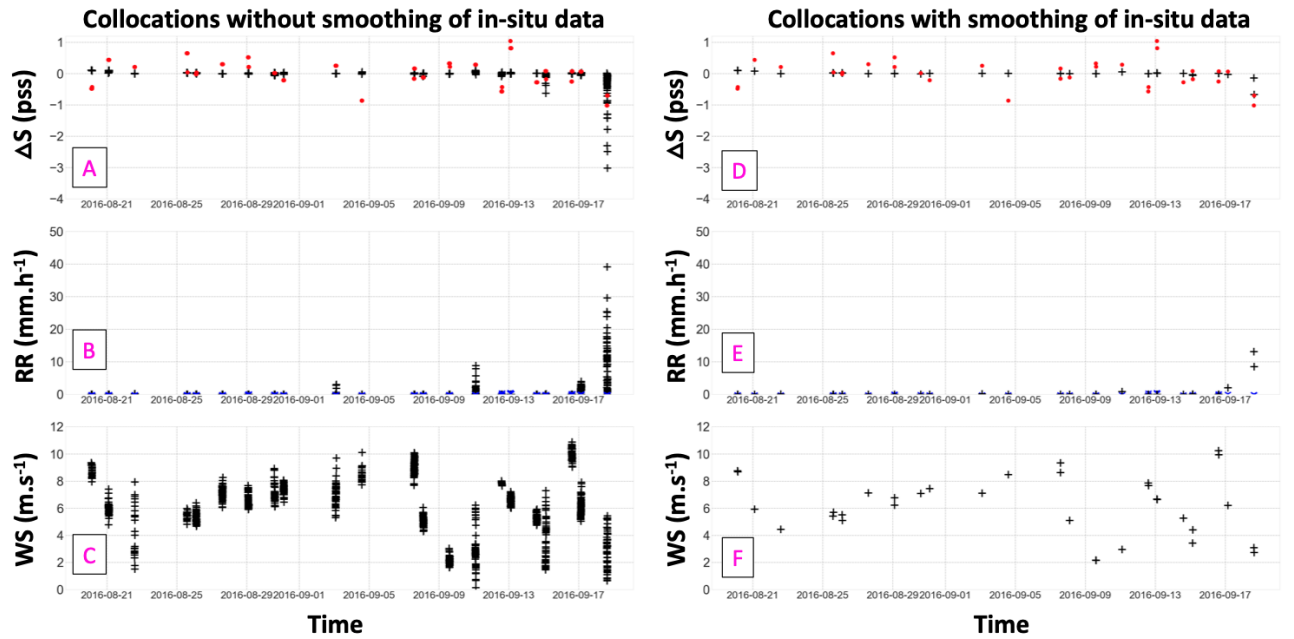


**FIGURE 3.25** – Évolution temporelle de différentes variables mesurées par le RV Roger Revelle durant l'évènement du 25/10/2017. En bleu, le RR, en noir, le  $\Delta S$  et en rouge la WS.

*Time evolution of different variables measured by the RV Roger Revelle during the event of the 25/10/2017. In blue, the RR, in black, the  $\Delta S$  and in red the WS.*

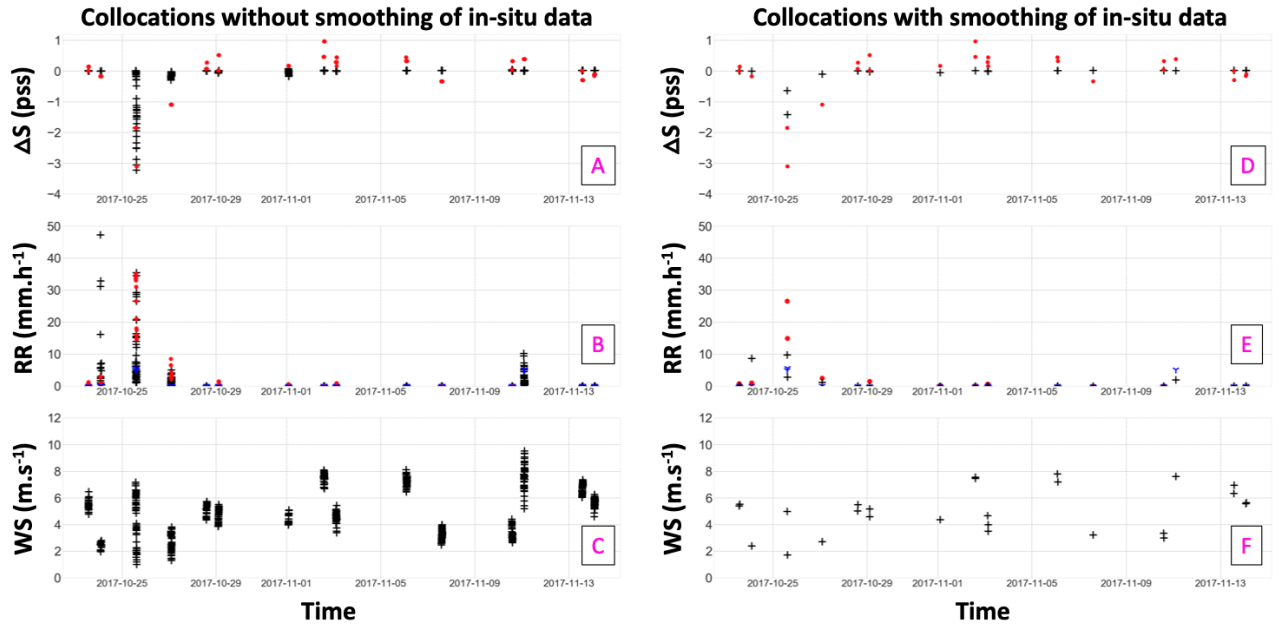
véritablement significatif est observé à la fin du mois de Septembre (Figure 3.26 A et D). Deux catégories de pixels SMOS sont distinguées : absence ou présence de pluie dans le pixel au regard de  $RR_{Revelle}$ . Des RR atteignant près de  $10 \text{ mm.h}^{-1}$  sont observés début Septembre avec des conditions de vent faible (Figure 3.26 C et F), mais pour un RR moyen relativement faible (Figure 3.26 E) et avec l'absence d'observation de dessalure (Figure 3.26 A et D). Sur l'ensemble de la période, les variations de dessalure SMOS sont relativement faibles par rapport au bruit sur l'estimation de  $\Delta S_{SMOS}$ . Au cours de l'année 2017 (figure 3.27), les événements significatifs sont légèrement plus nombreux. Trois dessalures supérieures à 1 pss sont observées selon SMOS, dont deux pixels pour le même passage de SMOS, le 25 octobre 2017, cet évènement sortant clairement du bruit sur la mesure de  $\Delta S$ . Durant la première moitié du mois de Novembre, un évènement avec des  $RR_{Revelle}$  atteignant  $10 \text{ mm.h}^{-1}$  (Figure 3.27 B) est observé mais avec des WS relativement élevées (figure 3.27 B et E) et aucune signature en  $\Delta S$  (Figure 3.27 A et D). Dans l'ensemble, le nombre d'évènement de pluie avec colocalisation à moins de 30 minutes entre le RV Roger Revelle et SMOS, sur les deux années, reste faible. J'ai ensuite séparé cas pluvieux et cas non pluvieux à partir de la présence ou absence de pluie selon le  $RR_{Revelle}$ . Les résultats statistiques sont résumés dans le tableau 3.28. Les

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE



**FIGURE 3.26** – Série temporelle de colocalisations entre le RV Roger Revelle et SMOS pour l'année 2016 (Leg1-SPURS-2); A)  $\Delta S_{Revelle}$  sans lissage (noir) et  $\Delta S_{SMOS}$  (rouge); B)  $RR_{Revelle}$  sans lissage (noir) et  $RR_{IMERG}$  (colocalisé avec SMOS, en bleu); C)  $WS_{Revelle}$ ; D)  $\Delta S_{Revelle}$  avec lissage à l'échelle du pixel SMOS (noir) et  $\Delta S_{SMOS}$  (rouge); E)  $RR_{Revelle}$  lissé à l'échelle du pixel SMOS (noir) et  $RR_{IMERG}$  (colocalisé avec SMOS, en bleu); F)  $WS_{Revelle}$  lissée à l'échelle du pixel SMOS.

Time series of collocations between RV Roger Revelle and SMOS for the year 2016 (Leg1-SPURS-2); A)  $\Delta S_{Revelle}$  without smoothing (black) and  $\Delta S_{SMOS}$  (red); B)  $RR_{Revelle}$  without smoothing (black) and  $RR_{IMERG}$  (collocated with SMOS, in blue); C)  $WS_{Revelle}$ ; D)  $\Delta S_{Revelle}$  with SMOS pixel scale smoothing (black) and  $\Delta S_{SMOS}$  (red); E)  $RR_{Revelle}$  smoothed at the SMOS pixel scale (black) and  $RR_{IMERG}$  (collocated with SMOS, in blue); F)  $WS_{Revelle}$  smoothed to the SMOS pixel scale.



**FIGURE 3.27** – Séries temporelles de colocalisations entre le RV Roger Revelle et SMOS pour l’année 2017 (Leg2-SPURS-2); A)  $\Delta S_{Revelle}$  sans lissage (noir) et  $\Delta S_{SMOS}$  (rouge); B)  $RR_{Revelle}$  sans lissage (noir) et  $RR_{IMERG}$  (colocalisé avec SMOS, en bleu); C)  $WS_{Revelle}$ ; D)  $\Delta S_{Revelle}$  avec lissage à l’échelle du pixel SMOS (noir) et  $\Delta S_{SMOS}$  (rouge); E)  $RR_{Revelle}$  lissé à l’échelle du pixel SMOS (noir) et  $RR_{IMERG}$  (colocalisé avec SMOS, en bleu); F)  $WS_{Revelle}$  lissée à l’échelle du pixel SMOS.

Time series of collocations between RV Roger Revelle and SMOS for the year 2017 (Leg2-SPURS-2); A)  $\Delta S_{Revelle}$  without smoothing (black) and  $\Delta S_{SMOS}$  (red); B)  $RR_{Revelle}$  without smoothing (black) and  $RR_{IMERG}$  (collocated with SMOS, in blue); C)  $WS_{Revelle}$ ; D)  $\Delta S_{Revelle}$  with SMOS pixel scale smoothing (black) and  $\Delta S_{SMOS}$  (red); E)  $RR_{Revelle}$  smoothed at the SMOS pixel scale (black) and  $RR_{IMERG}$  (collocated with SMOS, in blue); F)  $WS_{Revelle}$  smoothed to the SMOS pixel scale.



### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

---

informations concernant le  $RR_{Radar}$  ne sont disponibles que pour l'année 2017. Les moyennes indiquées représentent pour les variables in-situ la moyenne des mesures préalablement moyennées à l'échelle du pixel SMOS dans lequel elles se situent. La STD est la racine de la moyenne des variances calculées pour chaque variable pour le pixel SMOS correspondant.

Pour les deux années, les  $\Delta S_{SMOS}$  et  $\Delta S_{Revelle}$  sont légèrement positifs en absence de précipitation. Pour les deux années, le  $\Delta S_{SMOS}$  est plus marqué que le  $\Delta S_{Revelle}$ . En 2017, les  $\Delta S_{SMOS}$  et  $\Delta S_{Revelle}$  sont plus marqués qu'en 2016 en condition pluvieuse. Selon est en accord avec des  $RR_{Revelle}$  et  $RR_{Revelle}$  plus élevés en 2016 qu'en 2017, mais aussi des  $WS_{Revelle}$  en condition pluvieuse plus élevés en 2016.

Pour la plupart des variables la condition pluvieuse est un facteur d'augmentation de la STD à l'échelle d'un pixel SMOS. Cependant, cette augmentation de la STD est bien plus élevée pour le RR et le  $\Delta S$  que pour la WS dont la STD diminue même durant l'année 2016 en condition pluvieuse.

Les RR présentent des moyennes très différentes en condition pluvieuse. Ainsi, les RR moyens les plus élevés sont observées avec le SEA-POL radar et les plus faibles avec IMERG. Enfin, comme cela pouvait être attendue, les  $RR_{Radar}$ , qui couvrent une zone plus large que celle traversée par le navire, ne sont pas complètement nulles malgré des  $RR_{Revelle}$  nulles.

#### ***Relation entre taux de pluie, vent et dessalure à l'échelle d'un pixel SMOS***

Dans cette partie, nous illustrons la relation entre  $\Delta S$  et RR en fonction de la WS. La figure 3.29A représente tous d'abord les mesures in-situ à leur résolution originale. Comme observé lors du cas d'étude présenté plus haut, l'influence du vent sur la relation entre  $\Delta S$  et RR n'est pas évident à cette échelle. Suite au passage à des échelles de l'ordre d'un pixel SMOS (figure 3.29B), il n'est toujours pas possible de faire ressortir un effet potentiel du vent. L'influence du WS semble présent sur la figure 3.29C qui compare  $\Delta S_{SMOS}$  et  $RR_{Radar}$ . A la vue du faible nombre de colocalisations et de l'impossibilité de dériver des relations entre  $\Delta S$ , RR et WS à l'échelle de la mesure SMOS, nous avons testé les relations dérivées au cours d'études précédentes utilisant uniquement les données satellitaires provenant des  $RR_{IMERG}$  et  $\Delta S_{SMOS}$ . Ainsi, la figure 3.30 permet de comparer les  $\Delta S$  obtenus à partir de deux

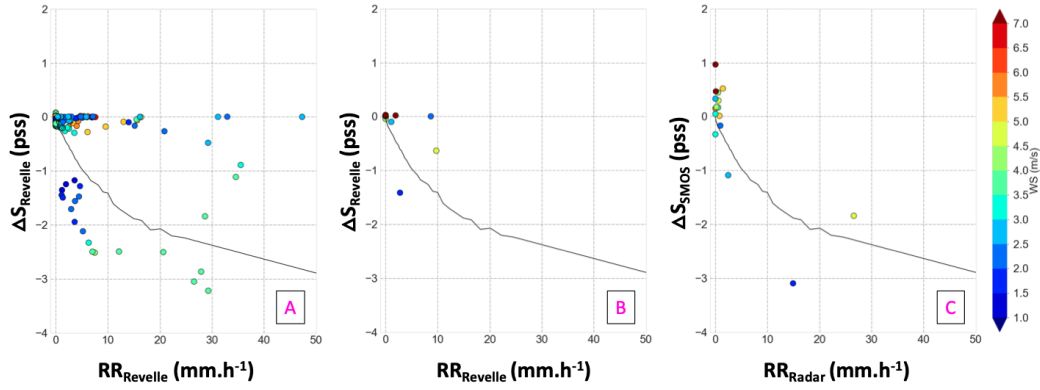


			$RR_{Revelle} = 0$	$RR_{Revelle} > 0$
<b>2017</b>	$\Delta S_{Revelle}$ (pss)	Mean	0.01	-0.54
		STD	0.02	0.51
	$\Delta S_{SMOS}$ (pss)	Mean	0.27	-1.55
		STD		
	$WS_{Revelle}$ ( $m.s^{-1}$ )	Mean	4.77	2.96
		STD	0.32	0.87
	$RR_{Revelle}$ ( $mm.h^{-1}$ )	Mean	0.00	5.57
		STD	0.00	8.05
	$RR_{Radar}$ ( $mm.h^{-1}$ )	Mean	0.34	11.22
		STD	0.04	9.19
	$RR_{IMERG}$ ( $mm.h^{-1}$ )	Mean	0.00	2.67
		STD		
		N	12	4
<b>2016</b>	$\Delta S_{Revelle}$ (pss)	Mean	0.02	-0.09
		STD	0.01	0.25
	$\Delta S_{SMOS}$ (pss)	Mean	0.05	-0.11
		STD		
	$WS_{Revelle}$ ( $m.s^{-1}$ )	Mean	6.85	4.44
		STD	0.36	0.25
	$RR_{Revelle}$ ( $mm.h^{-1}$ )	Mean	0.00	2.73
		STD	0.00	3.46
	$RR_{IMERG}$ ( $mm.h^{-1}$ )	Mean	0.09	0.03
		STD		
		N	24	9

**FIGURE 3.28** – Statistiques concernant la variation des paramètres  $\Delta S_{Revelle}$ ,  $\Delta S_{SMOS}$ ,  $RR_{Revelle}$ ,  $RR_{Radar}$ ,  $RR_{IMERG}$  et  $WS_{Revelle}$  en condition pluvieuse ou non (d'après  $RR_{Revelle}$ ) à l'échelle de la mesure SMOS pour les années 2016 et 2017 en ne considérant que les cas pour lesquelles la mesure SMOS est colocalisée à moins de 30 minutes.

Statistics concerning the variation of parameters  $\Delta S_{Revelle}$ ,  $\Delta S_{SMOS}$ ,  $RR_{Revelle}$ ,  $RR_{Radar}$ ,  $RR_{IMERG}$  and  $WS_{Revelle}$  parameters in rainy condition or not (according to  $RR_{Revelle}$ ) on the scale of SMOS measurement for the years 2016 and 2017 by considering only the cases for which the SMOS measurement is collocated within 30 minutes.

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE



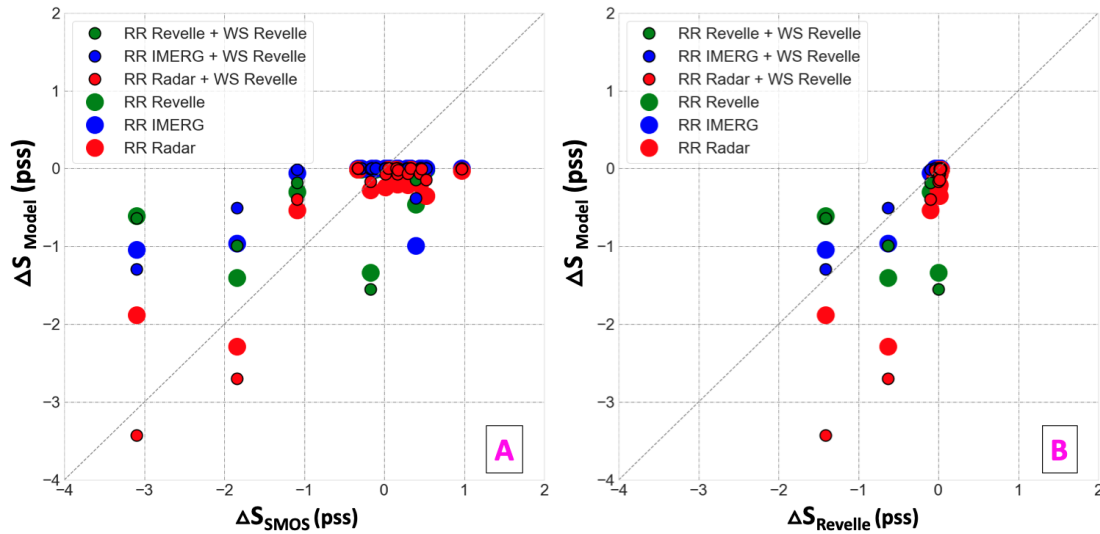
**FIGURE 3.29** – A) Diagramme de dispersion entre  $\Delta S_{Revelle}$  et  $RR_{Revelle}$  sans lissage ; B) Diagramme de dispersion entre  $\Delta S_{Revelle}$  et  $RR_{Revelle}$  avec lissage ; C) Diagramme de dispersion entre  $\Delta S_{SMOS}$  et  $RR_{Revelle}$  avec lissage. Les  $WS_{Revelle}$  sont codées en couleur. La courbe noir représentée en noir représente la relation entre  $RR_{IMERG}$  et  $\Delta S_{SMOS}$ .

A) Scatterplot between  $\Delta S_{Revelle}$  and  $RR_{Revelle}$  without smoothing ; B) Scatterplot between  $\Delta S_{Revelle}$  and  $RR_{Revelle}$  with smoothing ; C) Scatterplot between  $\Delta S_{Revelle}$  and  $RR_{Revelle}$  with smoothing.  $WS_{Revelle}$  are color coded. The black curve shown in black represents the relationship between  $RR_{IMERG}$  and  $\Delta S_{SMOS}$ .

modèles différents et différents RR (provenant du Revelle, du radar ou de IMERG). Le premier modèle n'utilise que le RR. Il a été dérivé à partir des  $RR_{IMERG}$  et  $\Delta S_{SMOS}$ . La relation entre  $RR_{IMERG}$  et  $\Delta S_{SMOS}$  utilisée est illustrée sur la figure 3.9. Le second modèle est basé sur celui de Drushka et al, 2016 et calibré à partir des  $WS_{SMAP}$ ,  $RR_{IMERG}$  et  $\Delta S_{SMOS}$ . Il utilise donc WS et RR :

$$\Delta S_{Model} = -0.35RR.WS^{-0.77} \quad (3.2)$$

Les statistiques correspondant à la figure 3.30 sont données dans la table 3.31. Sur la figure 3.30A, les  $\Delta S$  modélisés sont comparés aux  $\Delta S_{SMOS}$ . On peut y remarquer que quel soit le modèle utilisé, il est particulièrement difficile de se rapprocher des  $\Delta S_{SMOS}$  à partir des  $RR_{Revelle}$ . Les statistiques obtenues dans la table 3.31A le confirment. Les meilleurs résultats sont ici obtenus à partir des  $RR_{Radar}$  et du modèle intégrant la prise en compte de la WS. En effet, si le couple  $RR_{Radar} + WS_{Revelle}$ , la prise en compte du vent améliore aussi le  $\Delta S$  modélisé avec le  $RR_{IMERG}$ . Dans le cas de la comparaison entre  $\Delta S$  modélisés et  $\Delta S_{Revelle}$  moyennés à l'échelle d'un pixel SMOS, c'est toujours le modèle intégrant la vitesse du vent qui permet d'obtenir les meilleurs résultats mais cette fois-ci en utilisant le  $RR_{IMERG}$  (figure 3.30B et



**FIGURE 3.30** – A) Diagramme de dispersion entre  $\Delta S_{SMOS}$  et  $\Delta S_{Model}$  pour différents modèles ; B) Diagramme de dispersion entre  $\Delta S_{Revelle}$  et  $\Delta S_{Model}$  pour différents modèles.  
 A) Scatterplot between  $\Delta S_{SMOS}$  and  $\Delta S_{Model}$  for different models ; B) Scatterplot between  $\Delta S_{Revelle}$  and  $\Delta S_{Model}$  for different models.

table 3.31B). Le bruit bien plus faible sur la mesure in-situ d’anomalie de salinité par rapport à l’anomalie de salinité SMOS améliore lui aussi les statistiques. Pour les deux modèles utilisés et dans les cas de la comparaison avec le  $\Delta S_{SMOS}$  ou le  $\Delta S_{Revelle}$ , l’utilisation des  $RR_{Revelle}$  donne les plus mauvais résultats.

### Discussion et conclusion

Si les résultats obtenus au cours de cette étude font intervenir un nombre relativement faible de colocalisations entre les données du RV Revelle et les SSS SMOS, il s’agit de l’ensemble de données documentant des situations au voisinage de la pluie simultanément à des passages SMOS le plus complet à notre connaissance. En effet, très peu de series de mesures aussi longues de  $\Delta S$  en condition pluvieuse existent. Les mesures analysées ici sont en très forte cohérence avec les estimations de effectuées à partir  $\Delta S$  du satellite SMOS. La différence entre la SSS mesurée à la surface par le Salinity Snake et la salinité mesurée par le TSG à 5 mètres permet de s’approcher au plus près d’une estimation similaire à une dessalure vue par SMOS. Cependant, la résolution spatiale de la mesure in-situ est bien plus fine que l’estimation SMOS. Des efforts ont donc porté dans cette étude à rapprocher les mesures

### 3.3. ÉTUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA SALINITÉ DE SURFACE EN CONDITION PLUVIEUSE

A				B			
	MoD	STDD	r		MoD	STDD	r
RR <sub>Revelle</sub>	-0.05	0.81	0.59	RR <sub>Revelle</sub>	-0.11	0.43	0.48
RR <sub>Radar</sub>	-0.22	0.53	0.90	RR <sub>Radar</sub>	-0.27	0.38	0.87
RR <sub>IMERG</sub>	0.05	0.71	0.87	RR <sub>IMERG</sub>	-0.00	0.13	0.94
RR <sub>Revelle</sub> + WS <sub>Revelle</sub>	-0.02	0.85	0.52	RR <sub>Revelle</sub> + WS <sub>Revelle</sub>	-0.08	0.44	0.43
RR <sub>Radar</sub> + WS <sub>Revelle</sub>	-0.26	0.40	0.92	RR <sub>Radar</sub> + WS <sub>Revelle</sub>	-0.32	0.66	0.97
RR <sub>IMERG</sub> + WS <sub>Revelle</sub>	0.07	0.71	0.89	RR <sub>IMERG</sub> + WS <sub>Revelle</sub>	0.02	0.05	1.00

**FIGURE 3.31** – A) Statistiques des comparaisons entre  $\Delta S_{SMOS}$  et  $\Delta S_{Model}$  pour différents modèles ; B) Statistiques des comparaisons entre  $\Delta S_{Revelle}$  et  $\Delta S_{Model}$  pour différents modèles. A) Comparison statistics between  $\Delta S_{SMOS}$  and  $\Delta S_{Model}$  for different models ; B) Statistics of comparisons between  $\Delta S_{Revelle}$  and  $\Delta S_{Model}$  for different models.

in-situ de mesures d'une échelle équivalente à celle de l'estimation SMOS.

J'ai ainsi montré au cours de ces travaux que la variabilité du  $\Delta S$  au sein d'un pixel SMOS augmentait grandement en condition pluvieuse, faisant écho à la forte variabilité des précipitations dans un pixel. La WS semble présenter une variabilité plus faible que le RR sur des échelles spatiales équivalentes.

Dans un tel contexte, s'il est difficile de relier les RR et WS aux  $\Delta S$  à l'échelle la plus fine de la mesure in-situ, il semble que le passage à une résolution de 50km permettent une relation plus directe. Les résultats obtenus montrent que le modèle dérivé sur la base de [Drushka et al., 2016] et calibré à partir des estimations de RR<sub>IMERG</sub> et  $\Delta S_{SMOS}$ , permet d'estimer des  $\Delta S$  particulièrement cohérentes avec les  $\Delta S_{SMOS}$  ou  $\Delta S_{Revelle}$  observés. Le  $\Delta S$  à cette échelle semble ainsi jouer un rôle intégrateur, à la fois spatialement et temporellement, des effets combinés du vent et des précipitations.

Le peu d'événements considérés ne permet pas de dissocier un RR plus adapté qu'un autre entre le RR<sub>IMERG</sub> et le RR<sub>Radar</sub>, malgré leurs différences importantes. Cependant les bons résultats obtenus à partir des RR<sub>Radar</sub> en comparaison des RR<sub>Revelle</sub> illustrent que les taux de pluie locaux à partir d'un navire en mouvement ne permettent pas d'obtenir un RR suffisamment représentatif pour expliquer l'amplitude d'une dessalure lorsque celle-ci est traversée.

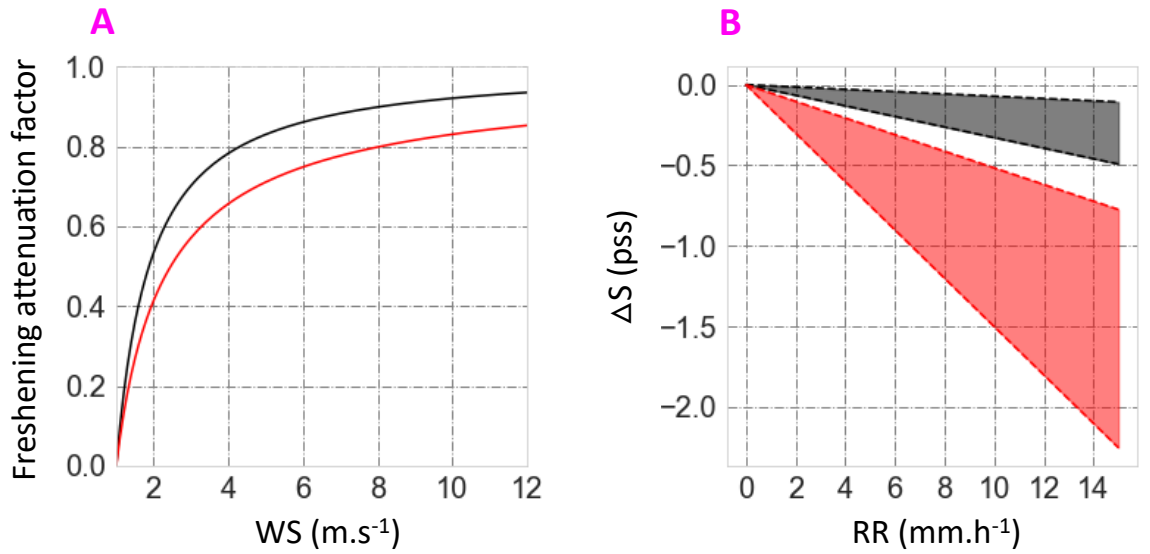
Les résultats obtenus ici présentent aussi une valeur dans le cadre de la validation des SSS SMOS à partir de mesures in-situ. En effet, les situations pluvieuses sont responsables d'une forte augmentation de la variabilité de la salinité sub-pixel et

donc de l'augmentation de l'erreur de représentativité, expliquant l'augmentation de la STD de la différence entre mesures in-situ et satellitaire en zone pluvieuse.

### 3.4 Conclusion

L'ensemble des travaux effectués dans le cadre de l'étude sur l'effet des précipitations sur les SSS estimées par satellite a permis d'accroître nos connaissances dans les phénomènes impliqués :

- Les estimations de RR à partir des satellites en bande-L permettent de combler le manque potentiel d'informations en l'absence de satellite destiné à l'estimation de la pluie. Grâce à une relation  $\Delta S / RR$ , il a aussi été possible de déterminer l'effet des précipitations sur la salinité satellitaire et de corriger de cet effet à partir de produits interpolés de pluie tel que IMERG.
- En utilisant la complémentarité des différents temps de revisites de différentes missions satellitaires destinées à l'estimation des SSS ou des RR, il a été possible de montrer que l'effet de l'historique des précipitations était négligeable à l'échelle satellitaire car le signal de persistance de la dessalure est principalement associé à la fonction d'autocorrélation observée de la pluie. Seuls les cas où la vitesse de vent est particulièrement faible semblent indiquer une légère persistance ne semblant pas dépasser 2-3 heures. Il est aussi démontré que la vitesse du vent instantanée joue un rôle prépondérant sur la dessalure satellitaire. Une fonction inspirée de [Drushka et al., 2016] a été estimée afin de relier l'amplitude de la dessalure au RR et à la WS à l'échelle de la mesure satellitaire. Si le comportement observé est similaire, les amplitudes des dessalures considérées sont quant à elles bien plus importantes dans le cadre de l'observation satellitaire (voir figure 3.32).
- Grâce à une étude de cas effectué lors de la campagne SPURS-2 dans un délai particulièrement court (moins de 5 heures), il a été possible d'échantillonner des dessalures d'une intensité jamais observée, atteignant près de 10 pss, dans des conditions de variabilité très importantes. Des mesures effectuées à moins d'un kilomètre de distance ont permis de démontrer des différences de plusieurs pss dans des conditions de forte variabilité des précipitations,



**FIGURE 3.32** – A) Attenuation de la dessalure en fonction de la vitesse du vent pour le modèle de [Drushka et al., 2016], en noir, et celui développé dans le cadre de [Supply et al., 2020]), en rouge ; B) A) Dessalure estimée en fonction du taux pluie à l'aide modèle de [Drushka et al., 2016], en noir, ou de celui développé dans le cadre de [Supply et al., 2020]), en rouge. Les dessalures les plus fortes présentées sont observées pour une WS de  $3 \text{ m.s}^{-1}$  et les plus faibles pour une WS de  $12 \text{ m.s}^{-1}$ .

A) Freshening as a function of the wind speed for the [Drushka et al., 2016] model, in black, and the one developed as part of [Supply et al., 2020]), in red ; B) A) Freshening estimated as a function of the rainfall rate using the [Drushka et al., 2016] model, in black, or the one developed as part of [Supply et al., 2020]), in red. The strongest freshening presented are observed for a WS of  $3 \text{ m.s}^{-1}$  and the weakest for a WS of  $12 \text{ m.s}^{-1}$ .

amais avec une relative homogénéité du champ de vent. Ce cas a illustré l'impact de l'advection des dessalures responsable de cette forte variabilité, et démontré les limites d'une approche 1D prenant uniquement en compte la série temporelle des variables géophysiques considérées.

- A partir de mesures effectuées lors de la campagne SPURS-2 et de colocalisations avec le satellite SMOS, j'ai montré que les dessalures in-situ moyennées sur des échelles correspondant à la mesure satellitaire étaient cohérentes avec les dessalures SMOS. Dans des conditions de précipitations, la variabilité des dessalures in-situ augmente de manière importante. Cela a pour effet d'augmenter l'erreur de représentativité de manière significative lors d'une comparaison d'une mesure SMOS avec une mesure in-situ unique (de résolution temporelle 1 minute) pour lui faire atteindre des valeurs supérieures à l'incertitude sur l'estimation d'une dessalure.
- En utilisant les mesures SEA-POL radar effectuées lors de la mesure SMOS, j'ai montré que l'estimation moyenne des taux de pluie à une échelle de 50km par le radar permettait une estimation plus pertinente que les estimations de RR obtenues à partir du navire sur une distance de 50km pour expliquer les dessalures vues par le satellite SMOS, mais aussi les dessalures moyennes vues par le Revelle sur la même distance. Si cette dernière étude est limitée par le nombre de colocalisations entre SMOS et le RV Roger Revelle, elle fournit des indices pertinents sur le pouvoir intégrant de la mesure satellitaire en comparaison de la mesure in-situ.

# Chapitre 4

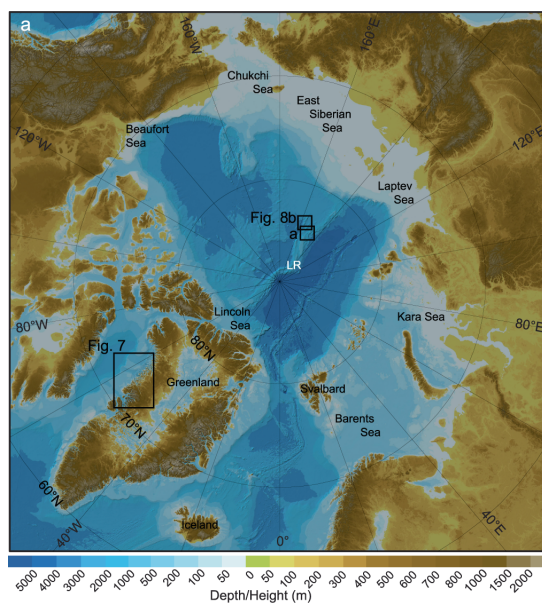
## SSS satellitaire en Arctique

### 4.1 Introduction

En réponse au changement climatique en cours, l'Arctique est soumis à une augmentation de température deux à trois fois plus importante que l'ensemble du globe ([H.-O. Portner, 2019]), avec des conséquences marquées sur l'évolution spatio-temporelle des conditions de glace ([Steele et al., 2008]). Le cycle de l'eau y subit des modifications majeures, avec une diminution générale de la salinité ([Carmack et al., 2016]) qui pourrait avoir une rétroaction sur la couverture en glace.

L'océan Arctique est un océan qui se démarque par une profondeur moyenne relativement faible, de nombreuses mers de plateau ayant des profondeurs dépassant rarement les 100 mètres. Au centre, il est composé de deux bassins principaux, aux profondeurs plus élevées : le bassin Eurasiens (EB) et le bassin Amérasien (AB), dépassant tous deux des profondeurs de 4000 mètres et séparés par la chaîne de Lomonosov (voir figure 4.1; [Rudels et al., 2013]). En Arctique, il est possible de différencier deux types d'océans. On parle d'océan de type "Alpha" lorsque la stratification est dominée par les effets du gradient en température et d'océan de type "Bêta" lorsque la stratification est dominée par les effets du gradient en salinité ([Carmack, 2007]). En océan profond, la zone de transition entre océan "Alpha" et "Bêta" est une zone clef, car la glace ne peut se former que sur un océan Beta, dont la halocline permanente inhibe la remontée des eaux chaudes. La mer de Barents, à l'entrée ouest du bassin eurasiens, est une région caractéristique de cette transition. C'est là que se rencontrent les eaux de l'Océan Atlantique chaude et salées

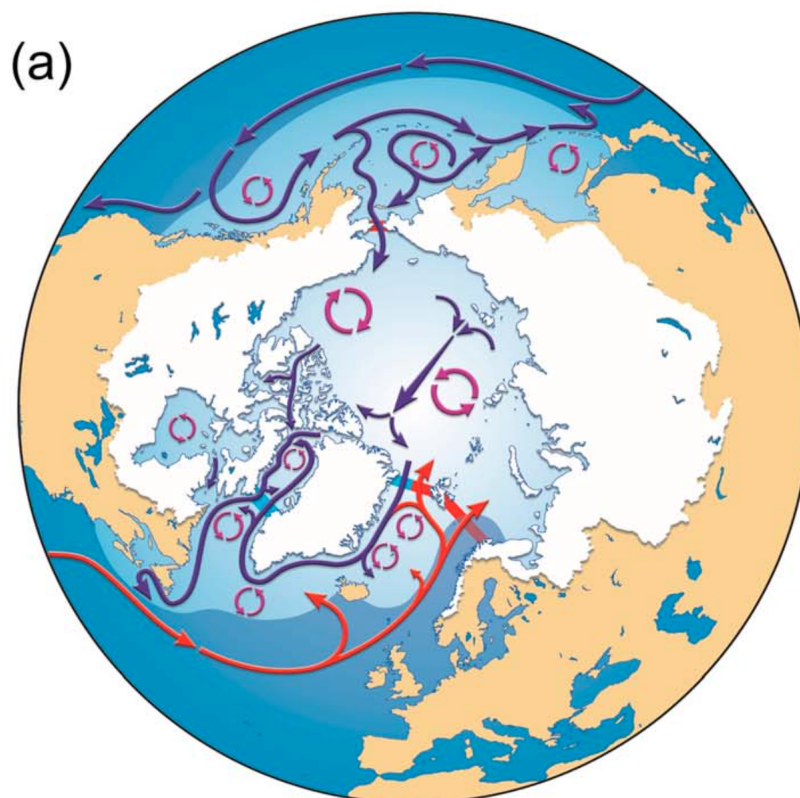




**FIGURE 4.1** – Carte bathymétrique de l’océan Arctique issu de [Jakobsson et al., 2020].  
 Bathymetric map of the Arctic Ocean from [Jakobsson et al., 2020].

dominées par la stratification en température (océan Alpha) et celles de l’Océan Arctique froides et peu salées dominées par la stratification en salinité (océan Bêta). A l’opposition “Alpha/Bêta” s’ajoute la différenciation entre bassins et mers de plateaux. Les caractéristiques de la stratification des bassins profonds se démarquent fortement de celles des mers de plateaux. L’océan Arctique communique avec l’océan Atlantique et l’océan Pacifique par un système de courants schématisé sur la figure 4.2. En terme de salinité, ces deux océans jouent un rôle contrasté sur l’Arctique. A travers la mer de Barents, l’océan Atlantique apporte des eaux plus salées en profondeur, alors que le Pacifique est lui une des sources principales en eau douce de l’océan Arctique. Cependant, d’autres sources contribuent à l’apport d’eau desalée dans l’océan Arctique. Si le bilan E-P et l’apport Pacifique par le détroit de Béring contribuent de façon similaire aux apports d’eau douce, les apports associés aux eaux fluviales sont près de deux fois supérieures ([Haine et al., 2015]). Ainsi, les plateaux de l’Océan Arctique sont le site de forte décharges d’eau douce des grands fleuves sibériens et nord américains : alors que l’océan Arctique ne représente que 1.2 % de l’Océan global, il collecte 11 % de l’eau douce provenant des panaches des fleuves ([Shiklomanov, 1998]). Les eaux transformées au sein de l’océan Arctique le quittent en traversant Davis Strait et Fram Strait, créant un export des eaux douces vers l’océan Atlantique. Cette circulation au sein de l’océan Arctique est associée à

une grande variabilité des masses d'eau. Du Nord de l'Atlantique à la mer de Barents, les eaux de surface de l'arctique ont une salinité élevée, supérieure à 34 pss. Leur variabilité est peu élevée et la surface de l'océan est peu stratifiée. En suivant une progression est-ouest, la mer de Kara est la première mer de plateau traversée dont la SSS est particulièrement influencée par les eaux fluviales avec une empreinte marquée de l'Ob et du Ienisseï. Les mers de Laptev et Est-Sibérienne sont aussi fortement alimentées en eau douce, notamment grâce au panache de la Lena. Les SSS de la mer de Chuchki sont moins faibles que celles des mers du plateau sibérien, mais la mer de Chuchki est le point d'entrée des eaux Pacifique en Arctique et permet de séparer les mers de plateau sibériennes de la mer de Beaufort. Cette dernière est aussi une mer stratifiée par le panache du fleuve Mackenzie. Sa profondeur moyenne est cependant nettement plus élevée que les mers précédentes et elle est aussi occupée par la gyre de Beaufort. La stratification joue un rôle prépondérant dans la circulation des masses d'eau mais aussi dans la préservation de la couverture de glace. En effet, une forte stratification permet d'inhiber la remontée des eaux Atlantique à la surface et donc protège la glace de mer de l'effet thermique des eaux Atlantique ([Carmack et al., 2016]). Si des mesures océanographiques ont bien été régulièrement effectuées en Arctique, dans le cadre de campagnes en mer ou de manière autonome, les mesures de surface en eau libre de glace restent rares. Ainsi, peu de mesures in-situ permettent d'avoir accès aux variations de salinité générées par les phénomènes de fonte et de formation de la glace. De plus, ces mesures in-situ n'offrent pas la vue synoptique que peuvent offrir des satellites en bande-L. L'intérêt du suivi dynamique des SSS de surface en Arctique, à partir d'estimation satellitaires, est de plus accentué par l'accélération des rejets d'eau douce via la fonte des glaces et l'accélération globale du cycle de l'eau. Celle-ci se caractérise notamment par une diminution des surfaces englacées, une diminution de l'épaisseur des glaces entraînant une augmentation de la couverture en glace saisonnière au détriment de la glace pluriannuelle. Aussi l'observation satellitaire de la SSS est un outil particulièrement pertinent dans le suivi de l'évolution des masses d'eau et des surfaces affectées par des rejets d'eau douce. Cependant, l'inversion de la SSS satellitaire est rendue difficile de part la présence de glace et de SST particulièrement faibles. Un effort supplémentaire est donc nécessaire dans l'analyse des SSS satellitaires dans



**FIGURE 4.2** – Représentation schématique des courants majeurs de l'Arctique (longues flèches), points de passage principaux de l'Arctique : Fram Strait, mer de Barents, Davis Strait, et Bering Strait (entrées en barres rouges et sorties en barres bleues), circulations en gyre (flèches circulaires) et régions stratifiées en sel indiquées en bleu clair (issu de [Carmack et al., 2016]).

Schematic representation of the major arctic currents (long arrows), main arctic crossing points : Fram Strait, Barents Sea, Davis Strait, and Bering Strait (entries in red bars and exits in blue bars), circulations in gyre (circular arrows) and salt stratified regions shown in light blue (taken from [Carmack et al., 2016]).

les régions polaires par rapport aux latitudes plus basses. [Matsuoka et al., 2016] ont montré qu’il était possible d’utiliser les SSS SMOS et des coefficients d’absorption associés à la matière organique dissoute afin d’identifier l’origine de masses d’eau de surface en Arctique. [Fournier et al., 2019] évalue les différents produits satellitaires de SSS en Arctique. L’intercomparaison de ces différents produits est cependant rendue ardue par leur gestion variable de la glace de mer. Certains produits ayant une approche plus prudente et ne restituant la SSS qu’à des distances particulièrement élevées de la bordure de glace, et d’autres ne filtrant pas (ou peu) la glace, fournissant des estimations de SSS moins précises, mais dans des zones plus variables. Cette étude permet cependant de montrer que les satellites en bande-L sont capables d’observer les forts gradients spatiaux de SSS présents en Arctique. De plus, le comportement du modèle de constance diélectrique peut présenter un comportement plus incertain en rencontrant les conditions de SST plus froides de l’océan Arctique ([Dinnat et al., 2019]). Les travaux effectués dans le cadre de cette thèse et portant sur la SSS en Arctique ont donc visé à :

- Améliorer la restitution de la SSS en Arctique à partir des mesures SMOS, à l’aide d’une méthodologie de filtrage de la glace plus efficace que celles utilisées jusqu’à maintenant, mais aussi en prenant en compte l’impact de l’utilisation de SST erronées en tant qu’information à priori lors de la détermination de la SSS SMOS ;
- Estimer, en collaboration avec d’autres chercheurs spécialistes de cette région, la possibilité d’utiliser la SSS satellitaire pour distinguer les différences masses d’eau de surface et leur évolution, en particulier à des échelles de temps relativement courtes et associées à des phénomènes atmosphériques ;
- Déterminer si il est possible d’identifier la signature de la fonte de glace de mer à la surface de l’océan Arctique lors du recul de celle-ci.

## 4.2 Détermination de la SSS SMOS en Arctique - Supply et al, 2020b

### 4.2.1 Présentation de l'article

Cette étude a visé à une meilleure interprétation des SSS SMOS inversées dans l'océan Arctique. Cette zone du globe représente un défi particulièrement important pour l'estimation de la SSS à partir de la radiométrie en bande-L de par sa nature. La glace de mer y est présente, peu de zones libres de glace se trouvent éloignées des côtes. Or, la glace est très émettrice en bande-L : en considérant que la température de brillance de la glace est double de celle de l'océan de surface, une couverture partielle d'un pixel SMOS par  $4 \text{ km}^2$  de glace (soit 0.17% de la surface totale du pixel) suffit à expliquer une sous-estimation de la SSS de 1 pss. De plus, le rapport signal sur bruit des mesures radiométriques dans les eaux froides est particulièrement faible : une erreur de  $T_B$  de 0.25K entraîne une erreur de 1 pss sur la SSS. En utilisant les SSS de niveau 2 distribuées par l'ESA, j'ai développé une méthodologie de filtrage de la glace de mer pour éviter les biais dus à la contamination sur l'estimation de la SSS. La méthodologie repose sur l'utilisation de la pseudo-constante diélectrique estimée à partir des températures de brillance SMOS. J'ai de plus montré que des différences entre SSS SMOS et SSS in-situ pouvaient être expliquées par des incohérences entre les valeurs de la pseudo-constante diélectrique Acard inversées à partir des  $T_B$  SMOS et les valeurs de Acard dérivées de la SSS SMOS et du modèle de constante diélectrique KS. Ces incohérences peuvent témoigner d'imperfections du modèle KS qui ont conduit à sa révision ([Jacqueline Boutin and Thouvenin-Masson, 2020]). Cette étude a mis en avant de fortes incertitudes provenant de la SST utilisée en tant qu'information à priori dans l'inversion de la SSS SMOS. J'ai démontré l'amélioration de la qualité de la SSS SMOS en utilisant un produit SST aux estimations plus cohérentes avec les mesures in-situ. J'ai aussi pu montrer qu'il était particulièrement important de considérer des mesures in-situ proches de la surface pour valider les SSS SMOS, sachant que l'océan Arctique est un océan particulièrement stratifié. Les différentes corrections, et le raffinement des méthodes de validation prenant mieux en compte la profondeur de la mesure in-situ en Arctique, ont permis d'améliorer significativement les statistiques de comparaison entre SSS SMOS et in-situ. Les

SSS SMOS permettent d'observer des signaux de variabilité absents de la réanalyse Topaz. Ces travaux m'ont amené à développer un nouveau produit de SSS maintenant distribué par le CATDS couvrant une période supérieure à 10 ans, qui met en évidence une forte variabilité interannuelle (voir figure 4.3).

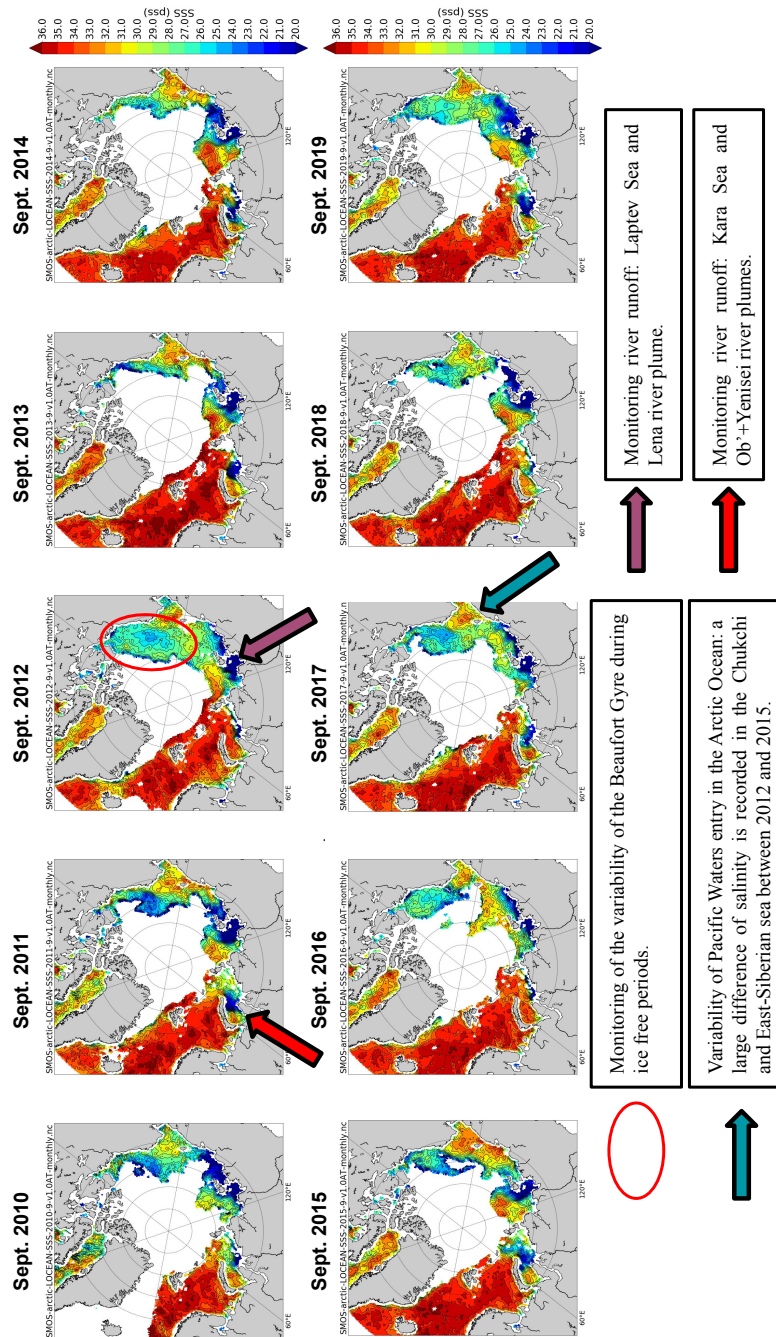


FIGURE 4.3 – Variabilité internannuelle des SSS mensuelles SMOS en Arctique avec un focus sur différentes zones d'intérêt.

Interannual variability of monthly SMOS SSS in the Arctic with a focus on different areas of interest.

## 4.2.2 Article



Contents lists available at ScienceDirect

Remote Sensing of Environment

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/rse](http://www.elsevier.com/locate/rse)



## New insights into SMOS sea surface salinity retrievals in the Arctic Ocean

Alexandre Supply<sup>a,\*</sup>, Jacqueline Boutin<sup>a</sup>, Jean-Luc Vergely<sup>b</sup>, Nicolas Kolodziejczyk<sup>c</sup>,  
Gilles Reverdin<sup>a</sup>, Nicolas Reul<sup>c</sup>, Anastasiia Tarasenko<sup>c,d</sup>



<sup>a</sup> Laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques - Institut Pierre Simon Laplace (LOCEAN-IPSL), Sorbonne Université-CNRS-IRD-MNHN, Paris, France

<sup>b</sup> ACRI-St, Guyancourt, France

<sup>c</sup> Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), Univ. Brest, CNRS, Ifremer, IRD, Brest, France

<sup>d</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

SMOS  
Sea surface salinity  
Arctic Ocean

### ABSTRACT

Since 2010, the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite mission monitors the earth emission at L-Band. It provides the longest time series of Sea Surface Salinity (SSS) from space over the global ocean. However, the SSS retrieval at high latitudes is a challenge because of the low sensitivity L-Band radiometric measurements to SSS in cold waters and to the contamination of SMOS measurements by the vicinity of continents, of sea ice and of Radio Frequency Interferences. In this paper, we assess the quality of weekly SSS fields derived from swath-ordered instantaneous SMOS SSS (so called Level 2) distributed by the European Space Agency. These products are filtered according to new criteria. We use the pseudo-dielectric constant retrieved from SMOS brightness temperatures to filter SSS pixels polluted by sea ice. We identify that the dielectric constant model and the sea surface temperature auxiliary parameter used as prior information in the SMOS SSS retrieval induce significant systematic errors at low temperatures. We propose a novel empirical correction to mitigate those sources of errors at high latitudes.

Comparisons with in-situ measurements ranging from 1 to 11 m depths spotlight huge vertical stratification in fresh regions. This emphasizes the need to consider in-situ salinity as close as possible to the sea surface when validating L-band radiometric SSS which are representative of the first top centimeter.

SSS Standard deviation of differences (STDD) between weekly SMOS SSS and in-situ near surface salinity significantly decrease after applying the SSS correction, from 1.46 pss to 1.28 pss. The correlation between new SMOS SSS and in-situ near surface salinity reaches 0.94. SMOS estimates better capture SSS variability in the Arctic Ocean in comparison to TOPAZ reanalysis (STDD between TOPAZ and in-situ SSS = 1.86 pss), particularly in river plumes with very large SSS spatial gradients.

### 1. Introduction

In the context of global warming, Arctic is experiencing an increase of temperature two to three times higher than the global mean average (IPCC, 2018). The freshwater cycle in that region is profoundly modified. The salinity is decreasing (see a review in Carmack et al., 2016) except in the Barents Sea where both temperature and salinity are increasing under the effect of 'Atlantification', i.e. increase of salty supply from North Atlantic waters (Lind et al., 2018). Eventually, in the Arctic Ocean, salinity is the key dynamical variable, ensuring the stability of the water column and controlling the ocean circulation (Carmack, 2007).

The high variability of freshwater inputs is a dominant feature of the

Arctic Ocean and induces a large variability in salinity (Carmack et al., 2016; Haine et al., 2015). In addition to the seasonal freshwater input from ice melting, the Arctic Ocean sea surface salinity (SSS) is mainly controlled by numerous river inputs. The Arctic Ocean covers only 1.2% of the global ocean but collects 11% of the freshwater from global river plumes (Shiklomanov et al., 1998) mainly in the interior shelves of the Kara, Laptev and East-Siberian Seas. In addition, the surface water entering poleward through Bering Strait is rather fresh in comparison with salty waters from Atlantic. The third major net source of freshwater in the Arctic Ocean comes from air-sea exchange (precipitation minus evaporation). Freshwater is exported equatorward from the Arctic Ocean at Fram Strait, over the east Greenland shelves, as well as through Davis Strait after crossing Baffin Bay.

\* Corresponding author.

E-mail address: [alexandre.supply@locean.upmc.fr](mailto:alexandre.supply@locean.upmc.fr) (A. Supply).

<https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112027>

Received 13 November 2019; Received in revised form 29 June 2020; Accepted 30 July 2020

Available online 12 August 2020

0034-4257/ © 2020 Elsevier Inc. All rights reserved.



Since 2010, L-Band radiometer satellite missions (SMOS (2010-present), Kerr et al., 2010, Font et al., 2010), Aquarius (2011–2015, Lagerloef et al., 2008) and SMAP (2015-present, Piepmeier et al., 2017) have demonstrated their abilities to monitor salinity variability at various temporal and spatial scales in synergy with in-situ measurements as reviewed by Vinogradova et al. (2019) and Reul et al. (2020). L-Band radiometry is of particular interest in the Arctic Ocean as it combines the ability to retrieve thin sea ice thickness and salinity. SMOS is the first satellite mission carrying an L-band radiometer (the MIRAS interferometer) allowing to retrieve SSS with an unprecedented temporal coverage. It follows a sun-synchronous circular orbit.

L-Band radiometer measurements are significantly less sensitive to SSS in cold water than in warm tropical conditions (Meissner et al., 2016). However, a very large range of SSS is observed in the Arctic, with salinity close to 0 pss in river plumes and reaching 35 pss in the Atlantic water (Carmack et al., 2015). For this reason, L-Band radiometry remains valuable for the detection of large SSS variability and the monitoring of oceanic fronts in the Arctic Ocean (Brucker et al., 2014; Matsuoka et al., 2016; Olmedo et al., 2018; Tang et al., 2018; Tarasenko et al., 2019).

Brucker et al. (2014) and Tang et al. (2018) presented capabilities (monitoring of the river plumes and of upper layer freshwater exchanges between different Arctic Seas and sub-Arctic Oceans) and limits (sea-ice presence) of L-Band SSS retrievals based on Aquarius and SMAP measurements respectively. Köhler et al. (2015) found sea surface temperature (SST) - related bias ( $-1.2$  pss) of SMOS SSS retrieved in cold waters and pollution due to Radio Frequency Interference (RFI) in the northern North Atlantic. Matsuoka et al. (2016) used SMOS SSS monitoring together with ocean colour remote sensing in order to detect the origin (river or ice melting) of salinity interannual anomalies close to the Mackenzie river mouth. Tarasenko et al. (2019) showed the atmospheric influence on the river plume variability in the Laptev Sea at intra-seasonal time scale (a few weeks) based on SMOS SSS. Recently, an SSS retrieval methodology alternative to the one in place in the ESA L2 chain has been proposed with new systematic bias corrections and filtering adjusted to the Arctic Ocean conditions (Olmedo et al., 2018).

Using an accurate SST is critical in order to retrieve SSS with a minimum uncertainty. For instance, at  $SST = 5$  °C and  $SSS = 35$  pss, an error of 1 °C roughly leads to an error of 0.1 K in brightness temperature (TB), which translates into an error of 0.3 pss in the retrieved SSS (Yueh et al., 2001). According to Stroh et al. (2015) and Hoyer et al. (2012), systematic differences of various space-based SST measurements in the Arctic Ocean, estimated by comparisons with buoys and ship-based measurements, range from 0.3 to 0.5 °C depending on the season and on the sensor. The temporal and spatial resolution of the SST fields obtained by different optimal analyses vary significantly. This results in significant differences in the estimated SST over highly dynamical and variable regions such as river plumes. A satellite SSS bias related to SST may also be due to flaws in the dielectric constant model that links TB to SSS and SST (Dinnat et al., 2019). The presence of badly detected sea ice can also lead to negative bias on the retrieved SSS (Tang et al., 2018).

The satellite SSS validation is made difficult because of the strong vertical haline stratification observed in the upper Arctic Ocean waters, as L-band radiometer only senses the top centimeter of the ocean (Boutin et al., 2016) and most in-situ sensors probe salinity much deeper (meters). This stratification varies geographically and temporally. The depth of the mixed layer (ML) may be shallower than 10 m in summer in some regions such as the Beaufort Sea (Peralta-Ferriz and Woodgate, 2015).

This paper focuses on validating weekly fields derived from the European Space Agency (ESA) SMOS level 2 (L2) SSS, analyzing potential sources of errors and proposing improvements. A description of the data and methods is first given (section 2 and 3). The influence of stratification on the SSS validation is then investigated (section 4). A first correction of SSS is derived using the pseudo dielectric constant

parameter retrieved by the SMOS ESA L2 processing (Waldteufel et al., 2004). The influence of the prior SST on SSS retrieval is further analyzed (section 5). Finally, corrected SMOS weekly SSS are compared against surface salinity from TOPAZ reanalysis and in situ measurements from vessels transect to assess the product content from short to interannual time scales (section 6).

## 2. Data

### 2.1. Satellite related parameters

#### 2.1.1. SST

In the SMOS L2 SSS processor, SST provided by European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Integrated Forecasting System ( $SST_{ECMWF}$ ) are used as priors in the SSS retrievals. These forecasts are initialized 6 to 12 h before by OSTIA SST (Donlon et al., 2012; ECMWF, 2016). The OSTIA SST analysis is generated using a multiscale interpolation of various satellite SST (infrared and microwave SST) and in-situ measurements at a grid spacing close to 5 km.

In this paper, we compare  $SST_{ECMWF}$  with the 9 km grid resolution infrared and microwave OI SST produced by REMSS ( $SST_{REMSS}$ ) that relies on an optimal interpolation of infrared and microwave measurements, but no in-situ measurements (<http://www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature/oisst-description/>). The influence of the SST differences onto the retrieved SSS is estimated as described in section 5.3.

#### 2.1.2. SMOS L2 SSS and Acard

We use the SMOS L2 SSS (uncorrected for Land Sea Contamination) v662 distributed by ESA from 2011 to 2017 in the region bounded by latitude 60°N and 90°N. These products are organized in  $\frac{1}{2}$  orbits of instantaneous SSS retrievals. The principle of the ESA L2 SMOS SSS retrieval is recalled in (Boutin et al., 2018; section 3.1 and documents cited herein). SSS are oversampled over an Icosahedral Snyder Equal Area (ISEA) grid at 15 km resolution but the mean spatial resolution of ESA L2 SMOS SSS is close to 50 km. The dielectric constant model of sea water used in the SMOS processor is the Klein and Swift (1977) model (hereafter KS).

We also use the pseudo dielectric constant (Acard) parameter. Acard is an effective L-band dielectric constant retrieved from  $\sim$ hundreds SMOS multi-angular TB, independent of any SSS or dielectric constant model assumption. It was designed to integrate all available information about surface dielectric characteristics (Waldteufel et al., 2004). Acard allows to synthesize in one parameter the information on the dielectric constant that is contained in all SMOS TB. Since the noise on individual TB is large ( $2-3K$ ), Acard synthesis allows a more precise filtering than a filtering applied on each individual TB. SMOS SSS and Acard are retrieved using a Bayesian approach through the minimization of the  $\chi^2$  cost function:

$$\chi^2 = \sum_{n=1}^N \frac{[Tb_n^{meas} - Tb_n^{mod}(\theta_n, P_{i...})]^2}{\sigma_{Tbn}^2} + \sum_{i=1}^M \frac{[P_i - P_{i0}]^2}{\sigma_{P_{i0}}^2} \quad (1)$$

where  $N$  is the number of measurements available for retrievals in vertical and horizontal polarizations at different incidence angles  $\theta_n$ ,  $P_i$  are prior parameters,  $Tb_n^{meas}$  are measured TB corrected for some phenomena,  $Tb_n^{mod}$  are modeled TB. These various components are described for each retrieval in Table 1. Retrievals are initialized with European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (wind speed ( $WS_{ECMWF}$ ), SST ( $SST_{ECMWF}$ )). In case of SSS retrieval, both wind speed ( $WS_{1,2}$ ) and SST ( $SST_{1,2}$ ) are retrieved together with SMOS SSS ( $SSS_{1,2}$ ). In case of Acard retrieval ( $Acard_{1,2}$ ) only SST ( $SST_{ACARD}$ ) is retrieved together with Acard. A detailed description of the Acard retrieval in the L2 Ocean Salinity processor is given in appendix-A.

Acard as simulated with KS sea water dielectric constant and ice dielectric constant reported in (Ulaby et al., 1990), varies from

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

**Table 1**  
Summary of SMOS SSS and Acard retrieval principle in the SMOS L2OS processor.

	SSS retrieval	Acard retrieval
Modeled TBs	Dielectric constant, wind, galactic, atmospheric model components	Flat sea emission
Measured TBs	SMOS multi-angular TBs	SMOS multi-angular TBs corrected from wind, galactic and atmospheric model components
Prior variables	$WS_{ECMWF}$ , $SST_{ECMWF}$	$SST_{ECMWF}$
Retrieved variables	$SSS_{L2}$ , $WS_{L2}$ , $SST_{L2}$	$Acard_{L2}$ , $SST_{Acard}$

approximately 50 in pixels totally covered with sea water to a value close to 0 in pixels totally covered by ice. Hence, pixels partially covered by sea ice exhibit lower Acard values than pure water pixels.

### 2.1.3. Pre-processed SMOS L3 maps

Level 3 (L3) 7-day moving averages of SMOS ESA L2 parameters are produced each day. The 15-km ISEA grid is kept from L2 to L3, in order to avoid spatial smoothing. Only pixels further than 40 km from land are considered. Each SSS or Acard entering the 7-day average is weighted by a Gaussian weight function with a 3-day standard deviation and by the L2 uncertainty taken as the L2 SSS theoretical error multiplied by the  $\chi^2$  value (L2 SSS error and  $\chi^2$  estimates are described in Boutin et al., 2018). Level 2 products' flags raised for strong sunglint ('Dg\_sun\_glint\_fov'), moonlint ('Dg\_moonlint'), or galactic glints ('Dg\_galactic\_Noise\_Error') are filtered out. L2 measurements for which  $WS_{ECMWF}$  is lower than  $3 \text{ m.s}^{-1}$  or greater than  $12 \text{ m.s}^{-1}$  are not considered due to larger uncertainties with the roughness model for these ranges of wind speed. L3 SSS uncertainty is estimated through an error propagation of L2 SSS uncertainty estimates.

Frequent revisit of polar areas by SMOS allows typically between 0 and 50 L2 retrievals in each pixel within 7 days. We remove L3 pixels with less than five L2 retrievals and with an average distance to the center of the SMOS track higher than 200 km in order to minimize the influence of uncertain measurements at the edge of the swath. We name  $SSS_{SMOS}$  the SMOS SSS obtained after this processing.

### 2.2. Model reanalysis

We use ARCTIC\_REANALYSIS\_PHYS\_002\_003 distributed by the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). This product is based on the TOPAZ system in its version 4 (Sakov et al., 2012) that uses the HYCOM model (Chassignet et al., 2009). The TOPAZ reanalysis ingests various in-situ and satellite measurements in order to provide fields of temperature, salinity, sea ice drift or sea ice concentration. Salinity measured by Argo floats and some research cruises are assimilated. TOPAZ does not assimilate SMOS SSS.

The initialization of the model is performed in 1973 with a combination of World Ocean Atlas climatology (WOA05) and Polar Science Center Hydrographic Climatology (PHC version 3.0). In addition to the initialization, a climatology of river runoff is used in order to resolve remaining inaccuracies in evaporation and run-off (CMEMS Arctic Ocean Physical Reanalysis Product User Manual). The river discharge monthly climatology is derived using the Total Runoff Integrating Pathways (TRIP, Oki and Sud., 1998) and run-offs estimates from ERA-interim. SMOS SSS are compared with TOPAZ surface salinity simulated at 0 m depth ( $SSS_{TOPAZ}$ ). We also used Sea Ice Concentration (SIC) from TOPAZ reanalysis in order to study the influence of sea ice on SMOS SSS.

### 2.3. In-situ measurements

Satellite L3 parameters are collocated with in situ measurements described below using a nearest neighbor criteria.

#### 2.3.1. Argo profilers

Salinity and temperature from Argo profiling floats are taken from the Coriolis GDAC (Global Data Argo Center, <http://www.coriolis.eu.org/>). Only measurements flagged as good (flag 1), between 1 and 10 m depth are used.

Argo floats are mainly located in the North Atlantic Ocean between  $60^\circ\text{W}$  and  $20^\circ\text{E}$  (Fig. 1A), with a few floats in the Chukchi Sea. This spatial distribution results in a very peaky salinity distribution, with a salinity mode close to 35 pss and very few salinities below 34pss (Fig. 1D).

#### 2.3.2. CTD profiles

A large part of the CTD profiles is downloaded from the Coriolis data center. We also consider CTD profiles:

- from two NABOS cruises, in 2013 (Ivanov et al., 2013) and 2015 (Polyakov et al., 2015), in the Kara Sea, Laptev Sea and East-Siberian Sea;
- from the Arctic Floating University collected in 2012 (Makhotin and Ivanov, 2018a,b,c), 2013 and 2014 in the Barents Sea,
- collected in the Laptev Sea and East-Siberian Sea during Swerus C-3 cruise (Björk, 2017);
- in the Beaufort Sea from the Beaufort Gyre Exploration Project website (<https://www.whoi.edu/website/beaufortgyre/home>).

Only measurements between 1 and 10 m are considered. We noticed a few CTD erroneous measurements. In order to ensure that suspicious measurements are not considered in the validation, we apply a  $3\sigma$ -filtering with respect to  $SSS_{TOPAZ}$  (see section 2.3; only in-situ measurements with an absolute difference between  $S_{in-situ}$  and  $SSS_{TOPAZ}$  lower than  $3\sigma$  (5.85pss) are kept).

CTD casts in the Arctic Ocean cover a larger range of temperature and salinity than Argo (Fig. 1B, D). Indeed, the CTD dataset samples very low salinity areas in the Arctic Ocean in the Beaufort gyre or river plumes, as for example in the Laptev Sea or East-Siberian Sea.

#### 2.3.3. Underway thermosalinographs (TSG)

Underway TSG data used in this study are recorded by 4 different vessels: the R/V Heincke, the R/V Polarstern, the R/V Mirai and the S/V Tara. Data of R/V Heincke and R/V Polarstern are downloaded on PANGAEA website (<https://www.pangaea.de>) and listed in the Appendix-B. R/V Mirai data of the year 2012 (JAMSTEC, 2013a), 2013 (JAMSTEC, 2013b) and 2014 (JAMSTEC, 2015) are downloaded on the DARWIN website of JAMSTEC (<http://www.godac.jamstec.go.jp/darwin/e>). S/V Tara measurements, that were quality checked at LOCEAN, are available on the Coriolis website. TSG measurements are taken at different depths, from 1 m on S/V Tara to 11 m for R/V Polarstern.

Underway TSGs salinities are the most variable (Fig. 1C). Their statistical distribution is characterized by three modes, a first mode is between 34 and 36 pss, a second mode between 31 and 32 pss and, finally, a third mode between 25 and 27 pss. Underway TSGs have a similar geographical sampling as CTD casts but with more measurements closer to coast and a better sampling of river plumes.

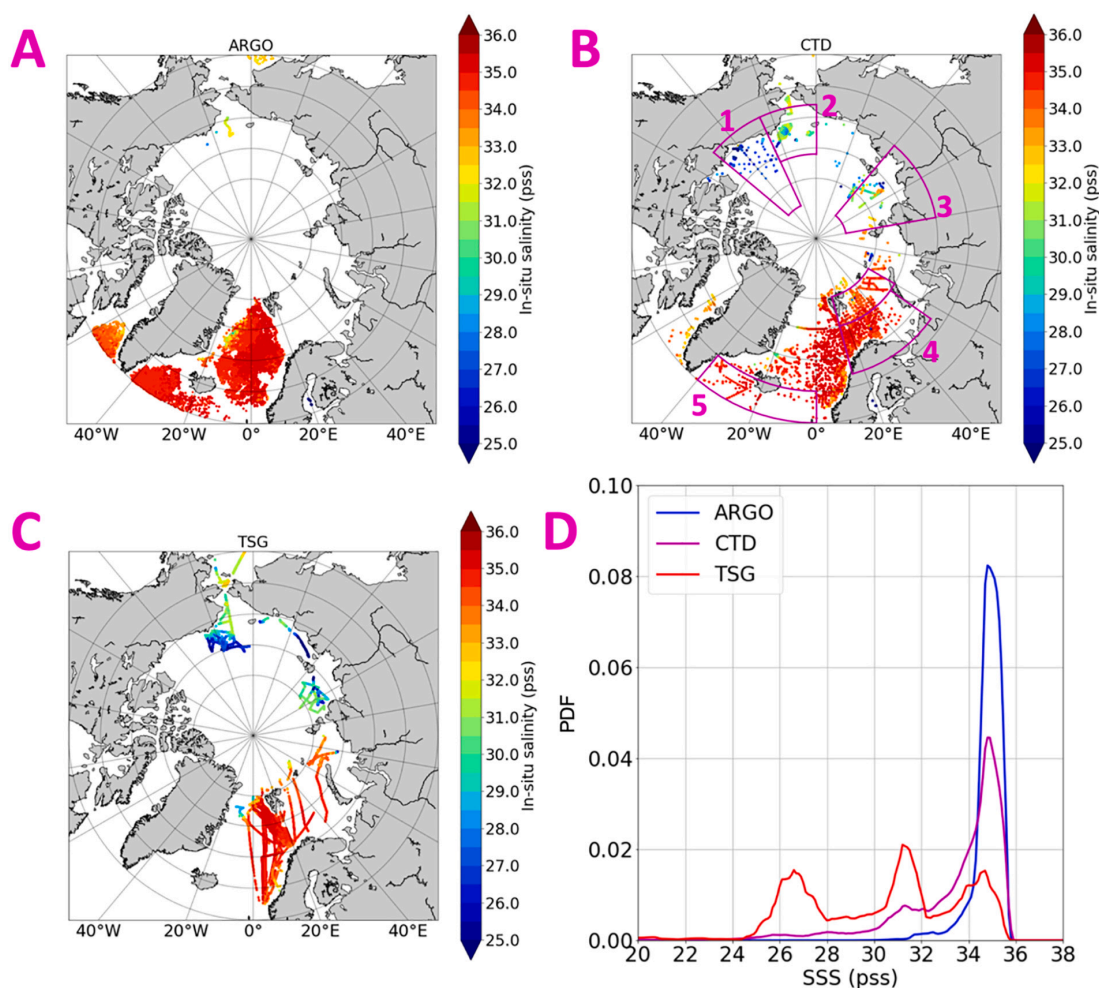


Fig. 1. In-Situ near-surface salinity measured at the location of (A) Argo floats (B) CTD casts in different study areas (1 - Beaufort Sea, 2 - Chukchi Sea, 3 - Laptev Sea, 4 - Barents Sea, 5 - Atlantic area) and (C) underway TSG. (D) Probability density function (PDF) of salinity observed with the different devices.

### 3. Influence of salinity vertical stratification on satellite/in-situ comparisons

#### 3.1. Depth dependency: case of CTD profiles

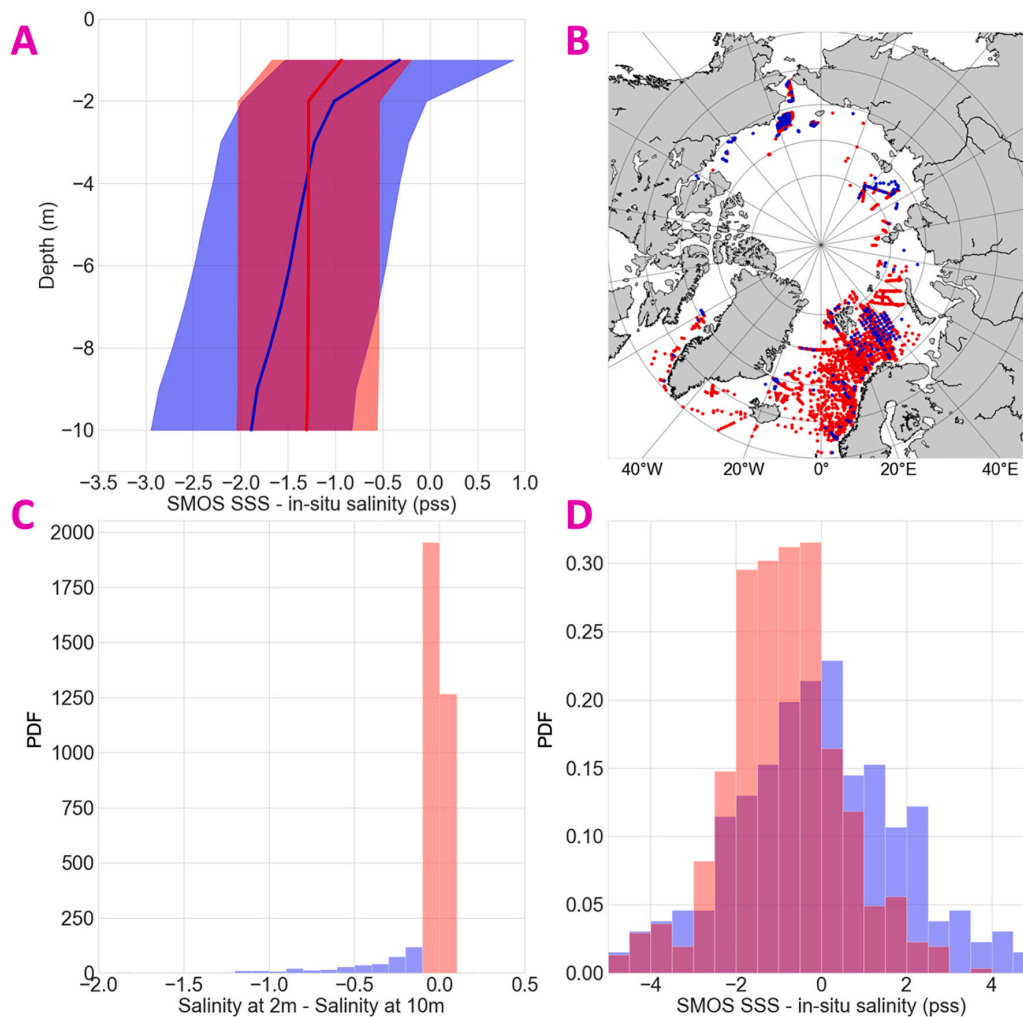
We analyzed the effect of stratification on the differences between in-situ salinity ( $S_{\text{in-situ}}$ ) and  $SSS_{\text{SMOS}}$ . Fig. 2 presents the effect of stratification on mean comparisons between  $S_{\text{in-situ}}$  and  $SSS_{\text{SMOS}}$  considering different depths. We consider here only CTD casts which provide the most complete depth and spatial coverage in the studied areas. Two cases are examined: cases with a difference lower than  $-0.1$  pss between shallower (salinity average from 1 m to 5 m) and deeper levels (salinity average from 5 m to 10 m) named “stratified” cases ( $\overline{S_{\text{in-situ}}[0m:5m]} - \overline{S_{\text{in-situ}}[5m:10m]} < -0.1$  pss) and cases with a difference higher than  $-0.1$  pss between shallower (salinity average from 1 m to 5 m) named “no-stratified” cases ( $\overline{S_{\text{in-situ}}[0m:5m]} - \overline{S_{\text{in-situ}}[5m:10m]} > -0.1$  pss). The  $-0.1$  pss threshold is chosen arbitrary in a context of SSS validation. For “stratified cases”, we observe a continuously increasing difference between  $S_{\text{in-situ}}$  and  $SSS_{\text{SMOS}}$  with depth. In the “no-stratified” cases, as expected the difference is stable as a function of depth, but a slight difference remains between 1 m and 2 m depth (Fig. 2A). Stratified

cases are mainly recorded over shelf seas and in river plumes areas (Fig. 2B). Cases without stratification are mainly recorded in the North Atlantic and Barents Sea. Considering 3228 CTD profiles: 81% are considered as not stratified whereas 19% are considered as stratified (Fig. 2C). Comparison of  $SSS_{\text{SMOS}}$  with  $S_{\text{in-situ}}$  at all depths show a higher scatter for “no-stratified” cases than for stratified cases (Fig. 2D).

#### 3.2. Study areas

In the present study, we focus our investigations on five study areas representing two inflow shelves with low stratification (Barents and Chukchi shelves), two more-stratified interior shelves (Laptev and Beaufort shelves) and an Atlantic area. The details are as follows:

- Beaufort Sea: between  $155^{\circ}\text{W}$  and  $130^{\circ}\text{W}$  and between  $68^{\circ}\text{N}$  and  $84^{\circ}\text{N}$ ; the Beaufort Sea is characterized by the presence of the Beaufort gyre and a river plume from the Mackenzie river; the collocation dataset records the lower salinity values in the Beaufort Sea;
- Chukchi Sea: between  $68^{\circ}\text{N}$  and  $76^{\circ}\text{N}$  and between  $155^{\circ}\text{W}$  and  $180^{\circ}\text{W}$ ; the Chukchi Sea is a shallow sea dominated by a freshwater inflow from the Pacific Ocean;



**Fig. 2.** (A) Averaged differences between  $S_{\text{insitu}}$  and  $SSS_{\text{SMOS}}$  as a function of depth in stratified and not-stratified cases (shaded area represents  $2 \times$  standard deviation); (B) Geographical distribution of stratified and not stratified cases; (C) Statistical distribution of differences between shallower (salinity average from 1 m to 5 m) and deeper levels (salinity average from 5 m to 10 m) for different CTD profiles; (D) Statistical distribution of differences between  $SSS_{\text{SMOS}}$  and in-situ salinity for stratified and not-stratified cases. “Stratified cases” ( $\frac{S_{\text{insitu}}[0\text{m}:5\text{m}]}{S_{\text{insitu}}[5\text{m}:10\text{m}]} - \frac{S_{\text{insitu}}[0\text{m}:5\text{m}]}{S_{\text{insitu}}[5\text{m}:10\text{m}]} > -0.1 \text{ pss}$ ) are in red. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

- Laptev Sea: between 100°E and 140°E; the Laptev Sea is influenced by freshwater from the Lena river plume, an inflow of freshwater from the Kara Sea, and salty water from the Atlantic Ocean above the continental slope;
- Barents Sea: between 75° and 80° N and between 15°E and 60°E; and between 60°E and 67°N and between 15°E and 55°E; the Barents Sea is dominated by inflow from the Atlantic characterized by salty waters with respect to other study areas. The SSS variability of this area is less pronounced than in the previous areas.
- Atlantic area: between 60°N and 65°N and between 40°W and 0°W; this area represents the highest SSS of the study and the lowest variability of the SSS.

The depth of the in-situ measurement plays a different role in different areas. Figs. 3 and 4 compare CTD measurements with  $SSS_{\text{SMOS}}$  for each study area. In the salty regions (Barents Sea and Atlantic area, Fig. 3), the depth of in-situ measurements does not seem to influence strongly the relationship between  $S_{\text{insitu}}$  and  $SSS_{\text{SMOS}}$ . These areas

demonstrate very stable mean (MoD) and STD (STDD) difference between  $S_{\text{insitu}}$  and  $SSS_{\text{SMOS}}$ .

In fresher regions (Fig. 5), in the Beaufort and Laptev Sea (Figs. 4A, B and 4E, F), where the runoff of the Mackenzie and the Lena river are observed, important differences between  $SSS_{\text{SMOS}}$  and in-situ measurements are observed when the depth of the in-situ measurement increases. In the Laptev Sea, it is even stronger when the surface salinity is lower, indicating a stronger stratification. In the Chukchi Sea (Fig. 4C, D), the stratification effect is less pronounced than in the Beaufort and the Laptev Seas. Figs. 3 and 4 clearly show that, as expected, stratification increases when the observed surface salinity decreases. In the Beaufort Sea, the average difference between 1 m and 10 m depth is  $-1.84 \text{ pss}$  (Fig. 4B). In the Laptev Sea, average difference between 2 m and 10 m depth is  $-1.47 \text{ pss}$  (Fig. 4F). The STDD between  $SSS_{\text{SMOS}}$  and  $S_{\text{insitu}}$  is also strongly affected by the stratification: in the Beaufort Sea STDD increase from  $1.47 \text{ pss}$  (1 m depth) to  $2.29 \text{ pss}$  (10 m depth) and from  $1.83 \text{ pss}$  (2 m depth) to  $2.12 \text{ pss}$  (10 m depth) in the Laptev Sea.



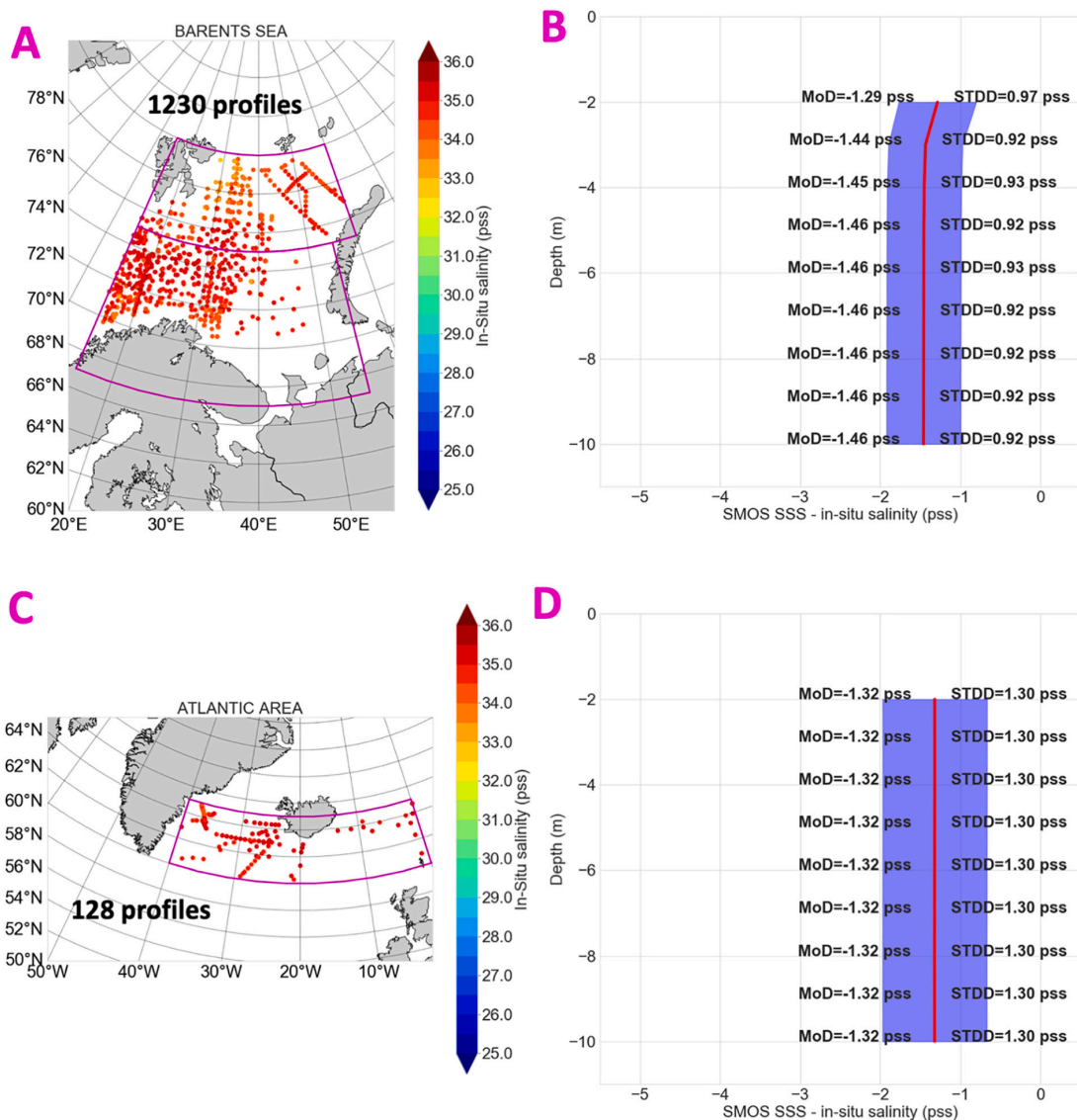


Fig. 3. Effect of stratification on relationship between  $SSS_{SMOS}$  and in-situ salinity measurements in salty regions: (A, C) coordinates of colocalizations between SMOS and CTD profiles in different study areas (Barents Sea, Atlantic area); (B, D) MoD between  $SSS_{SMOS}$  and in-situ salinity for different depths (from CTD casts only, with shaded area representing 2 standard deviation).

### 3.3. Selection of in-situ measurements for absolute SSS calibration and validation

The selection of  $S_{in-situ}$  for comparison and validation with satellite SSS is a compromise between the need for a set of in-situ measurements representative of the whole Arctic Ocean and the need for in-situ measurements representative of SMOS estimates (1 cm depth).

We select  $S_{in-situ}$  according to depth in order to avoid as much as possible the effect of vertical stratification. However, in situ measurements between 1 m and 5 m depth cover much broader regions and in particular fresh areas not sampled by in situ measurements between 1 m and 3 m depth (Appendix-C). Hence, for the validation purpose (section 5.2), the maximum depth of  $S_{in-situ}$  is set at 5 m.

On the other hand, the absolute calibration (constant bias removal) of SMOS SSS is performed in a salty area less prone to stratification effects, the Barents Sea, where we only consider the uppermost  $S_{in-situ}$ .

## 4. Novel corrections and filtering: methodology

### 4.1. Sea ice and outliers filtering: Acard

A main contamination of satellite SSS at high latitude comes from the presence of sea ice (Tang et al., 2018) which emissivity is much higher than the one of the surface ocean due to a much lower dielectric constant. Our filtering procedure will take advantage of L3 Acard.

Acard may be retrieved directly from SMOS TB and a prior SST, considering only emissivity and Fresnel equations, independently from the dielectric constant model (Table 1). It is named  $Acard_{SMOS}$  below. It is also possible to compute Acard ( $Acard_{KS}$ ) from a theoretical dielectric constant model using eq. [A2] (Appendix-A). We use the KS dielectric constant model also used to retrieve SSS in the L2 OS processor. The difference between  $Acard_{SMOS}$  and  $Acard_{KS}$  ( $SMOS\ SSS, ECMWF\ SST$ ) ( $D_{Acard} = Acard_{SMOS} - Acard_{KS}$  ( $SMOS\ SSS, ECMWF\ SST$ )) may result from

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

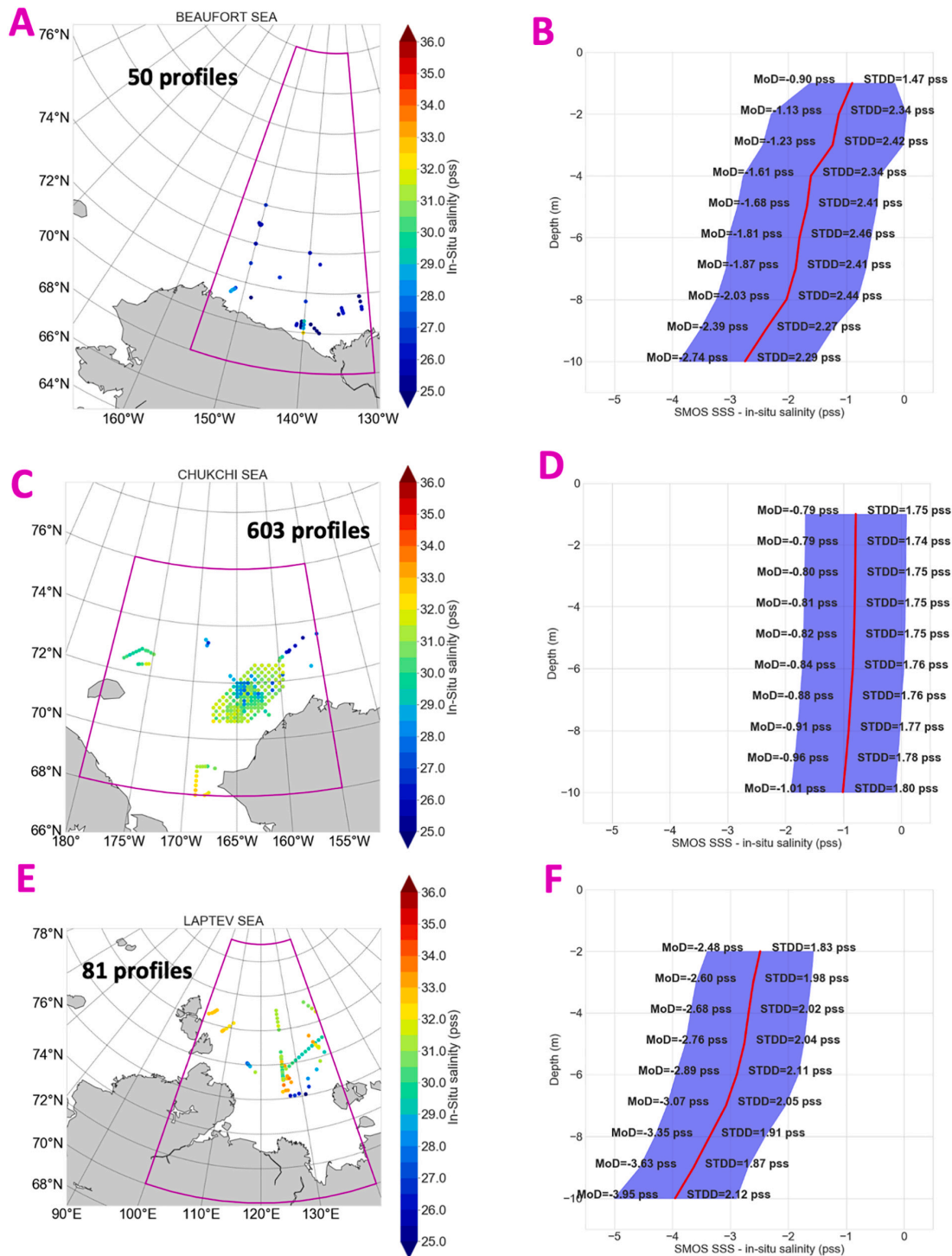


Fig. 4. Effect of stratification on the relationship between  $SSS_{SMOS}$  and in-situ salinity measurements in fresh regions: (A, C, E) coordinates of colocalizations between SMOS and CTD profiles in the different study areas (Beaufort Sea, Chukchi Sea, Laptev Sea); (B, D, F) MoD between  $SSS_{SMOS}$  and in-situ salinity for different depths (from CTD casts only, with shaded area representing 2 standard deviation).

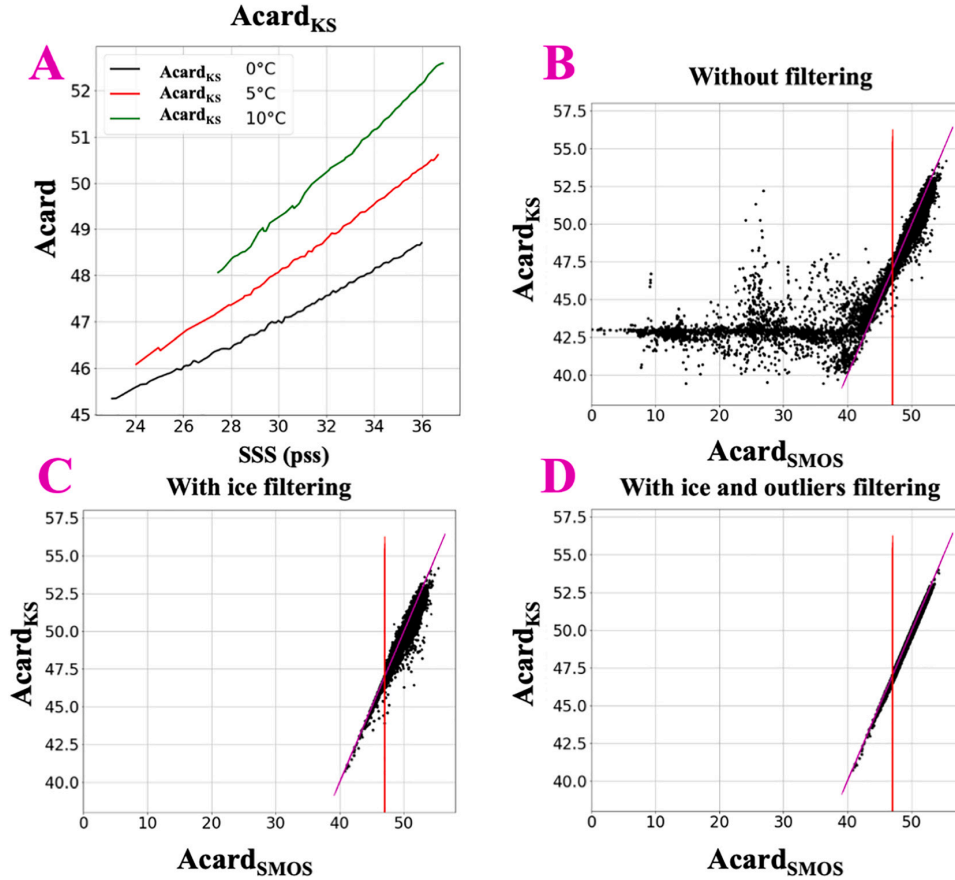


Fig. 5. (A) Relationship between Acard and SSS at various SST considering KS model; (B) Scatterplot of Acard<sub>KS</sub> versus Acard<sub>SMOS</sub> without filtering; (C) same as (B) with ice filtering (first step); (D) same as (B) with ice filtering and outliers filtering (second step); (red) Acard<sub>SMOS</sub> = 47 threshold; (magenta) line corresponding to Acard<sub>KS</sub> = Acard<sub>SMOS</sub>. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

either:

- an imperfect representation of the dielectric properties of the observed surface by the KS model, or,
- uncertainties on the SSS and SST priors used to compute Acard<sub>KS</sub>, or,
- residual errors in the correction of atmospheric, solar and sky glint, or sea surface roughness used to estimate the flat sea surface radiobrightness contrast, or,
- And/or from corrupted SMOS TB (RFI, image reconstruction errors, etc.) used to retrieve Acard<sub>SMOS</sub>.

In the following, we address uncertainties coming from the first two items. We compute Acard<sub>KS</sub> using retrieved SMOS SSS and ECMWF SST (Acard<sub>KS</sub> (SMOS SSS, ECMWF SST)). Fig. 5A illustrates the relationship between SSS and Acard for different SST. Academic simulations (not shown) suggest that Acard<sub>SMOS</sub> is much lower than Acard<sub>KS</sub> (SMOS SSS, ECMWF SST) when sea ice is present within a SMOS pixel.

Based on these considerations, we developed a two-step filtering methodology. As illustrated in Fig. 5B which represents Acard<sub>SMOS</sub> as a function of Acard<sub>KS</sub> (SMOS SSS, ECMWF SST) without applying any filtering: two main regimes are observed. The first regime (points on the diagonal, above 40, Fig. 5B), corresponds to the expected behavior between Acard<sub>SMOS</sub> and Acard<sub>KS</sub> (SMOS SSS, ECMWF SST) in the absence of sea ice. The second regime (plateau in Acard<sub>KS</sub>, below 40, Fig. 5B) with large

differences between Acard<sub>SMOS</sub> and Acard<sub>KS</sub> (SMOS SSS, ECMWF SST) is due to pixel partially covered by sea ice and/or an inappropriate use of KS in order to compute Acard in these cases (KS model is designed for sea ice free ocean conditions). We note that the probability to observe the second regime case strongly increases with an Acard value lower than 47. In a first step, when Acard is less than 47, we apply a very restrictive filter by removing all pixels with a  $D_{Acard}$  value lower than  $-0.1$  (Fig. 5C). In a second step, we filter out  $D_{Acard}$  values lower than  $-0.21$  and larger than  $0.52$ , that correspond respectively to the 0.05 and 0.95 percentiles of  $D_{Acard}$  distribution after ice filtering (Fig. 5D).

#### 4.2. Absolute calibration of SSS

Considering differences with respect to upper  $S_{insitu}$  in the Barents Sea (Fig. 3B), we add 1.29 pss to SMOS SSS for removing the SMOS SSS global bias.

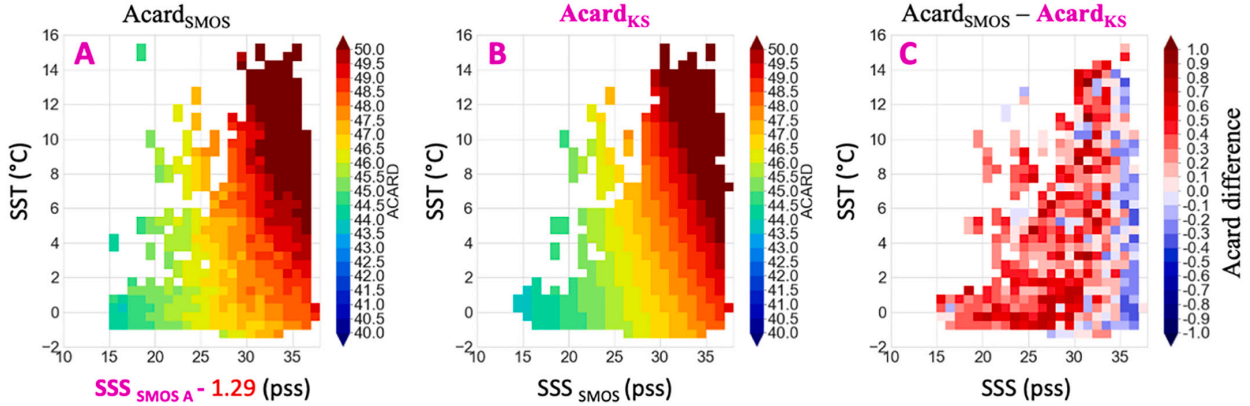
#### 4.3. Correction related to uncertainty on the dielectric constant model

Flaws in the dielectric constant model may lead to errors on both the retrieved SSS<sub>SMOS</sub> and SST<sub>SMOS</sub> (as defined in Table 1) but not on Acard<sub>SMOS</sub> since the Acard retrieval is independent of any dielectric constant model. As a first approximation, we assume that errors in the dielectric model only induce biases in the retrieved SSS<sub>SMOS</sub> and not on

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027



**Fig. 6.** (A)  $Acard_{SMOS}$  as a function of  $SST_{ECMWF}$  and  $SSS_{SMOS} - 1.29$   $Acard_{KS(SMOS, SST)}$ ; (B)  $Acard_{KS(SMOS, SST)}$  as a function of  $SST_{ECMWF}$  and  $SSS_{SMOS}$ ; (C) Difference between  $Acard_{SMOS}$  and  $Acard_{KS}$ . SMOS retrieved variables are in black, computed variables are in magenta. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

retrieved SST. We compare  $Acard_{SMOS}$  with  $Acard_{KS}$  computed with parameters available in the SMOS User Data Product, i.e.  $SSS_{SMOS}$  and  $SST_{ECMWF}$ . A first correction on  $SSS_{SMOS}$  can then be determined using the following relationship that also consider absolute calibration (section 4.2.):

$$SSS_{SMOS A} = SSS_{SMOS} + \frac{(Acard_{KS} - Acard_{SMOS})}{\lambda(SST_{ECMWF}, SSS_{SMOS})} + 1.29 \quad (2)$$

where

$$\lambda(SST, SSS) = \frac{\partial Acard_{KS}(SST, SSS)}{\partial SSS}$$

Fig. 8 shows differences between  $Acard_{SMOS}$  and  $Acard_{KS}$ .  $Acard_{SMOS}$  is plotted as a function of SST and  $SSS_{SMOS} - 1.29$  in order to be comparable to  $Acard_{KS}$  computed with  $SSS_{SMOS}$  (Fig. 6A). Differences between  $Acard_{SMOS}$  and  $Acard_{KS}$  are larger for low SSS and low SST (Fig. 6C). This correction integrates different biases that can not be disentangled in this study: 1) SSS bias coming from the KS model; 2) SSS bias due to a potential difference between SST retrieved with SMOS and  $SST_{ECMWF}$ .

#### 4.4. Correction linked to uncertainty on prior SST

We observe that in some regions such as the Lena river plume in the Laptev Sea,  $SST_{ECMWF}$  is nevertheless underestimated with respect to upper in-situ temperature,  $T_{in situ}$ . As shown in Appendix-D (Fig. D1), stronger SST gradient are observed in REMSS SST product compared with OSTIA SST used in ECMWF. Based on the KS model, it is possible to compute a second correction of the retrieved SSS considering sensitivity to SST and selecting another SST product as reference (here chosen to be REMSS SST):

$$SSS_{SMOS A+T} = SSS_{SMOS A} + \frac{\gamma(SST_{ECMWF}, SSS_{SMOS})}{\beta(SST_{ECMWF}, SSS_{SMOS})} (SST_{ECMWF} - SST_{REMSS}) \quad (3)$$

$$\text{where } \beta(SST, SSS) = \frac{\partial TB(SST, SSS)}{\partial SSS} \text{ and } \gamma(SST, SSS) = \frac{\partial TB(SST, SSS)}{\partial SST}$$

## 5. Results and validation

### 5.1. Validation of sea ice filtering

To assess the efficiency of the Acard filtering for sea ice we used SIC data from TOPAZ and we analyze a case study in the Laptev Sea. As

illustrated on Fig. 7, without the Acard filtering, low SSS values are observed in the northernmost areas in the vicinity of sea ice edges because of a too permissive filtering of ice in the ESA L2 processor. At these locations, negative  $D_{Acard}$  and positive SIC from TOPAZ are observed.

Over the whole Arctic Ocean and period investigated (Fig. 8), Acard ice filtering removes all pixels with SIC larger than 2.5% and most pixels with SIC in the range of 0%–2.5%. MoD and STDD with respect to in-situ SSS significantly decrease after filtering and do not show a dependency to TOPAZ SIC anymore suggesting that the remaining SMOS pixels are not significantly polluted by sea ice. These results demonstrate the efficiency of Acard ice filtering over using an external SIC product. Hereafter, we refer to  $SSS_{SMOS}$  as the SMOS SSS obtained after the above described processing.  $SSS_{SMOS}$  considered in the following are therefore sea ice filtered.

### 5.2. Validation of the SSS product

The main motivation for the temperature-dependent correction is found in the distribution of SST. As shown in Fig. 9,  $SST_{REMSS}$  are closer to in-situ SST than  $SST_{ECMWF}$ . Depending on the Arctic Ocean regions considered, two modes are generally present in both the distribution of  $SST_{REMSS}$  and in-situ SST (Fig. 10 and 11) but the mode corresponding to higher temperatures is almost absent in the  $SST_{ECMWF}$  distribution.

In order to make a realistic comparison of the statistical distributions of SMOS and in situ SSS, in each area we add noise to  $S_{in situ}$  to mimic SMOS noise, considering a Gaussian noise being derived from the theoretical uncertainty of the collocated SMOS L3 SSS.

The positive effect of the correction is clear in Chukchi and Laptev Seas. For these two regions,  $SST_{ECMWF}$  distribution clearly underestimates the warmest SST mode (Figs. 10H, I) in comparison with REMSS, or,  $T_{in situ}$ . This results into a distribution of SMOS SSS without the  $SST_{REMSS}$  correction showing an important number of underestimated SMOS SSS (Fig. 10B, C). This correction results in a distribution of SMOS SSS closer to the  $S_{in situ}$  distribution (Figs. 10E, F), thus the STDD and MoD decrease and the correlation coefficient ( $r$ ) increases (Table 2) for the Chukchi Sea and the Laptev Sea.

To a lower extent, the same kind of difference is observed in the Beaufort Sea (Figs. 10A, D, G). In the Barents Sea, the  $SST_{ECMWF}$  distribution is closer to that of  $T_{in situ}$  and  $SST_{REMSS}$  than for the other study areas and our correction only brings a very small improvement (Figs. 11A, D, G and STDD in Table 1). Finally, the Atlantic area presents a degradation of SSS after Acard difference and SST corrections (Figs. 11B, E, H and STDD in Table 2). This is mainly due to the Acard correction (Appendix-E). Indeed, this correction assumes that error in



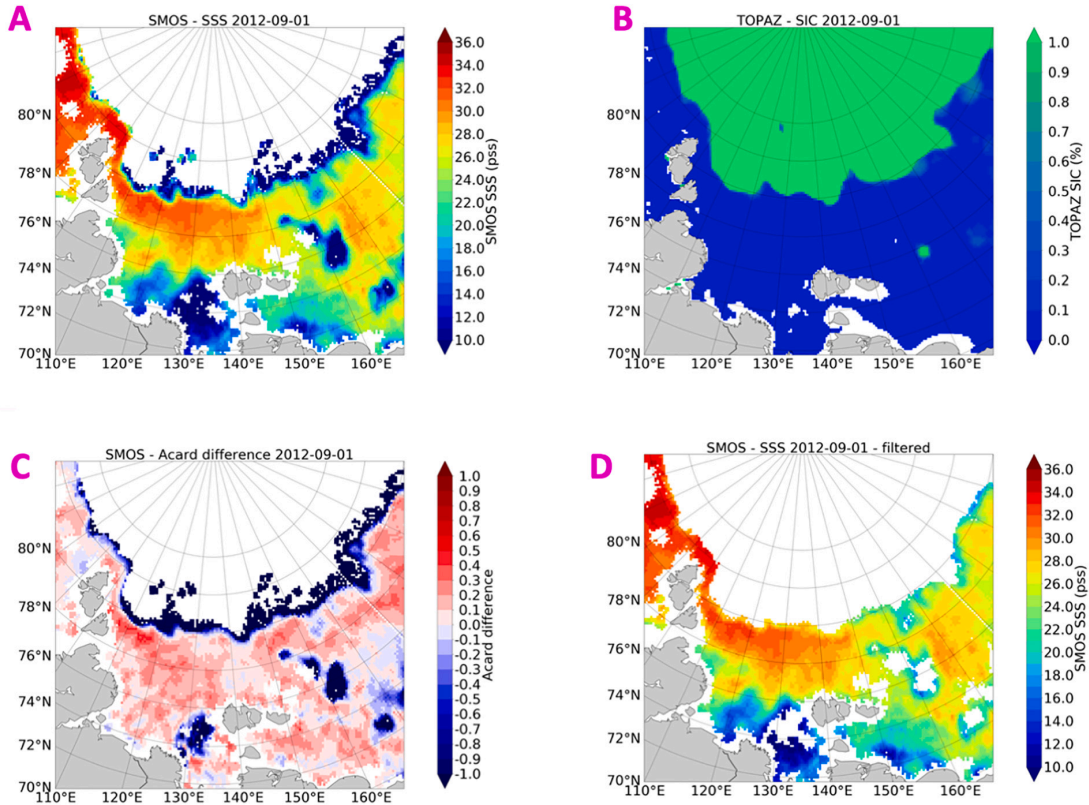


Fig. 7. L3 post-processing flagging for the study case of 2012-09-01: (A) SMOS SSS pre-processed L3 estimates; (B) TOPAZ reanalysis SIC; (C) differences between  $A_{card_{SMOS}}$  and  $A_{card_{KS}}$  (SMOS SSS, ECMWF SST); (D) SMOS SSS estimates after filtering.

the SSS estimation comes from errors in dielectric constant model and/or from erroneous prior SST. In the Atlantic area, RFI likely disturb TB such that their angular variation cannot be described with a Fresnel model, and therefore our correction is not appropriate.

Considering the whole Arctic Ocean (Figs. 11C, F, I), the distribution of the corrected SMOS SSS fits better  $S_{insitu}$ . After correction, the STDD and MoD improve from 1.46 pss to 1.28 pss and from  $-1.54$  pss to  $-0.27$  pss, respectively;  $r$  increases from 0.92 to 0.94 (Table 2).

Over the whole Arctic Ocean, the difference between  $SST_{REMSS}$  and  $T_{insitu}$  is less than the difference observed between  $SST_{ECMWF}$  and  $T_{insitu}$ . The difference  $SST_{ECMWF} - T_{insitu}$  exceeds  $-1$  °C for  $T_{insitu}$  between 3 °C and 4 °C, temperatures that are often present in the Arctic Ocean (Figs. 9 and 11I). In this SST range, the correction is efficient to reduce the satellite SSS differences with respect to  $T_{insitu}$ . The overestimation of SST observed with both ECMWF and REMSS products for SST lower than 0 °C (Fig. 9) should lead to an overestimation of SSS (Fig. 12).

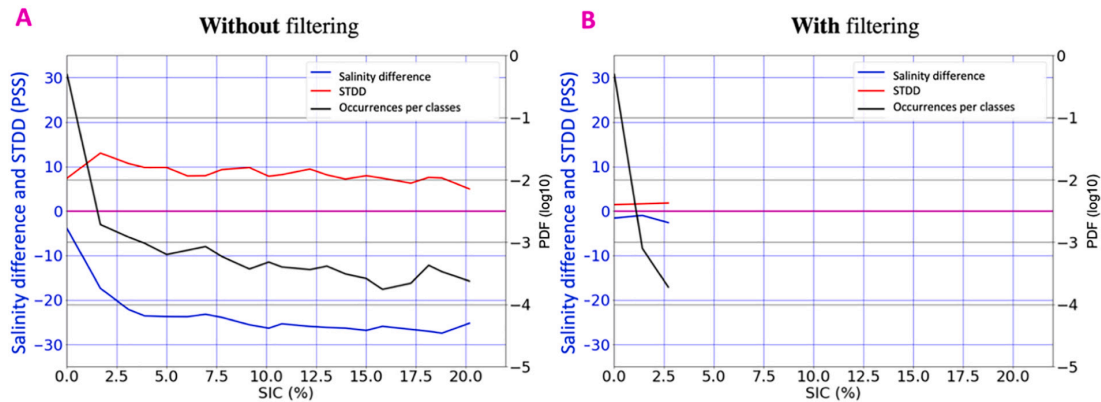


Fig. 8. Mean difference and STDD between SMOS SSS and in-situ salinity and PDF of collocations per bin (bin size: 1%) of TOPAZ SIC; (A) without filtering; (B) with filtering.

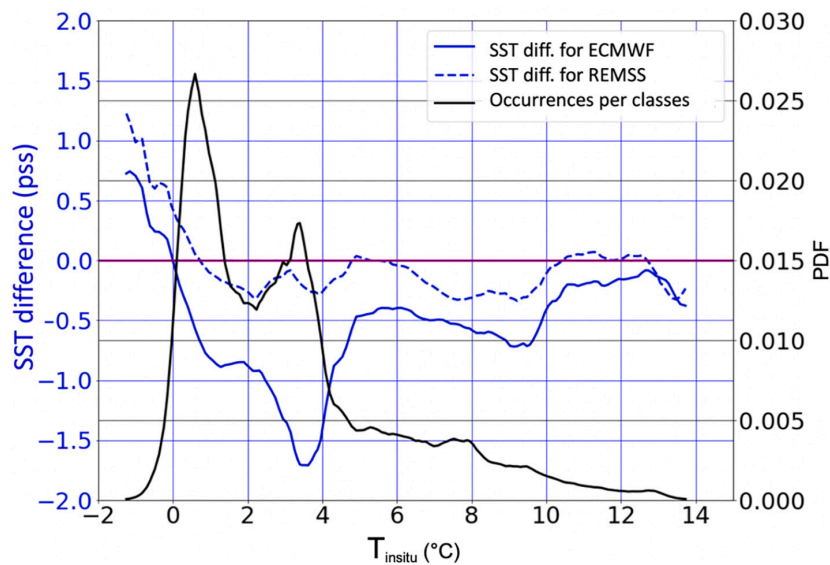


Fig. 9. Difference of  $SST_{ECMWF} - T_{insitu}$  (blue line) and  $SST_{REMSS} - T_{insitu}$  (blue dashed line) as a function of  $T_{insitu}$ . Distribution of  $T_{insitu}$  (black line); (bin size: 1 °C – sliding window). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

However, an underestimation of SSS is observed for the coldest surface temperatures without any link with SST difference, likely due to some remaining very low sea ice concentration or very near surface freshening close to sea ice unidentified with in-situ measurements.

## 6. Comparisons between SMOS SSS and TOPAZ SSS

### 6.1. Weekly variability

To assess the capability of the corrected SMOS SSS products to reproduce the short scale SSS variability in the Arctic relative to an ocean circulation model, we compare hereafter  $SSS_{SMOS\ A+T}$  and  $SSS_{TOPAZ}$  (Table 3) to a reference salinity provided by underway TSG tracks acquired in three different seas: Greenland Sea (case study 1), Laptev Sea (case study 2) and Chukchi Sea (case study 3). For the case study in the Greenland Sea, the vessel is arriving from an area covered by sea ice. It first crosses an area of low salinity before an area with  $SSS \sim 35$  pss. Both  $SSS_{SMOS\ A+T}$  and  $SSS_{TOPAZ}$  do not reach the lower values recorded by the TSG (Fig. 13A, B). Only one  $SSS_{SMOS\ A+T}$  pixel reaches a value lower than 26 pss, but an effect of ice may not be excluded even if the SIC from TOPAZ indicates no ice.  $SSS_{SMOS\ A+T}$  exhibits better STDD and MoD than  $SSS_{TOPAZ}$  with respect to the TSG. For the study case in the Laptev Sea (Fig. 13C and 13D),  $SSS_{SMOS\ A+T}$  show a positive bias (larger than  $SSS_{TOPAZ}$ ) for higher SSS values recorded by the TSG contrary to  $SSS_{TOPAZ}$  which fits well with these salinities. However, the large freshening (more than 10 pss) observed by the vessel crossing the Lena river plume is very well represented by  $SSS_{SMOS\ A+T}$  contrary to  $SSS_{TOPAZ}$ , which misses the location of the river plume and its intensity. Nevertheless,  $SSS_{SMOS\ A+T}$  demonstrates in this case a higher STDD than  $SSS_{TOPAZ}$ . In the Chukchi Sea (Fig. 13E and 13F), the underway TSG presents a large variability also observed by  $SSS_{SMOS\ A+T}$  but with some bias. This variability is not recorded by  $SSS_{TOPAZ}$ . The STDD and bias with respect in situ data, are lower with  $SSS_{SMOS\ A+T}$  than with  $SSS_{TOPAZ}$  by  $\sim -0.2$  and  $0.3$ , respectively.

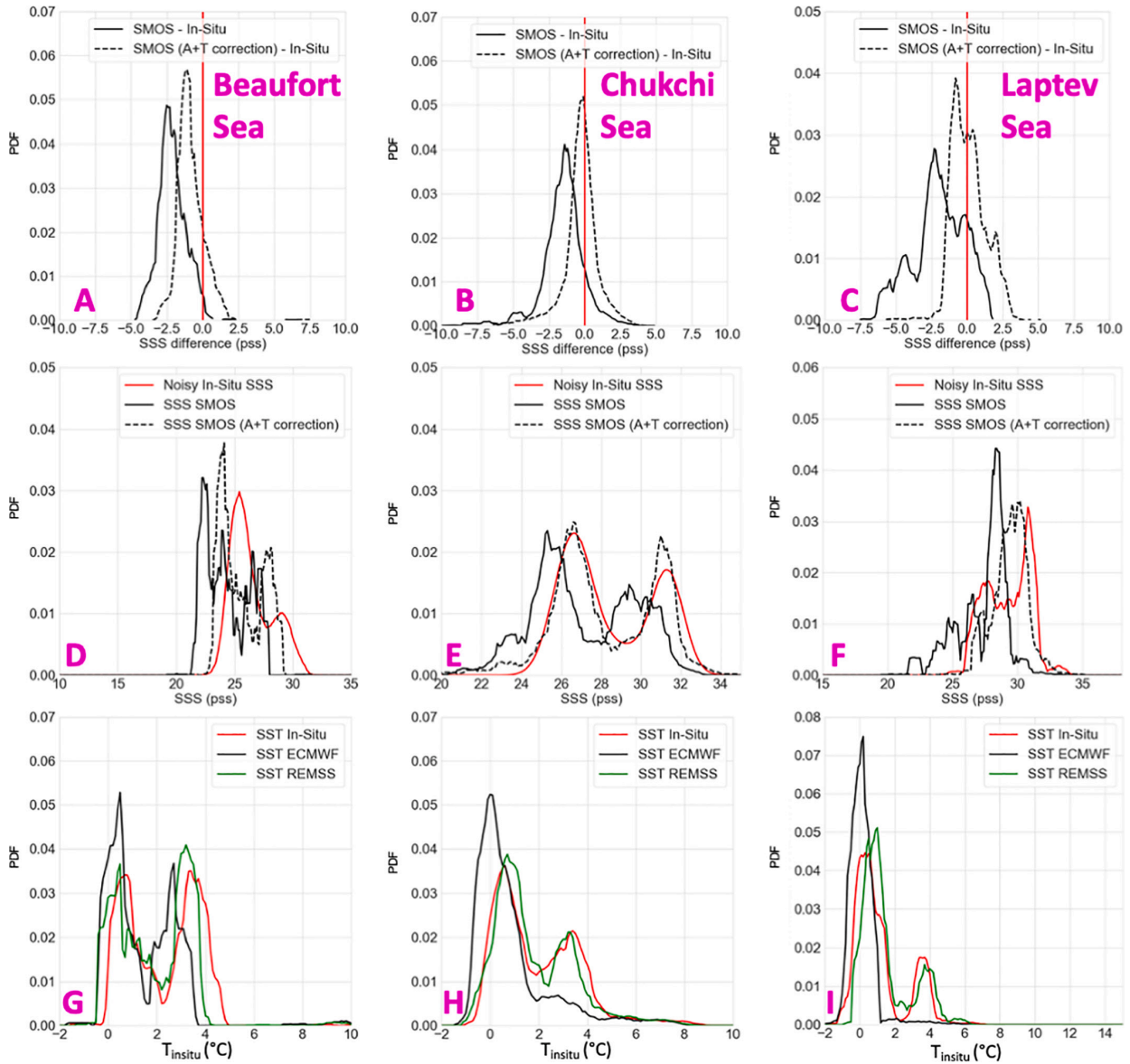
In Fig. 14,  $SSS_{SMOS\ A+T}$  and  $SSS_{TOPAZ}$  distributions are compared with  $S_{insitu}$  distributions over the whole Arctic Ocean. The distribution of  $SSS_{SMOS\ A+T}$  compares very well with the distribution of  $S_{insitu}$  (Fig. 14A). One mode of the  $S_{insitu}$  distribution (lower SSS) is totally absent in the  $SSS_{TOPAZ}$  distribution. STDD (Table 2) is 1.28 pss for  $SSS_{SMOS\ A+T}$  and 1.86 pss for  $SSS_{TOPAZ}$ .  $r$  reaches 0.94 with  $SSS_{SMOS\ A+T}$  while it is 0.89 with  $SSS_{TOPAZ}$ . The distribution of errors for  $SSS_{SMOS\ A+T}$  presents only one mode contrary to  $SSS_{TOPAZ}$  that present two modes due to the absence of the lower SSS (Fig. 14B).

The scatterplot of  $SSS_{SMOS\ A+T}$  versus  $S_{insitu}$  further indicates an overall agreement between SSS estimates from space and in-situ measurements. In addition, the SMOS SSS uncertainty estimated in the L3 product (see section 2.1.2) seems to be a good indicator of the quality of the considered  $SSS_{SMOS\ A+T}$  estimate.

### 6.2. Interannual variability

We then compare the  $SSS_{SMOS\ A+T}$  interannual variability to  $SSS_{TOPAZ}$  interannual variability. For each year between 2011 and 2017 we average SSS between August and October in order to consider the season with the lowest sea ice coverage in the Arctic Ocean. The average is weighted by the uncertainty value of each L3 SSS estimate. Fig. 15 is a comparison for the 2012, 2013 and 2014 years and Fig. 16 is a comparison for the 2015, 2016 and 2017 years. Contrary to TOPAZ that provides an SSS value for each pixel of the Arctic Ocean,  $SSS_{SMOS\ A+T}$  coverage depends on the sea ice extent. For the comparison we take into account  $SSS_{TOPAZ}$  only when a  $SSS_{SMOS\ A+T}$  value exists.

A good overall consistency in the Arctic Ocean is observed between  $SSS_{SMOS\ A+T}$  and  $SSS_{TOPAZ}$  interannual variations. However,  $SSS_{SMOS\ A+T}$  exhibits a higher interannual and spatial variability than  $SSS_{TOPAZ}$ . Furthermore, some areas behave differently with  $SSS_{SMOS\ A+T}$  in comparison with  $SSS_{TOPAZ}$ . For the whole period and as observed previously regarding  $S_{insitu}$  (Table 2), the freshening of the Beaufort gyre is strongly underestimated with  $SSS_{TOPAZ}$  compared to  $SSS_{SMOS\ A+T}$ . The



**Fig. 10.** (A, B, C) Distribution of SMOS SSS minus  $S_{insitu}$  without correction (black line) and with correction (dashed line) for the different study areas and for the whole Arctic Ocean (1 pss SSS difference bin – sliding window); (D, E, F) distribution of  $SSS_{SMOS}$  (black line),  $SSS_{SMOS A+T}$  (dashed line) and noisy (using  $SSS_{SMOS}$  theoretical uncertainty)  $S_{insitu}$  (red line) for the different study areas and for the whole Arctic Ocean (1 pss salinity bin – sliding window); (G, H, I) In-Situ (red), ECMWF (black) and REMSS (green) SST distributions (1 °C SST bin – sliding window). Low salinity study areas: (A, D, G): Beaufort Sea; (B, E, H): Chukchi Sea; (C, F, I) Laptev Sea.

variability and spatial extent of Arctic Ocean river plumes also differ strongly between  $SSS_{TOPAZ}$  and  $SSS_{SMOS A+T}$ . In the Kara Sea, the locations and strength of the Ob and the Yenisei river plumes are highly variable from one year to the other (freshening minimum in 2012 and 2016, maximum in 2015). This variability is captured by  $SSS_{TOPAZ}$  and  $SSS_{SMOS A+T}$ , but with larger amplitudes in  $SSS_{SMOS A+T}$ , in particular in 2015. River plume propagation to the north or/and to the east in the East-Siberian Sea are not captured in the same way by  $SSS_{TOPAZ}$  and

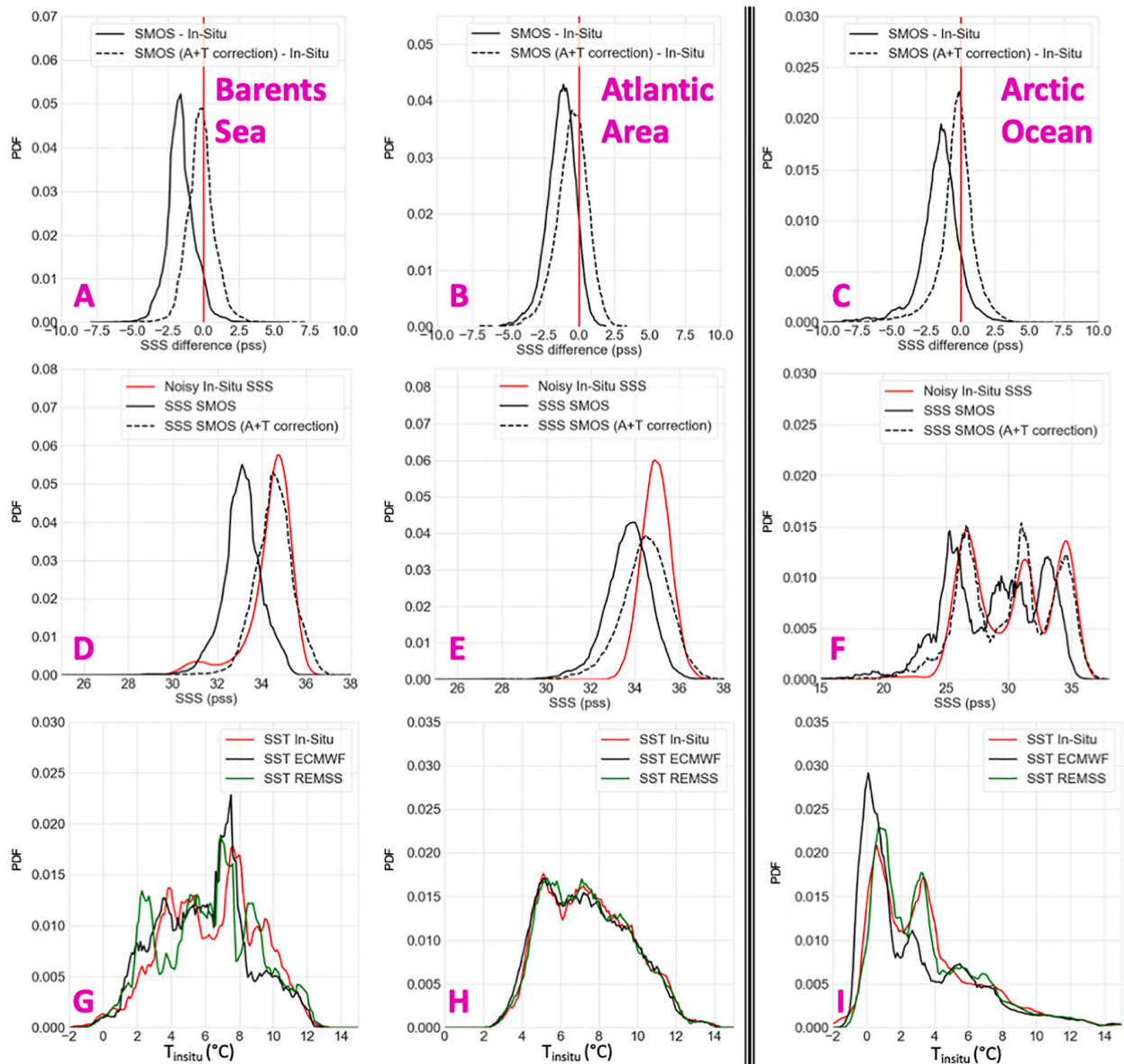
$SSS_{SMOS A+T}$ . For example, in 2015, the strong northward advection of Lena river plume shown by  $SSS_{SMOS A+T}$  is not observed with  $SSS_{TOPAZ}$ . Similar observations are made in the Bering strait with the entry of Pacific water or low SSS water in the Greenland Sea and in the Baffin Bay.

Contrary to  $SSS_{TOPAZ}$ , freshening patterns are observed at the northern boundary of the field covered by  $SSS_{SMOS A+T}$  (limitation due to the presence of permanent ice). The cause of this freshening is not

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027



**Fig. 11.** (A, B, C) Distribution of SMOS SSS minus  $S_{insitu}$  without correction (black line) and with correction (dashed line) for the different study areas and for the whole Arctic Ocean (1 pss SSS difference bin – sliding window); (D, E, F) distribution of  $SSS_{SMOS}$  (black line),  $SSS_{SMOS A+T}$  (dashed line) and noisy (using  $SSS_{SMOS}$  theoretical uncertainty)  $S_{insitu}$  (1 pss salinity bin – sliding window); (G, H, I) In-Situ (red), ECMWF (black) and REMSS (green) SST distributions (1 °C SST bin – sliding window). High salinity study areas: (A, D, G) Barents Sea, (B, E, H) Atlantic Area, and (C, F, I) the whole Arctic Ocean.

totally explained and may come from a real freshening due to ice melting or an imprint of sea ice due to an imperfect filtering of sea ice.

### 7. Conclusion and discussion

We present a methodology that significantly improves SSS estimates in the Arctic Ocean. It is applied to SMOS L3 SSS derived from ESA level 2 operational processing (L2 OS v662).

In a first step, the difference between a pseudo dielectric constant, Acard, retrieved from SMOS measurements and a theoretical Acard

estimated with KS model is used to efficiently filter out biased SSS in pixels partially covered by sea ice.

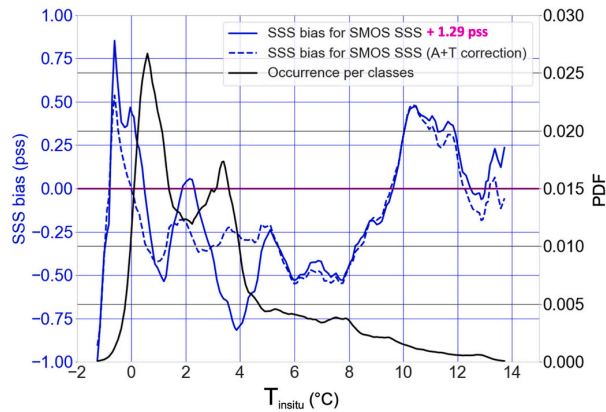
A global correction (1.29 pss) over the whole Arctic Ocean is applied, to take into account the uncertainty associated with the absolute calibration of the measurements.

The Acard difference is then used as a metric of the biases in the KS model for the dielectric constant of sea water. An additional SST correction derived using an external SST satellite product,  $SST_{REMSS}$ , is performed. The latter is motivated by observed difference of statistical distribution between  $SST_{ECMWF}$  (which is used in the retrieval of SSS)



**Table 2**  
Comparisons between SMOS SSS, without and with correction, TOPAZ SSS and  $S_{insitu}$  for the different study areas (N is the number of collocations).

Cases study	Statistic indicator	SSS <sub>SMOS</sub>	SSS <sub>SMOS A+T</sub>	SSS <sub>TOPAZ</sub>
Beaufort Sea	MoD (pss)	-2.12	-0.83	3.67
	STDD (pss)	0.96	0.88	1.18
	r	0.86	0.88	0.86
	N	3912	3912	3912
Chukchi Sea	MoD (pss)	-1.50	-1.28	1.97
	STDD (pss)	1.47	1.23	1.78
	r	0.84	0.88	0.86
	N	90,721	90,721	90,721
Laptev Sea	MoD (pss)	-1.97	0.11	1.51
	STDD (pss)	1.82	1.17	1.89
	r	0.53	0.75	0.04
	N	4048	4048	4048
Barents Sea	MoD (pss)	-1.59	-0.17	-0.19
	STDD (pss)	0.96	0.94	0.50
	r	-0.03	-0.04	0.19
	N	10,879	10,879	10,879
Atlantic Area	MoD (pss)	-1.29	-0.51	0.01
	STDD (pss)	1.02	1.13	0.10
	r	0.01	-0.05	0.70
	N	2876	2876	2876
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.54	-0.27	1.25
	STDD (pss)	1.46	1.28	1.86
	r	0.92	0.94	0.89
	N	156,986	156,986	156,986



**Fig. 12.** Averaged differences between  $SSS_{SMOS} + 1.29pss$  (in order to consider the general bias) or  $SSS_{SMOS A+T}$  and  $S_{insitu}$  and PDF of collocations per bin of in-situ SST; (bin size: 1 °C – sliding window).

**Table 3**  
MoD, STDD and r between  $SSS_{SMOS A+T}$  or TOPAZ SSS and in-situ measurements for the underway TSG case studies.

Cases study	Statistic indicator	SSS <sub>SMOS A+T</sub>	SSS <sub>TOPAZ</sub>
Case study 1	MoD (pss)	1.25	1.41
	STDD (pss)	1.27	1.43
	r	0.88	0.96
Case study 2	MoD (pss)	0.59	0.25
	STDD (pss)	1.37	0.98
	r	0.84	0.69
Case study 3	MoD (pss)	-0.15	0.51
	STDD (pss)	1.24	1.43
	r	0.56	0.12

and  $T_{insitu}$ . The correction strongly improves the SMOS SSS estimate. This relies on the importance of correcting prior SST in cold regions where the sensitivity of TB to SSS is low. The effect of the SST correction is particularly noticeable in the Arctic Seas where river inflows generate strong SST gradients associated with strong SSS gradients: after this SST correction the SSS variability becomes much closer to the observations (Fig. 14a).

Our correction makes use of  $SST_{REMSS}$  obtained by merging microwave and IR SST. The use of the REMSS “microwave only” OI SST gives very close statistical results (Appendix-F). Nevertheless, statistics obtained with  $SST_{REMSS}$  “microwave only” are slightly better for two reasons: 1/ the sea ice filtering of  $SST_{REMSS}$  “microwave only” is more stringent than the one of  $SST_{REMSS}$  and, in some cases, than the one based on SMOS Acard; 2/  $SST_{REMSS}$  “microwave only” are not provided too close from the coast where SSS uncertainty is higher.

Our correction does not reveal the complexity of biases resulting from land/sea contrast, but land/sea bias correction in the Arctic Ocean is a challenging issue that needs to be investigated in further studies. It is likely one of the reasons why SSS calibration needs to be adjusted. Another limitation of the correction methodology is that we only consider issues with SST and dielectric constant model: surface roughness effects linked to e.g. wind in limited fetch areas or to surfactants could also play a role, but these effects were out of the scope of our study.

The quality of our new product is assessed by comparison with various in-situ measurements (Argo, Underway TSG and CTD casts) and with an ocean model outputs (TOPAZ). In-situ measurements cover a large range of SSS. The in-situ salinity measurement depth (between 1 m and 10 m) is shown to have a strong impact on the difference between  $SSS_{SMOS}$  and  $S_{insitu}$ , especially in low SSS areas (e.g., rivers plumes) that are often very stratified in salinity close to the surface. Hence only  $S_{insitu}$  between 1 m and 5 m depth are retained for the validation.

The corrected SSS better performs than TOPAZ reanalysis, essentially in areas of large temporal and spatial variability. Over the whole Arctic Ocean, STDD between weekly corrected SMOS SSS and  $S_{insitu}$  is of 1.28 pss, while STDD between TOPAZ SSS and  $S_{insitu}$  is of 1.86 pss. The statistics of the comparisons with  $S_{insitu}$  in the various regions (the Beaufort, Chukchi, Laptev and Barents Seas, and an Atlantic Area) are more stable from one study area to another with corrected SMOS SSS than with TOPAZ SSS. SMOS STDD vary between 0.94 pss and 1.23 pss, while TOPAZ STDD vary between 0.50 pss and 1.89 pss. The mean differences obtained with SMOS SSS vary between -1.28 pss and 0.11 pss while the ones obtained with TOPAZ SSS vary between -0.19 pss and 3.67 pss. SMOS SSS captures high variability in fresh Arctic Seas with a favorable signal to noise ratio as shown by high correlation levels on the order of 0.8 between SMOS SSS and in-situ  $S_{insitu}$ . It is not the case in less variable salty Arctic Seas (Table 2).

While collocations with in-situ measurements, in particular underway TSG from research vessel, demonstrates SMOS ability to capture SSS (temporal and spatial) variability at short scale, SMOS SSS seasonal averages bring a new perspective on the SSS variability in the Arctic Ocean. Compared with the TOPAZ reanalysis, it shows a larger variability in river plumes and differences of pattern, e.g. in the Beaufort gyre (Figs. 15 and 16). These observations suggest complementarity between SMOS SSS and TOPAZ reanalysis products. This was already demonstrated by Xie et al. (2019) for Arctic SSS produced at the Barcelona Expert center, but this is even more evident with this new product in very variable Arctic Seas (Appendix-H, Laptev Sea and Beaufort Sea).

The presented SSS product demonstrates valuable performances compared to other SSS products in Arctic Ocean (Appendix-H). It provides avenues for improvement in the ESA L2 OS processor concerning

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

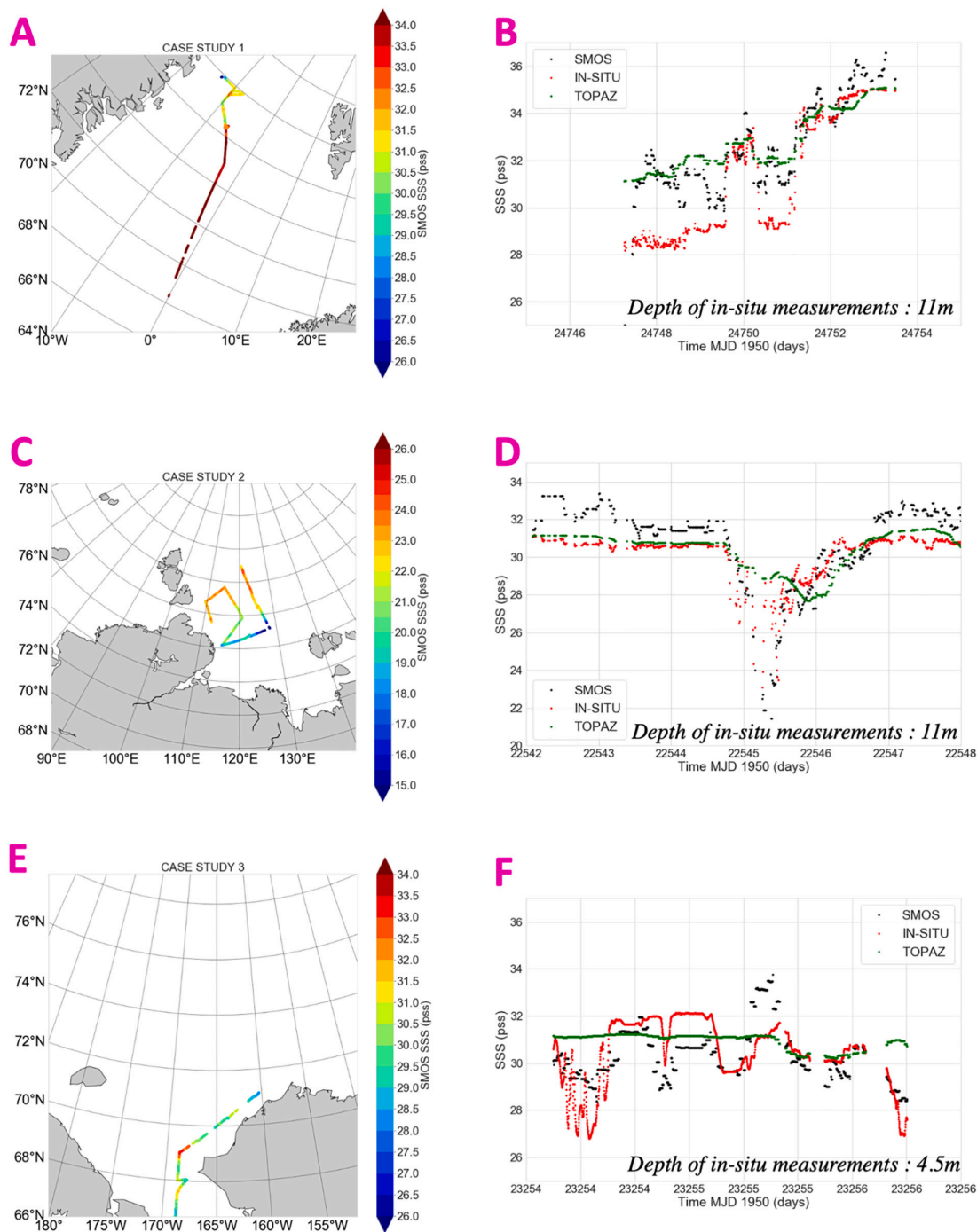
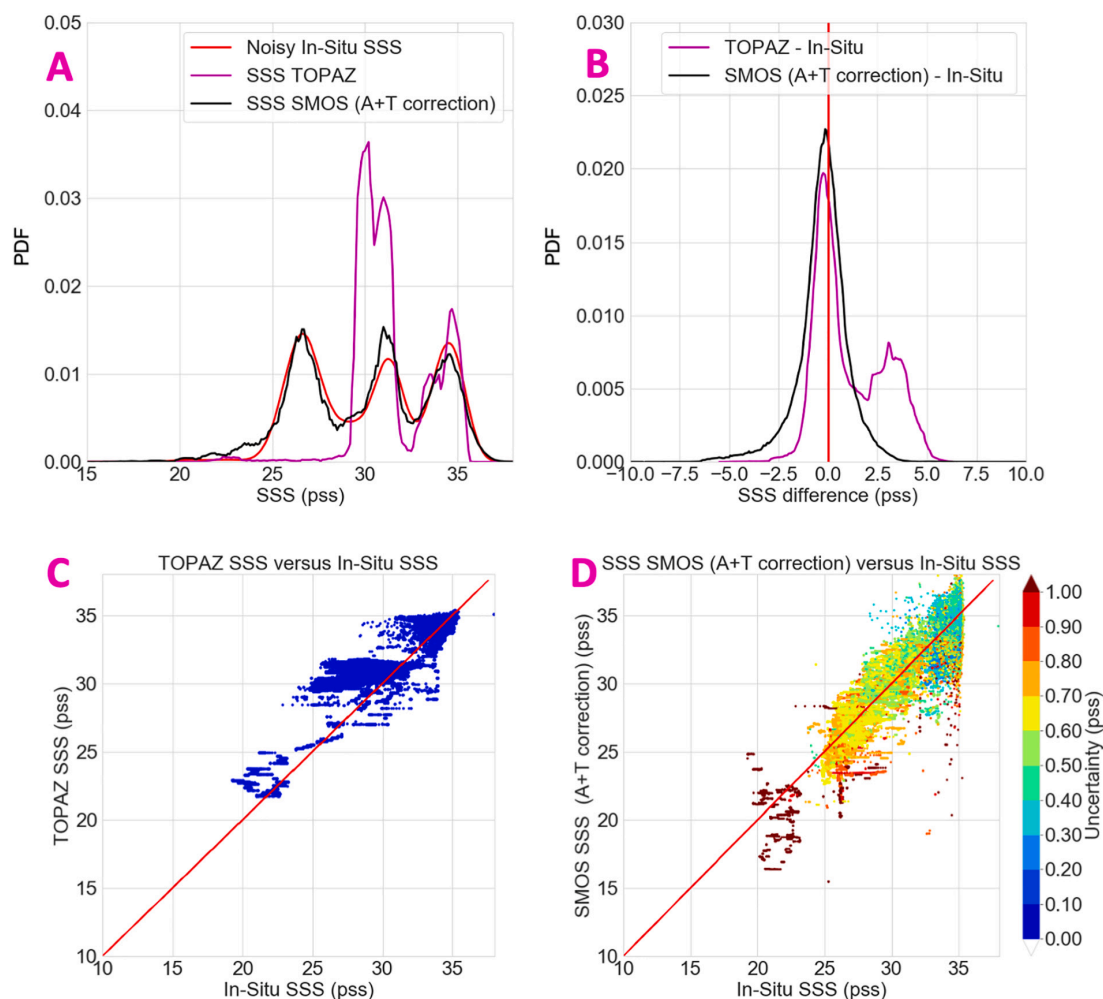


Fig. 13. (A, C, E) SMOS SSS measurements collocated with underway TSG measurements; (B, D, F) Time series of SMOS SSS (black) and TOPAZ SSS (green) collocated with underway TSG salinity measurements (red). Case studies in the Greenland Sea (A, D, G), in the Laptev Sea (B, E, H) and Chukchi Sea (C, F, I).



**Fig. 14.** (A) Distribution of SSS for TOPAZ (magenta), SMOS (black) and  $S_{\text{insitu}}$  (red) (B) Distribution of errors between SMOS SSS and  $S_{\text{insitu}}$  (black) and TOPAZ SSS and  $S_{\text{insitu}}$  (magenta) (C) Scatterplot of TOPAZ SSS versus  $S_{\text{insitu}}$ ; (D) Scatterplot of SMOS SSS versus  $S_{\text{insitu}}$  with SMOS theoretical uncertainty coded in colour. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the detection of sea ice, the correction of dielectric constant and SST related flaws. Moreover, additional work is needed in areas with lower SSS variability and RFI contamination as in the North Atlantic. In addition to the methods presented in this study, a correction for the land/sea contamination and the latitudinal biases as presented by Boutin et al. (2018) or/and an optimal interpolation using complementarity between SMOS SSS and in-situ measurements could further improve SSS derived from SMOS mission in the Arctic Ocean.

This study highlights the importance of sea ice filtering. In that respect, increasing the spatial resolution of L-band interferometric radiometer measurements to 10 km, as proposed by the SMOS-HR project (Rodríguez-Fernández et al., 2019), would greatly help to better filter the ocean areas partially covered by sea ice and would allow to get closer to the ice edge and to land.

This study highlights the importance of using an SST prior consistent with L-Band radiometric measurement for SSS retrieval in the Arctic Ocean. Ideally, the prior SST should be measured at the same

spatial resolution and at the same time as the L-band measurement. One of the major CIMR (Copernicus Image Microwave Radiometer, Kilic et al., 2018) mission goal over the ocean is to provide simultaneous SSS and SST measurements but at different spatial resolution (SSS from the L-Band TB at  $\sim 60$  km resolution and SST from the C/X-band channels at  $\sim 15$  km). Joined and simultaneous SSS/SST estimates at the same resolution than the L-Band channel, i.e.,  $36 \times 60 \text{ km}^2$  will therefore be available from this sensor but at a rather low spatial resolution for the estimate of the SSS field. Complementarily, SMOS-HR interferometric mission goal is to provide L-Band TB and therefore SSS at a spatial resolution ( $\sim 10$  km) close to CIMR SST resolution but it won't include an independent SST sensor. Hence combining measurements from both missions would very likely improve SSS fields estimates in the Arctic Ocean.

This study is limited to the analysis of SSS provided by the SMOS satellite mission in the Arctic Ocean. Nevertheless, during the period considered in this study, two other satellite missions, SMAP and

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

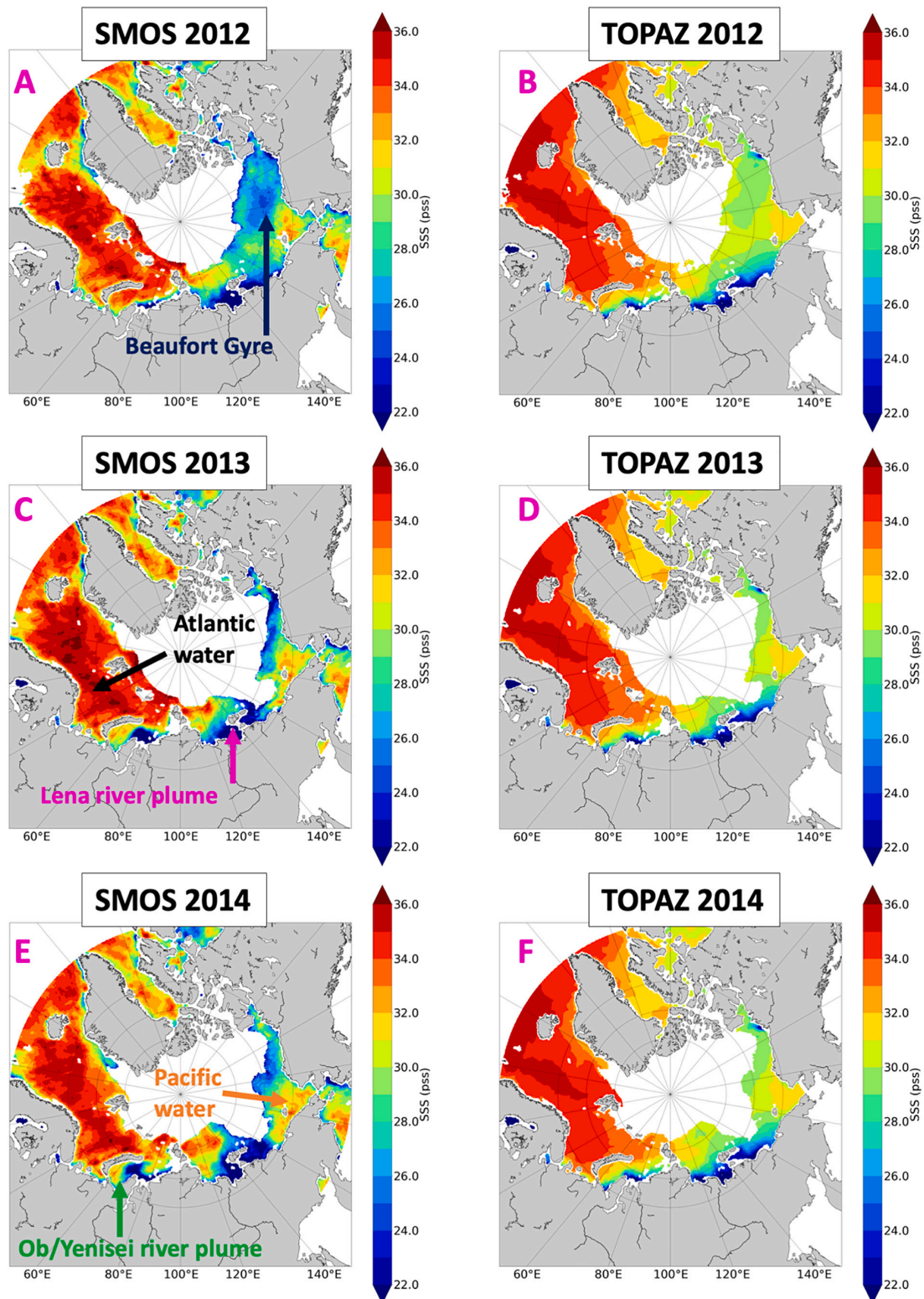


Fig. 15. SSS average for the period from August to October for year 2012, 2013 and 2014; (left column)  $SSS_{SMOS A+T}$ ; (right column)  $SSS_{TOPAZ}$ .



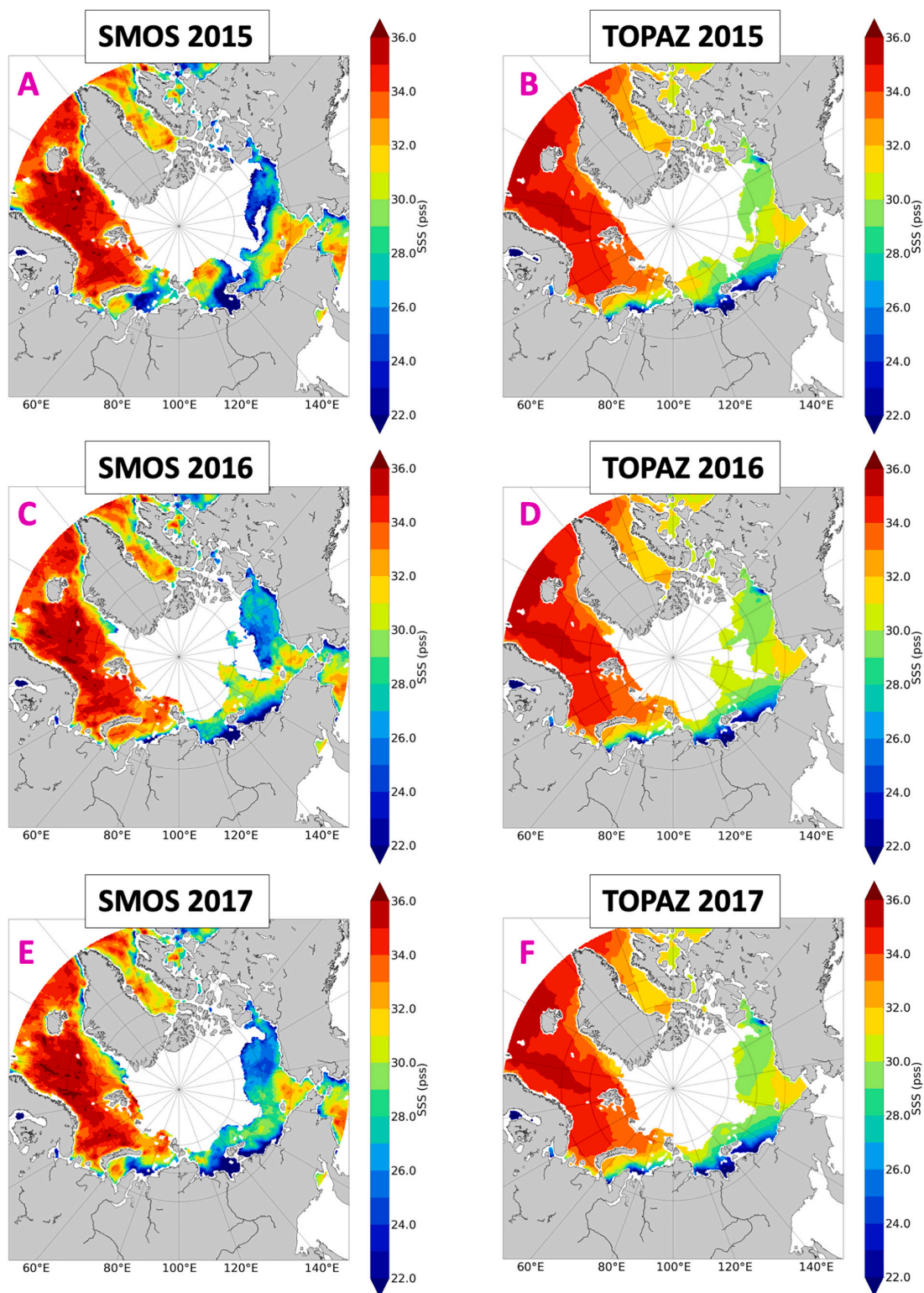


Fig. 16. SSS average from August to October for year 2015, 2016 and 2017; (left column)  $SSS_{SMOS\ A+T}$ ; (right column)  $SSS_{TOPAZ}$ .

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

Aquarius, have monitored SSS over the global ocean. The CCI + SSS project run as a part of ESA Climate Change Initiative aims at generating improved and consistent multi-satellites SSS fields and should bring a decisive improvement to the level 4 SSS maps, especially in the Arctic Ocean due to the short revisit time allowed by the orbit configuration of these satellites. The avenue for SMOS processing improvement that we propose should also benefit to the CCI + SSS products that incorporate SMOS measurements.

### Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial

interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

### Acknowledgments

AS is supported by a SU Ph. D. grant. This work was supported by CNES-TOSCA ‘SMOS-Ocean’, CNES Centre Aval de Traitement des Données SMOS (CATDS) and ESA ‘Expert Support Laboratory for level 2 Ocean Salinity’ projects. AT acknowledges financial support from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, project RFMEFI61617X0076.

### Appendix A. Acard retrieval in the SMOS level 2 processor

As shown by Waldteufel et al. (2004), simultaneous retrieval of the real,  $e'$ , and imaginary part,  $e''$ , of dielectric constant from SMOS TB is an ill posed problem as the cost function, rather than a single minimum, exhibits a minimum valley, that can be represented analytically using a modified cardioid model. After carrying out the following change of variable:

$$e' = \text{Acard} (1 + \cos(\text{Ucard})) \cos(\text{Ucard}) + \text{Bcard}$$

$$e'' = \text{Acard} (1 + \cos(\text{Ucard})) \sin(\text{Ucard}) \tag{A1}$$

which is equivalent to:

$$\text{Acard} = \text{mcard}^2 / (\text{mcard} + e' - \text{Bcard})$$

$$\text{Ucard} = \tan^{-1}(e'' / (e' - \text{Bcard}))$$

$$\text{with: mcard} = ((e' - \text{Bcard})^2 + e''^2)^{1/2} \tag{A2}$$

Bcard corresponds to the observed offset between the observed modified cardioid and the true analytical formulation for a cardioid model. With Bcard = 0.8 (optimal value that minimizes the retrieval error on Acard), it is possible to retrieve the parameter Acard with good accuracy: a minimum of  $\chi^2$  is seen as a vertical line corresponding to a constant value of Acard and various values of Ucard. Local minima of  $\chi^2$  are also observed for unrealistic negative values of Acard; as it will be described in the following, retrieval of such negative values are avoided by taking an error on prior Acard over the ocean of 20 units or by initiating the retrieval with low Acard value as low card are much better constrained.

It is clear that the minimization of  $\chi^2$  parameter does not allow to retrieve a single pair of ( $e'$ ,  $e''$ ) while it allows to retrieve a single value of Acard, Ucard remaining undetermined.

We found that initiating the retrieval with low Acard prior value ( $\text{Acard}^{\text{prior}} = 1$ ) and large error on Acard ( $s_{\text{Acard}} = 50$ ) allows to avoid retrieval of negative Acard values while avoiding biases on low Acard values and gives the same result over ocean pixels as taking  $\text{Acard}^{\text{prior}}$  deduced from mean SSS and SST.

The ESA L2 Ocean Salinity processor retrieves Acard from SMOS Tb corrected from the roughness model plus atmospheric and galactic noise corrections.

### Appendix B. HEINCKE and POLARSTERN cruise track datasets used in this study.

HEINCKE cruise track HE493	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.887938">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.887938</a>
HEINCKE cruise track HE387	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.859752">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.859752</a>
HEINCKE cruise track HE492	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.887937">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.887937</a>
HEINCKE cruise track HE333	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.859705">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.859705</a>
HEINCKE cruise track HE451-1	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863418">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863418</a>
HEINCKE cruise track HE449	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863416">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863416</a>
HEINCKE cruise track HE408	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.859774">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.859774</a>
HEINCKE cruise track HE450	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863417">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863417</a>
POLARSTERN cruise track ARK-XXVI/2	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.770035">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.770035</a>
POLARSTERN cruise track PS109	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.889548">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.889548</a>
POLARSTERN cruise track PS93.2	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863229">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863229</a>
POLARSTERN cruise track ARK-XXVII/1	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.802811">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.802811</a>
POLARSTERN cruise track PS99.1	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873156">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873156</a>
POLARSTERN cruise track PS92	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863234">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863234</a>
POLARSTERN cruise track ARK-XXVII/3	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.808835">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.808835</a>
POLARSTERN cruise track ARK-XXVI/1	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.770034">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.770034</a>
POLARSTERN cruise track ARK-XXVI/3	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.770828">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.770828</a>
POLARSTERN cruise track ARK-XXVII/2	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.802812">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.802812</a>
POLARSTERN cruise track PS107	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.889535">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.889535</a>
POLARSTERN cruise track PS100	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873158">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873158</a>
POLARSTERN cruise track PS93.1	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863228">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863228</a>
POLARSTERN cruise track PS101	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873145">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873145</a>
POLARSTERN cruise track PS99.2	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873153">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.873153</a>
POLARSTERN cruise track PS86	<a href="https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.858880">https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.858880</a>

Appendix C. Difference of repartition of in-situ measurements used in this study between 1-m and 3-m and between 1-m and 5-m

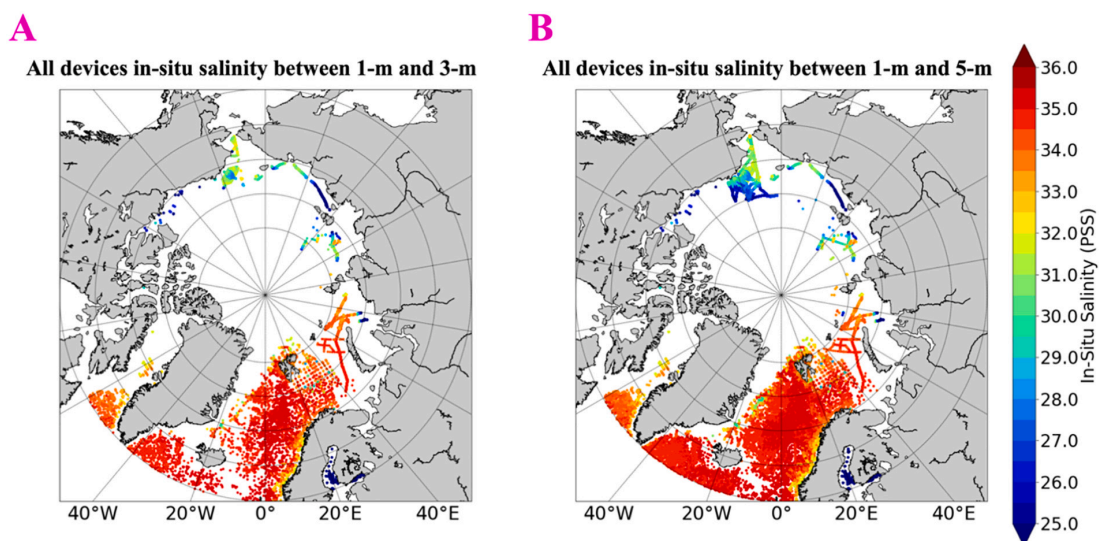


Fig. C1. SSS of in-situ measurements used in the study (A) between 1-m and 3-m depth; (B) between 1-m and 5-m depth.

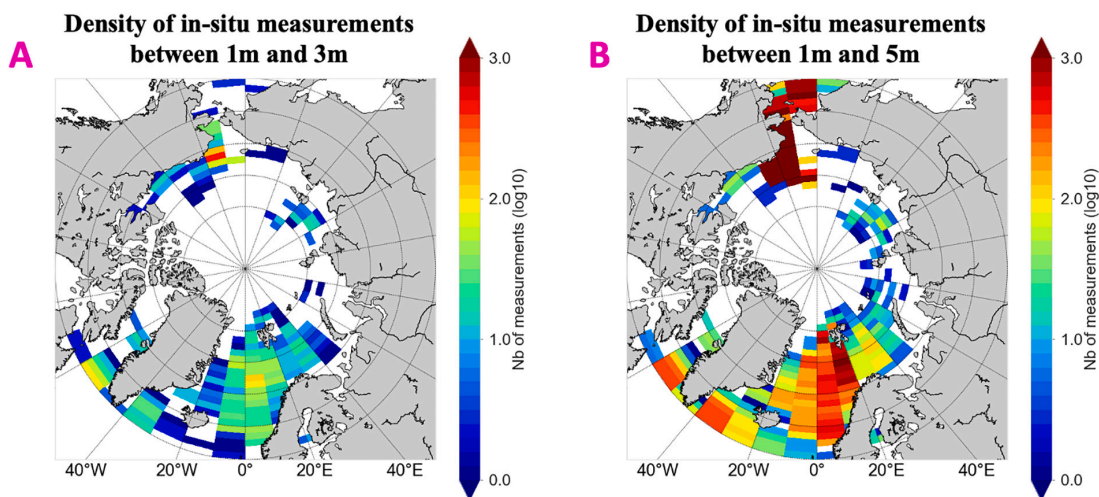


Fig. C2. Density of in-situ measurements used in the study (A) between 1-m and 3-m depth; (B) between 1-m and 5-m depth.

Appendix D. Example of differences recorded between SST from OSTIA and SST<sub>REMSS</sub>.

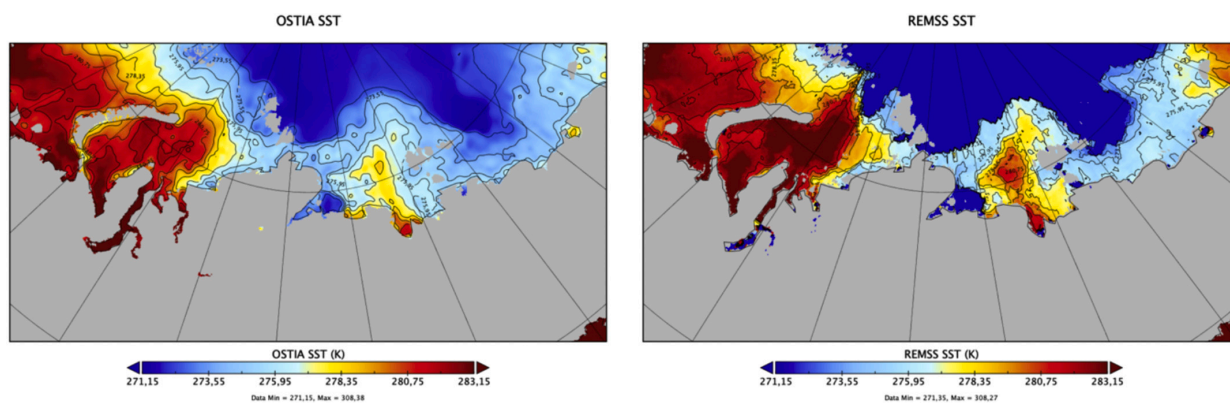


Fig. D1. Analyzed SST for 2015/08/15 from (Left) OSTIA; (Right) REMSS (MW + IR).

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

**Appendix E. MoD, STDD and r between different versions of SMOS SSS and  $S_{in-situ}$  for the different study areas. The number of collocations is equivalent to the Table 1.**

Cases study	Statistic indicator	SSS <sub>SMOS</sub>	SSS <sub>SMOS A</sub>	SSS <sub>SMOS T</sub>	SSS <sub>SMOS A+T</sub>
Beaufort Sea	MoD (pss)	-2.12	-1.44	-1.51	-0.83
	STDD (pss)	0.96	0.98	1.08	0.88
	r	0.86	0.83	0.83	0.88
Chukchi Sea	MoD (pss)	-1.50	-1.28	-0.49	-0.28
	STDD (pss)	1.47	1.60	1.18	1.23
	r	0.84	0.81	0.89	0.86
Laptev Sea	MoD (pss)	-1.97	-1.39	-0.43	0.12
	STDD (pss)	1.82	2.16	1.07	1.17
	r	0.53	0.40	0.80	0.75
Barents Sea	MoD (pss)	-1.59	-0.24	-1.49	-0.17
	STDD (pss)	0.96	0.97	0.94	0.94
	r	-0.03	-0.02	-0.05	-0.02
Atlantic Area	MoD (pss)	-1.29	-0.55	-1.25	-0.51
	STDD (pss)	1.02	1.15	1.00	1.13
	r	0.01	-0.05	0.02	-0.05
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.54	-0.77	-0.99	-0.27
	STDD (pss)	1.46	1.60	1.32	1.28
	r	0.92	0.92	0.93	0.94

**Appendix F. MoD, STDD, r and N (number of collocations) between different versions of SMOS SSS or TOPAZ SSS and in-situ measurements for the different study areas (with SSS<sub>SMOS A+T</sub> derived using SST<sub>REMSS</sub> in black and SSS<sub>SMOS A+T</sub> derived using SST<sub>REMSS MWO</sub> in bold black – collocations are not exactly the same due to a difference of sea ice mask between SST<sub>REMSS</sub> and SST<sub>REMSS MWO</sub>, and a difference of coverage close from coast – collocations with in-situ measurements are the same between SSS<sub>SMOS</sub>, SSS<sub>SMOS A+T</sub> and SSS<sub>TOPAZ</sub>).**

Cases study	Statistic indicator	SSS <sub>SMOS</sub>	SSS <sub>SMOS A+T</sub>	SSS <sub>TOPAZ</sub>
Beaufort Sea	MoD (pss)	-2.25	-0.98	3.99
		<b>-2.25</b>	<b>-0.96</b>	<b>3.99</b>
	STDD (pss)	0.94	0.83	1.07
		<b>0.94</b>	<b>0.87</b>	<b>1.07</b>
	r	0.81	0.84	0.81
Chukchi Sea	MoD (pss)	-1.39	-0.21	1.94
		<b>-1.39</b>	<b>-0.27</b>	<b>1.94</b>
	STDD (pss)	1.30	1.08	1.79
		<b>1.30</b>	<b>1.07</b>	<b>1.79</b>
	r	0.86	0.91	0.87
Laptev Sea	MoD (pss)	-2.45	-0.17	0.82
		<b>-2.45</b>	<b>-0.19</b>	<b>0.82</b>
	STDD (pss)	1.69	1.03	1.46
		<b>1.69</b>	<b>1.01</b>	<b>1.46</b>
	r	0.61	0.74	0.32
Barents Sea	MoD (pss)	-1.58	-0.16	-0.20
		<b>-1.58</b>	<b>-0.15</b>	<b>-0.20</b>
	STDD (pss)	0.95	0.93	0.49
		<b>0.95</b>	<b>0.93</b>	<b>0.49</b>
	r	-0.07	-0.05	0.19
Atlantic area	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>	<b>-0.49</b>	<b>0.01</b>
	STDD (pss)	0.99	1.10	0.10
		<b>0.99</b>	<b>1.09</b>	<b>0.10</b>
	r	0.02	-0.04	0.70
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.28	-0.50	0.01
		<b>-1.28</b>		



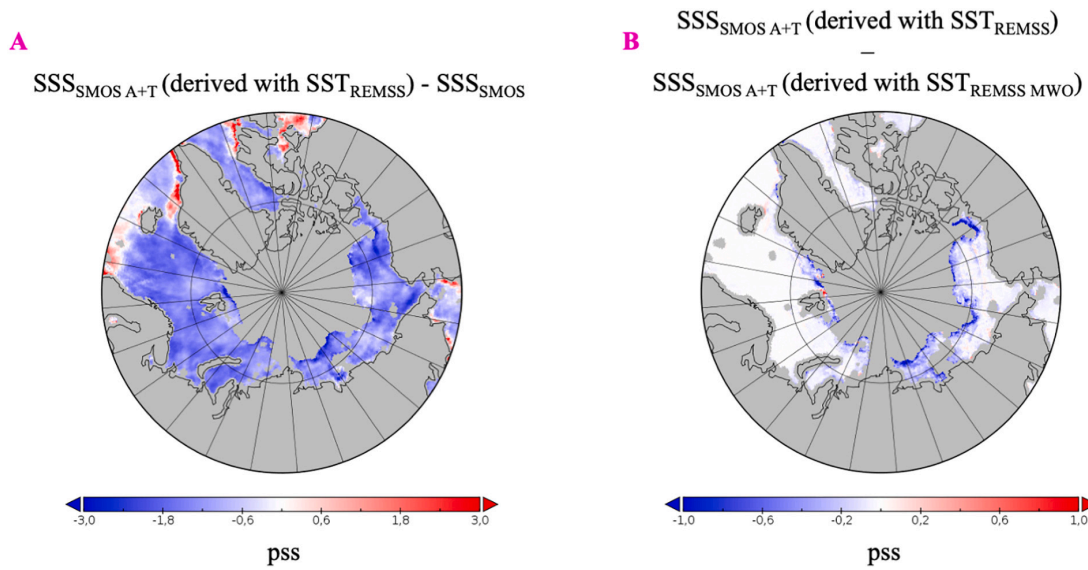
## CHAPITRE 4. SSS SATELLITAIRE EN ARCTIQUE

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.46	-0.21	1.20
		-1.46	-0.25	1.20
	STDD (pss)	1.31	1.15	1.86
		1.31	1.15	1.86
	r	0.93	0.95	0.89
		0.93	0.95	0.89
	N	148,655	148,655	148,655
		148,655	148,655	148,655

**Appendix G. Example of differences recorded between  $SSS_{SMOS\ A+T}$  using  $SST_{REMSS}$  or using  $SST_{REMSS\ MWO}$  in comparison of differences between  $SSS_{SMOS}$  and  $SSS_{SMOS\ A+T}$  (using  $SST_{REMSS}$ ).**



**Fig. G1.** (A) difference between  $SSS_{SMOS}$  and  $SSS_{SMOS\ A+T}$  (computed using  $SST_{REMSS}$ ) average for the period from August to October 2017; (B) difference between  $SSS_{SMOS\ A+T}$  (computed using  $SST_{REMSS}$ ) and  $SSS_{SMOS\ A+T}$  (computed using  $SST_{REMSS\ MWO}$ ) average for the period from August to October 2017.

**Appendix H. MoD, STDD, r and N (number of collocations) between different versions of SMOS SSS or TOPAZ SSS and in-situ measurements for the different study areas. In SSS SMOS column, first line : ice filtered SMOS SSS , second line : SMOS BEC v2 (Olmedo et al., 2018) and third line : SMOS CEC v3 (Boutin et al., 2018).**

Cases study	Statistic indicator	$SSS_{SMOS}$	$SSS_{SMOS\ A+T}$	$SSS_{TOPAZ}$
Beaufort Sea	MoD (pss)	-2.12 (1.04) (3.51)	-0.83	3.67
	STDD (pss)	0.96 (1.85) (2.35)	0.88	1.18
	r	0.86 (0.78) (0.76)	0.88	0.86
	N	(3912) (3976) (4434)	3912	3912
Chukchi Sea	MoD (pss)	-1.50 (0.53) (3.00)	-1.28	1.97
	STDD (pss)	1.47 (1.48) (1.87)	1.23	1.78
	r	0.84 (0.83) (0.54)	0.88	0.86
	N	(90,721) (100908) (105986)	90,721	90,721

## 4.2. DÉTERMINATION DE LA SSS SMOS EN ARCTIQUE - SUPPLY ET AL, 2020B

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

Laptev Sea	MoD (pss)	-1.97 (0.37) (0.59)	0.11	1.51
	STDD (pss)	1.82 (1.85) (2.35)	1.17	1.89
	r	0.53 (0.39) (-0.10)	0.75	0.04
	N	(4048) (3391) (3391)	4048	4048
Barents Sea	MoD (pss)	-1.59 (-0.01) (0.35)	-0.17	-0.19
	STDD (pss)	0.96 (0.88) (1.39)	0.94	0.50
	N	(10,879) (15571) (18622)	10,879	10,879
	r	-0.03 (0.31) (-0.14)	-0.04	0.19
Atlantic Area	MoD (pss)	-1.29 (0.01) (0.01)	-0.51	0.01
	STDD (pss)	1.02 (0.27) (0.66)	1.13	0.10
	r	0.01 (0.38) (-0.05)	-0.05	0.70
	N	(2876) (5863) (6168)	2876	2876
Arctic Ocean	MoD (pss)	-1.54 (0.12) (1.55)	-0.27	1.25
	STDD (pss)	1.46 (1.65) (2.30)	1.28	1.86
	r	0.92 (0.93) (0.86)	0.94	0.89
	N	(156986) (196665) (225904)	156,986	156,986

### References

- Björk, G., 2017. CTD Data from the SWERUS-C3 Expedition 2014 in the Arctic Ocean. PANGAEA <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.884144>.
- Boutin, J., Chao, Y., Asher, W.E., Delcroix, T., Drucker, R., Drushka, K., Kolodziejczyk, N., Lee, T., Reul, N., Reverdin, G., Schanze, J., Soloviev, A., Yu, L., Anderson, J., Brucker, L., Dinnat, E., Santos-Garcia, A., Jones, W.L., Maes, C., Meissner, T., Tang, W., Vinogradova, N., Ward, B., 2016. Satellite and in situ salinity: understanding near-surface stratification and subfootprint variability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 97, 1391–1407. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00032.1>.
- Boutin, J., Vergely, J.L., Marchand, S., D'Amico, F., Hasson, A., Kolodziejczyk, N., Reul, N., Reverdin, G., Vialard, J., 2018. New SMOS sea surface salinity with reduced systematic errors and improved variability. *Remote Sens. Environ.* 214, 115–134. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.05.022>.
- Brucker, L., Dinnat, E.P., Koenig, L.S., 2014. Weekly gridded Aquarius L-band radiometer/scatterometer observations and salinity retrievals over the polar regions, Part 2: Initial product analysis. *The Cryosphere* 8 (3), 915–930. <https://www.the-cryosphere.net/8/915/2014/> <https://doi.org/10.5194/tc-8-915-2014>.
- Carmack, E.C., 2007. The alpha/beta ocean distinction: a perspective on freshwater fluxes, convection, nutrients and productivity in high-latitude seas. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 54, 3–26. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.08.018>. Pages 2578-2598, ISSN 0967-0645.
- Carmack, E.C., et al., 2016. Freshwater and its role in the Arctic marine system: sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 121, 675–717. <https://doi.org/10.1002/2015JG003140>.
- Chassignet, E.P., Hurlburt, H.E., Metzger, E.J., Smedstad, O.M., Cummings, J.A., Halliwell, G.R., Bleck, R., Baraille, R., Wallcraft, A.J., Lozano, C., Tolman, H.L., Srinivasan, A., Hankin, S., Cornillon, P., Weisberg, R., Barth, A., He, R., Werner, F., Wilkin, J., 2009. US GODAE: global Ocean prediction with the HYbrid coordinate ocean model (HYCOM). *Oceanography* 22 (2), 64–75. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.39>.
- Dinnat, E.P., Le Vine, D.M., Boutin, J., Meissner, T., Lagerloef, G., 2019. Remote Sensing, 2072–4292, 11, 7, 750, Remote Sensing of Sea Surface Salinity: Comparison of Satellite and in Situ Observations and Impact of Retrieval Parameters. <https://doi.org/10.3390/rs11070750>. <https://www.mdpi.com/2072-4292/11/7/750>.
- Donlon, C.J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., Wimmer, W., 2012. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system. *Remote Sens. Environ.* 116, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>.
- ECMWF, 2016. IFS Documentation CY41R2. Part II : Data Assimilation. IFS Documentation. ECMWF.
- Font, J., Camps, A., Borges, A., Martin-Neira, M., Boutin, J., Reul, N., Kerr, Y.H., Hahne, A., Mecklenburg, S., 2010. SMOS: the Challenging Sea surface salinity measurement from space. *Proc. IEEE* 98 (5), 649–665. <https://doi.org/10.1109/jproc.2009.2033096>.
- Haine, T.W., Curry, B., Gerdes, R., Hansen, E., Karcher, M., Lee, C., Rudels, B., Spreen, G., de Steur, L., Stewart, K.D., Woodgate, R., 2015. Arctic freshwater export: status, mechanisms, and prospects. *Glob. Planet. Chang.* 125, 13–35. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.013>.
- Høyer, J.L., Karagali, I., Dybkjær, G., Tonboe, R., 2012. Multi sensor validation and error characteristics of Arctic satellite sea surface temperature observations. In: *Remote Sensing of Environment*, Volume 121, pp. 335–346. ISSN 0034-4257. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.01.013>.
- IPCC, 2018. Summary for Policymakers. In: *Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pörtner, H.O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P.R. ... Waterfield, T. (Eds.), Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty.* World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland 32 pp.
- Ivanov, V., et al., 2013. NABOS 2013 Arctic Expedition aboard RV “Akademik Fedorov”.

## CHAPITRE 4. SSS SATELLITAIRE EN ARCTIQUE

A. Supply, et al.

Remote Sensing of Environment 249 (2020) 112027

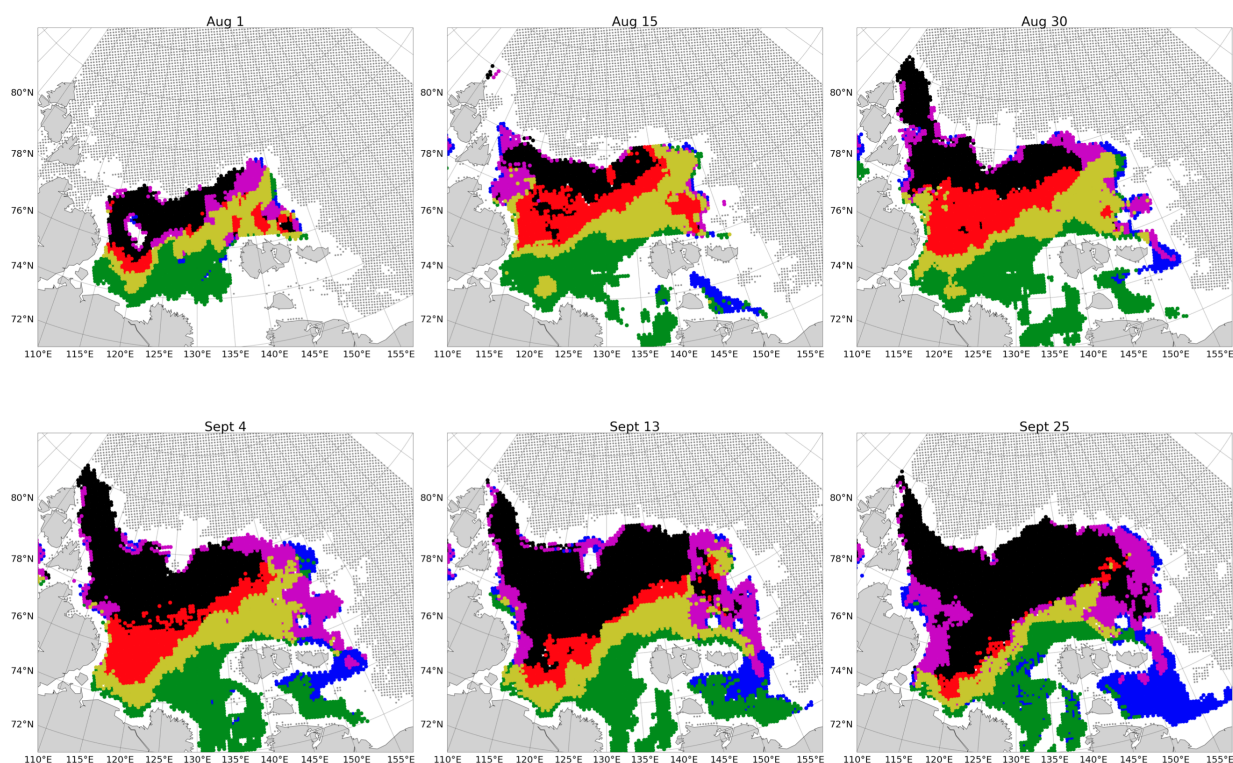
- [https://nabos.iarc.uaf.edu/NABOS2/data/registered/2013/metadata/brief\\_report\\_2013-engl.pdf](https://nabos.iarc.uaf.edu/NABOS2/data/registered/2013/metadata/brief_report_2013-engl.pdf).
- JAMSTEC, 2013a. MIRAI MR12-E03 Cruise Data. JAMSTEC. <https://doi.org/10.17596/0001847>. (accessed 2019-07-16).
- JAMSTEC, 2013b. MIRAI MR13-06 Leg1 Cruise Data. JAMSTEC. <https://doi.org/10.17596/0001856>. (accessed 2019-07-16).
- JAMSTEC, 2015. MIRAI MR14-05 Cruise Data. JAMSTEC. <https://doi.org/10.17596/0001861>. (accessed 2019-07-16).
- Kerr, Y.H., et al., 2010. The SMOS Mission : new tool for monitoring key elements of the global water cycle. *Proc. IEEE* 98 (5), 666–687.
- Kilic, L., Prigent, C., Aires, F., Boutin, J., Heygster, G., Tonboe, R.T., et al., 2018. Expected performances of the Copernicus imaging microwave radiometer (GIMR) for an all-weather and high spatial resolution estimation of ocean and sea ice parameters. *J. Geophys. Res.* Oceans 123, 7564–7580. <https://doi.org/10.1029/2018JC014408>.
- Klein, L.A., Swift, C.T., 1977. An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. *IEEE J. Ocean. Eng.* 2, 104–111. <https://doi.org/10.1109/JOE.1977.1145319>.
- Köhler, J., Sena Martins, M., Serra, N., Stammer, D., 2015. Quality assessment of spaceborne sea surface salinity observations over the northern North Atlantic. *J. Geophys. Res.* Oceans 120, 94–112. <https://doi.org/10.1002/2014JC010067>.
- Lagerloef, G., et al., 2008. The aquarius/SAC-D mission: designed to meet the salinity remote sensing challenge. *Oceanography* 21 (1), 68–81.
- Lind, S., Ingvaldsen, R.B., Furevik, T., 2018. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nat. Clim. Chang.* <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0205-y>.
- Makhotin, M., Ivanov, V., 2018a. Physical Oceanography Measured with CTD/Watersampler-System During PU2012 to the Barents Sea in 2012. PANGAEA <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.895269>.
- Makhotin, M., Ivanov, V., 2018b. physical Oceanography Measured with ctd/water-sampler-System During pu2013 to the Barents Sea in 2013. PANGAEA.
- Makhotin, M., Ivanov, V., 2018c. Physical Oceanography Measured with CTD/Watersampler-System during PU2014 to the Barents Sea in 2014. PANGAEA <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.895271>.
- Matsuoka, A., Babin, M., Devred, E.C., 2016. A new algorithm for discriminating water sources from space: a case study for the southern Beaufort Sea using MODIS Ocean color and SMOS salinity data. *Remote Sens. Environ.* 184, 124–138. ISSN 0034-4257. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.006>.
- Meissner, T., Wentz, F.J., Scott, J., Vazquez-Cuervo, J., 2016. Sensitivity of ocean surface salinity measurements from Spaceborne L-band radiometers to Ancillary Sea surface temperature. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 54 (12), 7105–7111. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2596100>.
- Olmedo, E., Gabarró, C., González-Gambau, V., Martínez, J., Ballabrera-Poy, J., Turiel, A., Portabella, M., Fournier, S., Lee, T., 2018. Seven years of SMOS Sea surface salinity at high latitudes: variability in Arctic and sub-Arctic regions. *Remote Sens.* 10, 1772. <https://doi.org/10.3390/rs10111772>.
- Peralta-Ferriz, C., Woodgate, R.A., 2015. Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling. *Prog. Oceanogr.* 134, 19–53. ISSN 0079-6611. [doi:10.1016/j.pocean.2014.12.005](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.005).
- Piepmeyer, J.R., et al., 2017. SMAP L-band microwave radiometer : instrument design and first year on orbit. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 55 (4), 1954–1966. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2631978>.
- Polyakov, I., Ashik, I., Ivanov, V., 2015. IARC Technical Report #9 Report of the NABOS 2015 Expedition Activities in the Arctic Ocean. [https://nabos.iarc.uaf.edu/NABOS2/data/registered/2015/metadata/Report\\_2015.pdf](https://nabos.iarc.uaf.edu/NABOS2/data/registered/2015/metadata/Report_2015.pdf).
- Reul, N., Grodsky, S.A., Arias, M., Boutin, J., Catany, R., Chapron, B., D'Amico, F., Dinnat, E., Donlon, C., Fore, A., Fournier, S., Guimbard, S., Hasson, A., Kolodziejczyk, N., Lagerloef, G., Lee, T., Le Vine, D.M., Lindstrom, E., Maes, C., Mecklenburg, S., Meissner, T., Olmedo, E., Sabia, R., Tenerelli, J., Thouvenin-Masson, C., Turiel, A., Vergely, J.L., Vinogradova, N., Wentz, F., Yueh, S., 2020. Sea surface salinity estimates from spaceborne L-band radiometers: an overview of the first decade of observation (2010–2019). *Remote Sens. Environ.* 242, 111769. ISSN 0034-4257. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111769>.
- Rodríguez-Fernández, Anterrieu, et al., 2019. SMOS-HR: a high resolution L-band passive radiometer for earth science and applications. *IEEE Symp. Geosci. Remote Sens.* 2019, 8392–8395.
- Sakov, P., Counillon, F., Bertino, L., Lisæter, K.A., Oke, P.R., Korabiev, A., 2012. TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic. *Ocean Sci.* 8, 633–656. <https://doi.org/10.5194/os-8-633-2012>.
- Shiklomanov, I.A., et al., 1998. World Water Resources. A New Appraisal and Assessment for the 21<sup>st</sup> Century. United Nations, Educational, Scientific and Cultural Organization.
- Stroh, J.N., Panteleev, G., Kirillov, S., Makhotin, M., Shakhova, N., 2015. Sea-surface temperature and salinity product comparison against external in situ data in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* Oceans 120, 7223–7236. <https://doi.org/10.1002/2015JC011005>.
- Tang, W., Yueh, S., Yang, D., Fore, A., Hayashi, A., Lee, T., Fournier, S., Holt, B., 2018. The potential and challenges of using soil moisture active passive (SMAP) sea surface salinity to monitor Arctic Ocean freshwater changes. *Remote Sens.* <https://doi.org/10.3390/rs10060869>.
- Tarasenko, A., Supply, A., Kusse-Tiuz, N., Ivanov, V., Makhotin, M., Tournadre, J., Chapron, B., Boutin, J., Kolodziejczyk, N., 2019. Surface Waters Properties in the Laptev and the East-Siberian Seas in Summer 2018 from In Situ and Satellite Data. *Ocean Sci. Discuss.* <https://doi.org/10.5194/os-2019-60>. in Review.
- Ulaby, F., Moore, R., Fung, A., 1990. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*. vol. 3 Artech House, Boston, Mass.
- Vinogradova, N., Lee, T., Boutin, J., Drushka, K., Fournier, S., Sabia, R., Stammer, D., Bayler, E., Reul, N., Gordon, A., Melnichenko, O., Li, L., Hackert, E., Martin, M., Kolodziejczyk, N., Hasson, A., Brown, S., Misra, S., Lindstrom, E., 2019. Satellite salinity observing system: recent discoveries and the way forward. *Front. Mar. Sci.* 6, 243. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00243>.
- Waldteufel, P., Vergely, J.L., Cot, C., 2004. A modified cardioid model for processing multiangular radiometric observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 42, 1059–1063.
- Xie, J., Raj, R.P., Bertino, L., Samuelsen, A., Wakamatsu, T., 2019. Evaluation of Arctic Ocean surface salinities from the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission against a regional reanalysis and in situ data. *Ocean Science* 15 (5), 1191–1206. <https://www.ocean-sci.net/15/1191/2019> <https://doi.org/10.5194/os-15-1191-2019>.
- Yueh, S.H., West, R., Wilson, W.J., Li, F.K., Njoku, E.G., Rahmat-Samii, Y., 2001. Error sources and feasibility for microwave remote sensing of ocean surface salinity. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 39 (5), 1049–1060.



### 4.3 Variabilité courte échelle de la SSS satellitaire en Arctique - Tarasenko et al, 2019

Mes travaux sur l'analyse des incertitudes des SSS satellitaires m'ont donné l'opportunité de collaborer à une étude de variabilité de la SSS en mer de Laptev et dans la mer Est-Sibérienne. Ces travaux ont été motivés par de nombreuses mesures de salinités et de températures effectuées depuis le navire Akademik Tryoshnikov en mer de Laptev durant l'été 2018. Ces mesures offraient une opportunité originale de comparer la variabilité à courte échelle spatio-temporelle observées in-situ et par satellite dans une mer peu échantillonnée par le passé. Malgré la période relativement courte étudiée (deux mois) de fortes variabilités de SSS ont été observées. Dans le cadre de ce manuscrit, nous discuterons la façon dont la SSS et la SST satellitaire peuvent permettre de distinguer différentes masses d'eau de surface, ainsi que leur variabilité au sein de la mer de Laptev pendant la période de l'étude. Nous montrerons aussi que les variations de pression atmosphérique et de vent à la surface de l'océan peuvent engendrer des variations importantes de SSS et SST en mer de Laptev. Cette étude est limitée à la mer de Laptev, mais elle porte sur des processus communs à de nombreuses mers Arctique. En effet, la question de la variabilité de la SSS et de la SST dans des mers traversées par des panaches de fleuves et recouvertes une partie de l'année par de la glace de mer est transposable à de nombreuses mers Arctiques, comme c'est le cas pour la mer de Kara, avec l'Ob et le Ienisseï ou la mer de Beaufort avec le Mackenzie.

Ces travaux ont illustré le potentiel des estimations satellitaires de SSS et SST dans le suivi et l'étude des phénomènes de surface impliquant panaches fluviaux et recul de la banquise dans les mers Arctiques. La figure 4.4 permet d'illustrer l'intérêt potentiel des estimations satellitaires dans la représentation des eaux de surface en Arctique en complément des mesures in-situ qui ne permettent pas une description exhaustive aux courtes échelles temporelles. Malgré une estimation plus incertaine de la SSS satellitaire en Arctique (en comparaison de celle obtenue à de plus basses latitudes), les grands gradients de SSS, notamment à cause des panaches de fleuve, sont bien observés et permettent un suivi de l'évolution des masses d'eau de surface (figure 4.5). L'estimation de la SSS en Arctique permet, en complément des estima-



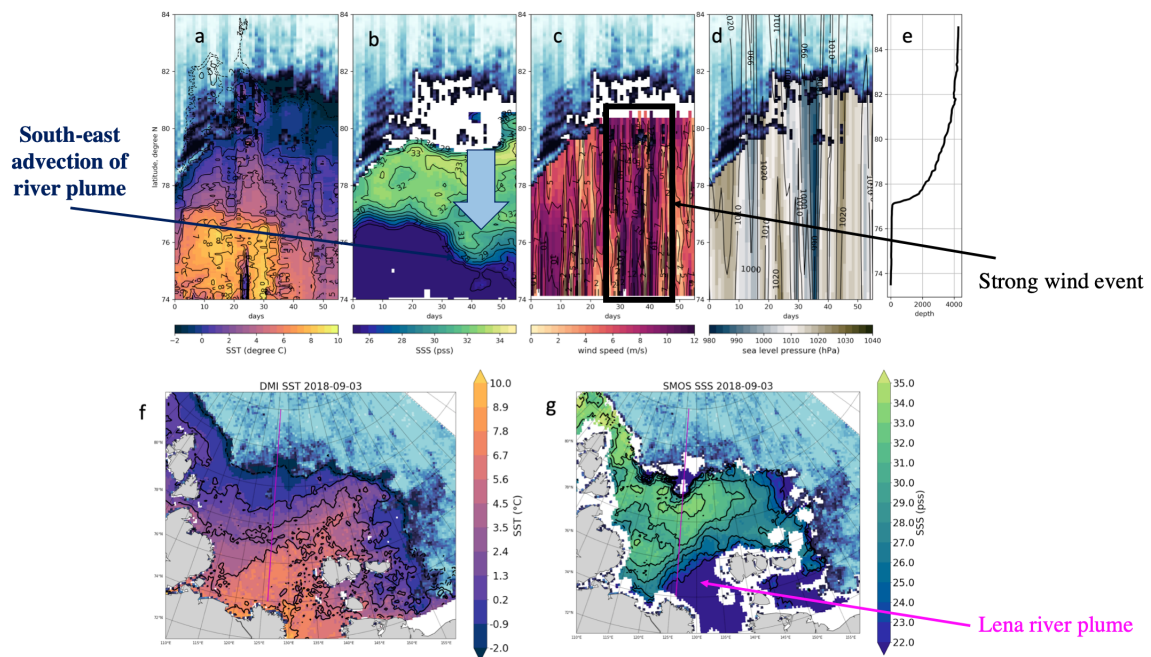
**FIGURE 4.4** – Évolution de la répartition géographique des masses d'eau à la surface de la mer de Laptev durant la période d'août à septembre 2018. Définition des masses d'eau (voir [Tarasenko et al., 2019]) : Noir : Cold and Saline (CS); vert : Warm and Fresh (WF); magenta : Cold and Medium Salinity (CMS); jaune : Warm and Medium Salinity (WMS); bleu : Cold and Fresh (CF); rouge : Warm and Saline (WS).

Evolution of the geographical distribution of water masses on the surface of the Laptev Sea during the period from August to September 2018. Definition of water masses (see [Tarasenko et al., 2019]) : Black : Cold and Saline (CS); green : Warm and Fresh (WF); magenta : Cold and Medium Salinity (CMS); yellow : Warm and Medium Salinity (WMS); blue : Cold and Fresh (CF); red : Warm and Saline (WS).

tions de SST satellitaires, d'estimer les densités de surface ou d'étudier des effets du transport d'Ekman, en prenant en compte les vents ([Tarasenko et al., 2019]). Les difficultés de l'estimation de la SSS au plus proche de la glace et le peu de mesure in-situ disponibles ne nous ont pas permis de conclure sur la possibilité d'observer les dessalures associées à la fonte des glaces. Cependant des indices convaincants ont été trouvés dans cette étude, motivant les travaux effectués par la suite (voir la section suivante).

Plus de détails concernant cette étude peuvent être trouvés dans [Tarasenko et al., 2019] (Annexe D).

### 4.3. VARIABILITÉ COURTE ÉCHELLE DE LA SSS SATELLITAIRE EN ARCTIQUE - TARASENKO ET AL, 2019



**FIGURE 4.5** – Diagrammes de Hovmöller représentant l'évolution temporelle de a) la SST b) la SSS c) la WS d) la pression à la surface de l'eau, pour un transect meridional à 126°E; e) Profil de profondeur; f) SST pour la date de 26 août 2018; g) SSS pour la date de 3 septembre 2018 (la ligne magenta représente la position du transect virtuel).

Hovmöller diagrams showing the temporal evolution of a) SST b) SSS c) WS d) pressure at the water surface, for a southern transect at 126°E; e) Depth profile; f) SST for the date of August 26, 2018; g) SSS for the date of September 3, 2018 (the magenta line represents the position of the virtual transect).

## 4.4 Détection des dessalures lors de fonte de glace de mer en mer de Chuchki

### 4.4.1 Introduction

L'utilisation de nouvelles méthodes de filtrage ainsi que la prise en compte de nouveaux champs de SST ont permis d'améliorer l'estimation de la SSS SMOS sur les mers de plateaux arctiques. Cependant, un faible pourcentage de glace dans un pixel SMOS génère un signal ambigu ne permettant pas de distinguer l'ensemble des SSS contaminées par un faible pourcentage de glace dans un pixel d'un effet potentiel de la fonte de celle-ci sur la salinité. Dans les précédentes études, nous n'avons pas été capable de résoudre cette ambiguïté.

Afin de poursuivre ce travail, j'ai utilisé les mesures effectuées par deux saildrones ayant traversé les mers de Bering et de Chuchki durant l'été 2019, afin d'étudier la variabilité de la SSS en mer de Chuchki à partir de SSS satellitaires estimées grâce aux missions satellitaires SMOS et SMAP.

Dans un premier temps, les mesures de SSS issues des missions satellites SMOS et SMAP sont comparées aux mesures des deux saildrones. Je compare ensuite la variabilité de la SSS SMOS et de la SSS SMAP sur la période commune aux deux satellites. Je conclurai en discutant la variabilité interannuelle de la SSS au cours des années 2011 à 2019 couvertes par le satellite SMOS.

### 4.4.2 Données et méthode

#### Saildrones

Les saildrones (figure 4.6A) sont des plateformes de mesure océanographiques utilisant l'énergie éolienne pour se déplacer, ce qui leur permet de parcourir de grandes distances en des temps relativement courts. Deux saildrones ont été déployés durant l'été 2019 en Arctique dans le cadre du programme NOPP-MISST (National Oceanographic Partnership Program - Multi-sensor Improved Sea-Surface Temperature; Gentemann et al, 2015). Ils sont chacun équipés, en plus d'autres capteurs, de deux capteurs de conductivité, SBE37 et RBR. Le capteur SBE37 est située à 60 cm de profondeur, tandis que le capteur RBR est situé à 53 cm de profondeur. Chaque

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI

---

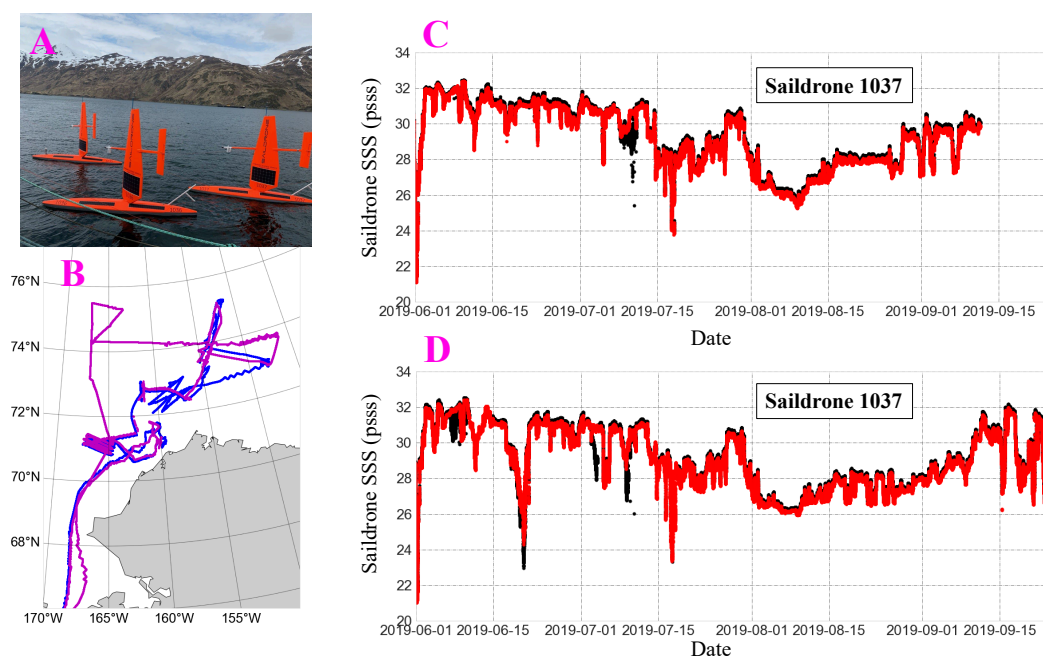
instrument fournit une mesure de salinité toutes les minutes, mesure résultant de la moyenne de 12 secondes de mesures échantillonnées à 1Hz.

Les deux saildrones alternent des déplacements leur permettant de se rapprocher du bord de la banquise et d'autres de s'en éloigner. Tout d'abord proches, ils se séparent ensuite afin d'échantillonner différentes zones de la mer de Chuchki. La figure 4.6B permet d'illustrer la région couverte par les deux saildrones. La figure 4.6C présente les séries temporelles de salinité obtenues à partir des mesures des deux saildrones, pour les deux instruments de mesures, le SBE37 et le RBR. En plus de rares évènements où les SSS du SBE37 et du RBR diffèrent, on note un biais systématique (différence moyenne de 0.17 pss) entre les mesures provenant des deux instruments. Les mesures de SSS du RBR étant légèrement plus faibles que les mesures du SBE37.

#### **SSS satellitaire**

Nous avons utilisés des SSS satellitaires de niveau 3 provenant à la fois du satellite SMOS et du satellite SMAP. Nous considérons ici les produits moyennés à l'échelle hebdomadaire.

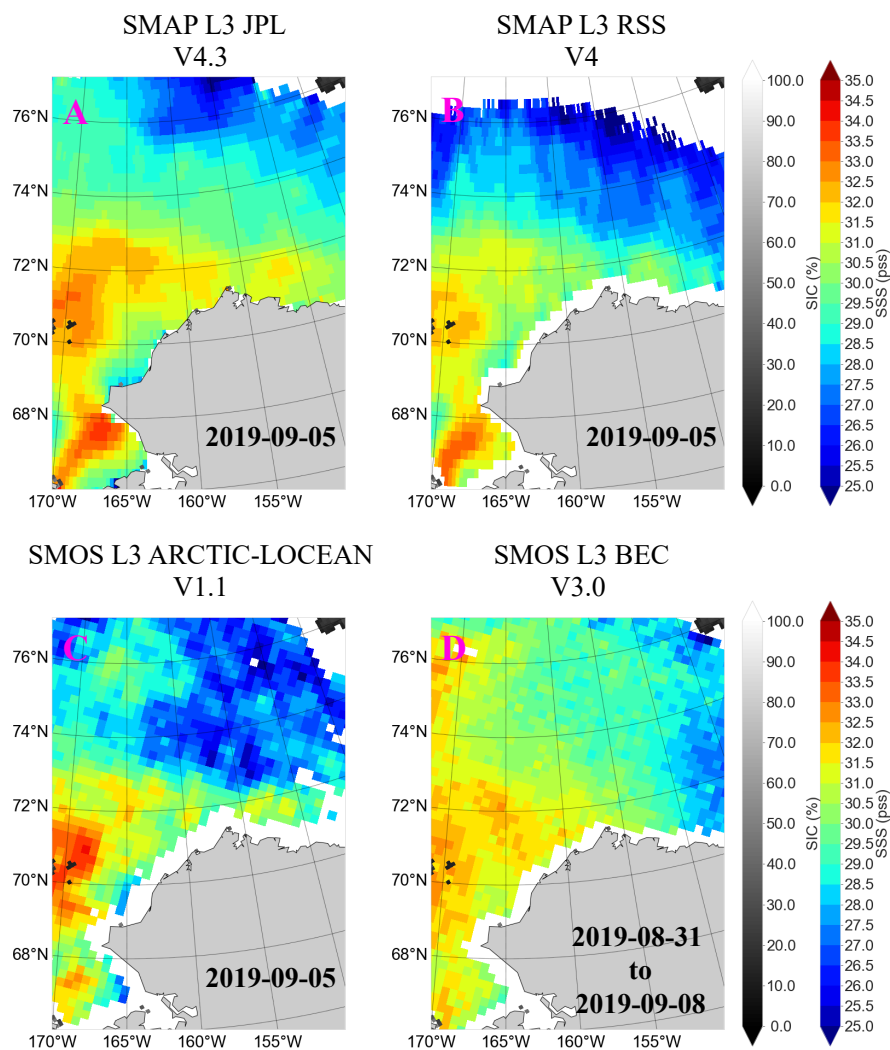
La figure 4.7 présente les estimations de SSS issues de radiomètres en bande-L et produits SSS. Si le bruit sur les mesures SMOS est plus élevé que sur les mesures SMAP, la résolution des SSS SMOS (de l'ordre de 50 km) est aussi plus fine que pour les SSS SMAP utilisées ici (de l'ordre de 60 km). Ce dernier phénomène est accentué par la déformation de la grille régulière en degrés utilisée pour les SSS SMAP, déformation absente du produit SMOS projeté sur une grille EASE. Pour SMAP, nous avons choisi d'utiliser le produit du JPL dans sa version 4.3. Ce produit présente l'avantage de s'approcher bien plus de la banquise que le produit de SSS SMAP distribué par REMSS. Pour SMOS, nous avons choisi ici d'utiliser le produit SMOS-L3-ARCTIC-LOCEAN que j'ai développé (voir section 4.2). Un travail important de filtrage de la glace a déjà été effectué sur ce produit et des biais engendrés par les SST à priori utilisées dans le processeur SMOS de l'ESA ont été corrigés. Sont ainsi désignés dans la suite par SSS SMOS les SSS provenant du produit SMOS-ARCTIC-LOCEAN et par SSS SMAP les SSS provenant du produit SMAP JPL v4.3. Au cours de cette étude, nous avons aussi combiné (simple moyenne) les SSS



**FIGURE 4.6** – A) Photo des saildrones issue du rapport de mission (Saildrone Arctic Cruise, 2019); B) Circuit effectué par les deux saildrones 1036 et 1037 au cours de l’été 2019 (saildrone 1036 en bleu et saildrone 1037 en magenta); C) Série temporelle des mesures de SSS par le saildrone 1036 (mesure SBE37 en noir et mesures RBR en rouge); D) Série temporelle des mesures de SSS par le saildrone 1037 (mesure SBE37 en noir et mesures RBR en rouge).

A) Saildrone pictures from the mission report (Saildrone Arctic Cruise, 2019); B) Circuit performed by the two saildrones 1036 and 1037 during the summer of 2019 (saildrone 1036 in blue and saildrone 1037 in magenta); C) Time series of SSS measurements by saildrone 1036 (SBE37 measurement in black and RBR measurements in red); D) Time series of SSS measurements by saildrone 1037 (SBE37 measurement in black and RBR measurements in red).

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



**FIGURE 4.7** – A) SSS SMAP JPL v4.3 05/09/2019 ; B) SSS SMAP REMSS v4 05/09/2019 ; C) SSS SMOS-ARCTIC-LOCEAN L3 v1.1 05/09/2019 ; D) SSS SMOS-ARCTIC-LOCEAN L3 v3.0 entre le 31/08/2019 et le 08/09/2019.

des deux satellites en un produit que nous dénommerons L-band SSS.

#### Autres données

Nous avons aussi utilisé d'autres jeux de données que satellitaires. Ainsi, nous avons utilisé les SSS, les épaisseurs et concentrations de glaces fournies par les réanalyses Topaz et les analyses Mercator, dans des comparaisons aux SSS SMOS à proximité de la banquise et afin de suivre l'évolution de cette dernière. Enfin, lors de l'étude de l'évolution temporelle des champs de SSS SMOS et des champs de SSS SMAP par rapport aux SSS mesurées par les saildrones, nous avons utilisé les cartes de concentrations de glace Ocean and Sea Ice - Satellite Application Facilities



(OSI-SAF) distribuées par l'institut Norvégien de Météorologie.

### Colocalisations

Données satellitaires et mesures in-situ sont colocalisées à partir de la méthode des plus proches voisins. L'ensemble des mesures in-situ présentes dans un pixel satellitaire pour une journée sont colocalisées avec ce pixel. Les mesures in-situ sont ensuite moyennées dans les pixels satellitaires afin de faire correspondre une SSS de saildrone à une SSS satellitaire (25 km de résolution). Le nombre de colocalisations obtenues entre SMAP et les saildrones est plus important qu'en utilisant SMOS à cause de la différence existante entre les grilles. La grille du produit SMOS est une grille à surface constante (25 km de résolution) tandis que la grille utilisée pour le produit SMAP est régulière en longitude et latitude ( $0.25^\circ$ ). Pour cette raison la grille SMAP est bien mieux résolue en longitude que la grille SMOS, d'où cette différence concernant le nombre de colocalisations.

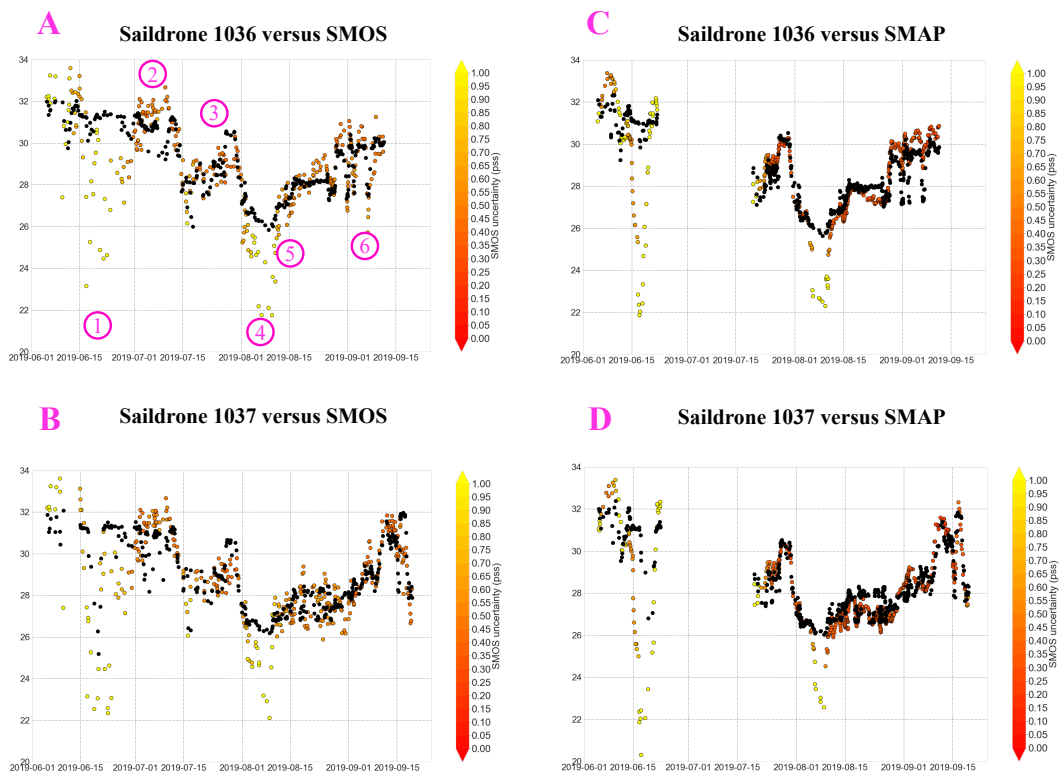
### 4.4.3 Résultats

#### Analyse du comportement des SSS SMOS et SMAP lors du trajet des saildrones

Dans cette partie, nous décrivons la dynamique des SSS SMOS et SMAP durant le trajet des saildrones à l'aide de 5 figures. La figure 4.8 permet d'observer la variation temporelle des SSS SMOS et SMAP colocalisées avec le saildrone. La SSS du saildrone (RBR) est indiquée pour référence. Les figures 4.9 et 4.10 illustrent les champs de SSS SMOS et SMAP à différentes dates clés de la traversée des saildrones. Enfin les figures 4.11 et 4.12 montrent l'évolution des incertitudes sur les SSS SMOS et SMAP pour les même dates clés, ainsi que les différences entre les estimations de SSS SMOS et SMAP et les mesures de SSS des saildrones. Au cours de cette description, j'ai appliqué une correction de biais aux SSS SMOS et SMAP. Cette correction sera décrite dans la partie suivante.

La première date illustrée (1 - 19/06/2019 ; figure 4.9 A et B) concerne un premier cas de forte sous-estimation des SSS par SMOS et SMAP associée à la proximité de la banquise, qu'il est possible de discerner grâce à la SIC. On peut remarquer à cet endroit sur les figures 8 A et B des valeurs d'incertitude de SSS supérieures à 1 pss

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



**FIGURE 4.8** – A) Série temporelle des SSS SMOS colocalisées aux SSS du saildrone 1036 ; A) Série temporelle des SSS SMOS colocalisées aux SSS du saildrone 1036 ; B) Série temporelle des SSS SMOS colocalisées aux SSS du saildrone 1037 ; C) Série temporelle des SSS SMAP colocalisées aux SSS du saildrone 1036 ; D) Série temporelle des SSS SMAP colocalisées aux SSS du saildrone 1037.

A) Time series of SMOS SSS co-located with SSS of saildrone 1036 ; A) Time series of SMOS SSS co-located with SSS of saildrone 1036 ; B) Time series of SMOS SSS co-located with SSS of saildrone 1037 ; C) Time series of SMAP SSS co-located with SSS of saildrone 1036 ; D) Time series of SMAP SSS co-located with SSS of saildrone 1037.

pour SMOS et SMAP. Après s'être approchés du bord de la banquise, les saildrones continuent légèrement plus au Nord avant de faire demi-tour vers la côte, au Sud, puis se dirigent vers l'ouest. Durant cette phase, les colocalisations avec SMAP ne sont pas disponibles. En ce qui concerne SMOS, on peut remarquer que celui-ci va sous-estimer les SSS au plus proche des côtes avant de légèrement les surestimer à la date du 05/07/2019 (2 - figure 4.9 C et D). C'est au cours de la transition entre les étapes que nous avons numérotées 2 et 3 que les deux saildrones vont traverser une langue d'eau douce qui est identifiée par SMOS (pas de données SMAP pendant la traversée de la langue d'eau douce par les saildrones). Des SSS atteignant 26 pss sont mesurées à la fois par SMOS et les saildrones, ce qui correspond à une dessalure de 5 pss, par rapport aux salinités mesurées en dehors de la langue d'eau douce. La diminution brutale de salinité autant que l'augmentation en sortie du panache d'eau douce vue par les saildrones sont capturées par SMOS. L'augmentation de SSS est aussi capturée par SMAP (figure 4.8 ; figure 4.9 E et F). Les champs d'incertitude de SSS SMOS et SMAP (figure 4.11 E et F) confirment une incertitude relativement faible lors de la traversée de la dessalure (l'incertitude SMOS restant cependant élevée au maximum de dessalure – figure 4.8 A et B). Le point 4 (08/08/2019 – figure 4.10 A et B) permet cependant d'illustrer la difficulté de la quantification de ces dessalures. En remontant vers le nord, les deux saildrones atteignent le front de glace, en observant à nouveau des dessalures passant progressivement de 30 pss à 26 pss. Cette dessalure est cependant surestimée par SMOS et SMAP. Cette surestimation peut cependant être efficacement détectée grâce à une nouvelle augmentation des incertitudes SMOS et SMAP qui dépassent à nouveau à 1 pss (figure 4.8 et figure 4.12 A et B). Le 15/08/2019 (étape 5 – figure 4.10 C et D), après un éloignement de la bordure de glace, les estimations de SSS SMOS et SMAP retrouvent des valeurs en accord avec celles mesurées par les deux saildrones, dans une zone où les incertitudes d'estimation de SSS SMOS et SMAP sont à nouveau faibles (figure 4.12 C et D). Lors de la dernière étape que nous avons choisi de représenter ici, les deux saildrones prennent des directions différentes. Le saildrone 1036 se dirige vers le Sud tandis que le saildrone 1037 reste autour de 74°N et se dirige vers l'Ouest. Le saildrone 1036 traverse ainsi un front de salinité accompagné d'une augmentation brutale de plus de 1 pss tandis que le saildrone 1037 mesure une augmentation de SSS beaucoup

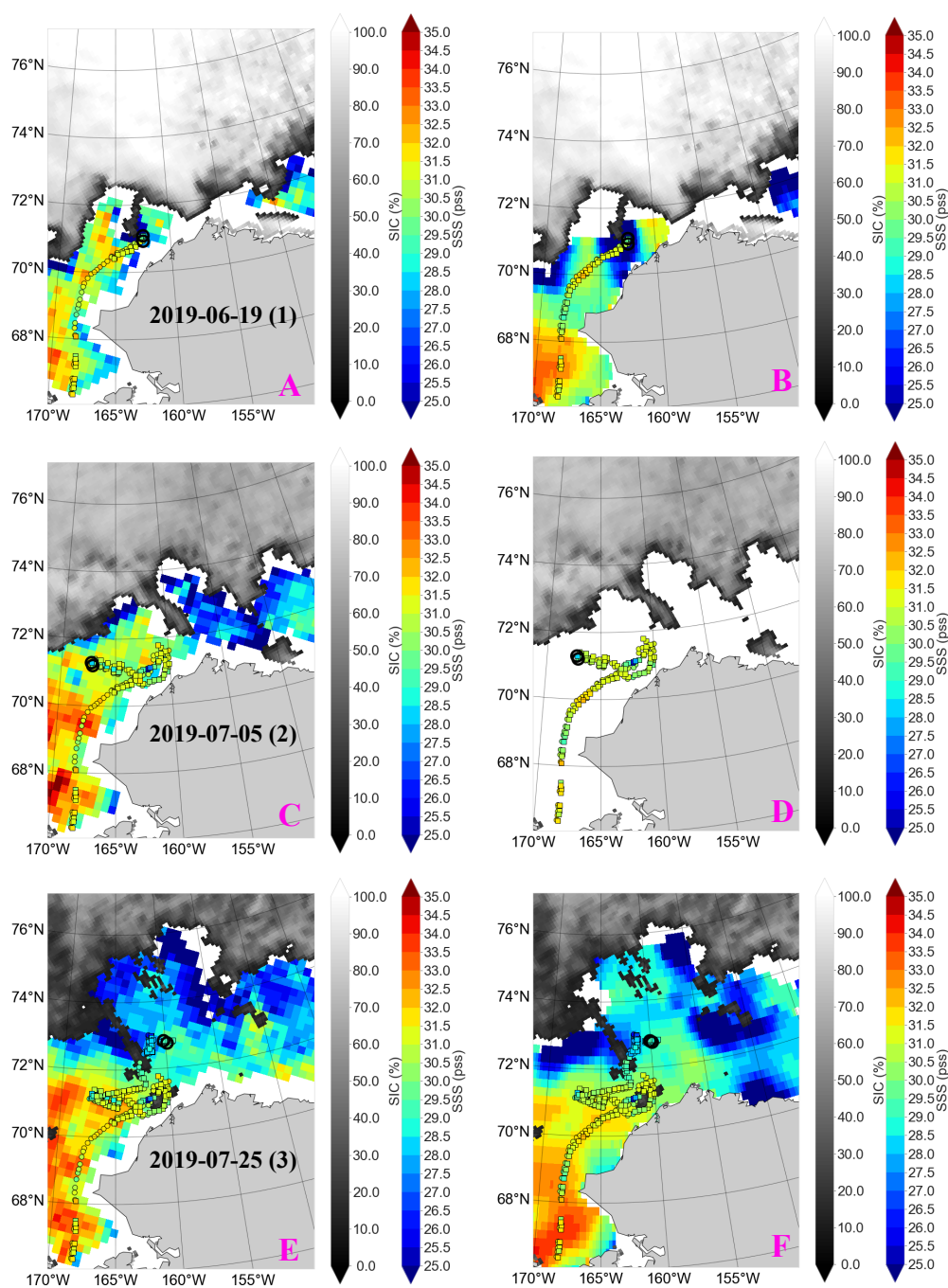
plus progressive. Ces différences d'environnement sont aussi observées par SMOS et SMAP (figure 4.8 ; figure 4.10 E et F).

### Comparaison générale entre les SSS des saïdrones et les SSS satellitaires

Les deux produits de SSS utilisés fournissent une estimation concernant l'incertitude de la SSS satellitaire. Pour SMOS, nous savons que cette information permet de filtrer de façon efficace les pixels touchés par la glace, grâce à l'accroissement du  $\chi^2$  (voir chapitre 2). En effet, l'incertitude augmente grandement lorsque les pixels considérés fournissent une estimation de SSS biaisée par la présence de glace, dû à la dépendance angulaire de la  $T_B$  qui diffère grandement entre un pixel océanique et un pixel partiellement couvert de glace, ce qui se traduit par un fort accroissement du  $\chi^2$  dans ce dernier cas.

Nous analysons ici les statistiques de la comparaison entre la SSS mesurée par les capteurs SBE37 et RBR des saïdrones et celle estimée par les satellites SMOS et SMAP en fonction d'un seuil sur l'incertitude (au-dessus de la valeur de ce seuil les SSS sont filtrées). Les incertitudes théoriques calculées pour les SSS SMAP le sont avec une méthodologie voisine de celle utilisée pour les SSS SMOS (Fore et al, 2019). Les résultats concernant SMOS sont présents en figure 4.13A et 4.13B. Comparées aux estimations des deux capteurs des deux saïdrones, les estimations de SSS présentent des différences moyennes (MoD) négatives. Ce biais est légèrement plus élevé avec le capteur SBE37 qu'avec le capteur RBR. Comme attendu, la déviation standard de la différence (STDD) entre les SSS SMOS et celles du saïdrone diminue à mesure que le seuil sur l'incertitude SMOS diminue. La corrélation ( $r$ ) augmente quant à elle à mesure que le seuil diminue mais diminue quand le nombre de colocalisations diminue trop fortement. Au regard de ces résultats, nous utiliserons dans la suite de cette étude un seuil à 0.8 pss concernant l'incertitude sur les SSS SMOS. Le capteur RBR permet d'obtenir les STDD plus faibles (et les  $r$  plus élevées) lors des comparaisons avec SMOS. C'est pour cela que nous choisissons de ré-étalonner les SSS SMOS et SMAP avec le capteur RBR et non avec le capteur SBE37, à savoir une correction de biais ajoutant 0.67 pss aux SSS SMOS et retirant 0.62 pss aux SSS SMAP. Ces différences de STDD entre capteur RBR et SBE37 ne sont pas observées dans les comparaisons avec SMAP (figure 4.13C et 4.13D). Cela est dû à

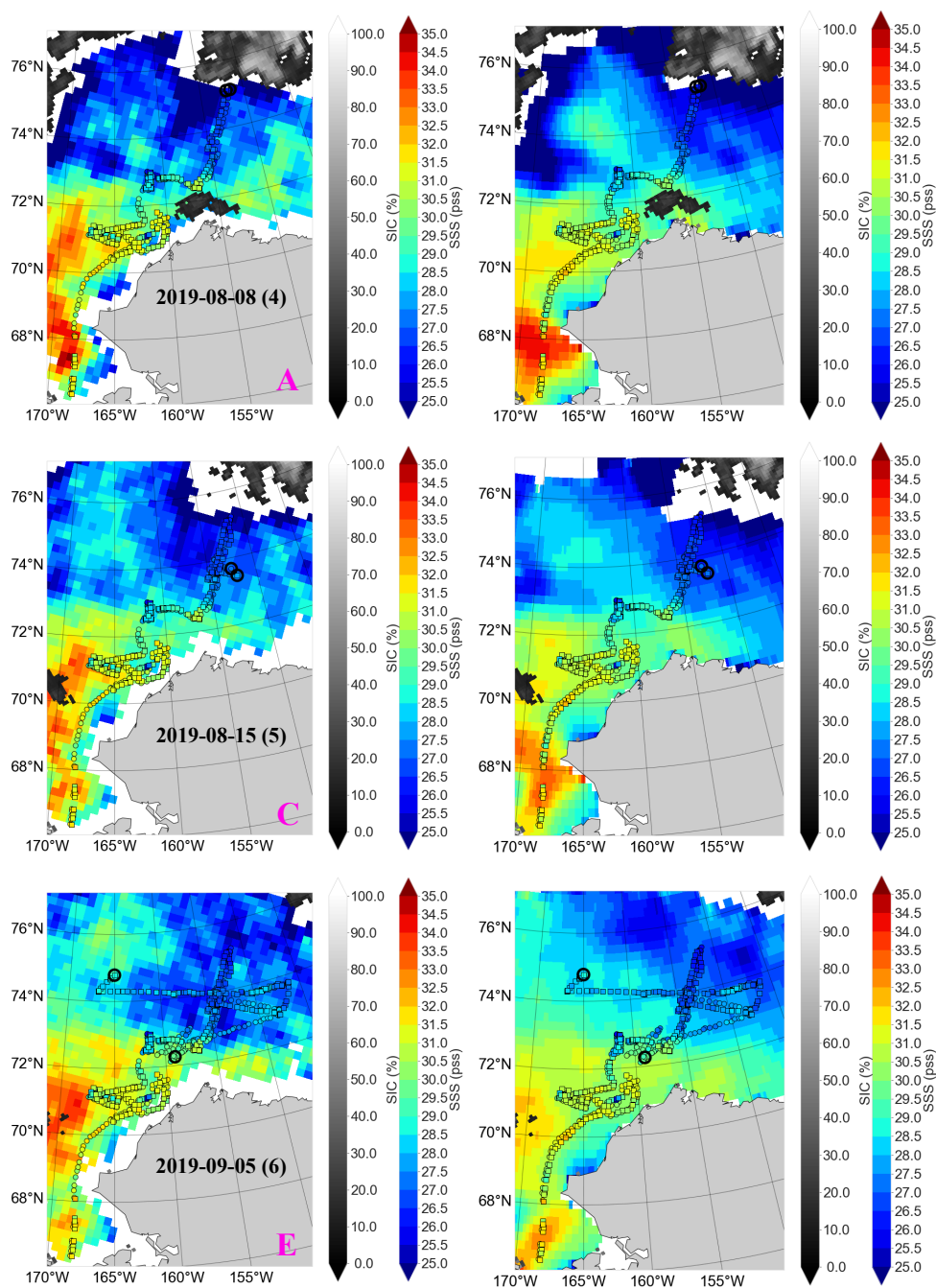
## CHAPITRE 4. SSS SATELLITAIRE EN ARCTIQUE



**FIGURE 4.9** – A) Champs de SSS SMOS le 19/06/2019; B) Champs de SSS SMAP le 19/06/2019; C) Champs de SSS SMOS le 05/07/2019; D) Champs de SSS SMAP le 05/07/2019; E) Champs de SSS SMOS le 25/07/2019; F) Champs de SSS SMAP le 25/07/2019; Pour chacune des cartes les SSS du saildrone 1036 sont représentées sous la forme de cercles et les SSS du saildrone 1037 sous la forme de carrés. Les dernières mesures de SSS correspondant au jour considéré de chaque saildrone sont entourées en noir.

A) SMOS SSS fields on 06/19/2019; B) SMAP SSS fields on 06/19/2019; C) SMOS SSS fields on 07/05/2019; D) SMAP SSS fields on 07/05/2019; E) SMOS SSS fields on 07/25/2019; F) SMAP SSS fields on 07/25/2019. For each chart the SSS of saildrone 1036 are shown as circles and the SSS of saildrone 1037 as squares. The last SSS measurements corresponding to the considered day of each saildrone are circled in black.

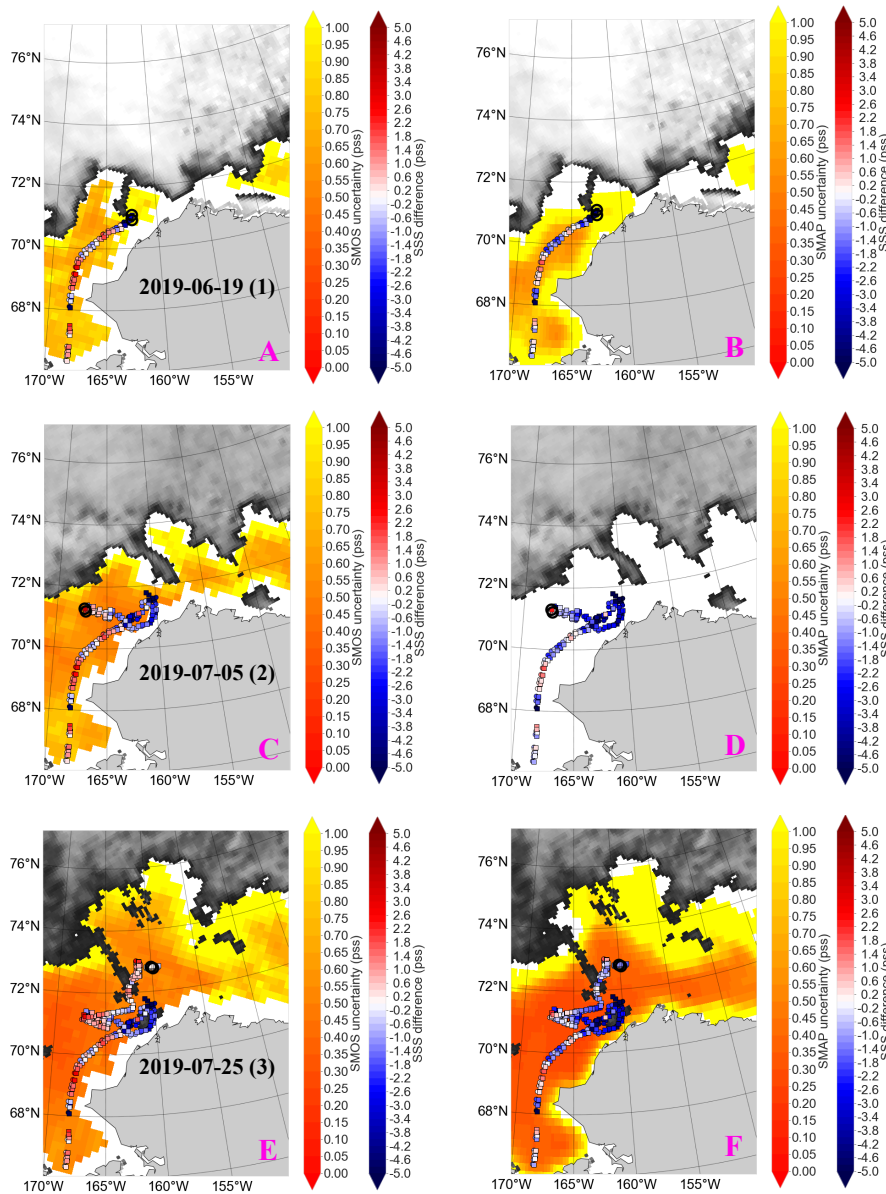
#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



**FIGURE 4.10** – A) Champs de SSS SMOS le 08/08/2019; B) Champs de SSS SMAP le 08/08/2019; C) Champs de SSS SMOS le 15/08/2019; D) Champs de SSS SMAP le 15/08/2019; E) Champs de SSS SMOS le 05/09/2019; F) Champs de SSS SMAP le 05/09/2019; Pour chacune des cartes les SSS du saïldrone 1036 sont représentées sous la forme de cercles et les SSS du saïldrone 1037 sous la forme de carrés. Les dernières mesures de SSS correspondant au jour considéré de chaque saïldrone sont entourées en noir.

A) SMOS SSS fields on 08/08/2019; B) SMAP SSS fields on 08/08/2019; C) SMOS SSS fields on 08/15/2019; D) SMAP SSS fields on 08/15/2019; E) SMOS SSS fields on 05/09/2019; F) SMAP SSS fields on 05/09/2019. For each chart the SSS of saïldrone 1036 are shown as circles and the SSS of saïldrone 1037 as squares. The last SSS measurements corresponding to the considered day of each saïldrone are circled in black.

## CHAPITRE 4. SSS SATELLITAIRE EN ARCTIQUE

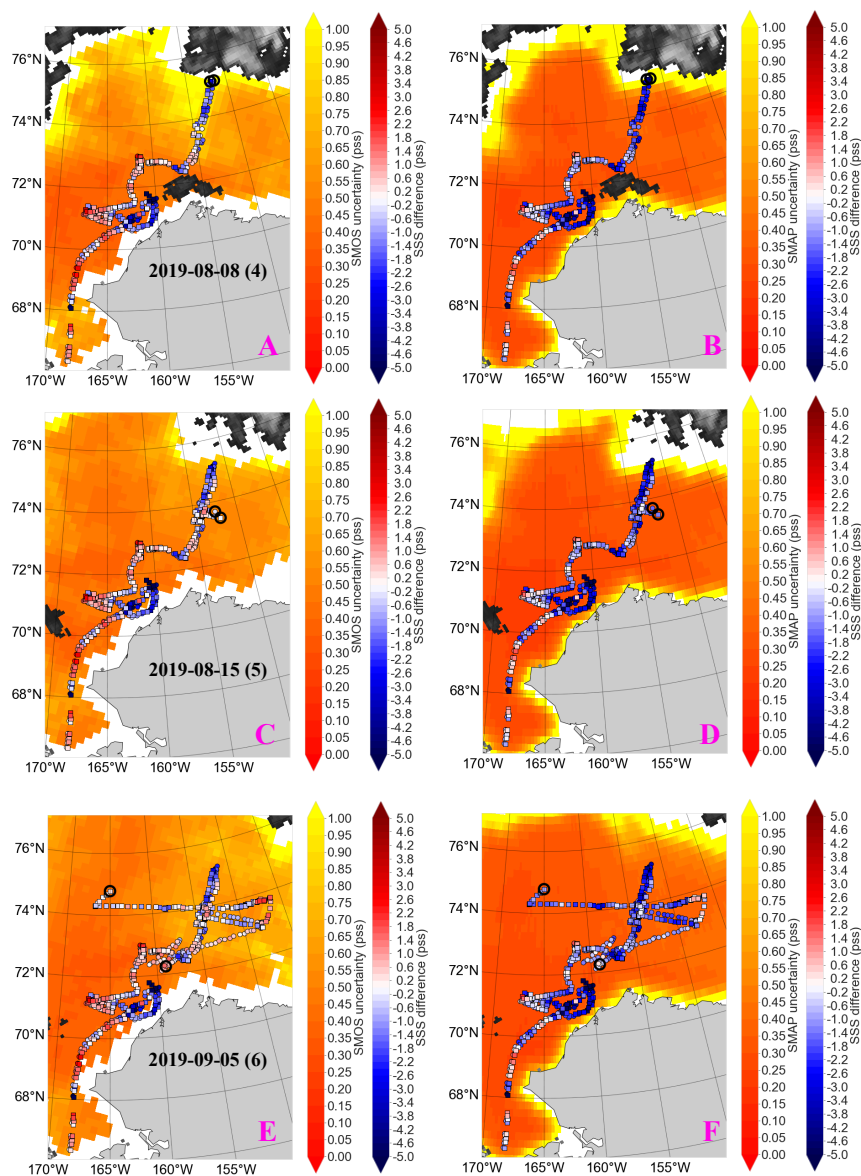


**FIGURE 4.11** – A) Champs d'incertitude des SSS SMOS le 19/06/2019; B) Champs d'incertitude des SSS SMAP le 19/06/2019; C) Champs d'incertitude des SSS SMOS le 05/07/2019; D) Champs d'incertitude des SSS SMAP le 05/07/2019; E) Champs d'incertitude des SSS SMOS le 25/07/2019; F) Champs d'incertitude des SSS SMAP le 25/07/2019; Pour chacune des cartes les différence entre SSS satellitaire et celles du saildrone 1036 sont représentées sous la forme de cercles et les différence entre SSS satellitaire et celles du saildrone 1037 sous la forme de carrés. Les dernières différences de SSS correspondant au jour considéré de chaque saildrone sont entourées en noir.

A) SMOS SSS uncertainty fields on 06/19/2019; B) SMAP SSS uncertainty fields on 06/19/2019; C) SMOS SSS uncertainty fields on 07/05/2019; D) SMAP SSS uncertainty fields on 07/05/2019; E) SMOS SSS uncertainty fields on 07/25/2019; F) SMAP SSS uncertainty fields on 07/25/2019. For each chart the difference between satellite SSS and those of saildrone 1036 are represented in the form of circles and the differences between satellite SSS and those of saildrone 1037 in the form of squares. The last SSS differences corresponding to the considered day of each saildrone are circled in black.



#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



**FIGURE 4.12** – A) Champs d’incertitude des SSS SMOS le 08/08/2019; B) Champs d’incertitude des SSS SMAP le 08/08/2019; C) Champs d’incertitude des SSS SMOS le 15/08/2019; D) Champs d’incertitude des SSS SMAP le 15/08/2019; E) Champs d’incertitude des SSS SMOS le 05/09/2019; F) Champs d’incertitude des SSS SMAP le 05/09/2019; Pour chacune des cartes les différence entre SSS satellitaire et celles du saildrone 1036 sont représentées sous la forme de cercles et les différence entre SSS satellitaire et celles du saildrone 1037 sous la forme de carrés. Les dernières différences de SSS correspondant au jour considéré de chaque saildrone sont entourées en noir.

A) SMOS SSS uncertainty fields on 08/08/2019; B) SMAP SSS uncertainty fields on 08/08/2019; C) SMOS SSS uncertainty fields on 08/15/2019; D) SMAP SSS uncertainty fields on 08/15/2019; E) SMOS SSS uncertainty fields on 05/09/2019; F) SMAP SSS uncertainty fields on 05/09/2019. For each chart the difference between satellite SSS and those of saildrone 1036 are represented in the form of circles and the differences between satellite SSS and those of saildrone 1037 in the form of squares. The last SSS differences corresponding to the considered day of each saildrone are circled in black.

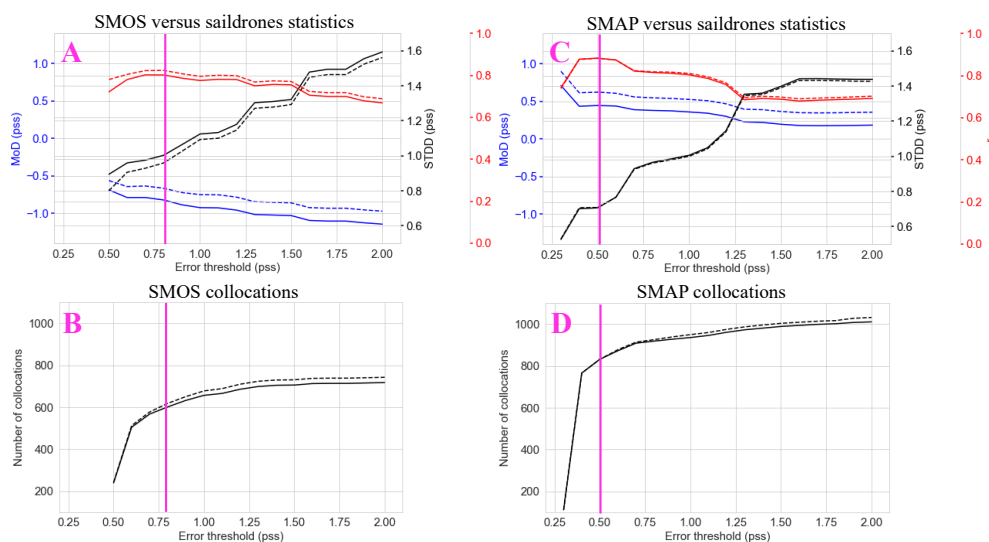
une absence de colocalisations entre SMAP et les saildrones lorsque les plus grandes différences entre capteur RBR et SBE37 sont observées.

Comme pour SMOS, les statistiques comparatives entre saildrones et SMAP sont améliorées à mesure que le seuil sur l'incertitude sur l'estimation de la SSS est diminué. Le maximum de corrélation est observé pour un niveau d'incertitude plus faible que pour SMOS. Cela est dû au fait que les incertitudes estimées pour SMAP sont plus faibles que les incertitudes estimées pour SMOS. Le seuil choisi sur l'incertitude SMAP pour la suite de l'étude sera de 0.5 pss. Le comportement des STDD et  $r$  mesurées lors des comparaisons entre SMAP et les saildrones est similaire à celui observé avec SMOS mais avec des statistiques légèrement meilleures pour SMAP, en particulier pour les valeurs de seuil sur l'incertitude les plus faibles. Cependant contrairement à SMOS, la MoD entre les SSS SMAP et les SSS mesurées par les saildrones est positive.

Les seuils d'incertitude choisis permettent de définir la correction de SSS appliquée à SMOS et SMAP en prenant en compte la MoD. Dans la suite, les comparaisons entre mesures des saildrones et mesures satellitaires ne concerneront plus que les mesures effectuées à partir de l'instrument RBR.

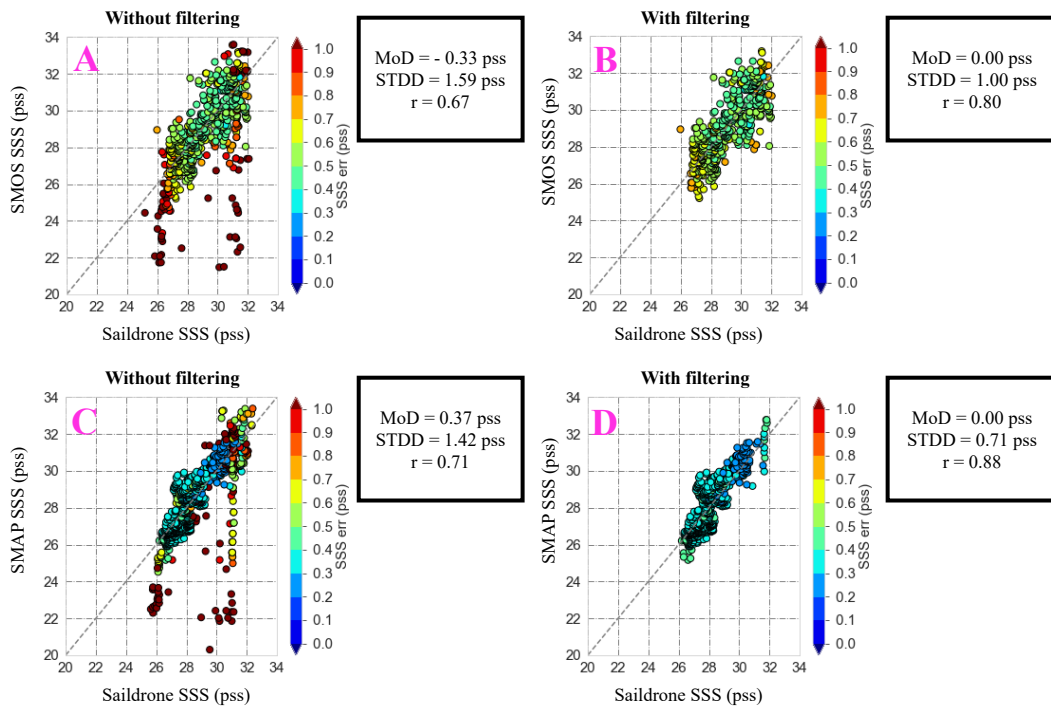
La figure 4.14 illustre les colocalisations considérées avant et après l'utilisation d'un seuil sur l'incertitude. Les figures 4.14 A et B montrent que le filtrage utilisé élimine un grand nombre de points pour lesquels la SSS SMOS était largement sous-estimée en comparaison de la SSS mesurée à l'aide du saildrone. Les statistiques sont largement améliorées et permettent de passer d'une STDD de 1.59 pss à 1.00 pss et d'augmenter significativement la corrélation en passant de 0.67 à 0.80. Des résultats similaires sont observés avec SMAP pour lequel la STDD diminue de 1.42 pss à 0.71 pss et la corrélation augmente de 0.71 à 0.88. La différence de performance entre les deux satellites peut s'expliquer en partie par le fait que le lissage appliqué aux estimations de SSS SMAP est plus important (résolution effective du produit supérieure à 60km amplifié par la déformation latitudinale de la grille aux pôles) mais aussi par un meilleur échantillonnage hebdomadaire avec SMAP qu'avec SMOS.

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCKKI



**FIGURE 4.13** – A) Statistiques des colocalisations entre les SSS SMOS et celles des saïdrones MoD en bleu (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR), STDD en noir (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR) et  $r$  en rouge (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR); B) Nombre de colocalisations entre les saïdrones et SMOS (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR); C) Statistiques des colocalisations entre les SSS SMAP et celles des saïdrones MoD en bleu (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR), STDD en noir (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR) et  $r$  en rouge (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR); D) Nombre de colocalisations entre les saïdrones et SMAP (trait plein avec SBE37 et pointillé avec RBR).

A) Statistics of co-locations between SMOS SSS and those of MoD saïdrones in blue (solid line with SBE37 and dotted with RBR), STDD in black (solid line with SBE37 and dotted with RBR) and  $r$  in red (solid line with SBE37 and dotted with RBR); B) Number of co-locations between saïdrones and SMOS (solid line with SBE37 and dotted with RBR); C) Colocation statistics between SMAP SSS and those of MoD saïdrones in blue (solid line with SBE37 and dotted with RBR), STDD in black (solid line with SBE37 and dotted with RBR) and  $r$  in red (solid line with SBE37 and dotted with RBR); D) Number of co-locations between saïdrones and SMAP (solid line with SBE37 and dotted with RBR).

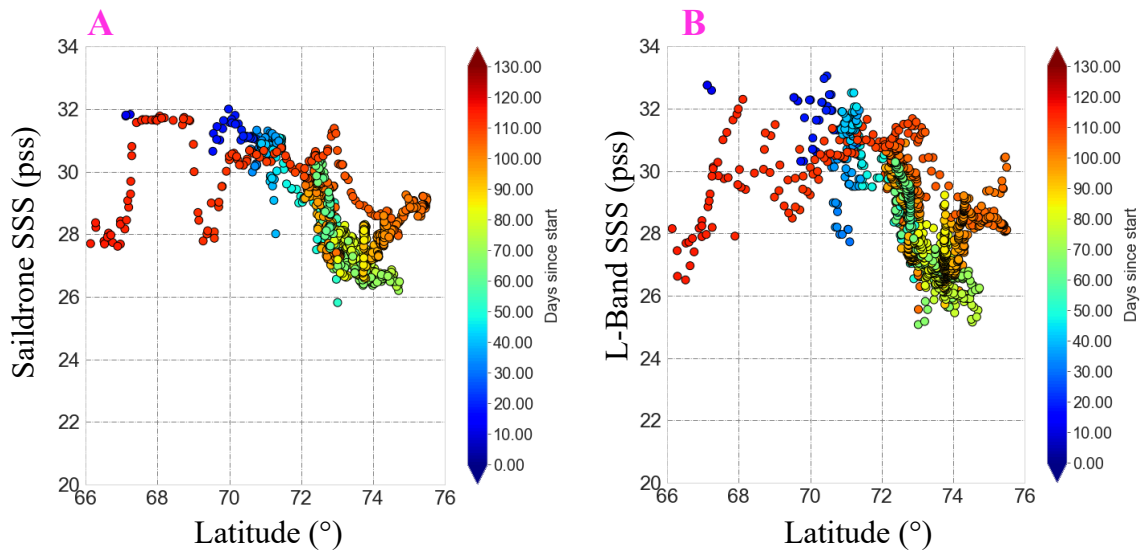


**FIGURE 4.14** – A) Scatterplot SSS SMOS versus SSS saildrones (RBR) sans filtrage sur l'incertitude ; B) Scatterplot SSS SMOS versus SSS saildrones (RBR) avec filtrage sur l'incertitude (0.8 pss) ; C) Scatterplot SSS SMAP versus SSS saildrones (RBR) sans filtrage sur l'incertitude ; D) Scatterplot SSS SMAP versus SSS saildrones (RBR) avec filtrage sur l'incertitude (0.5 pss).  
 A) SMOS SSS versus SSS saildrones (RBR) scatterplot without uncertainty filtering ; B) SSS SMOS versus SSS saildrones (RBR) scatterplot with uncertainty filtering (0.8 pss) ; C) SSS SMAP versus SSS saildrones (RBR) scatterplot without uncertainty filtering ; D) SMAP SSS versus SSS saildrones (RBR) scatterplot with uncertainty filtering (0.5 pss).

### **Comparaison de la variabilité latitudinale et interannuelle des SSS SMOS et SMAP en mer de Chuchki sur la période commune aux deux satellites**

Les comparaisons entre SSS des saildrones et SSS satellitaires indiquent que les missions satellitaires SMOS et SMAP sont capables de mesurer des diminutions de salinité importantes à proximité de la banquise. Le trajet effectué par les saildrones au cours de l'année 2019 permet d'observer ce phénomène sous un autre angle. En effet, après s'être dirigé vers le Nord en suivant le recul du bord de glace, les saildrones sont revenus sur leurs pas et se sont dirigés vers le Sud. En faisant l'hypothèse que le recul et la fonte de la banquise engendrent une diminution de la salinité de surface, on peut s'attendre à ce que des phénomènes de mélange soient responsables d'une augmentation de la salinité succédant à la diminution de salinité engendrée par la fonte. Cette hypothèse a motivé le tracé de la figure 4.15 qui permet en partie d'illustrer ce phénomène. La figure 4.15 A présente ainsi l'évolution des SSS en fonction de la latitude et de la date à laquelle y passent les saildrones. On peut voir, qu'à partir de 72°N, la majorité des mesures de SSS les plus faibles ont été faites relativement tôt sur le trajet aller des saildrones. Il est possible d'illustrer le même phénomène à partir des colocalisations avec les SSS satellitaires. Les dynamiques observées sur les figures 4.15 A et B sont très proches malgré le bruit plus fort observé sur la mesure satellitaire.

J'analyse maintenant des diagrammes de Hovmöller représentant l'évolution de la salinité en fonction du temps et de la latitude entre 72°N et 76°N, pour des moyennes de SSS entre 160°W et 170°W. Une période de 122 jours est considérée entre le 1er juin et le 31 septembre. Cette analyse est répétée chaque été, pour la période commune à SMOS et SMAP, entre 2015 et 2019. Les diagrammes de Hovmöller sont tracés pour les SSS SMOS, les SSS SMAP et les SSS L-Band (figure 4.16). Pour deux latitudes, 72°N et 73°N, les séries temporelles de SSS SMOS, SSS SMAP, SSS L-Band, et SSS Topaz sont tracées (figure 4.17). Les incertitudes estimées sur la moyenne latitudinale de la SSS SMOS et la SSS SMAP ainsi que l'épaisseur de glace sont aussi tracées. L'objectif des lignes suivantes n'est pas de décrire les phénomènes physiques pouvant amener à une telle évolution de la salinité mais d'analyser l'évolution de la SSS en fonction du recul de la banquise et de comparer les SSS SMOS et SMAP entre elles, ainsi qu'avec les SSS Topaz. Lors de l'été 2015



**FIGURE 4.15** – A) Variabilité de la SSS des saildrones en fonction de la latitude et du nombre de jour depuis le passage à 66°N; B) Variabilité de la SSS satellitaire (SMOS et SMAP) en fonction de la latitude et du nombre de jour depuis le passage à 66°N.

A) Variability of the SSS of the saildrones as a function of the latitude and the number of days since the passage at 66 ° N ; B) Variability of the satellite SSS (SMOS and SMAP) as a function of the latitude and the number of days since the passage to 66 ° N.

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI

---

(figure 4.16 A, B, C), les mesures de SSS commencent à être disponibles à partir de 72°N, peu après le 10 juillet. Durant une période d'environ un mois, les SSS SMOS et SMAP entre 72°N et 73°N augmentent progressivement, puis elles évoluent brutalement à la fin du mois d'août. Cette variation est commune aux deux satellites. Sur la figure 4.17 A, on remarque un bon accord à 72°N entre les SSS SMOS et SMAP avant l'augmentation de la salinité de la fin août à partir de laquelle la différence entre les salinités SMOS et SMAP est plus importante. Les SSS SMOS et SMAP qui étaient bien plus faibles que les SSS Topaz juste après la disparition de la couverture en glace s'en rapprochent à la fin de la période. On observe le même phénomène à 73°N (figure 4.17 A). L'année 2016 (figure 4.16 D, E, F) ne présente que peu de pixels satellitaires où la SSS peut être estimée. En comparaison aux autres années, les SSS SMOS et SMAP montrent un fort désaccord dans leur évolution temporelle, à 72°N (figure 4.17 C). Aucune estimation de SSS satellitaire n'est disponible sur cette période à 73°N (figure 4.17 D). En 2017 (figure 4.16 G, H, I), la période libre de glace durant la période et dans la zone considérée est bien plus importante. Des mesures de SSS sont ainsi disponibles entre 74°N et 76°N. A ces latitudes, la SSS est plus faible. Les SSS estimées à partir de SMAP sont plus faibles que celles estimées à partir de SMOS. La figure 4.17 E semble indiquer une diminution de SSS consécutivement au recul de la glace. Cette évolution est propre à SMOS et n'est pas observée par SMAP dont les mesures ne sont disponibles que peu après. Par la suite les SSS SMOS et SMAP semblent stables et très proches sur l'ensemble de la période. Les SSS satellitaires sont aussi très proches des estimations de SSS Topaz sur cette période. On retrouve cependant à 73°N une augmentation de la SSS faisant suite à la disparition de la couverture en glace (figure 4.17 F) avec toujours des SSS très proches entre SMOS et SMAP. Au cours de l'année 2018 (figure 4.16 J, K, L), on retrouve un comportement similaire à l'année 2015, tant sur l'évolution de la couverture en glace que l'évolution de la SSS, avec à nouveau une augmentation brutale de la SSS à la fin du mois d'août, notamment observée à 72°N (figure 4.17 G). L'augmentation est plus régulière à 73°N (figure 4.17 H). Enfin, l'année 2019 (figure 4.16 M, N, O), présente la particularité d'une disparition de la couverture en glace en un temps très court sur l'ensemble des latitudes suivi d'une augmentation régulière de la SSS avant d'atteindre des valeurs proches des SSS Topaz (figure 4.17



I et J). Sur l'ensemble de la période commune couverte par les satellites SMOS et SMAP, les SSS estimées par les deux satellites à proximité de la banquise entre 72°N et 76°N et 160°W et 170°W sont très proches, en particulier en 2019, qui est l'année ayant servi à l'inter-calibration des SSS SMOS et SMAP avec les capteurs RBR des saildrones. La quasi-totalité des cas (72°N en 2017 exclu) montre une augmentation de la salinité à la suite de la disparition de la couverture de glace. Cette augmentation est relativement régulière dans la plupart des cas mais peut se faire par palier à 72°N, comme en 2015 et 2018. Dans l'ensemble des cas, la SSS satellitaire est moins salée que la SSS Topaz lors de la disparition de la couverture en glace et rejoint ensuite une valeur plus proche de cette dernière.

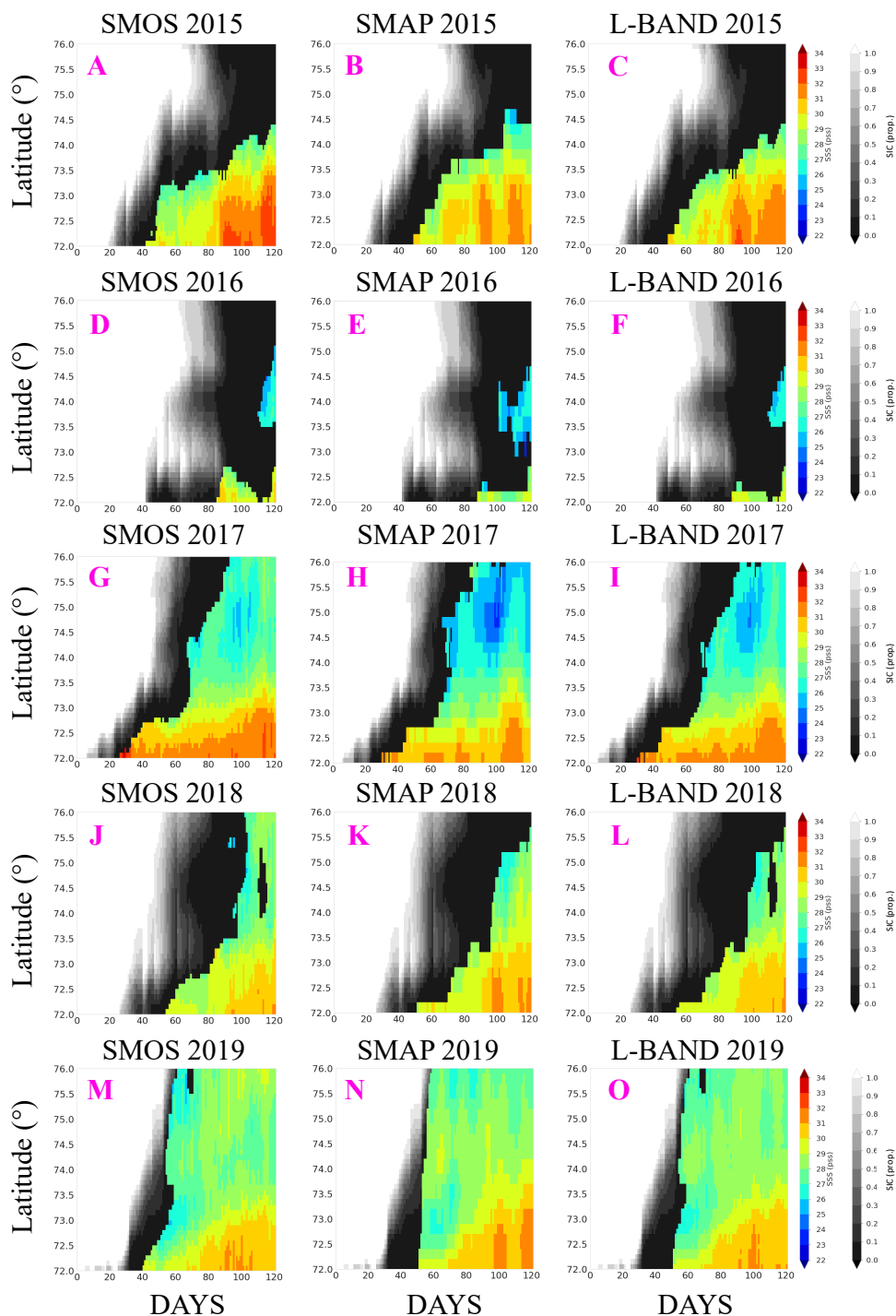
### **Variabilité latitudinale et interannuelle des SSS en mer de Chuchki sur l'ensemble de la période couverte par SMOS**

Le satellite SMOS a été lancé avant SMAP. Il permet donc d'offrir une série temporelle de SSS en Arctique plus étendue que ce dernier. Nous présentons en figure 4.18 des diagrammes de Hovmöller similaires à ceux de la figure 4.16 mais uniquement pour SMOS et de 2011 à 2019. L'année 2011 présente des similarités avec les comportements observés lors des années 2015 et 2018, mais avec des dessalures plus marquées pour les latitudes les plus au Nord. L'année 2012 semble quant à elle démontrer une faible évolution temporelle des SSS. L'ensemble des années couvertes par SMOS présente une variabilité importante de scénarios, que ce soit en ce qui concerne l'évolution de la couverture en glace, les gradients temporels ou spatiaux de SSS, mais aussi les valeurs minimums ou maximums de SSS atteintes.

### **Comparaison avec le système d'analyses Mercator et la réanalyse Topaz**

Les comportements des SSS de la réanalyse Topaz et du système d'analyses Mercator sont comparées aux SSS SMOS et SMAP et à celles mesurées par les saildrones. Un des avantages des SSS fournies par les modèles est de fournir une information concernant la SSS sous la glace et donc à une information plus complète concernant la salinité d'un pixel recouvert temporairement par la glace et dont la SSS est inaccessible à SMOS. Nous avons ici choisi de représenter deux ensembles de cartes de SSS à deux moments différents : le 27 juillet 2019, pendant le recul de

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



**FIGURE 4.16** – Diagrammes de Hovmöller de SSS satellitaires effectués entre 72°N et 76°N du 1er juin au 31 septembre et moyennés entre 160°W et 170°W entre 2015 et 2019 pour SMOS (A, D, G, J, M), pour SMAP (B, E, H, K, N) et la combinaison de ces deux satellites (C, F, I, L, O). La proportion de glace de mer est représentée en dégradés de gris.

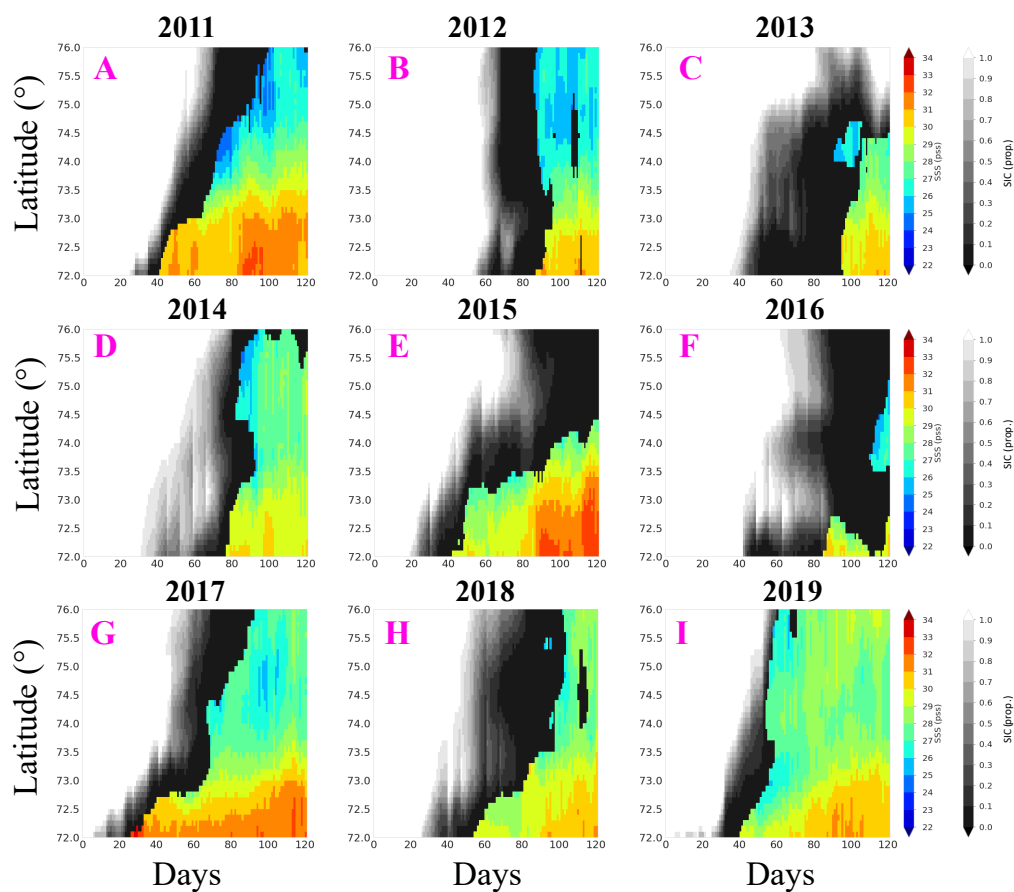
Hovmöller diagrams of satellite SSS performed between 72 ° N and 76 ° N from June 1 to September 31 and averaged between 160 ° W and 170 ° W between 2015 and 2019 for SMOS (A, D, G, J, M), for SMAP (B, E, H, K, N) and the combination of these two satellites (C, F, I, L, O). The proportion of sea ice is shown in gray shading.



**FIGURE 4.17** – Série temporelle de SSS SMOS (trait bleu plein), SSS SMAP (trait bleu pointillé), SSS L-band (trait bleu épais), SSS topaz (trait vert), épaisseur de glace Topaz (trait rouge), incertitude de la SSS SMOS (trait noir) et incertitude de la SSS SMAP (trait noir pointillé) de 2015 à 2019 à 72°N (A, C, E, G, I) et 73°N (B, D, F, H, J).

Time series of SMOS SSS (solid blue line), SSS SMAP (dotted blue line), SSS L-band (thick blue line), SSS topaz (green line), Topaz ice thickness (red line), uncertainty of SSS SMOS (black line) and uncertainty of the SSS SMAP (black dotted line) from 2015 to 2019 at 72°N (A, C, E, G, I) and 73°N (B, D, F, H, J).

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



**FIGURE 4.18** – Diagrammes de Hovmöller effectués pour les SSS SMOS entre  $72^{\circ}\text{N}$  et  $76^{\circ}\text{N}$  du 1er juin au 31 septembre et moyennés entre  $160^{\circ}\text{W}$  et  $170^{\circ}\text{W}$  de 2011 à 2019. La proportion de glace de mer est représentée en dégradés de gris.

*Hovmöller diagrams performed for SSS SMOS between  $72^{\circ}\text{N}$  and  $76^{\circ}\text{N}$  from June 1 to September 31 and averaged between  $160^{\circ}\text{W}$  and  $170^{\circ}\text{W}$  from 2011 to 2019. The proportion of sea ice is shown in gray shading.*

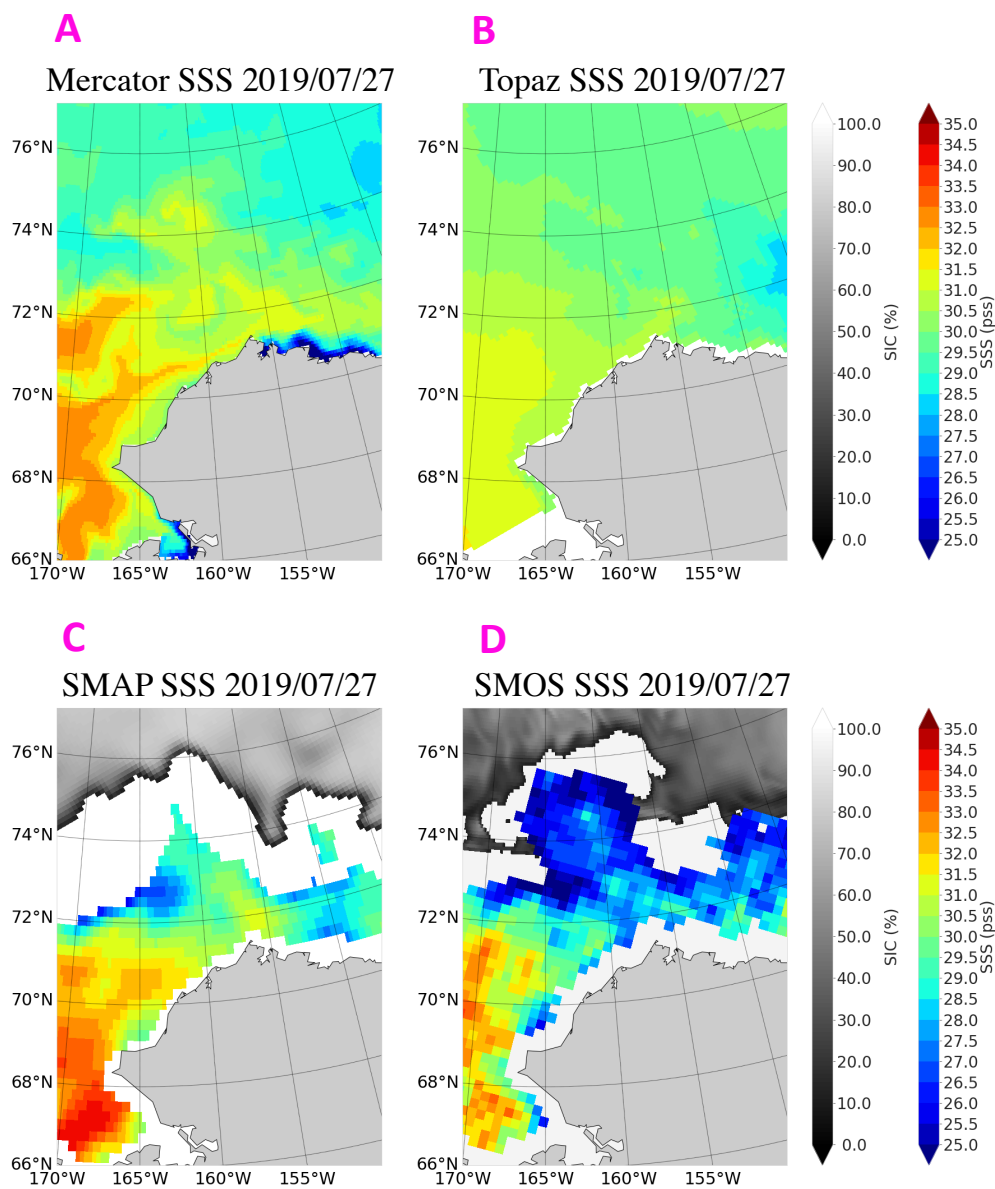
la glace dans la zone (bord de la banquise à approximativement 74°N) et à la fin de cette période de recul, le 1<sup>er</sup> septembre 2019 (bord de la banquise au-delà de 76°N).

Sur la figure 4.19A (27/07/2019) présentant les SSS Mercator, on peut remarquer les eaux plus salées provenant du Pacifique et les eaux plus douces au Nord. Si on prend en compte la concentration en glace Mercator présente en figure 4.19, on remarque que les eaux de surface sous la glace sont systématiquement d'une SSS plus faible qu'en l'absence de glace. Ceci n'apparaît par contre pas lorsqu'on observe les figures 4.19B et 4.19C qui présentent la SSS Topaz et la SIC Topaz. L'étendue des eaux de surface moins salées est donc plus importante avec les SSS Topaz. Si on compare ces répartitions spatiales avec les SSS SMAP et SMOS (figure 4.19C et figure 4.19D), on remarque une bonne correspondance des SSS satellitaires les plus élevées avec les SSS Mercator et Topaz. Cependant au Nord, les SSS satellitaires sont bien plus faibles que les SSS proposées par les modèles. Seules les SSS Mercator semblent représenter certaines des structures d'eau douce observés par les satellites, comme celle présente entre 72°N et 73°N et entre 170°W et 160°W.

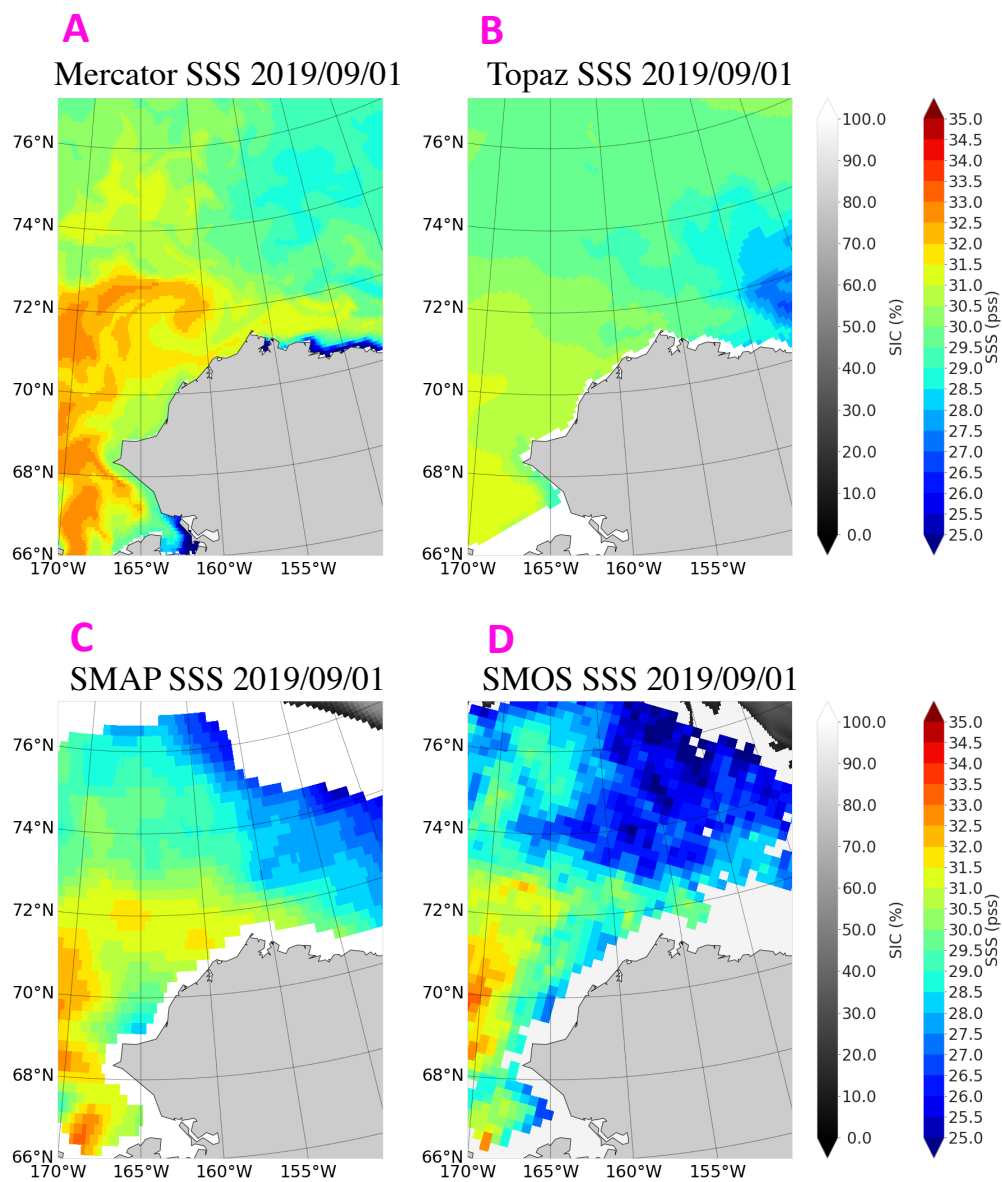
Le 1<sup>er</sup> septembre 2019, la glace a presque complètement disparu de la zone d'étude. Sur la figure 4.20A, les SSS Mercator ont augmenté dans la partie Nord-Ouest de la zone à la suite du recul de la banquise. Cette augmentation est aussi observée par SMOS et SMAP (figure 4.20C et 4.20D), contrairement à Topaz dont la SSS semble avoir diminué (figure 4.20B). L'étendue dessalée se situe cette fois ci dans la partie Nord-Est de la zone, où la glace recule. Observée avec les SSS Mercator, elle reste beaucoup plus marquée avec les SSS satellitaires et en particulier avec SMOS, avec qui il est possible, dans ce cas, de s'approcher plus près de la banquise.

L'évolution de la SSS dans la zone entre 170°W et 160°W et 72°N et 76°N est synthétisée sur la figure 4.21 à l'aide de diagrammes de Hovmöller. La figure 4.21C avec les SSS satellitaires permet aussi la représentation de l'évolution de la couverture en glace. Sur les comparaisons entre les SSS Topaz (figure 4.21A) et Mercator (figure 4.21B), on remarque une variabilité différente à la suite de la disparition de la couverture en glace. En effet, en l'absence de glaces les SSS Mercator augmentent, alors que les SSS Topaz diminuent, les SSS Mercator ayant diminué lors de la phase de diminution de la concentration en glace. Les SSS satellitaires semblent ainsi avoir un comportement se rapprochant des SSS Mercator. Quand l'estimation des SSS

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



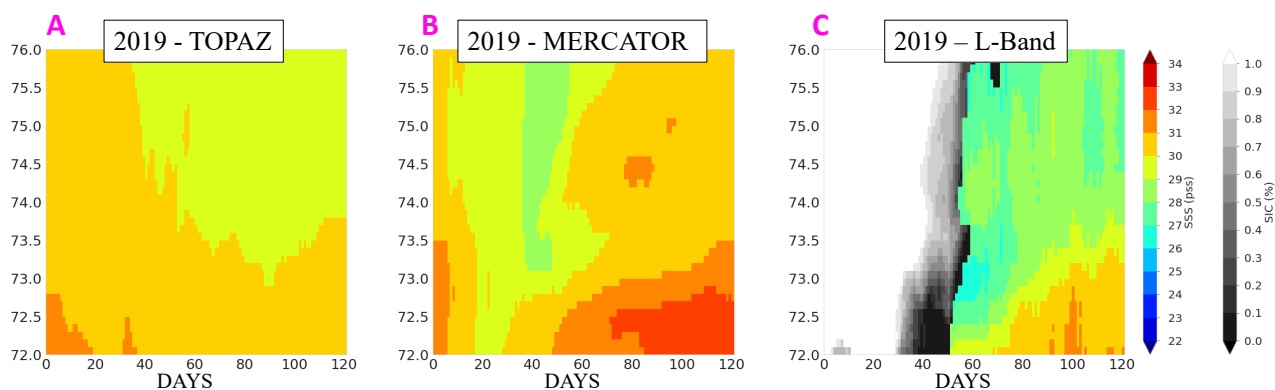
**FIGURE 4.19** – A) SSS Mercator pour la journée du 27/07/2019; B) SSS Topaz pour la journée du 27/07/2019; C) SSS SMAP pour la journée du 27/07/2019 avec concentration en glace Topaz; D) SSS SMOS pour la journée du 27/07/2019 avec concentration en glace Mercator.  
A) Mercator SSS for 07/27/2019; B) Topaz SSS for 07/27/2019; C) SMAP SSS for 07/27/2019 with Topaz ice concentration; D) SMOS SSS for 07/27/2019 with Mercator ice concentration.



**FIGURE 4.20** – A) SSS Mercator pour la journée du 01/09/2019; B) SSS Topaz pour la journée du 01/09/2019; C) SSS SMAP pour la journée du 01/09/2019 avec concentration en glace Topaz; D) SSS SMOS pour la journée du 01/09/2019 avec concentration en glace Mercator.  
A) Mercator SSS for 01/09/2019; B) SSS Topaz for 01/09/2019; C) SMAP SSS for 01/09/2019 with Topaz ice concentration; D) SMOS SSS for 01/09/2019 with Mercator ice concentration.



#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCHKI



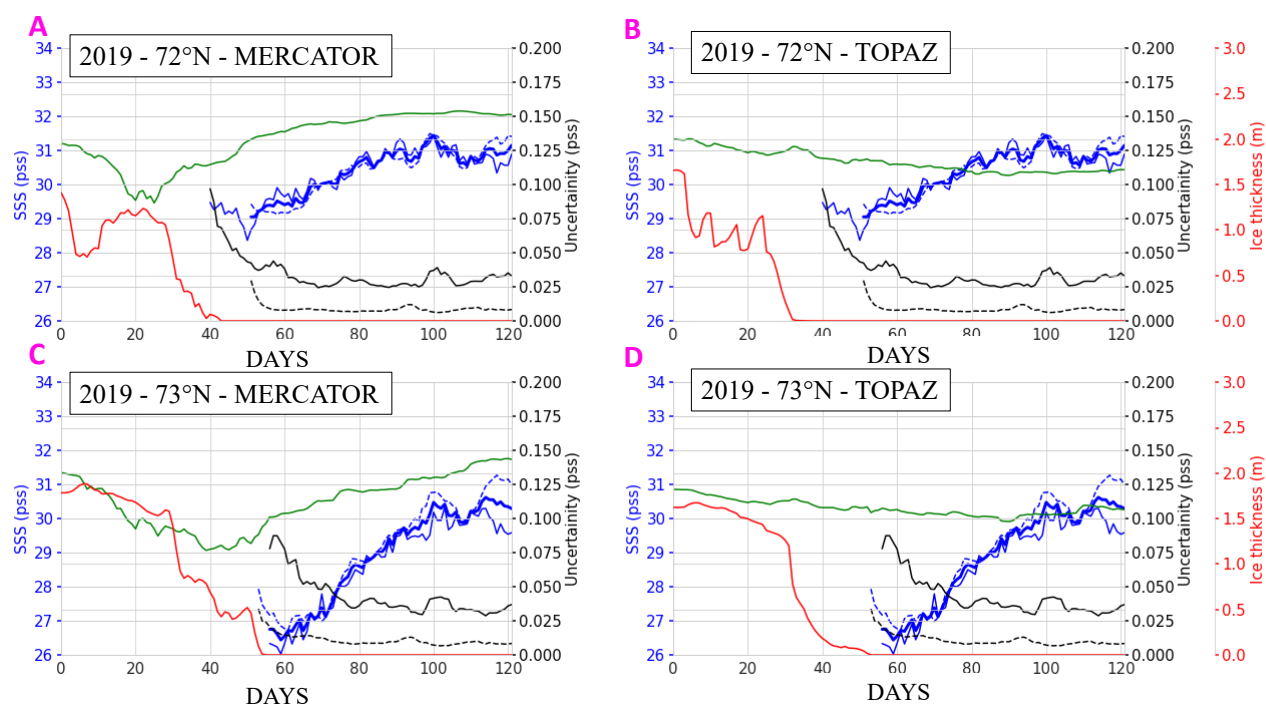
**FIGURE 4.21** – Diagrammes de Hovmöller effectués entre  $72^{\circ}\text{N}$  et  $76^{\circ}\text{N}$  du 1er juin au 31 septembre et moyennés entre  $160^{\circ}\text{W}$  et  $170^{\circ}\text{W}$  A) pour la réanalyse Topaz ; B) pour le système d’analyse Mercator ; C) pour la combinaison SSS SMOS et SSS SMAP. La proportion de glace de mer est représentée en dégradés de gris.

*Hovmöller diagrams taken between  $72^{\circ}\text{N}$  and  $76^{\circ}\text{N}$  from June 1 to September 31 and averaged between  $160^{\circ}\text{W}$  and  $170^{\circ}\text{W}$  A) for the Topaz reanalysis ; B) for the Mercator analysis system ; C) for the SMOS SSS and SMAP SSS combination. The proportion of sea ice is shown in gray shading.*

devient possible à partir de SMOS et SMAP la SSS observée est relativement faible et ne cesse d’augmenter jusqu’à la fin de la période d’observation.

Ces résultats sont confirmés par la figure 4.22 qui présente l’évolution temporelle de la SSS à  $72^{\circ}\text{N}$  et  $73^{\circ}\text{N}$ . On remarque ainsi sur la figure 4.22A et 4.22C que l’augmentation de la SSS observée à l’aide de Mercator à la suite de la disparition de la glace sont similaires à celles observées à l’aide de SMOS et SMAP. Cependant, si l’amplitude de la variation est comparable à  $72^{\circ}\text{N}$ , le gradient observé à l’aide des satellites à  $73^{\circ}\text{N}$  est plus important qu’avec Mercator. Il existe cependant un biais approximatif de 1 pss entre les SSS Mercator et les SSS satellitaires en fin de période. Les comparaisons avec Topaz (figure 4.22B et 4.22D) montrent une absence de la dynamique liée au phénomène de fonte et d’augmentation suite à la disparition de la banquise, mais une meilleure correspondance avec les SSS satellitaires en fin de période.

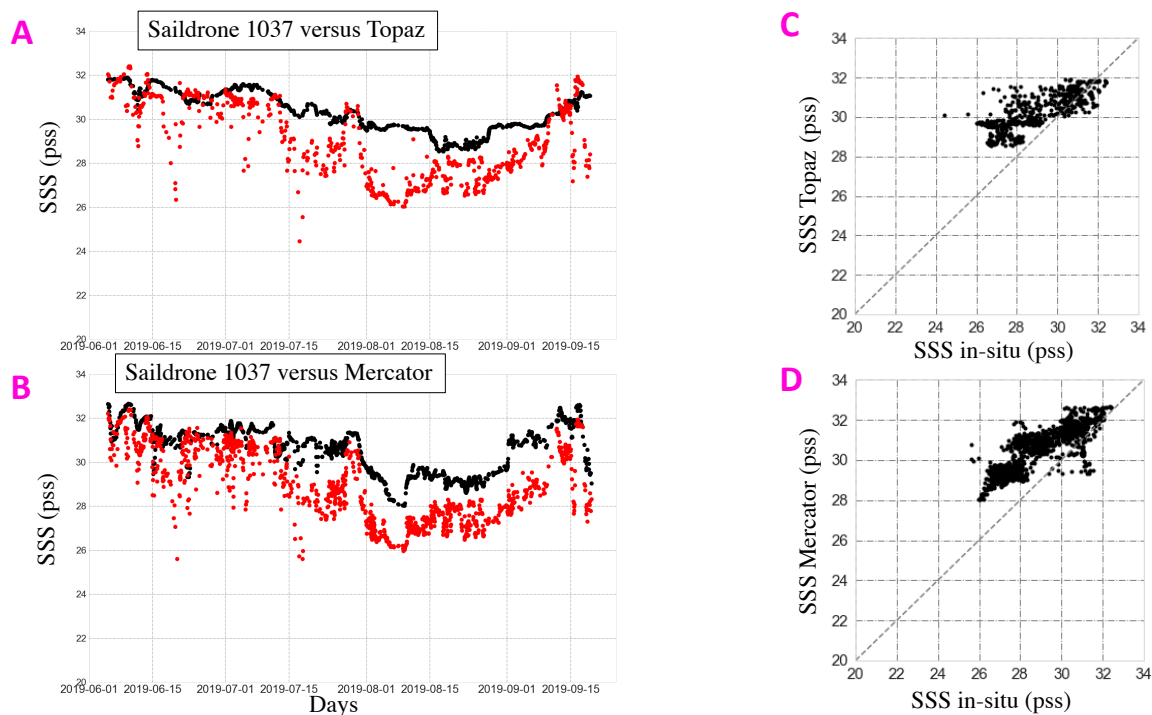
Nous avons comparé les estimations de SSS Topaz et Mercator avec celles mesurées à partir des saïldrones (figure 4.23). Les résultats obtenus confirment une meilleure observation de la dynamique de fonte à proximité de la glace à partir de Mercator (figure 4.23 B et D). Les chutes brutales de SSS ne sont pas vues par Topaz (figure 4.23 A et C). L’amplitude des dessalures estimées par Mercator semble cependant sous-estimée en comparaison des SSS mesurées par le saïldrone. La dif-



**FIGURE 4.22** – Série temporelle de SSS SMOS (trait bleu plein), SSS SMAP (trait bleu pointillé), SSS L-band (trait bleu épais), SSS modèle (trait vert), épaisseur de glace modèle (trait rouge), incertitude de la SSS SMOS (trait noir) et incertitude de la SSS SMAP (trait noir pointillé) de 2015 à 2019 à 72°N (A, Mercator et B, Topaz) et 73°N (C, Mercator et D, Topaz).

Time series of SMOS SSS (solid blue line), SMAP SSS (dotted blue line), L-band SSS (thick blue line), model SSS (green line), model ice thickness (red line), uncertainty of SMOS SSS (black line) and uncertainty of the SMAP SSS (black dotted line) from 2015 to 2019 at 72°N (A, Mercator and B, Topaz) and 73°N (C, Mercator and D, Topaz).

#### 4.4. DÉTECTION DES DESSALURES LORS DE FONTE DE GLACE DE MER EN MER DE CHUCKKI



**FIGURE 4.23** – A) Série temporelle de SSS mesurées à partir du capteur RBR du saildrone 1037 (rouge) et des SSS Topaz (en noir); B) Série temporelle de SSS mesurées à partir du capteur RBR du saildrone 1037 (rouge) et des SSS Mercator (en noir); C) Scatterplot SSS saildrone versus SSS Topaz; D) Scatterplot SSS saildrone versus SSS Mercator.

A) Time series of SSS measured from the RBR sensor of saildrone 1037 (red) and Topaz SSS (in black); B) Time series of SSS measured from the RBR sensor of saildrone 1037 (red) and Mercator SSS (in black); C) Scatterplot saildrone SSS versus Topaz SSS; D) Scatterplot SSS saildrone versus Mercator SSS.

férence moyenne de SSS est moins importante entre les SSS Topaz et les SSS du saildrone qu'entre les SSS Mercator et les SSS du saildrone.

#### 4.4.4 Discussion et conclusion

L'utilisation des deux saildrones déployés en mer de Chuckki durant l'été 2019 a permis de valider et d'intercalibrer les SSS SMOS et SMAP au plus proche de la bordure de glace. Ces deux produits de SSS satellitaires offrent une estimation théorique de l'incertitude indépendante de toute source de données extérieures basée sur l'autocohérence des mesures. Le choix d'un seuil adéquat sur l'incertitude de la SSS satellitaire permet de limiter la contamination de la mesure, se traduisant par une sous-estimation des SSS, due à une couverture totale ou partielle d'un pixel en

glace de mer. Une fois cette contamination du signal filtrée, les résultats obtenus, tant en comparant les SSS satellitaires avec les SSS mesurées par les saildrones, qu'en étudiant la variation temporelle de la SSS en bord de glace, montrent que SMOS et SMAP permettent d'observer les dessalures associées à la fonte de glace de mer en Arctique. A ma connaissance, c'est la première fois qu'un tel degré de confiance peut être attribué à ce type d'observations. Après intercalibration, les SSS SMOS et SSS SMAP présentent des variations très proches. Enfin, la signature de fonte lors du recul de la glace de mer se caractérise par l'existence de panaches d'eau douce qui ne sont pas représentés dans les réanalyses Topaz. Cela peut s'expliquer par la résolution verticale moins élevée de ce modèle qui utilise une grille verticale dont les trois premiers niveaux sont à 5 m, 30 m et 50 m de profondeur. Cette signature est au contraire présente dans le système d'analyse Mercator qui a une résolution verticale plus fine (trois premiers niveaux à 0.5 m, 1.5 m et 2.6 m). Si les amplitudes de dessalures observées par les satellites ne semblent pas correspondre à celles estimées par le système d'analyses Mercator dans certains cas, la comparaison avec les saildrones a aussi montré que les SSS Mercator sous-estimaient l'amplitude des dessalures.

## 4.5 Conclusion

Au cours des travaux menés dans le cadre de l'étude des SSS satellitaires à la surface de l'océan Arctique, nous avons pu accroître nos connaissances en ce qui concerne :

- Le filtrage de la glace : en utilisant une pseudo constante diélectrique, l'ACARD, dérivée à partir du satellite SMOS, il a été possible de calculer un masque de glace permettant une estimation de la SSS dont le biais a été amoindri. Si ce masque présente des imperfections, l'utilisation de l'information concernant l'incertitude sur l'estimation de la SSS permet une accentuation de l'efficacité du filtrage (ou une pondération des SSS lors du calcul de moyennes à l'échelle mensuelle) ;
- L'influence de la SST à priori lors de l'estimation des SSS SMOS : en comparant les SST utilisées en tant qu'information à priori dans le processeur SMOS

---

de l'ESA aux SST satellitaires REMSS, et aux SST in-situ, nous avons pu montrer que les biais en SST observés avec les SST utilisées pour SMOS pouvaient engendrer des biais significatifs lors de l'estimation des SSS. En corrigeant cette différence de SST, grâce aux SST REMSS, nous avons pu démontrer l'importance de la SST à priori utilisée mais aussi la possibilité de correction à posteriori ;

- L'impact de la stratification à la surface de l'océan Arctique lors de la validation des SSS satellitaires : dans le cas général et pour l'océan global, les SSS satellitaires sont validées à l'aide de mesures pouvant aller jusque 10 mètres de profondeur. Si cette méthodologie est adaptée pour les mers peu adaptées pour les mers Arctique peu stratifiées telles que la mer de Barents, il a été montré que cette approche n'était pas pertinente pour les mers de plateau sibériennes pour lesquelles la stratification est bien plus élevée, à cause des nombreux fleuves se jetant dans l'océan Arctique. Ces résultats mettent en avant l'importance de mesures de salinité supplémentaires au plus proche de la surface ;
- La classification des masses d'eau de surface : grâce à la combinaison des mesures satellitaire de SSS et de SST ces travaux ont démontré la possibilité de caractériser différences masses d'eau de l'océan Arctique et de suivre l'évolution de leur répartition dans les mers arctiques ;
- La résolution de phénomènes à courte échelles temporelles : il a été démontré que les produits de SSS hebdomadaires avaient une sensibilité suffisante pour le suivi de phénomènes ayant lieu à des échelles de temps relativement courtes. Ainsi, l'advection d'un panache fluvial par transport d'Ekman lors du passage d'une perturbation atmosphérique est responsable d'une variabilité des gradients spatiaux de SSS qui est détectée à partir de satellites tels que SMOS ou SMAP ;
- Le suivi de la fonte de glace de mer à partir de la SSS satellitaire : à partir de mesures de saildrones effectuées en bordure de glace, les travaux effectués au cours de cette thèse ont montré que les SSS estimées à partir de SMOS et SMAP permettaient de s'approcher suffisamment de la banquise pour pouvoir estimer les dessalures associées au recul de la banquise. Si la diminution

de SSS a lieu sous la glace et n'est pas observée par les satellites, ceux-ci permettent de suivre l'augmentation de la SSS suivant la disparition de la couverture en glace.

La période couverte par le satellite SMOS (plus de 10 ans d'estimation de la SSS à la surface des océans) ainsi que sa capacité à estimer la SSS au plus proche de la bordure de glace mais aussi dans les panaches de fleuves présente un intérêt particulièrement important dans un océan qui présente chaque année une forte variabilité dans un contexte de changement climatique.

# Chapitre 5

## Conclusion

Au cours de cette thèse, j'ai étudié trois types de dessalures :

- celles occasionnées par les **précipitations**, plus particulièrement sous l'ITCZ. Elles témoignent de l'intensité et de la forte variabilité des apports d'eau douce atmosphérique dans l'océan ouvert.
- celles qui caractérisent les **panaches fluviaux**. Elles illustrent l'importance des apports continentaux d'eau douce dans l'océan.
- celles dues à la **la fonte de glace de mer** en Arctique. Elles sont la signature du recul estival de la banquise en Arctique et attestent de l'apport d'eau douce dans l'océan provenant de la fonte de glace.

Les dessalures sont des phénomènes de surface, cette caractéristique en fait des objets d'étude particulièrement pertinents pour l'observation satellitaire. Cependant, les processus responsables des dessalures concernent souvent des échelles spatio-temporelles plus petites, ou du même ordre, que l'échantillonnage des mesures satellitaires. La question de l'influence des échelles d'observation a donc été au cœur des travaux de cette thèse.

L'étude des précipitations s'est plus particulièrement focalisée sur la région de l'ITCZ de l'océan Pacifique, les relations entre dessalures et RR ayant ensuite été généralisées sur l'océan global. J'ai développé une approche statistique afin d'estimer les dessalures observées à partir des SSS satellitaires durant l'heure suivant les événements de pluie. Cette relation, propre à l'observation satellitaire, permet de convertir les SSS satellitaires en salinités de subsurface (salinités "bulk") tra-



ditionnellement mesurées par les océanographes à quelques mètres sous la surface. Cette correction est aujourd'hui fournie avec les SSS SMOS délivrées au CATDS. Le lien dessalure-RR peut aussi être utilisé pour dériver des RR, ce qui permet de compléter la couverture spatio-temporelle des RR fournis par les satellites dédiés.

L'intensité du vent a un effet apparent plus important sur des dessalures mesurées in-situ que sur des mesures satellitaires qui intègrent l'hétérogénéité du vent et des dessalures à l'échelle d'un pixel d'environ  $50 \times 50 km^2$ . En ce qui concerne un effet potentiel de l'historique de la pluie sur les dessalures satellitaires, j'ai montré que la persistance apparente d'une dessalure pouvait principalement s'expliquer par l'autocorrélation temporelle des précipitations. Cet effet "historique" est généralement négligeable (inférieur à l'incertitude sur la mesure) sur les mesures satellitaires et seulement observé par vent faible, contrairement à ce qui est observé in-situ.

J'ai eu la chance de participer à la campagne en mer SPURS-2. Cela a été pour moi l'occasion de me familiariser avec des échelles de variabilité bien différentes de celles observées par satellite, tout en me fournissant un cas d'étude extrêmement bien documenté sur l'hétérogénéité de la pluie et des SSS à l'intérieur d'un pixel satellitaire pluvieux. Même s'il s'agit d'un cas d'étude relativement court (5 heures), les mesures de salinité très proches de la surface effectuées par plusieurs types d'instruments et les mesures de RR par le radar SEA-POL constituent un ensemble de données unique particulièrement bien adapté à la problématique de ma thèse. Ainsi, en tenant compte de l'hétérogénéité de la pluie et du vent dans un pixel satellitaire, j'ai pu réconcilier la relation dessalure - RR - WS obtenue à partir de mesures ponctuelles par [Drushka et al., 2016] et celle que j'avais obtenue à partir des seules informations satellitaires.

Mesurer la SSS par satellite dans l'océan Arctique est particulièrement difficile, le rapport signal sur bruit de la mesure radiométrique en bande L étant très défavorable dans les eaux froides, et la glace étant une source importante de contamination de la mesure. Cependant, les mers de plateau arctiques présentent des périodes estivales libres de glace, avec des variations de SSS très contrastées associées aux panaches fluviaux et à la fonte de glace : mes travaux ont permis de montrer que

---

les mesures satellitaires permettent d’observer ces signaux, dont l’étude à ce jour a principalement été restreinte par les limites inhérentes à la mesure in-situ. Ainsi en mer de Laptev, en 2018, les estimations satellitaires de SSS et SST ont permis de caractériser les masses d’eau de surface et de suivre leur évolution à l’échelle hebdomadaire. J’ai développé une nouvelle méthodologie de corrections et de filtrage des SSS SMOS permettant une estimation améliorée des SSS SMOS hebdomadaires à mensuelles. Mes travaux soulignent en particulier l’importance d’utiliser une SST précise lors de l’inversion de la SSS satellitaire, notamment dans les zones de panaches fluviaux. Enfin, il est primordial de tenir compte des effets de stratifications lors de la validation des SSS satellitaires à partir de mesures in-situ, en particulier dans les régions dessalées.

Très peu de mesures in-situ documentent la salinité à la surface de l’océan arctique après la fonte de la banquise. Les mesures de saildrones effectuées au cours de l’été 2019 en mer de Chukchi ([Gentemann et al., 2020]) sont à ce titre très intéressantes. En effet, les saildrones ont d’abord suivi le recul de la glace avant de revenir sur leurs pas. La comparaison des signaux en SSS observés par les saildrones avec ceux observés par SMOS et SMAP m’a permis de démontrer que la variabilité spatiale de la SSS liée à la fonte de la glace puis la ré-augmentation de la SSS après le recul de la banquise est bien documentée par les mesures satellitaires. Ces variations de SSS, observées par les saildrones, ne sont pas visibles sur les réanalyses Topaz. Les analyses Mercator permettent d’observer ce phénomène, plus faible que les estimations satellitaires, et que les observations des saildrones, ces deux dernières observant des variabilités beaucoup plus similaires. Ces résultats démontrent un potentiel important des mesures radiométriques en bande-L vis-à-vis des investigations menées en vue de mieux comprendre les variations d’eau douce associées aux phénomènes de fonte en Arctique.

Les résultats obtenus dans cette thèse ont permis de mieux comprendre la nature des dessalures observées par les satellites en bande-L. L’amélioration des estimations de SSS induite par ces travaux, notamment en Arctique, ouvre la voie à de nouvelles études concernant les apports d’eau douce. Plusieurs pistes concernant ces perspectives seront développées dans la partie suivante.

# Chapitre 6

## Perspectives

Les résultats obtenus au cours de cette thèse, ainsi que la poursuite des travaux auxquels j'ai eu la chance de participer, offrent de nombreuses perspectives dans le cadre de l'étude des dessalures. Ainsi, de récentes mesures de flotteurs effectuées dans le Pacifique Tropical permettront de poursuivre l'étude des dessalures dans des conditions différentes de la missions SPURS-2. L'étude de l'effet de la pluie sur les dessalures a montré l'impact déterminant de l'hétérogénéité dans un pixel satellitaire sur la compréhension du phénomène de dessalure. Je discuterai les mesures satellitaires SAR (radar à synthèse d'ouverture) dans le cadre d'un approfondissement des travaux qui ont été présentés dans ce manuscrit. L'ajustement des modèles pouvant représenter les dessalures étant effectué à partir d'observations, la mesure satellitaire de SSS peut aussi jouer un rôle déterminant dans l'amélioration de la modélisation des dessalures en 2D, à des échelles comparables à celle de la mesure SMOS/SMAP. Je présenterai ensuite les perspectives concernant l'étude des dessalures en Arctique où la stratification joue un rôle déterminant sur l'évolution de la couverture en glace. Enfin, je terminerai en discutant de futures missions satellitaires en préparation visant à la mesure de la SSS, et la façon dont celles-ci pourraient apporter des éléments de réponse supplémentaires à la compréhension des étendues océaniques stratifiées.

## 6.1 Précipitations et salinité de surface

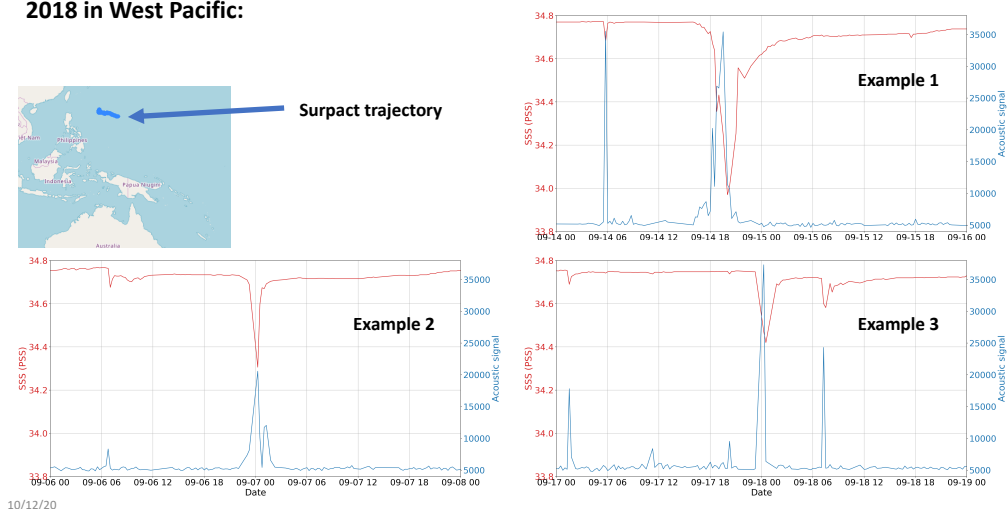
## 6.2 Observations des dessalures au delà du cas d'étude SPURS-2

### Observations des Surpacts

A la suite de la mission SPURS-2, les Surpacts ont continué à être déployées, notamment dans le Pacifique Ouest, dans le cadre d'une collaboration avec un scientifique du JAMSTEC, Masaki Katsumata. Différents déploiements ont ainsi été opérés en 2018 (voir figure 6.2) et 2020. Les bouées Surpacts sont une source de mesures de SSS unique et représentent à ce jour le seul instrument de mesure autonome capable d'échantillonner les 5 premiers centimètres de la surface de l'océan. Elles présentent aussi l'opportunité d'estimer RR et WS à partir d'un capteur acoustique et d'un accéléromètre. Dans le cadre de cette thèse, je n'ai pas eu le temps d'exploiter l'ensemble des mesures de SSS recueillies. L'étude de ces mesures pourraient représenter un apport important dans la compréhension de la relation entre dessalure et précipitations, notamment dans des conditions de vents forts. En effet, les Surpacts ont traversé différents cyclones au cours de l'année 2018. Malgré des vents intenses, des dessalures ont été observées. L'interprétation de ces mesures nécessite des investigations supplémentaires.

### L'apport potentiel des mesures actives : le SAR

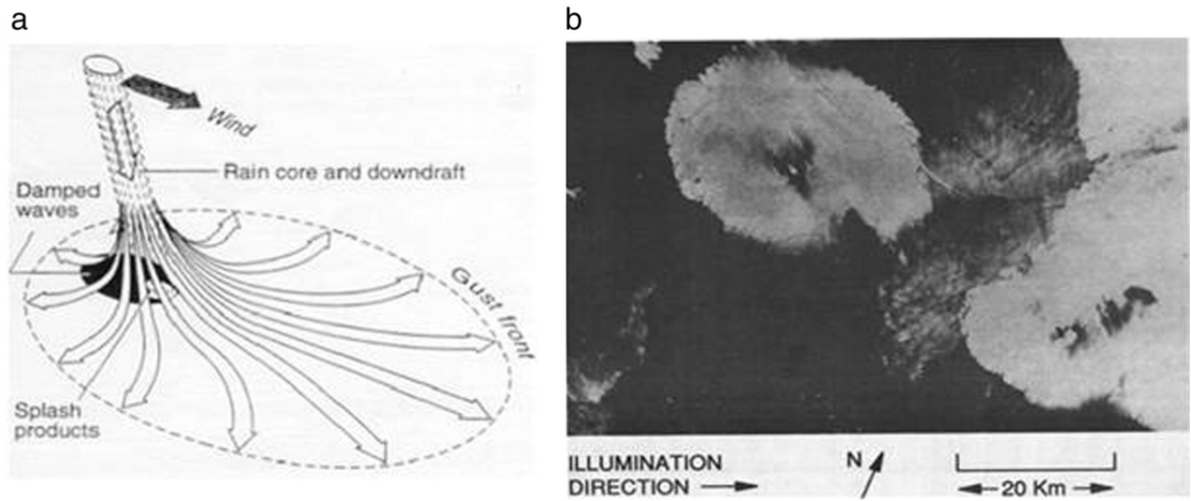
J'ai montré que la combinaison des estimations satellitaires avec des mesures in-situ ou radar bateau permettait d'étudier les problématiques d'hétérogénéité de la dessalure mais que les résultats étaient limités par le nombre de colocalisations. Après des discussions avec Alexis Mouche (LOPS), la colocalisation des mesures SAR équipant les satellites Sentinel-1A et -1B avec les mesures des satellites SMOS et SMAP a été identifiée comme un moyen adéquat d'augmenter le nombre de colocalisation permettant l'accès à l'information sub-pixel des satellites en bande-L. Les satellites Sentinel-1 sont chacun équipés d'un radar en bande-C (fréquence de 5.4 GHz) permettant de mesurer la rugosité à la surface de l'océan. [Wang et al., 2019] ont développé un jeu de donnée nommé TenGeoP-SARwv classifiant 37000 vignettes

**SURPACT deployed by Masaki Katsumata (JAMSTEC) on board of R/V Mirai during summer 2018 in West Pacific:**


**FIGURE 6.1** – Exemples de mesures acoustiques et SSS obtenus à partir de la Surpact lors du déploiement en mode argos effectué au cours de l’année 2018 par Masaki Katsumata depuis le navire de recherche Mirai.

*Examples of acoustic and SSS measurements obtained from the Surpact during the deployment in argos mode carried out in 2018 by Masaki Katsumata from the research vessel Mirai.*

SAR acquises en « mode vague » en fonction du phénomène géophysique qu’elles décrivent. 10 phénomènes physiques sont caractérisés dans la base de données, dont un correspondant à la présence de cellules pluvieuses. Chaque vignette acquise en mode vague a une dimension de 20 km par 20 km et une résolution spatiale de 50 m. [Alpers et al., 2016] décrit l’impact des précipitations sur le signal reçu par le SAR (voir figure 6.2). En condition de vent faible, la cellule pluvieuse va être responsable de la formation d’un pattern circulaire, avec une rugosité plus élevée, associé au courant descendant de la cellule. Au centre de cette cellule, une diminution de la rugosité est observée à cause de l’amortissement des ondes de surface par la pluie. Enfin, là où les précipitations sont les plus intenses, le signal associé à la diffusion des gouttes d’eau atteignant la surface de l’océan peut parfois être observé. Ainsi, les mesures de rugosité à partir du SAR en condition pluvieuse ne permettent ni de restituer un taux de pluie instantané, ni une vitesse de vent. Elles permettent cependant de donner un indice concernant la variabilité des conditions de pluie à la surface de l’océan pour le cas considéré. De premières statistiques permettent ainsi de voir que malgré les perturbations résultant des précipitations, la rugosité de surface normalisée (SSR) moyenne d’une vignette SAR est corrélée au premier



**FIGURE 6.2** – (a) Représentation schématique du courant descendant d'une cellule pluvieuse engendrant des variations de rugosité à la surface de l'océan ; (b) Image du SAR de Seasat acquise au dessus du Golfe du Mexique le 11 Septembre 1978 à 17h14. Figures issues de [Alpers et al., 2016]  
(a) Schematic representation of the downdraft of a rain cell causing variations in roughness at the ocean surface ; (b) SAR image of Seasat acquired over the Gulf of Mexico on September 11, 1978 at 5 :14 p.m. Figures from [Alpers et al., 2016].

ordre avec la WS (déduite ici des vents ECMWF utilisés en tant que prior SMOS). J'ai effectué plusieurs centaines de colocalisations entre SMOS, SMAP, IMERG et Sentinel-1 à partir de la base de données de Wang et al (2018). Elles permettent ainsi de relier un taux de pluie et une dessalure à l'échelle satellitaire (SMOS et IMERG) avec de la variabilité plus petite échelle (SAR). La figure 6.3 présente une estimation de SSS SMOS effectuée à moins de 1 minute d'intervalle avec la mesure de rugosité effectuée par le SAR. Les conditions moyennes de vent lors de la mesure sont relativement élevées (WS supérieure à  $6 \text{ m.s}^{-1}$ ), une dessalure de plus de 1 pss est observée et le RR IMERG est proche de  $4 \text{ mm.h}^{-1}$ . Sur la figure 6.4, les mesures SAR et SMOS ont été effectuées à un peu moins de 10 minutes d'intervalle. Les conditions de vent sont plus faibles (WS légèrement supérieure à  $4 \text{ m.s}^{-1}$ ) que dans l'exemple précédent. Le RR IMERG est légèrement plus élevé et est proche de  $5 \text{ mm.h}^{-1}$ . La dessalure est quant à elle plus faible ( $-0.70 \text{ pss}$ ). Si on compare ces deux exemples, on remarque que l'augmentation de la vitesse du vent a un effet clair sur le SSR moyen, qui est bien plus fort dans le premier exemple. Si les conditions de pluie sont comparables, la dessalure la plus forte est observée pour les conditions de vent les plus fortes, ce qui est surprenant. On remarque dans les

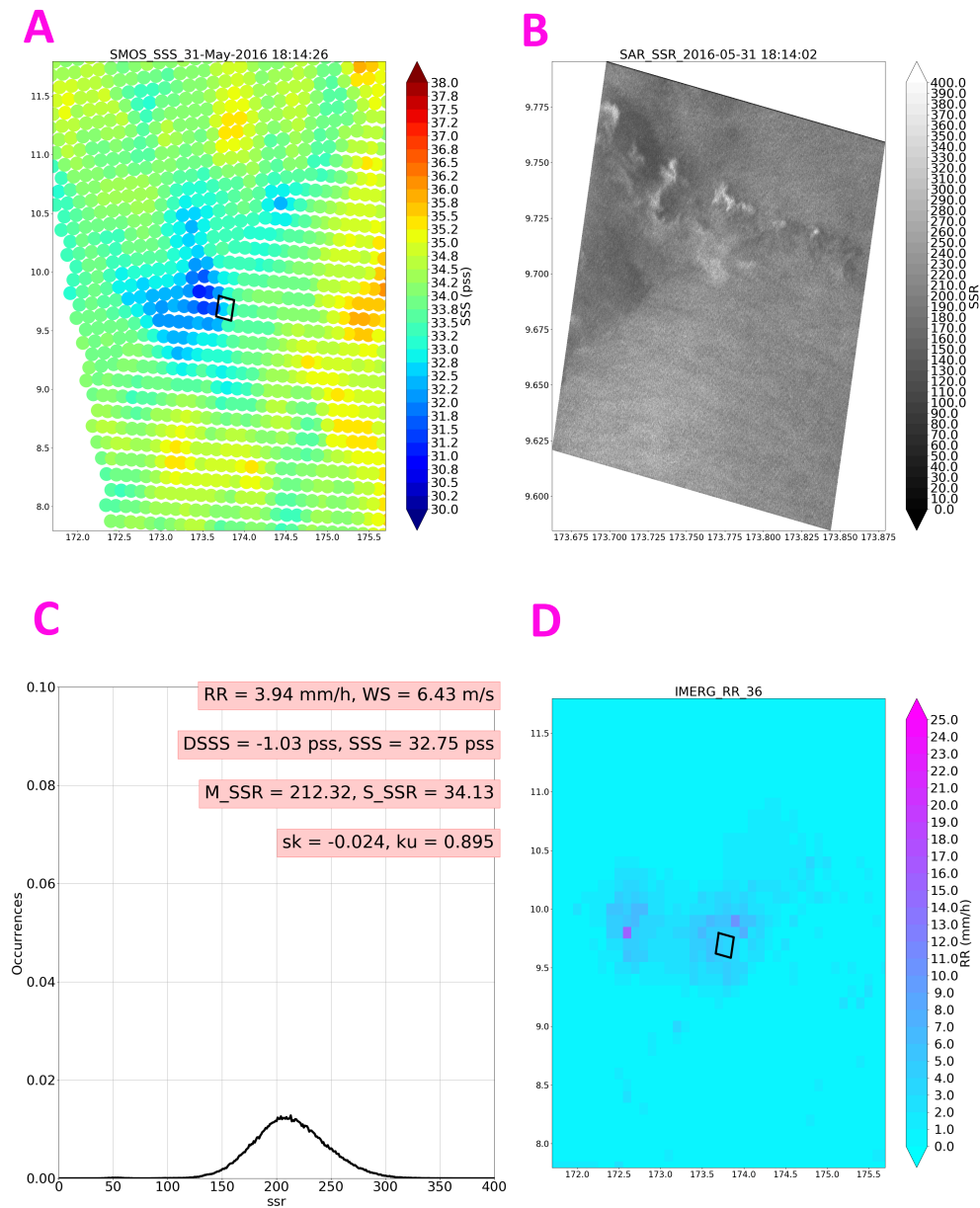
conditions de vent les plus faible une variabilité du SSR plus élevée. Dans le premier exemple, la distribution est relativement centrée sur la moyenne, avec des skewness et kurtosis faibles. Au contraire dans le second exemple, la variabilité est bien plus importante, avec un skewness fortement positif et un kurtosis bien plus élevé. On peut donc en déduire que les conditions pluvieuses dans ce second exemple sont moins homogènes et pourraient favoriser une répartition de la dessalure à la surface par courant de densité, tendant à diminuer l'intensité de la dessalure mesurée en surface par le satellite. Bien que très partielle, cette analyse montre le potentiel de poursuivre l'utilisation des colocalisations entre estimations de SSS satellitaire et mesures SAR afin d'approfondir notre compréhension de l'effet de l'hétérogénéité sur les dessalures (aussi de la rugosité) à l'échelle de de la mesure SMOS.

### **6.2.1 Modélisation de la couche supérieure de l'océan en condition pluvieuse**

L'utilisation de modèles peut permettre d'estimer l'amplitude d'une dessalure à partir de différents forçages incluant le vent et la pluie. Pour décrire au mieux la réalité observée, ces modèles nécessitent des verités terrain en vue d'être ajustés. Ainsi, dans le modèle de [Bellenger et al., 2017], les paramètres de profondeur maximum de la lentille d'eau douce ou le profil vertical de la dessalure ne peuvent être ajustés sans mesures in-situ. Afin de pouvoir appliquer ces modèles sur l'ensemble du globe et dans le cadre de modélisation grande échelle, il est nécessaire d'effectuer une transition d'une modélisation 1D à une modélisation 2D. Cependant les travaux menés pendant cette thèse ont montré que les phénomènes d'hétérogénéité limitaient fortement la possibilité de réaliser une transition d'une paramétrisation effectuée à l'échelle in-situ, à l'échelle satellitaire. Les résultats que j'ai obtenus pourraient donc servir dans le cadre de la validation et l'ajustement de modèles 2D visant à décrire les dessalures associées aux précipitations à la surface de l'océan. J'interagis à ce sujet avec Hugo Bellenger qui mène des travaux sur cette thématique.

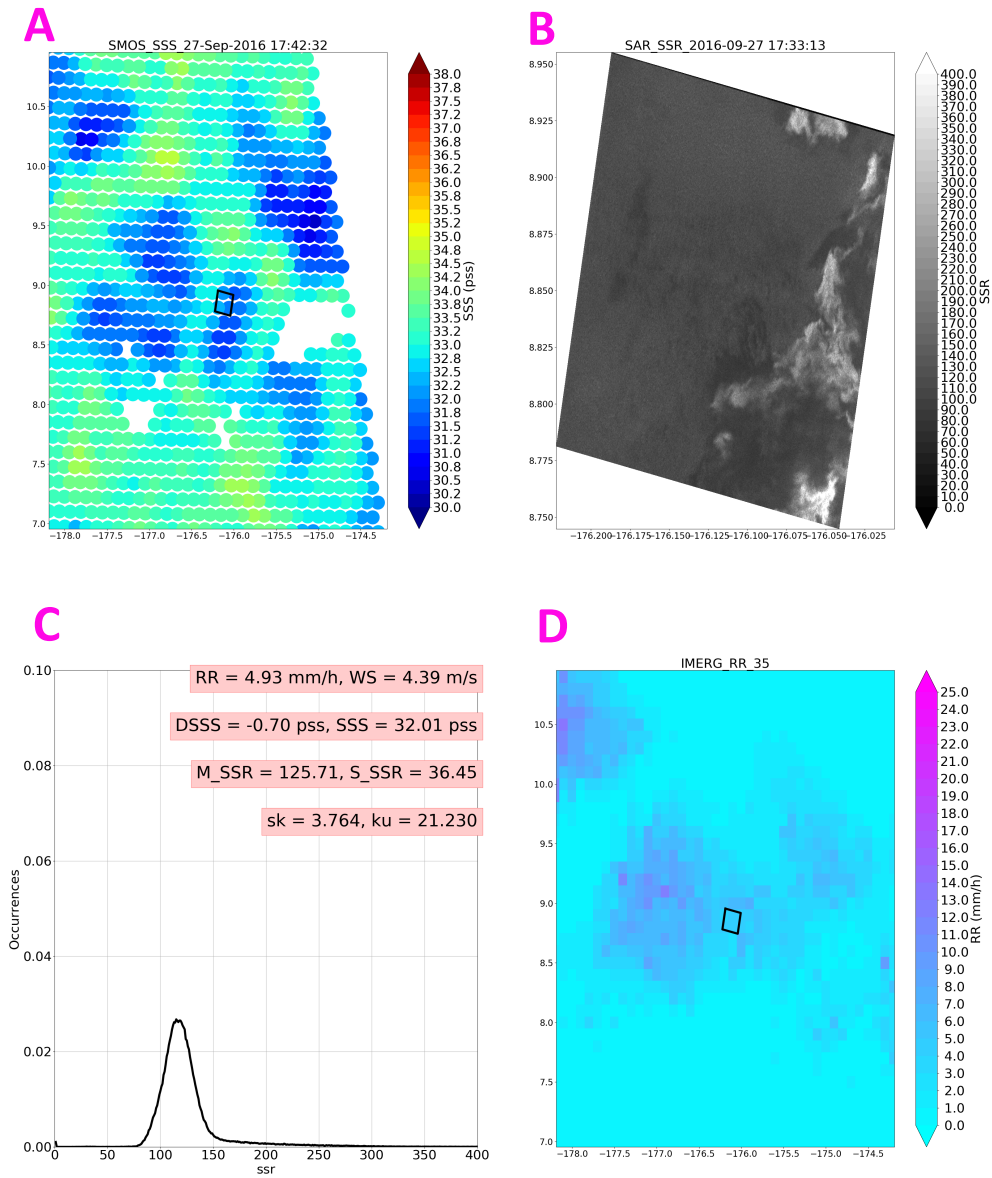


## 6.2. OBSERVATIONS DES DESSALURES AU DELÀ DU CAS D'ÉTUDE SPURS-2



**FIGURE 6.3** – Pour la journée du 31 mai 2016, colocalisations entre SMOS, sentinel-1 et IMERG : A) SSS SMOS ; B) Indice de rugosité de surface normalisé estimé à partir du SAR ; C) Distribution de l'indice de rugosité et statistiques ; D) RR IMERG.

For the day of May 31, 2016, co-locations between SMOS, sentinel-1 and IMERG : A) SMOS SSS ; B) Normalized surface roughness index estimated from the SAR ; C) Distribution of roughness index and statistics ; D) IMERG RR.



**FIGURE 6.4** – Pour la journée du 27 septembre 2016, colocalisations entre SMOS, sentinel-1 et IMERG : A) SSS SMOS ; B) Indice de rugosité de surface normalisé estimé à partir du SAR ; C) Distribution de l'indice de rugosité et statistiques ; D) RR IMERG.

For the day of September 27, 2016, co-locations between SMOS, sentinel-1 and IMERG : A) SMOS SSS ; B) Normalized surface roughness index estimated from the SAR ; C) Distribution of roughness index and statistics ; D) IMERG RR.

### 6.3 Interaction entre stratification océanique et couverture de glace en zone de glace saisonnière en Arctique (Projet SOGA)

La salinité de la glace de mer, inférieure à 6 pss, est bien plus faible que celle de la surface de l'océan. La fonte de la glace induit donc une dilution des masses d'eau environnantes. En mer de Beaufort, [Dewey et al., 2017] décrivent l'observation d'une lentille d'eau douce associée à la fonte de glace de mer en bord de glace. J'ai montré dans le cadre de cette thèse qu'il était possible de détecter ces dessalures à l'aide des missions satellitaires SMOS et SMAP. Une combinaison de plusieurs missions satellitaires permettant de mesurer la SSS, la SST mais aussi la couleur de l'eau permettrait de mieux caractériser le signal de fonte en revisitant la méthodologie développée par [Matsuoka et al., 2016]).

Cette stratification joue un rôle primordial sur la couverture en glace : elle peut à la fois maintenir des conditions propices à la présence de glace en isolant les eaux de surface des eaux plus chaudes et salées ([Aagaard et al., 1981]) ou contribuer à la fonte de glace, lorsque un panache fluvial apporte des eaux relativement chaudes ([Whitefield et al., 2015]). Ces processus ont été observés localement, mais une quantification systématique de leur importance à l'échelle du bassin reste à faire et les missions satellitaires en bande-L pourraient fortement contribuer à une meilleure compréhension des phénomènes impliqués.

Le projet SOGA (pour Stratification Océanique et couverture de Glace en zone de glace saisonnière dans l'océan Arctique ; bourse post-doctorale CNES), rédigé en collaboration avec Nicolas Kolodziejczyk et Camille Lique (LOPS), visera à mieux comprendre ces phénomènes et leur importance à la surface de l'océan Arctique. Les méthodes qui seront utilisés au cours de ce projet sont présentées de façon détaillée dans l'Annexe E.

### 6.4 Dessalures et futures missions satellitaires

Les résultats obtenus au cours de cette thèse ont illustré les apports très importants des missions satellitaires en bande-L dans l'étude des dessalures. Certains de

ces résultats ont cependant aussi montré les limites des missions actuelles.

Ainsi, les précipitations sont des phénomènes à forte variabilité spatiale, dont l'étude nécessite des observations de fine résolution. Le projet SMOS-HR ([Rodríguez-Fernández et al. propose d'observer la SSS avec une résolution de 10 km (et au-delà, projet SMOS-Next). A la surface des océans tropicaux, de telles missions permettraient donc une meilleure compréhension des dessalures en conditions pluvieuses ainsi que de l'effet de l'hétérogénéité. A la surface de l'océan Arctique, cette meilleure résolution permettrait de restituer la salinité plus proche de la bordure de glace et des terres, là où les dessalures les plus prononcées sont observées (à cause de la fonte de glace et des panaches fluviaux).

Une autre mission, Copernicus Image Microwave Radiometer (CIMR prévu sur Sentinel-11; [Kilic et al., 2018]; [Donlon et al., 2019]), devrait elle aussi permettre d'améliorer notre connaissance des dessalures au sein de l'océan Arctique. En effet, cette mission apportera une estimation simultanée de la SSS, de la SST, et du vent, grâce à des canaux en bande-L, C et X. Bien que la résolution de la SSS soit du même ordre de grandeur que les missions actuelles dans le cadre CIMR, cette large couverture de longueurs d'onde permettrait de réduire l'incertitude liée à la SST lors de l'estimation de la SSS.

# Bibliographie

- [Aagaard et al., 1981] Aagaard, K., Coachman, L., and Carmack, E. (1981). On the halocline of the arctic ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(6) :529–545.
- [Akhil et al., 2020] Akhil, V., Vialard, J., Lengaigne, M., Keerthi, M., Boutin, J., Vergely, J., and Papa, F. (2020). Bay of bengal sea surface salinity variability using a decade of improved smos re-processing. *Remote Sensing of Environment*, 248 :111964.
- [Alory et al., 2015] Alory, G., Delcroix, T., Téchiné, P., Diverres, D., Varillon, D., Cravatte, S., Gouriou, Y., Grelet, J., Jacquin, S., Kestenare, É., et al. (2015). The french contribution to the voluntary observing ships network of sea surface salinity. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 105 :1–18.
- [Alpers et al., 2016] Alpers, W., Zhang, B., Mouche, A., Zeng, K., and Chan, P. W. (2016). Rain footprints on c-band synthetic aperture radar images of the ocean-revisited. *Remote Sensing of Environment*, 187 :169–185.
- [Anguelova and Gaiser, 2013] Anguelova, M. D. and Gaiser, P. W. (2013). Microwave emissivity of sea foam layers with vertically inhomogeneous dielectric properties. *Remote sensing of environment*, 139 :81–96.
- [Ashby, 1964] Ashby, J. H. (1964). A preliminary history of the evolution of the tiros weather satellite program.
- [Asher et al., 2014] Asher, W. E., Jessup, A. T., Branch, R., and Clark, D. (2014). Observations of rain-induced near-surface salinity anomalies. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(8) :5483–5500.
- [Balaguru et al., 2020] Balaguru, K., Foltz, G. R., Leung, L. R., Kaplan, J., Xu, W., Reul, N., and Chapron, B. (2020). Pronounced impact of salinity on rapidly

- intensifying tropical cyclones. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(9) :E1497–E1511.
- [Bellenger et al., 2017] Bellenger, H., Drushka, K., Asher, W., Reverdin, G., Katsumata, M., and Watanabe, M. (2017). Extension of the prognostic model of sea surface temperature to rain-induced cool and fresh lenses. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(1) :484–507.
- [Bingham et al., 2019] Bingham, F. M., Tsonos, V., deCharon, A., Lauter, C. J., and Taylor, L. (2019). The spurs-2 eastern tropical pacific field campaign data collection. *Oceanography*, 32(2) :142–149.
- [Boutin et al., 2016] Boutin, J., Chao, Y., Asher, W. E., Delcroix, T., Drucker, R., Drushka, K., Kolodziejczyk, N., Lee, T., Reul, N., Reverdin, G., et al. (2016). Satellite and in situ salinity : Understanding near-surface stratification and sub-footprint variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(8) :1391–1407.
- [Boutin et al., 2014] Boutin, J., Martin, N., Reverdin, G., Morisset, S., Yin, X., Centurioni, L., and Reul, N. (2014). Sea surface salinity under rain cells : Smos satellite and in situ drifters observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(8) :5533–5545.
- [Boutin et al., 2018] Boutin, J., Vergely, J.-L., Marchand, S., d’Amico, F., Hasson, A., Kolodziejczyk, N., Reul, N., Reverdin, G., and Vialard, J. (2018). New smos sea surface salinity with reduced systematic errors and improved variability. *Remote Sensing of Environment*, 214 :115–134.
- [Brown, 1974] Brown, N. (1974). A precision ctd microprofiler. In *Ocean’74-IEEE International Conference on Engineering in the Ocean Environment*, pages 270–278. IEEE.
- [Cabanes et al., 2013] Cabanes, C., Grouazel, A., Von Schuckmann, K., Hamon, M., Turpin, V., Coatanoan, C., Paris, F., Guinehut, S., Boone, C., Ferry, N., et al. (2013). The cora dataset : validation and diagnostics of in-situ ocean temperature and salinity measurements. *Ocean Science*, 9(1) :1–18.
- [Carmack, 2007] Carmack, E. C. (2007). The alpha/beta ocean distinction : A perspective on freshwater fluxes, convection, nutrients and productivity in high-

- latitude seas. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 54(23-26) :2578–2598.
- [Carmack et al., 2016] Carmack, E. C., Yamamoto-Kawai, M., Haine, T. W., Bacon, S., Bluhm, B. A., Lique, C., Melling, H., Polyakov, I. V., Straneo, F., Timmermans, M.-L., et al. (2016). Freshwater and its role in the arctic marine system : Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the arctic and global oceans. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 121(3) :675–717.
- [Clayson et al., 2019] Clayson, C. A., Edson, J. B., Paget, A., Graham, R., and Greenwood, B. (2019). Effects of rainfall on the atmosphere and the ocean during spurs-2. *Oceanography*, 32(2) :86–97.
- [Cox and Munk, 1954] Cox, C. and Munk, W. (1954). Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun’s glitter. *Josa*, 44(11) :838–850.
- [Cronin and McPhaden, 2002] Cronin, M. F. and McPhaden, M. J. (2002). Barrier layer formation during westerly wind bursts. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 107(C12) :SRF–21.
- [Dai et al., 2009] Dai, A., Qian, T., Trenberth, K. E., and Milliman, J. D. (2009). Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal of climate*, 22(10) :2773–2792.
- [D’Asaro, 1985] D’Asaro, E. A. (1985). The energy flux from the wind to near-inertial motions in the surface mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, 15(8) :1043–1059.
- [de Boyer Montégut et al., 2004] de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C12).
- [de Boyer Montégut et al., 2007] de Boyer Montégut, C., Mignot, J., Lazar, A., and Cravatte, S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean : 1. general description. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C6).
- [Debye, 1929] Debye, P. J. W. (1929). *Polar molecules*. Chemical Catalog Company, Incorporated.



- [Dewey et al., 2017] Dewey, S. R., Morison, J. H., and Zhang, J. (2017). An edge-referenced surface fresh layer in the beaufort sea seasonal ice zone. *Journal of Physical Oceanography*, 47(5) :1125–1144.
- [Dinnat, 2003] Dinnat, E. P. (2003). *De la détermination de la salinité de surface des océans à partir de mesures radiométriques hyperfréquences en bande L*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- [Dinnat et al., 2019] Dinnat, E. P., Le Vine, D. M., Boutin, J., Meissner, T., and Lagerloef, G. (2019). Remote sensing of sea surface salinity : Comparison of satellite and in situ observations and impact of retrieval parameters. *Remote Sensing*, 11(7) :750.
- [Donlon et al., 2012] Donlon, C. J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., and Wimmer, W. (2012). The operational sea surface temperature and sea ice analysis (ostia) system. *Remote Sensing of Environment*, 116 :140–158.
- [Drushka et al., 2019] Drushka, K., Asher, W. E., Jessup, A. T., Thompson, E. J., Iyer, S., and Clark, D. (2019). Capturing fresh layers with the surface salinity profiler. *Oceanography*, 32(2) :76–85.
- [Drushka et al., 2016] Drushka, K., Asher, W. E., Ward, B., and Walesby, K. (2016). Understanding the formation and evolution of rain-formed fresh lenses at the ocean surface. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(4) :2673–2689.
- [Durack, 2015] Durack, P. J. (2015). Ocean salinity and the global water cycle. *Oceanography*, 28(1) :20–31.
- [Durden and Vesecky, 1985] Durden, S. and Vesecky, J. (1985). A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 10(4) :445–451.
- [Elfouhaily et al., 1997] Elfouhaily, T., Chapron, B., Katsaros, K., and Vandemark, D. (1997). A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C7) :15781–15796.
- [Ellison et al., 1998] Ellison, W., Balana, A., Delbos, G., Lamkaouchi, K., Eymard, L., Guillou, C., and Prigent, C. (1998). New permittivity measurements of seawater. *Radio science*, 33(3) :639–648.

- [English et al., 2020] English, S., Prigent, C., Johnson, B., Yueh, S., Dinnat, E., Boutin, J., Newman, S., Anguelova, M., Meissner, T., Kazumori, M., et al. (2020). Reference-quality emission and backscatter modeling for the ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(10) :E1593–E1601.
- [Fairall et al., 1996] Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., and Young, G. S. (1996). Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 101(C2) :3747–3764.
- [Feistel, 2018] Feistel, R. (2018). Thermodynamic properties of seawater, ice and humid air : Teos-10, before and beyond. *Ocean Science*, 14(3).
- [Fiehn, 2017] Fiehn, A. (2017). *Transport of very short-lived substances from the Indian Ocean to the stratosphere through the Asian monsoon*. PhD thesis, Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- [Foltz and McPhaden, 2008] Foltz, G. R. and McPhaden, M. J. (2008). Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical north atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C2).
- [Font et al., 2009] Font, J., Camps, A., Borges, A., Martín-Neira, M., Boutin, J., Reul, N., Kerr, Y. H., Hahne, A., and Mecklenburg, S. (2009). Smos : The challenging sea surface salinity measurement from space. *Proceedings of the IEEE*, 98(5) :649–665.
- [Fore et al., 2016] Fore, A., Yueh, S., Tang, W., and Hayashi, A. (2016). Smap salinity and wind speed data user’s guide.
- [Fournier et al., 2019] Fournier, S., Lee, T., Tang, W., Steele, M., and Olmedo, E. (2019). Evaluation and intercomparison of smos, aquarius, and smap sea surface salinity products in the arctic ocean. *Remote Sensing*, 11(24) :3043.
- [Fournier et al., 2017] Fournier, S., Vialard, J., Lengaigne, M., Lee, T., Gierach, M. M., and Chaitanya, A. V. S. (2017). Modulation of the ganges-brahmaputra river plume by the indian ocean dipole and eddies inferred from satellite observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(12) :9591–9604.
- [FRASER, 1985] FRASER, L. (1985). High altitude research at the applied physics laboratory in the 1940 s. *Johns Hopkins APL Technical Digest*.

- [Gaillard et al., 2016] Gaillard, F., Reynaud, T., Thierry, V., Kolodziejczyk, N., and Von Schuckmann, K. (2016). In situ-based reanalysis of the global ocean temperature and salinity with isas : Variability of the heat content and steric height. *Journal of Climate*, 29(4) :1305–1323.
- [Gentemann et al., 2020] Gentemann, C., Scott, J. P., Mazzini, P. L., Pianca, C., Akella, S., Minnett, P. J., Cornillon, P., Fox-Kemper, B., Cetinić, I., Chin, T. M., et al. (2020). Saildrone : Adaptively sampling the marine environment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(6) :E744–E762.
- [Gentemann et al., 2009] Gentemann, C. L., Meissner, T., and Wentz, F. J. (2009). Accuracy of satellite sea surface temperatures at 7 and 11 ghz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(3) :1009–1018.
- [Geyer et al., 1991] Geyer, W. R., Beardsley, R. C., Candela, J., Castro, B. M., Legeckis, R. V., Lentz, S. J., Limeburner, R., Miranda, L. B., and Trowbridge, J. H. (1991). The physical oceanography of the amazon outflow. *Oceanography*, 4(1) :8–14.
- [Gordon et al., 2015] Gordon, A. L., Giulivi, C. F., Busecke, J., and Bingham, F. M. (2015). Differences among subtropical surface salinity patterns. *Oceanography*, 28(1) :32–39.
- [Gosnell et al., 1995] Gosnell, R., Fairall, C., and Webster, P. (1995). The sensible heat of rainfall in the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 100(C9) :18437–18442.
- [Grecu and Olson, 2006] Grecu, M. and Olson, W. S. (2006). Bayesian estimation of precipitation from satellite passive microwave observations using combined radar–radiometer retrievals. *Journal of applied meteorology and climatology*, 45(3) :416–433.
- [Grelet et al., 1992] Grelet, J., Buisson, B., and Hénin, C. (1992). Installation et utilisation d’un thermosalinographe à bord d’un navire marchand. *Notes tech : Sei Mer. océanog. phys.*
- [Grotsky et al., 2014] Grotsky, S. A., Reverdin, G., Carton, J. A., and Coles, V. J. (2014). Year-to-year salinity changes in the amazon plume : Contrasting 2011 and 2012 aquarius/sacd and smos satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 140 :14–22.

- [Guilloteau et al., 2017] Guilloteau, C., Foufoula-Georgiou, E., and Kummerow, C. D. (2017). Global multiscale evaluation of satellite passive microwave retrieval of precipitation during the trmm and gpm eras : Effective resolution and regional diagnostics for future algorithm development. *Journal of Hydrometeorology*, 18(11) :3051–3070.
- [Guilyardi, 2001] Guilyardi, É. (2001). Prix prud’homme 1999-quand le sel de l’océan pimente le climat. *La Météorologie*.
- [H.-O. Portner, 2019] H.-O. Portner, D.C. Roberts, V. M.-D. P. Z. M. T. E. P. K. M. A. A. M. N. A. O. J. P. B. R. N. W. (2019). Ipccl special report on the ocean and cryosphere in a changing climate.
- [Hackert et al., 2020] Hackert, E., Kovach, R. M., Molod, A., Vernieres, G., Borovikov, A., Marshak, J., and Chang, Y. (2020). Satellite sea surface salinity observations impact on el niño/southern oscillation predictions : Case studies from the nasa geos seasonal forecast system. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 125(4) :e2019JC015788.
- [Haine et al., 2015] Haine, T. W., Curry, B., Gerdes, R., Hansen, E., Karcher, M., Lee, C., Rudels, B., Spreen, G., de Steur, L., Stewart, K. D., et al. (2015). Arctic freshwater export : Status, mechanisms, and prospects. *Global and Planetary Change*, 125 :13–35.
- [Hasson et al., 2013] Hasson, A., Delcroix, T., and Boutin, J. (2013). Formation and variability of the south pacific sea surface salinity maximum in recent decades. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(10) :5109–5116.
- [Hilburn and Wentz, 2008] Hilburn, K. and Wentz, F. (2008). Intercalibrated passive microwave rain products from the unified microwave ocean retrieval algorithm (umora). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(3) :778–794.
- [Ho et al., 2004] Ho, D. T., Zappa, C. J., McGillis, W. R., Bliven, L. F., Ward, B., Dacey, J. W., Schlosser, P., and Hendricks, M. B. (2004). Influence of rain on air-sea gas exchange : Lessons from a model ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C8).
- [Hwang, 2011] Hwang, P. A. (2011). Foam and roughness effects on passive microwave remote sensing of the ocean. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 50(8) :2978–2985.

- [Hwang et al., 2019] Hwang, P. A., Reul, N., Meissner, T., and Yueh, S. H. (2019). Ocean surface foam and microwave emission : Dependence on frequency and incidence angle. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(10) :8223–8234.
- [IOC and IAPSO, 2010] IOC, S. and IAPSO (2010). The international thermodynamic equation of seawater–2010 : calculation and use of thermodynamic properties.[includes corrections up to 31st october 2015].
- [Jacqueline Boutin and Thouvenin-Masson, 2020] Jacqueline Boutin, Jean-Luc Vergely, E. D.-P. W. F. D. N. R. A. S. and Thouvenin-Masson, C. (2020). Correcting sea surface temperature spurious effects in salinity retrieved from spaceborne l-band radiometer measurements. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*.
- [Jakobsson et al., 2020] Jakobsson, M., Mayer, L. A., Bringensparr, C., Castro, C. F., Mohammad, R., Johnson, P., Ketter, T., Accettella, D., Amblas, D., An, L., et al. (2020). The international bathymetric chart of the arctic ocean version 4.0. *Scientific data*, 7(1) :1–14.
- [Johns et al., 2020] Johns, E. M., Lumpkin, R., Putman, N. F., Smith, R. H., Muller-Karger, F. E., Rueda-Roa, D. T., Hu, C., Wang, M., Brooks, M. T., Gramer, L. J., et al. (2020). The establishment of a pelagic sargassum population in the tropical atlantic : Biological consequences of a basin-scale long distance dispersal event. *Progress in Oceanography*, 182 :102269.
- [Kerr et al., 2010] Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M.-J., Font, J., Reul, N., Gruhier, C., et al. (2010). The smos mission : New tool for monitoring key elements of the global water cycle. *Proceedings of the IEEE*, 98(5) :666–687.
- [Kilic et al., 2018] Kilic, L., Prigent, C., Aires, F., Boutin, J., Heygster, G., Tonboe, R. T., Roquet, H., Jimenez, C., and Donlon, C. (2018). Expected performances of the copernicus imaging microwave radiometer (cimr) for an all-weather and high spatial resolution estimation of ocean and sea ice parameters. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 123(10) :7564–7580.

- [Klein and Swift, 1977] Klein, L. and Swift, C. (1977). An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. *IEEE transactions on antennas and propagation*, 25(1) :104–111.
- [Kudryavtsev et al., 2003] Kudryavtsev, V., Hauser, D., Caudal, G., and Chapron, B. (2003). A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. background model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 108(C3) :FET–2.
- [Kummerow et al., 2001] Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W., Yang, S., Adler, R., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.-B., and Wilheit, T. (2001). The evolution of the goddard profiling algorithm (gprof) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11) :1801–1820.
- [Kummerow et al., 1996] Kummerow, C., Olson, W. S., and Giglio, L. (1996). A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(5) :1213–1232.
- [Kummerow, 2020] Kummerow, C. D. (2020). Introduction to passive microwave retrieval methods. In *Satellite Precipitation Measurement*, pages 123–140. Springer.
- [Lagerloef et al., 2008] Lagerloef, G., Colomb, F. R., Le Vine, D., Wentz, F., Yueh, S., Ruf, C., Lilly, J., Gunn, J., Chao, Y., DECHARON, A., et al. (2008). The aquarius/sac-d mission : Designed to meet the salinity remote-sensing challenge. *Oceanography*, 21(1) :68–81.
- [Lagerloef et al., 2013] Lagerloef, G., deCharon, A., and Lindstrom, E. (2013). Ocean salinity and the aquarius/sac-d mission : A new frontier in ocean remote sensing. *Marine Technology Society Journal*, 47(5) :26–30.
- [Lerner and Hollinger, 1977] Lerner, R. M. and Hollinger, J. P. (1977). Analysis of 1.4 ghz radiometric measurements from skylab. *Remote Sensing of environment*, 6(4) :251–269.
- [Lindstrom et al., 2019] Lindstrom, E. J., Edson, J. B., Schanze, J. J., and Shcherbina, A. Y. (2019). Spurs-2 salinity processes in the upper-ocean regional study 2 the eastern equatorial pacific experiment.

- [Liu and Zipser, 2014] Liu, C. and Zipser, E. (2014). Differences between the surface precipitation estimates from the trmm precipitation radar and passive microwave radiometer version 7 products. *Journal of Hydrometeorology*, 15(6) :2157–2175.
- [Lukas and Lindstrom, 1991] Lukas, R. and Lindstrom, E. (1991). The mixed layer of the western equatorial pacific ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 96(S01) :3343–3357.
- [Madec, 2008] Madec, G. (2008). Nemo ocean engine : Notes du pole de modélisation 27. *Paris : Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)*.
- [Martin, 2013] Martin, A. (2013). *Analyse des mesures radiométriques en bande-L au-dessus de l’océan : Campagnes CAROLS*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- [Matsuoka et al., 2016] Matsuoka, A., Babin, M., and Devred, E. C. (2016). A new algorithm for discriminating water sources from space : A case study for the southern beaufort sea using modis ocean color and smos salinity data. *Remote Sensing of Environment*, 184 :124–138.
- [Meissner et al., 2017] Meissner, T., Ricciardulli, L., and Wentz, F. J. (2017). Capability of the snap mission to measure ocean surface winds in storms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8) :1660–1677.
- [Meissner and Wentz, 2008] Meissner, T. and Wentz, F. J. (2008). Wind retrievals under rain for passive satellite microwave radiometers and its application to hurricane tracking. In *2008 Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*, pages 1–4. IEEE.
- [Meissner and Wentz, 2009] Meissner, T. and Wentz, F. J. (2009). Wind-vector retrievals under rain with passive satellite microwave radiometers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(9) :3065–3083.
- [Meissner and Wentz, 2012] Meissner, T. and Wentz, F. J. (2012). The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 ghz over a large range of wind speeds and earth incidence angles. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(8) :3004–3026.

- [Mignot et al., 2007] Mignot, J., de Boyer Montégut, C., Lazar, A., and Cravatte, S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean : 2. tropical areas. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C10).
- [Millero et al., 2008] Millero, F. J., Feistel, R., Wright, D. G., and McDougall, T. J. (2008). The composition of standard seawater and the definition of the reference-composition salinity scale. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 55(1) :50–72.
- [Minnett and Kaiser-Weiss, 2012] Minnett, P. and Kaiser-Weiss, A. (2012). Near-surface oceanic temperature gradients. *GHRSSST Discussion Doc*, 7.
- [Mohammed et al., 2016] Mohammed, P. N., Aksoy, M., Piepmeier, J. R., Johnson, J. T., and Bringer, A. (2016). Smap l-band microwave radiometer : Rfi mitigation prelaunch analysis and first year on-orbit observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(10) :6035–6047.
- [Oki and Sud, 1998] Oki, T. and Sud, Y. (1998). Design of total runoff integrating pathways (trip)—a global river channel network. *Earth interactions*, 2(1) :1–37.
- [Pellichero et al., 2017] Pellichero, V., Sallée, J.-B., Schmidtko, S., Roquet, F., and Charrassin, J.-B. (2017). The ocean mixed layer under southern ocean sea-ice : Seasonal cycle and forcing. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(2) :1608–1633.
- [Picart et al., 2008] Picart, S. S., Reul, N., Guimbard, S., Chapron, B., and Vandemark, D. (2008). Assessing ocean salinity retrieval using windsat data over the amazon river plume and north brazil current retroflection. In *2008 New Trends for Environmental Monitoring Using Passive Systems*, pages 1–5. IEEE.
- [Piepmeier et al., 2017] Piepmeier, J. R., Focardi, P., Horgan, K. A., Knuble, J., Ehsan, N., Lucey, J., Brambora, C., Brown, P. R., Hoffman, P. J., French, R. T., et al. (2017). Smap l-band microwave radiometer : Instrument design and first year on orbit. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(4) :1954–1966.
- [Price, 1979] Price, J. F. (1979). Observations of a rain-formed mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, 9(3) :643–649.



- [Rainville et al., 2019] Rainville, L., Centurioni, L. R., Asher, W. E., Clayson, C. A., Drushka, K., Edson, J. B., Hodges, B. A., Hormann, V., Farrar, J. T., Schanze, J. J., et al. (2019). Novel and flexible approach to access the open ocean. *Oceanography*, 32(2) :116–121.
- [Reul et al., 2020] Reul, N., Grodsky, S., Arias, M., Boutin, J., Catany, R., Chapron, B., d’Amico, F., Dinnat, E., Donlon, C., Fore, A., et al. (2020). Sea surface salinity estimates from spaceborne l-band radiometers : An overview of the first decade of observation (2010–2019). *Remote Sensing of Environment*, 242 :111769.
- [Reul et al., 2014] Reul, N., Quilfen, Y., Chapron, B., Fournier, S., Kudryavtsev, V., and Sabia, R. (2014). Multisensor observations of the Amazon river plume interactions with hurricanes. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(12) :8271–8295.
- [Reul et al., 2012] Reul, N., Tenerelli, J., Chapron, B., Vandemark, D., Quilfen, Y., and Kerr, Y. (2012). Smos satellite l-band radiometer : A new capability for ocean surface remote sensing in hurricanes. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C2).
- [Reul et al., 2007] Reul, N., Tenerelli, J., Chapron, B., and Waldteufel, P. (2007). Modeling sun glitter at l-band for sea surface salinity remote sensing with smos. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45(7) :2073–2087.
- [Reverdin et al., 2013] Reverdin, G., Morisset, S., Bourras, D., Martin, N., Lourenço, A., Boutin, J., Caudoux, C., Font, J., and Salvador, J. (2013). Surpact : A smos surface wave rider for air-sea interaction. *Oceanography*, 26(1) :48–57.
- [Reverdin et al., 2012] Reverdin, G., Morisset, S., Boutin, J., and Martin, N. (2012). Rain-induced variability of near sea-surface temperature and salinity from drifter data. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C2).
- [Reverdin et al., 2020] Reverdin, G., Supply, A., Drushka, K., Thompson, E., Asher, W. E., and Lourenço, A. (2020). Intense and small freshwater pools from rainfall investigated during spurs-2 on 9 november 2017 in the eastern tropical pacific. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 125(2) :e2019JC015558.
- [RISER et al., 2008] RISER, S. C., REN, L., and WONG, A. (2008). Salinity in argo : A modern view of a changing ocean. *Oceanography*, 21(1) :56–67.

- [Rodríguez-Fernández et al., 2019] Rodríguez-Fernández, N. J., Anterrieu, E., Rougé, B., Boutin, J., Picard, G., Pellarin, T., Escorihuela, M. J., Al Bitar, A., Richaume, P., Mialon, A., et al. (2019). Smos-hr : A high resolution l-band passive radiometer for earth science and applications. In *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 8392–8395. IEEE.
- [Roemmich et al., 1999] Roemmich, D., Boebel, O., Desaubies, Y., Freeland, H., King, B., LeTraon, P.-Y., Molinari, R., Owens, B., Riser, S., Send, U., et al. (1999). Argo : The global array of profiling floats. *CLIVAR Exchanges*, 13(4 (3)) :4–5.
- [Roquet et al., 2011] Roquet, F., Charrassin, J.-B., Marchand, S., Boehme, L., Fedak, M., Reverdin, G., and Guinet, C. (2011). Delayed-mode calibration of hydrographic data obtained from animal-borne satellite relay data loggers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(6) :787–801.
- [Roquet et al., 2013] Roquet, F., Wunsch, C., Forget, G., Heimbach, P., Guinet, C., Reverdin, G., Charrassin, J.-B., Bailleul, F., Costa, D. P., Huckstadt, L. A., et al. (2013). Estimates of the southern ocean general circulation improved by animal-borne instruments. *Geophysical Research Letters*, 40(23) :6176–6180.
- [Rudels et al., 2013] Rudels, B., Schauer, U., Björk, G., Korhonen, M., Pisarev, S., Rabe, B., and Wisotzki, A. (2013). Observations of water masses and circulation in the eurasian basin of the arctic ocean from the 1990s to the late 2000s. *OS Special Issue : Ice-Atmosphere-Ocean interactions in the Arctic Ocean during IPY : the Damocles project*, 9(1) :147–169.
- [Rutledge et al., 2019] Rutledge, S. A., Chandrasekar, V., Fuchs, B., George, J., Junyent, F., Kennedy, P., and Dolan, B. (2019). Deployment of the sea-pol c-band polarimetric radar to spurs-2. *Oceanography*, 32(2) :50–57.
- [Sakov et al., 2012] Sakov, P., Counillon, F., Bertino, L., Lisæter, K., Oke, P., and Korablev, A. (2012). Topaz4 : an ocean-sea ice data assimilation system for the north atlantic and arctic. *Ocean Science Discussions*, 9(2).
- [Santos-Garcia et al., 2014] Santos-Garcia, A., Jacob, M. M., Jones, W. L., Asher, W. E., Hejazin, Y., Ebrahimi, H., and Rabolli, M. (2014). Investigation of rain effects on aquarius sea surface salinity measurements. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(11) :7605–7624.

- [Schanze et al., 2014] Schanze, J., Lagerloef, G., Schmitt, R., and Hodges, B. (2014). Snakes on a ship : Surface salinity observations during spurs. In *Extended Abstracts, 2014 Ocean Sciences Meeting*.
- [Schlüssel et al., 1997] Schlüssel, P., Soloviev, A. V., and Emery, W. J. (1997). Cool and freshwater skin of the ocean during rainfall. *Boundary-layer meteorology*, 82(3) :439–474.
- [Shcherbina et al., 2019] Shcherbina, A. Y., D’Asaro, E. A., and Harcourt, R. R. (2019). Rain and sun create slippery layers in the eastern pacific fresh pool. *Oceanography*, 32(2) :98–107.
- [Shiklomanov, 1998] Shiklomanov, I. A. (1998). *World water resources : a new appraisal and assessment for the 21st century : a summary of the monograph World water resources*. Unesco.
- [Skou, 2003] Skou, N. (2003). Aspects of the smos pre-launch calibration. In *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No. 03CH37477)*, volume 2, pages 1222–1225. IEEE.
- [Smirnov and Khaldin, 2013] Smirnov, M. and Khaldin, A. (2013). L-band microwave experiment on russian investigational satellite, first results and comparison with smos data. *ESASP*, 722 :326.
- [Soloviev and Lukas, 1997] Soloviev, A. and Lukas, R. (1997). Observation of large diurnal warming events in the near-surface layer of the western equatorial pacific warm pool. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 44(6) :1055–1076.
- [Somaraju and Trumpf, 2006] Somaraju, R. and Trumpf, J. (2006). Frequency, temperature and salinity variation of the permittivity of seawater. *IEEE transactions on Antennas and Propagation*, 54(11) :3441–3448.
- [Steele et al., 2008] Steele, M., Ermold, W., and Zhang, J. (2008). Arctic ocean surface warming trends over the past 100 years. *Geophysical Research Letters*, 35(2).
- [Straneo and Heimbach, 2013] Straneo, F. and Heimbach, P. (2013). North atlantic warming and the retreat of greenland’s outlet glaciers. *Nature*, 504(7478) :36–43.

- [Supply et al., 2020] Supply, A., Boutin, J., Reverdin, G., Vergely, J.-L., and Bellenger, H. (2020). Variability of satellite sea surface salinity under rainfall. In *Satellite Precipitation Measurement*, pages 1155–1176. Springer.
- [Supply et al., 2018] Supply, A., Boutin, J., Vergely, J.-L., Martin, N., Hasson, A., Reverdin, G., Mallet, C., and Viltard, N. (2018). Precipitation estimates from smos sea-surface salinity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144 :103–119.
- [Swift, 1980] Swift, C. (1980). Passive microwave remote sensing of the ocean—a review. *Boundary-Layer Meteorology*, 18(1) :25–54.
- [Tang et al., 2013] Tang, W., Yueh, S., Fore, A., Neumann, G., Hayashi, A., and Lagerloef, G. (2013). The rain effect on aquarius’ l-band sea surface brightness temperature and radar backscatter. *Remote sensing of environment*, 137 :147–157.
- [Tarasenko et al., 2019] Tarasenko, A., Supply, A., Kusse-Tiuz, N., Ivanov, V., Makhotin, M., Tournadre, J., Chapron, B., Boutin, J., and Kolodziejczyk, N. (2019). Surface waters properties in the laptev and the east-siberian seas in summer 2018 from in situ and satellite data. *Ocean Science Discussions*, pages 1–27.
- [ten Doeschate et al., 2019] ten Doeschate, A., Sutherland, G., Bellenger, H., Landwehr, S., Esters, L., and Ward, B. (2019). Upper ocean response to rain observed from a vertical profiler. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 124(6) :3664–3681.
- [Terray et al., 2012] Terray, L., Corre, L., Cravatte, S., Delcroix, T., Reverdin, G., and Ribes, A. (2012). Near-surface salinity as nature’s rain gauge to detect human influence on the tropical water cycle. *Journal of Climate*, 25(3) :958–977.
- [Thomsen, 1954] Thomsen, H. (1954). Instructions pratiques sur la determination de la salinitee de l’eau de mer par la meethode de titrage de mohr-knudsen. *Bulletin de l’institut océanographique*.
- [Tranchant et al., 2019] Tranchant, B., Remy, E., Greiner, E., and Legalloudec, O. (2019). Data assimilation of soil moisture and ocean salinity (smos) observations into the mercator ocean operational system : focus on the el niño 2015 event. *Ocean Science*, 15(3) :543–563.

- [Varona et al., 2019] Varona, H., Veleda, D., Silva, M., Cintra, M., and Araujo, M. (2019). Amazon river plume influence on western tropical atlantic dynamic variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 85 :1–15.
- [Vergely et al., 2014] Vergely, J.-L., Waldteufel, P., Boutin, J., Yin, X., Spurgeon, P., and Delwart, S. (2014). New total electron content retrieval improves smos sea surface salinity. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(10) :7295–7307.
- [Vialard and Delecluse, 1998] Vialard, J. and Delecluse, P. (1998). An ogcm study for the toga decade. part ii : Barrier-layer formation and variability. *Journal of physical oceanography*, 28(6) :1089–1106.
- [Vinogradova et al., 2019] Vinogradova, N., Lee, T., Boutin, J., Drushka, K., Fournier, S., Sabia, R., Stammer, D., Bayler, E., Reul, N., Gordon, A., et al. (2019). Satellite salinity observing system : recent discoveries and the way forward. *Frontiers in Marine Science*, 6 :243.
- [Waldteufel, 1973] Waldteufel, P. (1973). Attenuation des ondes hyperfréquences par la pluie : une mise au point. In *Annales des Telecommunications*, volume 28, pages 255–272. Springer.
- [Walesby et al., 2015] Walesby, K., Vialard, J., Minnett, P. J., Callaghan, A. H., and Ward, B. (2015). Observations indicative of rain-induced double diffusion in the ocean surface boundary layer. *Geophysical Research Letters*, 42(10) :3963–3972.
- [Wang et al., 2019] Wang, C., Tandeo, P., Mouche, A., Stopa, J. E., Gressani, V., Longepe, N., Vandemark, D., Foster, R. C., and Chapron, B. (2019). Classification of the global sentinel-1 sar vignettes for ocean surface process studies. *Remote Sensing of Environment*, 234 :111457.
- [Wentz et al., 2014] Wentz, F., Meissner, T., Gentemann, C., Hilburn, K., and Scott, J. (2014). Remote sensing systems gcom-w1 amsr2 daily environmental suite on 0.25 deg grid, version 7.2. *Remote Sensing Systems : Santa Rosa, CA, USA*.
- [Wentz, 2005] Wentz, F. J. (2005). The effect of clouds and rain on aquarius salinity retrieval. *Remote Sensing System Technical Memorandum*, 3031805.
- [Wentz, 2013] Wentz, F. J. (2013). Ssm/i version-7 calibration report. *Remote Sensing Systems Tech. Rep*, 11012(46) :1613–1627.

- [Whitefield et al., 2015] Whitefield, J., Winsor, P., McClelland, J., and Menemenlis, D. (2015). A new river discharge and river temperature climatology data set for the pan-arctic region. *Ocean Modelling*, 88 :1–15.
- [Wilheit, 1972] Wilheit, T. (1972). The electrically scanning microwave radiometer (esmr) experiment. *The Nimbus-5 user's guide*, pages 59–104.
- [Wilheit et al., 1980] Wilheit, T., Chang, A., and Milman, A. (1980). Atmospheric corrections to passive microwave observations of the ocean. *Boundary-Layer Meteorology*, 18(1) :65–77.
- [Wilheit, 1979] Wilheit, T. T. (1979). A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, 17(4) :244–249.
- [Wilheit et al., 1977] Wilheit, T. T., Chang, A., V. Rao, M., Rodgers, E., and Theon, J. (1977). A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans. *Journal of applied meteorology*, 16(5) :551–560.
- [Yu, 2011] Yu, L. (2011). A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C10).
- [Yu, 2015] Yu, L. (2015). Sea-surface salinity fronts and associated salinity-minimum zones in the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(6) :4205–4225.
- [Yueh, 1997] Yueh, S. H. (1997). Modeling of wind direction signals in polarimetric sea surface brightness temperatures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(6) :1400–1418.
- [Zappa et al., 2009] Zappa, C. J., Ho, D. T., McGillis, W. R., Banner, M. L., Dacey, J. W., Bliven, L. F., Ma, B., and Nystuen, J. (2009). Rain-induced turbulence and air-sea gas transfer. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 114(C7).
- [Zeng and Beljaars, 2005] Zeng, X. and Beljaars, A. (2005). A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophysical Research Letters*, 32(14).
- [Zika et al., 2018] Zika, J. D., Skliris, N., Blaker, A. T., Marsh, R., Nurser, A. G., and Josey, S. A. (2018). Improved estimates of water cycle change from ocean

## BIBLIOGRAPHIE

---

salinity : the key role of ocean warming. *Environmental Research Letters*, 13(7) :074036.

[Zine et al., 2008] Zine, S., Boutin, J., Font, J., Reul, N., Waldteufel, P., Gabarró, C., Tenerelli, J., Petitcolin, F., Vergely, J.-L., Talone, M., et al. (2008). Overview of the smos sea surface salinity prototype processor. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(3) :621–645.

## Annexe A

Supply et al, 2018



# Precipitation Estimates from SMOS Sea-Surface Salinity

A. Supply<sup>1</sup> | J. Boutin<sup>1</sup> | J.-L. Vergely<sup>2</sup> | N. Martin<sup>1,†</sup> | A. Hasson<sup>1</sup> | G. Reverdin<sup>1</sup> |  
C. Mallet<sup>3</sup> | N. Viltard<sup>3</sup>

<sup>1</sup>LOCEAN-IPSL, Sorbonne Universités (UPMC, Univ. Paris 06) - CNRS - IRD - MNIH, Paris, France

<sup>2</sup>ACRI-st, Guyancourt, France

<sup>3</sup>LATMOS-IPSL, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, Versailles and Université Paris 06, CNRS-INSU, Guyancourt, France

## Correspondence

A. Supply, Laboratoire d'Océanographie et du Climat par Expérimentation et Approches Numériques, Institut Pierre Simon Laplace, Unité mixte de Recherche, CNRS/IRD/UPMC/MNH, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 05, France.  
Email: alexandre.supply@locean.upmc.fr

## Funding information

European Space Agency, STSE SMOS+RAINFALL, Centre National d'Etudes Spatiales, SMOS Ocean/TOSCA.

Two L-Band (1.4 GHz) microwave radiometer missions, Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) and Soil Moisture Active and Passive (SMAP) currently provide sea-surface salinity (SSS) measurements. At this frequency, salinity is measured in the first centimetre below the sea surface, which makes it very sensitive to the presence of fresh water lenses linked to rain events. A relationship between salinity anomaly ( $\Delta S$ ) and rain rate (RR) is derived in the Pacific intertropical convergence zone from SMOS SSS measurements and Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) RR. It is then used to develop an algorithm to estimate RR from SMOS SSS measurements. A heuristic function is developed to correct the SMOS-estimated negative RR due to measurement noise. Correlation between SMOS and SSMIS RR and between SMOS and Integrated Multisatellite Retrievals for GPM (IMERG) RR are high when SMOS and SSMIS passes are less than 15 min apart ( $r = 0.7$  at  $1^\circ \times 1^\circ$  resolution), showing a good quality of SMOS RR retrievals. When the time shift between SMOS and SSMIS passes increases, the correlation between SMOS and IMERG RR diminishes. This suggests that L-band radiometry can provide information complementary to GPM missions to improve RR products interpolated at high temporal resolution. The retrieval is successfully tested on SMAP SSS. We also check that our algorithm provides reliable estimates of RR when averaged at a monthly time-scale.

## KEYWORDS

IMERG, ITCZ, L-band radiometry, precipitation, sea-surface salinity anomalies, SMAP, SMOS

## 1 | INTRODUCTION

L-band radiometer measurements of salinity provide a synoptic view of the global ocean every 3–7 days. At the present time, three satellite missions carrying L-band radiometers have monitored and/or monitor sea-surface salinity (SSS) from space: Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) since 2010, Aquarius (between 2011 and 2015) and Soil Moisture Active and Passive (SMAP) since 2015. Over the global ocean, they sense the salinity in the upper first centimetres while most *in situ* measurements are performed at a few metres depth (Boutin et al., 2016) and while current ocean

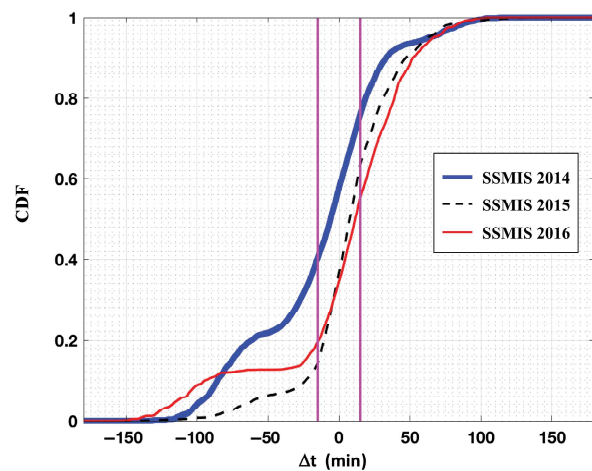
general circulation models usually do not include a description within the upper metre depth. In regions where rain is infrequent, stratification between the first centimetre and a few metres is expected to be small (Henocq et al., 2010). However, in rainy regions, rain leads to the formation of freshwater lenses at the ocean surface and of large vertical salinity gradients. Hence, the interpretation of satellite SSS in rainy regions requires a good knowledge of the rain rate (RR) at the time of the satellite pass. This is often not well informed by meteorological models which do not provide sufficient temporal resolution given the high intermittency of rainfall events and the rapid relaxation of the salinity freshening after a rain event. Actually, in most observational case-studies, salinity anomalies have a short lifetime (typically a few

†Deceased.

hours) after a rain event (Drushka, Asher, Ward, & Walesby, 2016; Reverdin, Morisset, Boutin, & Martin, 2012; Soloviev, Lukas, & Matsuura, 2002; Wijesekera, Paulson, & Huyer, 1999), even though some fresh lenses have been observed with a persistence time longer than 15 hr (Walesby, Vialard, Minnett, Callaghan, & Ward, 2015). An alternative is to use merged infrared and passive microwave (PMW) satellite rain products (e.g. CMORPH, IMERG (Integrated Multisatellite Retrievals for Global Precipitation Measurement)) that provide RR every half-hour (Santos-Garcia et al., 2014) but, as we will show, for cases when there is a time shift of more than 1 hr between the PMW satellite and SMOS, the morphed RR may be imprecise. In this article, we investigate to what extent it is possible to infer RR from L-band radiometric data themselves. Actually, earlier studies (see a review in Boutin et al. (2016)) have shown a strong correlation between the freshening observed by L-band radiometry and RR, at very short time-scale (on the order of half an hour). The observed linear relationships between freshening and RR have a similar order of magnitude to the one predicted by the surface renewal model of the molecular skin layer developed by Schluskel, Soloviev, and Emery (1997). In fact, the thickness of the molecular diffusion layer for salinity is only 0.05 mm but rain induces mixing in the first centimetres of the surface ocean (Ho, Asher, Schlosser, Bliven, & Gordon, 2000; Zappa et al., 2009). The parameters that govern creation and spatial and temporal evolution of these lenses (air–sea fluxes of heat and momentum, upper-ocean mixing, advection) are at present not well understood. Drushka et al. (2016) and Bellenger et al. (2016) have used one-dimensional water column models, the Generalized Ocean Turbulence Model (GOTM) and a prognostic model respectively, to simulate the formation and life cycle of rain-induced fresh lenses. However, given the difficulty of accessing the forcing parameters (e.g. European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) wind speed is of poor quality in rainy conditions (Portabella et al., 2012)) and given that rain-induced freshening is observed on satellite salinity for ECMWF wind speed between 3 and 12 m/s, we neglect the potential effect of the wind on freshening highlighted by several studies based on *in situ* measurements and modelling (Asher, Jessup, Branch, & Clark, 2014; Bellenger et al., 2016; Drushka et al., 2016). Hence, we will use an empirical relationship between instantaneous freshening and RR observed at moderate wind speed (3–12 m/s) as shown in Boutin et al. (2014). The retrieval algorithm is named PEALS for Precipitations Estimates And L-band Salinity.

In addition to providing important information for users of SMOS SSS, the PEALS-retrieved RR could also complement measurements by PMW radiometers of the Global Precipitation Measurement (GPM) constellation dedicated to rain retrieval and used in merged satellite rain products.

Since the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) launch in 1997, a very important breakthrough (Stephens &



**FIGURE 1** Cumulative density function of the temporal shift between SMOS and nearest SSMIS satellite for different years when SSMIS satellite is the nearest PMW satellite from SMOS (time SSMIS – time SMOS). Magenta vertical lines = –15 and +15 min temporal shifts

Kummerow, 2007) was accomplished in retrieving rain from satellite data.

TRMM was such a successful mission that it was a determining argument to start the GPM project (Hou et al., 2014). This project relies on a Core Observatory similar to TRMM but differing in coverage which extends from 65°S to 65°N and the addition of a Ka-band radar to complement the Ku-band radar. The GPM mother satellite was launched in spring 2014. In addition to the Core Observatory, GPM is also a consortium of space agencies who agreed to share all the data arising from PMW radiometers dedicated to rain retrieval in order to provide users with a rain-oriented dataset giving the best possible coverage (Kidd & Huffman, 2011).

Our study focusses on the retrieval of RR from L-band SSS in the intertropical convergence zone (ITCZ) region (between 180° and 110°W, 0° and 15°N), a region characterized by tropical convective systems for which the spatial resolution of L-band radiometers (~50 km) is well suited (Houze, 2004; Waliser & Gautier, 1993). The chosen region is far from coasts and not affected by freshwater water influx from rivers. The study covers the period from August 2014 to July 2016. The year 2015 corresponds to the training phase. During this year, the Pacific ITCZ was impacted by a rate of precipitation higher than expected, due to El Niño conditions (Bell, Halpert, & L'Heureux, 2016). The other years (2014 and 2016) are used as the validation period. We use SMOS and SMAP data for salinity measurements and the IMERG product for RR.

In Section 2, we present measurements and methods used in this study to estimate salinity anomalies and to relate them to RR. The algorithm developed for deriving RR from satellite salinity, its validation and performance with respect to the RR interpolated product are described in Section 3. Application of the PEALS algorithm to SMAP data is described in Section

4. Finally, results and perspectives of this study are discussed in Section 5.

## 2 | DATA AND METHODS

The shortest time shift between SMOS SSS and PMW RR is observed in 2015 (Figure 1). So 2015 datasets are used to develop the algorithm for retrieving SMOS RR from satellite salinity, which will be described in Section 3. Validation is done on instantaneous retrievals in 2014 and 2016. Then instantaneous estimates and monthly averages of retrieved SMOS RR are compared with the interpolated RR (IMERG product) during the whole study period.

### 2.1 | Data description

#### 2.1.1 | Salinity data

##### SMOS salinity data

SMOS is the first satellite mission that carries an L-band microwave radiometer from which SSS can be retrieved. It was launched in November 2009, and since 2010 provides SSS from space (Kerr et al., 2010). It crosses the Equator at about 6:00 a.m. (0600 hr local time) on ascending node and 6:00 p.m. (1800 hr) in descending node along a Sun-synchronous orbit. The spatial resolution of individual SMOS SSS is close to 50 km. SMOS SSS are oversampled over an Icosahedral Snyder Equal Area (ISEA) grid at 15 km resolution. In the ITCZ, typical noise on individual SMOS SSS is 0.5 pss (practical salinity scale) (Boutin et al., 2014). When averaged over typically 1 month and 100 km  $\times$  100 km, the precision of SMOS SSS in tropical regions is improved to typically 0.2–0.3 pss (Boutin, Martin, Reverdin, Yin, & Gaillard, 2013; Hasson, Delcroix, Boutin, Dussin, & Ballabrera-Poy, 2014). Hence, SMOS has already demonstrated its usefulness to investigate different scales of SSS variability (Boutin et al., 2016), but also to detect rain imprint with individual measurements (Boutin et al., 2013, 2014). In this study, we use SMOS level 2 Sea Surface Salinity,  $S_{\text{sat}}$ , from the second European Space Agency (ESA) reprocessing (v622, Algorithm Theoretical Basis Document available on [https://smos.argans.co.uk/docs/deliverables/delivered/ATBD/SO-TN-ARG-GS-0007\\_L2OS-ATBD\\_v3.11\\_140905.pdf](https://smos.argans.co.uk/docs/deliverables/delivered/ATBD/SO-TN-ARG-GS-0007_L2OS-ATBD_v3.11_140905.pdf)) and available on the ESA SMOS Online Dissemination website. Only ascending orbits are considered and in order to avoid uncertainties, we use the same flags as in Boutin et al. (2014).

SMOS  $S_{\text{sat}}$  are considered only if at least 130 measurements come from the alias-free field-of-view region to ensure a good precision on the retrieved SSS (roughly corresponding to  $S_{\text{sat}}$  retrieved at 300 km from the centre of the track) and if the associated ECMWF wind speed is between 3 and 12 m/s, in order to avoid uncertain retrievals at very low and high wind speeds.

##### SMAP salinity data

SMAP was launched in January 2015 into a Sun-synchronous orbit. It uses a single radiometer with a 6 m diameter reflector that allows the retrieval of SSS over the ocean at a 40 km resolution. SMAP was also equipped with an L-Band radar which failed in July 2015. It crosses the Equator at the same time as SMOS but in the opposite phase, near 6:00 a.m. for descending orbits and near 6:00 p.m. for ascending orbits, providing numerous collocations between the two satellites. SMAP SSS data are available since April 2015 to date providing a shared period of more than a year between SMOS and SMAP.

We use SMAP L2B v3.0 data from Jet Propulsion Laboratory (JPL) OurOcean Portal (SMAP Salinity and Wind Speed, Data User's Guide). SMAP L2B SSS are provided by the SMAP TB-only salinity processing, on a grid sampled at about 25 km. Their resolution is 40 km. We use SSS data with valid flags for the quality of data, nominal angles and with all four looks available. At the global scale the root-mean-square difference (RMSD) between individual SMAP SSS and HYCOM SSS is equal to 0.78 pss. The comparison with Argo buoy measurements at  $1^\circ \times 1^\circ$  resolution averaged monthly show a standard deviation of 0.2 pss (Fore, Yueh, Tang, Stiles, & Hayashi, 2016).

In this preliminary study, we compare SMOS and SMAP measurements from January 2016 to July 2016. In approximately 60% of the cases temporal shift between SMOS and SMAP is less than 15 min (less than 30 min in 90% of the cases). In this article, SMAP descending passes are collocated within 15 min of the SMOS ascending passes.

#### 2.1.2 | Rain data

In our study, we consider PMW RR (derived from the Goddard Profiling algorithm (GPROF) scheme), IR RR (derived from Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Cloud Classification System (PERSIANN-CCS)) and interpolated RR (based on morphing techniques) available in IMERG version 03 products (final run (Huffman, 2015a) in 2014 and 2015 and late run (Huffman, 2015b) in 2016) distributed by the Precipitation Processing System at the NASA Goddard Space Flight Center. Precipitation Radar data are not used in this study as the more frequent PMW RR have already been calibrated with respect to Precipitation Radar and have a spatial resolution closer to the one of SMOS measurements. Different RRs provided by the IMERG product are available with a spatial resolution of  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ .

##### Passive microwave rain data

The Global Precipitation Measurement (GPM) mission constellation (Hou et al., 2014) has been designed to provide measured RR using microwave radiometers at least every 3 h. PMW measurements calibration is based on the GPM Core Observatory with the GPM Microwave Imager (GMI)

and the Dual-frequency Precipitation Radar (DPR) (Huffman, Bolvin, & Nelkin, 2015). PMW RR measurement is linked to three physical processes: variability of rain intensities in the radiometer footprint or ‘beamfilling effect’, the raindrops’ size distribution and the effective layer thickness (Hilburn & Wentz, 2008). Different methodologies have been developed to estimate RR from PMW measurements. The Goddard Profiling scheme (GPROF: Kummerow, Olson, & Giglio, 1996) extracts rain information, based on a Bayesian approach and cloud-resolving models, contrary to the Unified Microwave Ocean Retrieval algorithm (UMORA: Hilburn & Wentz, 2008) that is based on a radiative transfer model and an empirical relationship between cloud water liquid path, RR and rain column height. The main differences between these two different algorithms are different microphysical assumptions, cloud and rain partitioning and rain column height (Hilburn & Wentz, 2008). With temporal and spatial smoothing, GPROF and UMORA rain estimates agree very well, but comparisons of individual pixels often indicate very different results (Hilburn & Wentz, 2008). PMW rain products encounter some biases that are compensated by changing the algorithm assumptions as a function of region and time. Further work is needed to characterize the bias as a function of microphysical parameters (Berg, L’Ecuyer, & Kummerow, 2006).

In this article, RR from PMW sensors on board polar-orbiting satellites ( $R_{PMW}$ ) are derived from the GPROF2014 algorithm and come from a large set of polar-orbiting satellites, such as conical-scan radiometers (Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS), etc.), but also cross-track scanner (Microwave Humidity Sounders (MHS)).

### Infrared rain data

IR measurements from the constellation of geostationary satellites provide RR at higher temporal resolution than PMW measurements, with global IR coverage every half hour. IR rain measurements are based on the main assumption that the precipitation intensity is inversely proportional to the cloud-top temperature. While this assumption is valid with time and spatial smoothing, the uncertainty on individual measurements is much higher than the one of PMW rain measurements (Arkin & Meisner, 1987).

Individual satellite RR derived from infrared sensors on board geostationary satellites ( $R_{IR}$ ) are computed with the PERSIANN-CSS algorithm (Hong, Gochis, Cheng, Hsu, & Sorooshian, 2007) and provided every half-hour. The PERSIANN algorithm uses the higher quality of PMW data for adjusting IR rain information and thus obtains precipitation estimates with higher temporal coverage than with PMW (Sorooshian et al., 2000).

### Integrated multisatellite rain estimates

We use the IMERG interpolated rain product. It combines GPM RR from polar-orbiting low frequency PMW with IR

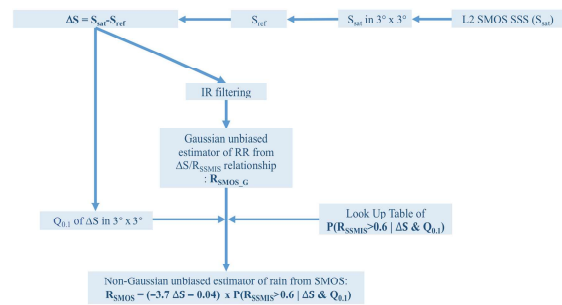


FIGURE 2 Global PEALS algorithm diagram [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)].

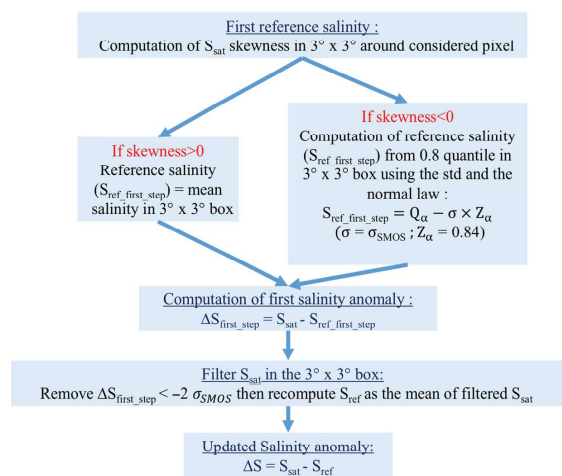


FIGURE 3 Sea-surface salinity anomalies ( $\Delta S$ ) computation process in PEALS algorithm

RR in order to provide RR estimates every 30 min using the morphing technique from the Climate Prediction Center Morphing method (CMORPH: Joyce, Janowiak, Arkin, & Xie, 2004). It takes advantage of the high repetition of IR satellites to monitor the displacement of the rain cells and of the less frequent but more precise  $R_{PMW}$ . However, the accuracy of RR derived with morphing method decreases when time shift between considered time and PMW overpass increases (Joyce et al., 2004). Complete IMERG RR fields ( $R_{IMERG}$ ) are available every 30 min.

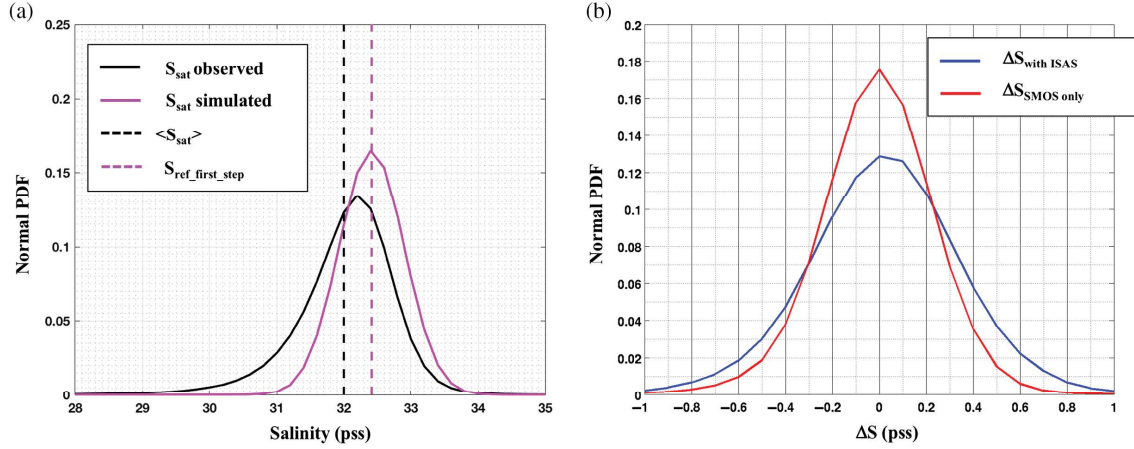
## 2.2 | Methods

The signature of rain on the satellite SSS is a strong decrease of SSS. We quantify this decrease by defining a salinity anomaly with respect to a reference salinity. Once the salinity anomaly is defined, it is collocated with rain products. The PEALS algorithm is fully described in Figure 2.

### 2.2.1 | Salinity anomalies

The method for deriving salinity anomalies is described below and summarized in Figure 3. The salinity anomaly,  $\Delta S$ , is defined as the salinity measurement from SMOS,  $S_{sat}$ ,





**FIGURE 4** (a)  $S_{\text{ref\_first\_step}}$  computation: (black) example of distribution of salinity observed with SMOS in  $3^\circ \times 3^\circ$  area; (magenta) simulated distribution of salinity without rain; black-dashed line: average of salinity observed with SMOS in  $3^\circ \times 3^\circ$  area; magenta-dashed line: average simulated salinity without rain =  $S_{\text{ref\_first\_step}}$ . (b) Statistical distribution of  $\Delta S$  (with  $1^\circ \times 1^\circ$  smoothing) computed with the dataset used in Boutin et al. (2014) and only for pixels without rain: (blue)  $S_{\text{ref}}$  is derived from monthly Argo interpolated field; (red)  $S_{\text{ref}}$  is derived from SMOS data only following the method used in this article

minus a reference salinity,  $S_{\text{ref}}$ , not affected by the rain (i.e. corresponding to  $S_{\text{sat}}$  before the rain event):

$$\Delta S = S_{\text{sat}} - S_{\text{ref}} \quad (1)$$

$S_{\text{ref}}$  computation is derived from the statistical distribution of  $S_{\text{sat}}$  in a  $3^\circ \times 3^\circ$  region. This size is chosen because we observe that such regions are never fully covered by rain, the latitudinal extent of rainy areas being always less than  $3^\circ$ . Hence the statistical distribution of  $S_{\text{sat}}$  in  $3^\circ \times 3^\circ$  always contains information coming from non-rainy pixels. The freshening associated with rain creates in most cases a  $S_{\text{sat}}$  distribution skewed towards low  $S_{\text{sat}}$  values (Boutin et al., 2013). The mean of the non-rainy salinities is used for estimating the reference salinity assuming that (a) the upper part of the statistical distribution is affected only by non-rainy salinities, (b) the non-rainy salinities in the  $3^\circ \times 3^\circ$  region have a Gaussian distribution due to the noise on SMOS  $S_{\text{sat}}$ , and (c) the natural variability of the salinity in a  $3^\circ \times 3^\circ$  region is negligible in front of SMOS  $S_{\text{sat}}$  noise. We use an iterative method: in a first step, we estimate the salinity mean,  $S_{\text{ref\_first\_step}}$ , that would be Gaussian distributed and would have the same 0.8 quantile as the observed  $3^\circ \times 3^\circ$  distribution:

$$S_{\text{ref\_first\_step}} = Q_\alpha - \sigma_{\text{SMOS}} \times Z_\alpha. \quad (2)$$

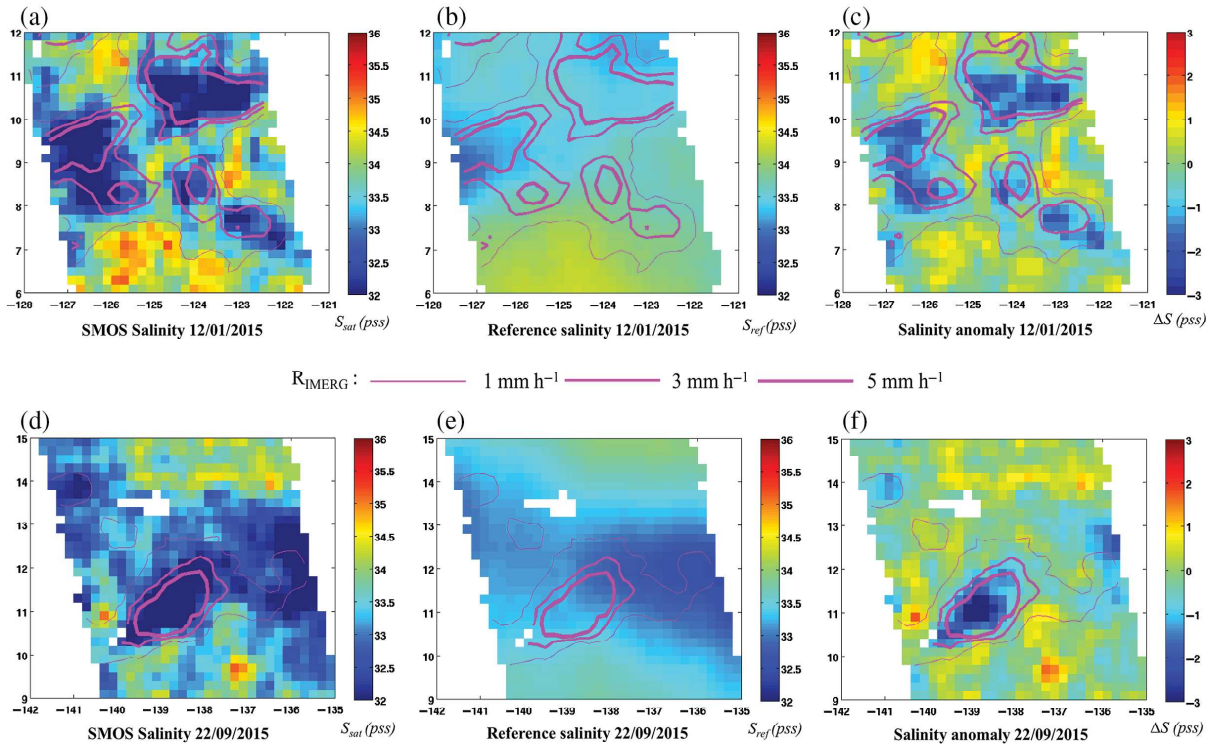
$Q_\alpha$  is the 0.8 quantile of the  $S_{\text{sat}}$  distribution,  $\sigma_{\text{SMOS}}$  is the theoretical error on  $S_{\text{sat}}$  and  $Z_\alpha (=0.84)$  is the theoretical value for the 0.8 quantile for a Gaussian distribution. Figure 4a illustrates the distribution of a  $3^\circ \times 3^\circ$  area affected by rain which has a negative skewness and the salinity distribution without rain we simulate from the 0.8 quantile. Nevertheless, the rainy pixels in the observed distribution can make its 0.8 quantile deviate significantly from the 0.8 quantile of a non-rainy Gaussian distribution. This effect is particularly important in the case that a large part of the  $3^\circ \times 3^\circ$  area (typically one half) is affected by rain. For this reason we apply a second step in which we first filter the pixels likely to be affected

by rain using  $S_{\text{ref\_first\_step}}$ . We remove pixels where  $(S_{\text{sat}} - S_{\text{ref\_first\_step}})$  is less than  $-2\sigma_{\text{SMOS}}$  and we recompute  $S_{\text{ref}}$  as the mean salinity in  $3^\circ \times 3^\circ$  areas.

The advantages of this approach with respect to using  $S_{\text{ref}}$  derived from Argo SSS as was done in Boutin et al. (2014) are that (a) it does not use external information for rain determination, hence avoiding errors due to temporal shift between the two measurements, and (b) it will remove any SMOS systematic error with a spatial coherence (e.g. coming from SMOS calibration or from large-scale bias of wind speed (Yin et al., 2014)). This methodology has been applied to the dataset used in Boutin et al.  $\Delta S$  have a distribution better centred around 0 and with a lower noise than the one obtained using a reference salinity equal to Argo monthly interpolated fields (ISAS: Gaillard et al., 2009) (noise decreases from 0.34 to 0.25 pss; Figure 4b). Three examples of  $\Delta S$  computed with  $S_{\text{ref}}$  are shown in Figure 5 with rain isolines; the  $\Delta S$  pattern seems to qualitatively match with  $R_{\text{PMW}}$  isolines. Since negative  $\Delta S$  are sometimes related to other processes than rain freshening, as for instance mesoscale variability or disturbances by radiofrequency interference, we identify pixels close to rainy regions using  $R_{\text{IR}}$ . Actually, there is always an IR measurement less than 15 min from an SMOS pass. By looking at the spatial distribution of  $R_{\text{SSMIS}}$  and  $R_{\text{IR}}$  taken at less than 15 min apart, we find that very few SSMIS rainy pixels occur in  $3^\circ \times 3^\circ$  areas where at least one  $R_{\text{IR}}$  is larger than 0 mm/hr: only 3% of  $R_{\text{SSMIS}}$  are strictly positive and only 0.2% of  $R_{\text{SSMIS}}$  are higher than 1 mm/hr (for the training year, 2015). Hence, only SMOS pixels surrounding a  $R_{\text{IR}}$  larger than 0 mm/hr in  $3^\circ \times 3^\circ$  area are considered hereafter to estimate RR.

### 2.2.2 | Collocations

To ease the spatial collocations, the various gridded products are projected onto a grid regularly sampled in latitude and longitude at  $0.2^\circ$  resolution. The projected values are obtained



**FIGURE 5** SMOS ascending swath for two study cases, (a–c) January 12, 2015 and (d–f) September 22, 2015, in order to illustrate the use of  $S_{\text{sat}}$  (a, d) in the derivation of  $S_{\text{ref}}$  (b, e) and the computation of  $\Delta S$  (c, f). Magenta isolines are selected contours of  $R_{\text{IMERG}}$  (1, 3 and 5 mm/hr)

from the average of the adjacent pixels, the average being weighted by the inverse of the surface of each original pixel entering in the  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  grid. The  $0.2^\circ$  resolution has been chosen as being intermediate between the original sampling of the products ( $0.1^\circ$  to 25 km) and the true resolution of PMW-derived parameters (up to 4 km  $\times$  6 km and up to 15 km  $\times$  15 km for sounders).

Temporal collocations are made between closest available products, within a given range of time. SMOS passes are very often close to SSMIS passes; in about 45% of the cases, SMOS and SSMIS passes are less than 15 min apart (Figure 1). The temporal shift between SMOS and SSMIS (principally F17 for 2014–2015–2016 period) satellites are unequal as function of the considered year. Due to the orbital drift of SSMIS satellites, the closest collocations occurred in 2015.

### 3 | RETRIEVAL OF RR FROM SATELLITE SALINITY

#### 3.1 | Training phase

##### 3.1.1 | $\Delta S$ versus $R_{\text{PMW}}$ relationship

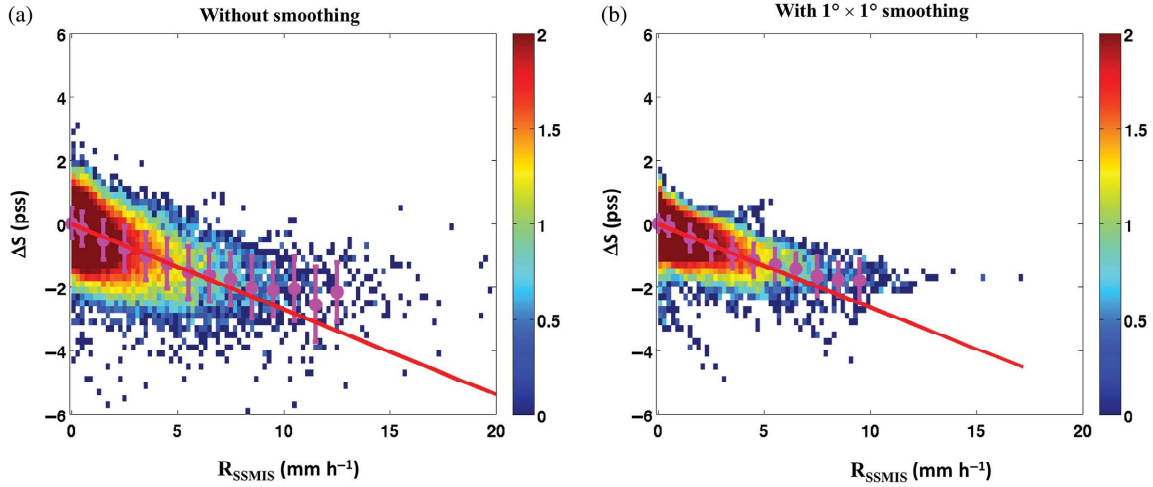
Comparisons between  $\Delta S$  and  $R_{\text{PMW}}$  show slopes in the same range as the ones reported in Boutin et al. (2016). Nevertheless, the scatter plots obtained with MHS RR ( $R_{\text{MHS}}$ ) are much noisier than the ones obtained with SSMIS ( $r = -0.31$

and  $-0.43$  respectively, see Figure 6). SSMIS satellites use a wide spectrum of frequencies (19–183 GHz) to extract information on RR using emission and scattering properties by rain. MHS satellites have a narrower spectrum (between 89 and 183 GHz, for AMSU-B) so that RRs are derived using only scattering properties. Therefore,  $R_{\text{SSMIS}}$  are expected to be more precise than  $R_{\text{MHS}}$  (Vila, Ferraro, & Joyce, 2007) which is in line with results shown in Table 1. In the following the relationship between SMOS  $\Delta S$  and RR measurements is derived using only  $R_{\text{SSMIS}}$  collocations (Figure 6; statistics are indicated in the first part of Table 1). It is remarkable that the relationship obtained with SSMIS RR ( $R_{\text{SSMIS}}$ ) is independent of the smoothing, suggesting that the relationship is linear up to at least 7 mm/hr. Smoothing over  $1^\circ \times 1^\circ$  significantly increases the correlation ( $r$ ) between the two variables ( $r = -0.43$  without smoothing and  $r = -0.55$  with  $1^\circ \times 1^\circ$  smoothing) and decreases the RMSD (RMSD = 0.51 mm/hr without smoothing and RMSD = 0.29 mm/hr with  $1^\circ \times 1^\circ$  smoothing).

##### 3.1.2 | $R_{\text{SMOS}}$ retrieval

In order to retrieve RR from SMOS data, we apply the inverse of the slope between  $\Delta S$  and  $R_{\text{SSMIS}}$  ( $-0.27 \text{ psu} (\text{mm/hr})^{-1}$ ; Table 1 first line). Thus, the equation used to retrieve unbiased Gaussian-shaped RR from SMOS  $\Delta S$  ( $R_{\text{SMOS}_G}$ ) is:

$$R_{\text{SMOS}_G} = -3.70 \times \Delta S - 0.04. \quad (3)$$



**FIGURE 6**  $\Delta S$  versus  $R_{SSMIS}$  in rainy regions as detected by  $R_{IR}$  (see Section 2.2.1. for the definition) for the 2015 year (a) without smoothing, and (b) with  $1^\circ \times 1^\circ$  smoothing. Mean and standard deviation computed for each  $R_{SSMIS}$  classes and with  $R_{SSMIS}$  reference. The colour scale corresponds to the  $\log_{10}$  of the number of occurrences

**TABLE 1** Statistics on the relationship between  $\Delta S$  and  $R_{PMW}$  with all satellites with SSMIS and MHS computed during the training year (RR is given in mm/hr)

Satellites	Statistics	Without smoothing	With $1^\circ \times 1^\circ$ smoothing
SSMIS	Best-fit	$\Delta S = -0.27 R_{SSMIS} - 0.01$	$\Delta S = -0.26 R_{SSMIS} - 0.01$
	r	-0.43	-0.55
	RMSE (pss)	0.51	0.29
	N	251 317	247 868
MHS	Best-fit	$\Delta S = -0.12 R_{MHS} - 0.05$	$\Delta S = -0.14 R_{MHS} - 0.04$
	r	-0.31	-0.44
	RMSE (pss)	0.53	0.30
	N	33 691	33 156

Best-fit obtained with linear regressions. Root-mean-square error,  $RMSE = \sqrt{(\Delta S_{estim} - \Delta S)^2}$ ,  $r = \frac{cov(\Delta S, R_{SSMIS})}{\sigma_{\Delta S} \sigma_{R_{SSMIS}}}$ .

$R_{SMOS\_G}$  obtained with this relationship are noisy because of SMOS  $S_{sat}$  noise. This can generate numerous negative rain values derived from SMOS freshening and consequently  $R_{SMOS\_G}$  distribution largely differs from the SSMIS log-normal-shaped rain distribution (Figure 7a). In order to reduce the effect of SMOS measurement noise and to correct the distribution of SMOS RR estimates, we use a heuristic methodology. It consists in multiplying  $R_{SMOS\_G}$  by the probability that  $R_{SSMIS}$  is above a threshold taken as the RR value for which the difference between  $R_{SMOS\_G}$  CDF and  $R_{SSMIS}$  CDF is maximum. This probability is related to the value of  $\Delta S$  and to the lower part of the  $\Delta S$  distribution in a  $3^\circ \times 3^\circ$  area. The latter is characterized by the 0.1 quantile of  $\Delta S$  distribution ( $Q_{0.1}$ : the  $\Delta S$  value below which 10% of  $\Delta S$  in the  $3^\circ \times 3^\circ$  area occur) in the  $3^\circ \times 3^\circ$  area surrounding the considered pixel, bearing in mind that rainy systems usually detected by satellite measurements in the ITCZ are wider than 50 km.

In order to illustrate how this method works, Figure 7b shows the difference between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  cumulative distribution functions (CDF) in two cases: SMOS RR

computed with and without IR filtering. Without IR filtering we observe that the CDF difference is maximum for R equal to  $0 \text{ mm h}^{-1}$ . This is expected due to: (i) the fact that percentage of non-rainy events (85%) is large in comparison to percentage of rainy events (15%), and (ii)  $R_{SSMIS}$  is always positive contrary to  $R_{SMOS\_G}$ . In this case, the large majority of negative RR are generated by non-rainy conditions. Hence our heuristic method would have weighted  $R_{SMOS\_G}$  by  $P(R_{SSMIS} > 0 | \Delta S \text{ and } Q_{0.1})$ . However, the PEALS algorithm uses an IR filtering that changes the ratio of rainy/non-rainy events. After IR filter, the percentage of rainy events increases and reaches 30%. In this case the CDF difference is maximum for R close to  $0.6 \text{ mm h}^{-1}$ . This is why we set the probability threshold ( $P\{RR > 0.6 \text{ mm h}^{-1}\}$ ) in order to equalize  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  distributions. Using  $\Delta S/R_{SSMIS}$  collocations during the 2015 year, we determine the probability that RR exceed  $0.6 \text{ mm h}^{-1}$  ( $P\{RR > 0.6 \text{ mm h}^{-1}\}$ ) as a function of  $\Delta S$  and of  $Q_{0.1}$ . By weighting  $R_{SMOS\_G}$  with  $P(R_{SSMIS} > 0.6 | \Delta S \text{ and } Q_{0.1})$ , Figure 7a shows that it is possible to correct the distribution of rain estimates obtained with SMOS.

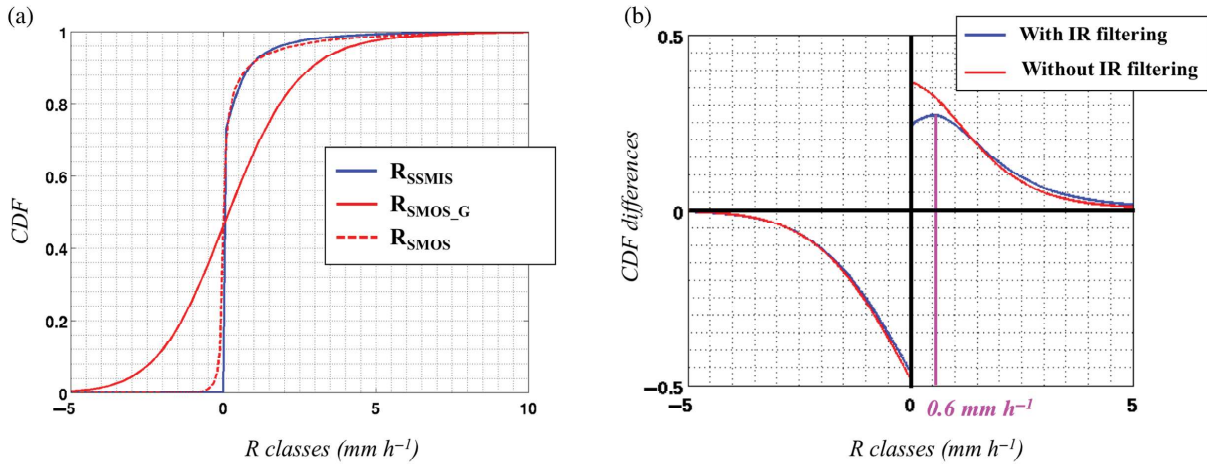


FIGURE 7 (a) Normalized cumulative distribution functions for  $R_{SSMIS}$  (blue full-line),  $R_{SMOS\_G}$  (red full-line),  $R_{SMOS}$  (red dashed-line) (only the case with IR filtering is considered). (b) Differences between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  CDF with IR filtering (blue) and without IR filtering (red)

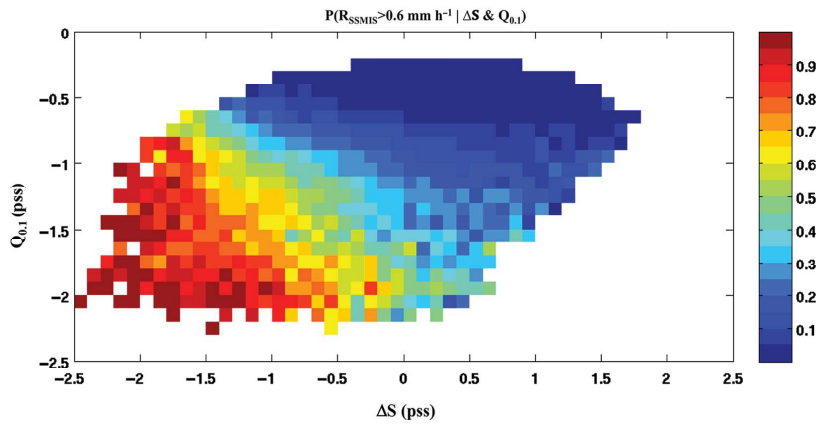


FIGURE 8 Correction function computed over ITCZ during training period (2015), representing  $P(R_{SSMIS} > 0.6)$  (colour bar) as function of  $Q_{0.1}$  and  $\Delta S$

Using this approach, the equation used to retrieve unbiased log-normal-shaped RR from SMOS  $\Delta S$  is:

$$R_{SMOS} = R_{SMOS\_G} \times P(R_{SSMIS} > 0.6 | \Delta S \& Q_{0.1}). \quad (4)$$

$P(R_{SSMIS} > 0.6 | \Delta S \text{ and } Q_{0.1})$  is computed over ITCZ for the training period and integrated in a correction function. As expected and shown in Figure 8, the probability of observing RR higher than  $0.6\ mm\ h^{-1}$  increases when  $\Delta S$  decreases and when  $Q_{0.1}$  decreases. For a given  $Q_{0.1}$  value, probability increases with  $\Delta S$ . For a given  $\Delta S$  value, the probability increases with  $Q_{0.1}$ .

### 3.1.3 | Verification of $R_{SMOS}$

In order to conduct a first evaluation of  $R_{SMOS}$ , we compare  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  with two different resolutions. In addition to the  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  resolution, rain estimates are smoothed over  $1^\circ \times 1^\circ$  resolution. That corresponds to the typical size of the smallest large-scale convective systems in the ITCZ area (Houze, 2004; Waliser & Gautier, 1993) that will thus be sampled.

A typical example of  $R_{SMOS}$  obtained with and without smoothing is presented in Figure 9. In this case, the temporal shift between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  is small; SMOS flew over the area 12–14 min after SSMIS.  $R_{SMOS}$  is qualitatively in good agreement with  $R_{SSMIS}$  with and without smoothing. Nevertheless, in this case,  $R_{SMOS}$  seems to miss the lowest RR located at the edge of rain cells and thus underestimates RR after smoothing.

We compare  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  with a pixel-to-pixel analysis in 2015 in a 15 min time interval with both resolutions, including rain and rain-free scenes (Figure 10a and Table 2). Results show a very good agreement between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  ( $r = 0.64$  and  $0.73$  without and with smoothing respectively;  $RMSD = 0.62\ mm\ h^{-1}$ ; with  $1^\circ \times 1^\circ$  smoothing:  $RMSD = 0.42\ mm\ h^{-1}$ ) (see Table 2).

## 3.2 | Validation and seasonal variability

### 3.2.1 | Pixel-to-pixel comparison of SMOS and SSMIS RR

In order to test the validity of the PEALS algorithm, we compute statistics for  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  during the validation



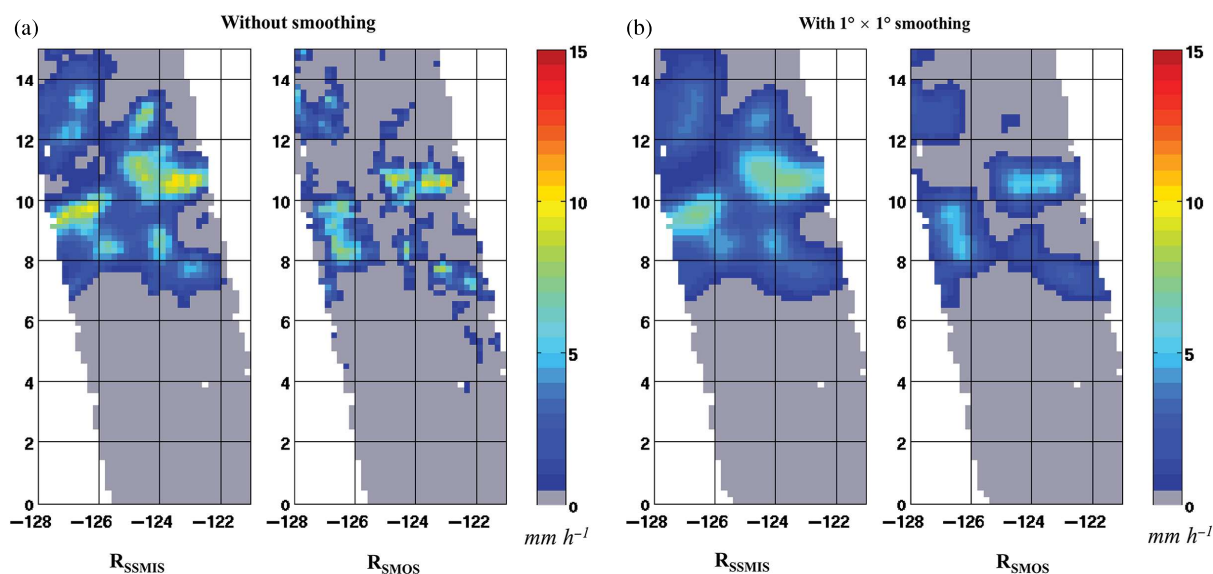


FIGURE 9 (a, b)  $R_{SMOS}$  for a case-study (January 12, 2015) in comparison with  $R_{SSMIS}$  for different smoothing levels. SMOS pass (1412 UTC) is 12–14 min after SSMIS

period. During the second part of the validation period (June and July 2016), differences due to the high cyclonic activity (north of  $9^{\circ}N$ ) are observed. As shown in Figure 11, during the *Georgette* cyclone study case SMOS RR are lower than IMERG RR. It is not clear at this stage if it is due to the linear approximation assumed in the relationship between  $R_{SSMIS}$  derived with the GPROF algorithm and  $\Delta S$  or to inaccurate ECMWF tracking and wind speed for tropical cyclones (ECMWF, 2004) that are potential source of errors for salinity estimates in their immediate vicinity. Because of these uncertainties in the vicinity of cyclones, we have restricted the area in which we investigate measurements to  $0$ – $9^{\circ}N$  between June and July 2016. Results from this analysis for time shift less than 15 min are shown in Table 2 and Figure 10b. They are slightly noisier than the ones obtained during the training period. The correlation for the validation period is 0.62 (0.72 with  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  smoothing), very close to the one of the training period (0.64; 0.73 with  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  smoothing); the comparison remains a little noisier considering the RMSD (RMSD =  $0.64 \text{ mm h}^{-1}$  instead of  $0.62 \text{ mm h}^{-1}$  in 2015; with  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  smoothing: RMSD =  $0.45 \text{ mm h}^{-1}$  instead of  $0.42 \text{ mm h}^{-1}$  in 2015). During the whole study period, the RMSD of SMOS RR with respect to rainy SSMIS RR is  $1.04 \text{ mm h}^{-1}$  for SSMIS RR less than  $2 \text{ mm h}^{-1}$  (87% of SSMIS rainy RR),  $1.31 \text{ mm h}^{-1}$  for SSMIS RR less than  $5 \text{ mm h}^{-1}$  (97% of SSMIS rainy RR). This RMSD is larger for higher RR:  $3.28 \text{ mm h}^{-1}$  for SSMIS RR greater than  $2 \text{ mm h}^{-1}$  (13% of SSMIS rainy RR) and  $4.91 \text{ mm h}^{-1}$  for SSMIS RR greater than  $5 \text{ mm h}^{-1}$  (3% of SSMIS rainy RR).

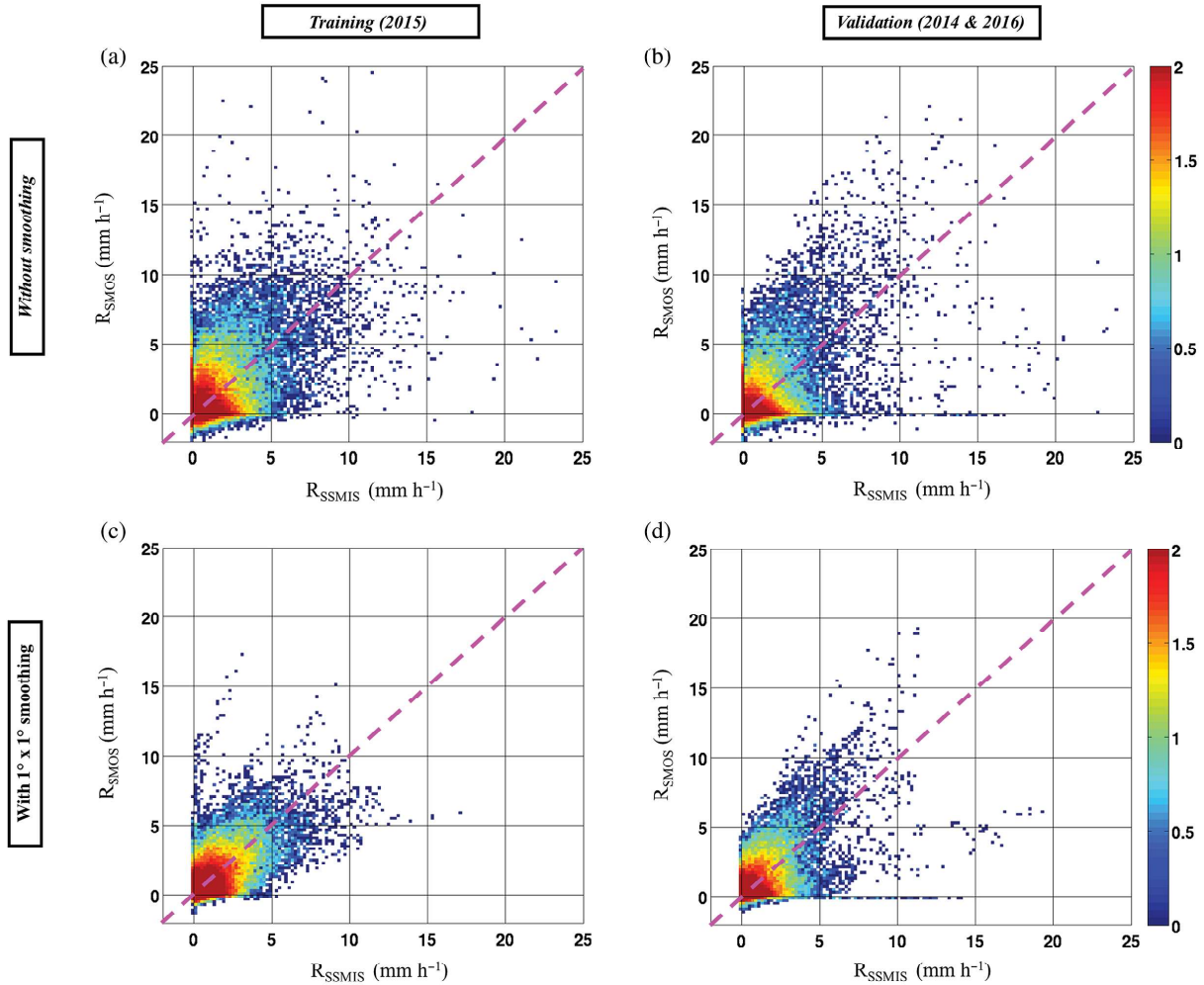
### 3.2.2 | Monthly variability of rain rate

In addition to validating  $R_{SMOS}$  at short time-scale, we compare monthly averages of  $R_{SMOS}$  with  $R_{SSMIS}$  and  $R_{IMERG}$ .

SSMIS monthly averages are estimated by selecting only  $R_{SSMIS}$  in 15 min time interval from  $R_{SMOS}$ . IMERG monthly averages are estimated by selecting only the closest  $R_{SMOS}$  and  $R_{IMERG}$  estimates (in space and time; only with SSMIS as closest PMW). We take into account rainy and non-rainy pixels. The monthly average in a given pixel is equal to the rain accumulation divided by the number of observations. Since the number of observations during 1 month varies from one pixel to another, the average has been preferred.

Hovmüller plots in which monthly  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  are averaged for each degree of latitude between  $180^{\circ}W$  and  $110^{\circ}W$  longitude ( $\langle R_{SMOS} \rangle$  and  $\langle R_{SSMIS} \rangle$ ) show SMOS ability to reproduce SSMIS seasonality as well as rainfall average intensity (Figure 12a,c). The monthly time series of the average over the whole region (Figure 13a,b) confirm a good comparison even though slightly larger differences in monthly  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  are observed from July to October 2014 and in June–July 2016. During the latter period, the differences are due to the high cyclonic activity north of  $9^{\circ}N$  mentioned earlier. Correlation of SMOS Hovmüller pixels with SSMIS pixels computed in the restricted area (as defined above) highlight the good agreement between SMOS and SSMIS monthly rain estimates (the coefficient of correlation of Hovmüller pixels is  $r = 0.89$ , RMSD =  $0.07 \text{ mm h}^{-1}$  and  $\langle R_{SMOS} \rangle = 1.03 \langle R_{SSMIS} \rangle + 0.00$ ).

This analysis was also conducted with  $R_{IMERG}$ . Figure 12b,d indicates that as for  $R_{SSMIS}$ , the  $R_{IMERG}$  Hovmüller plot also present a good agreement with  $R_{SMOS}$  ( $r = 0.92$  and RMSD =  $0.06 \text{ mm h}^{-1}$ ). However, as shown on Figure 13c,d and confirmed by the relationship between  $R_{SMOS}$  and  $R_{IMERG}$  Hovmüller ( $\langle R_{SMOS} \rangle = 0.90 \langle R_{IMERG} \rangle + 0.01$ ),  $R_{SMOS}$  is biased in comparison with  $R_{IMERG}$ .



**FIGURE 10** Scatterplots between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$ : (a) without smoothing, during training period; (b) without smoothing, during validation period; (c) with  $1^\circ \times 1^\circ$  smoothing, during training period; (d) with  $1^\circ \times 1^\circ$  smoothing, during validation period. Magenta dashed-line:  $R_{SMOS} = R_{SSMIS}$ . The colour scale corresponds to the  $\log_{10}$  of the number of occurrences

**TABLE 2** Statistics on the comparison between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  (from  $0^\circ$  to  $15^\circ$ N between August 2014 and May 2016, and from  $0^\circ$  to  $9^\circ$  in June and July 2016)

Years	$r$	RMSD (mm/hr)	N
2015 (without smoothing)	0.64	0.60	532 706
2014 and 2016 (without smoothing)	0.62	0.63	353 110
2015 (with $1^\circ \times 1^\circ$ smoothing)	0.73	0.41	525 244
2014 and 2016 (with $1^\circ \times 1^\circ$ smoothing)	0.71	0.44	348 644

$$RMSD = \sqrt{(R_{SMOS} - R_{SSMIS})^2}, r = \frac{\text{cov}(R_{SMOS}, R_{SSMIS})}{\sigma_{R_{SMOS}} \sigma_{R_{SSMIS}}}$$

### 3.3 | Validation with SMAP and influence of $R_{SSMIS}$ availability

#### 3.3.1 | SMOS/SMAP comparison

Figure 14 summarizes comparisons between SMOS and SMAP parameters collocated in a 15 min time interval from January to July 2016. Associated statistics are reported in Table 3. SMOS  $S_{sat}$  and SMAP  $S_{sat}$  are in good agreement

(Figure 14a) even though they are shifted by 0.26 pss on average (Figure 14a and Table 3). SMOS and SMAP salinity have slightly different standard deviation (STD) values, suggesting that SMOS SSS are noisier than SMAP SSS (Figure 14b and Table 3). Assuming that the total variance measured by SMOS ( $\sigma_{tot}^2_{SMOS}$ ) and by SMAP ( $\sigma_{tot}^2_{SMAP}$ ) is equal to the sum of the variance due to instrumental noise

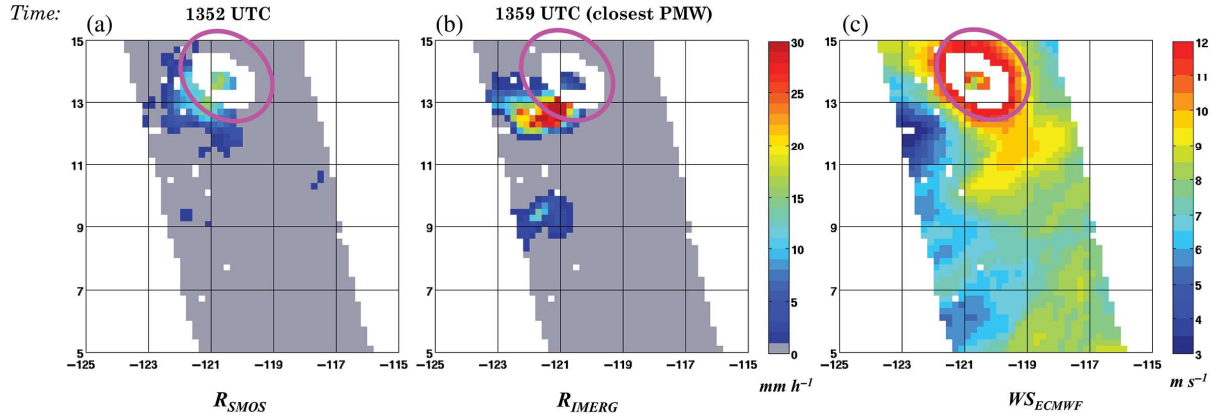


FIGURE 11 Study case, July 23, 2016, Cyclone *Georgette*: (a)  $R_{SMOS}$  rain estimates; (b)  $R_{IMERG}$  rain estimates; (c) ECMWF wind speed. Magenta circle: flagged area due to wind speeds higher than 12 m/s

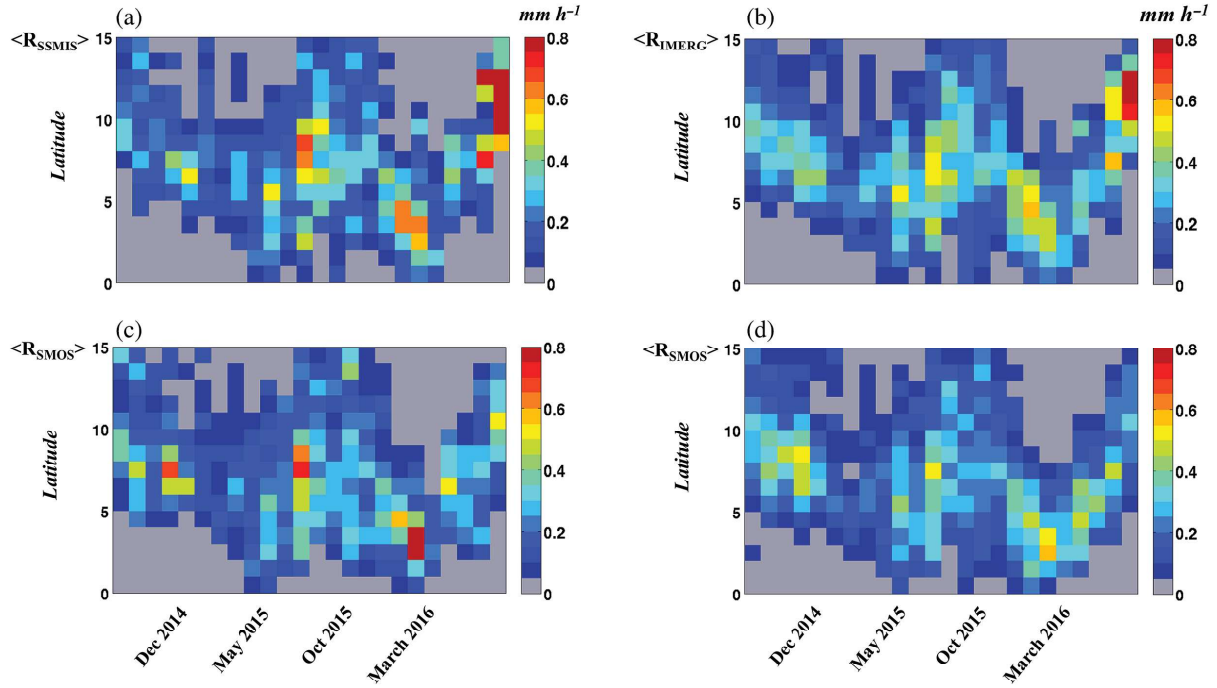


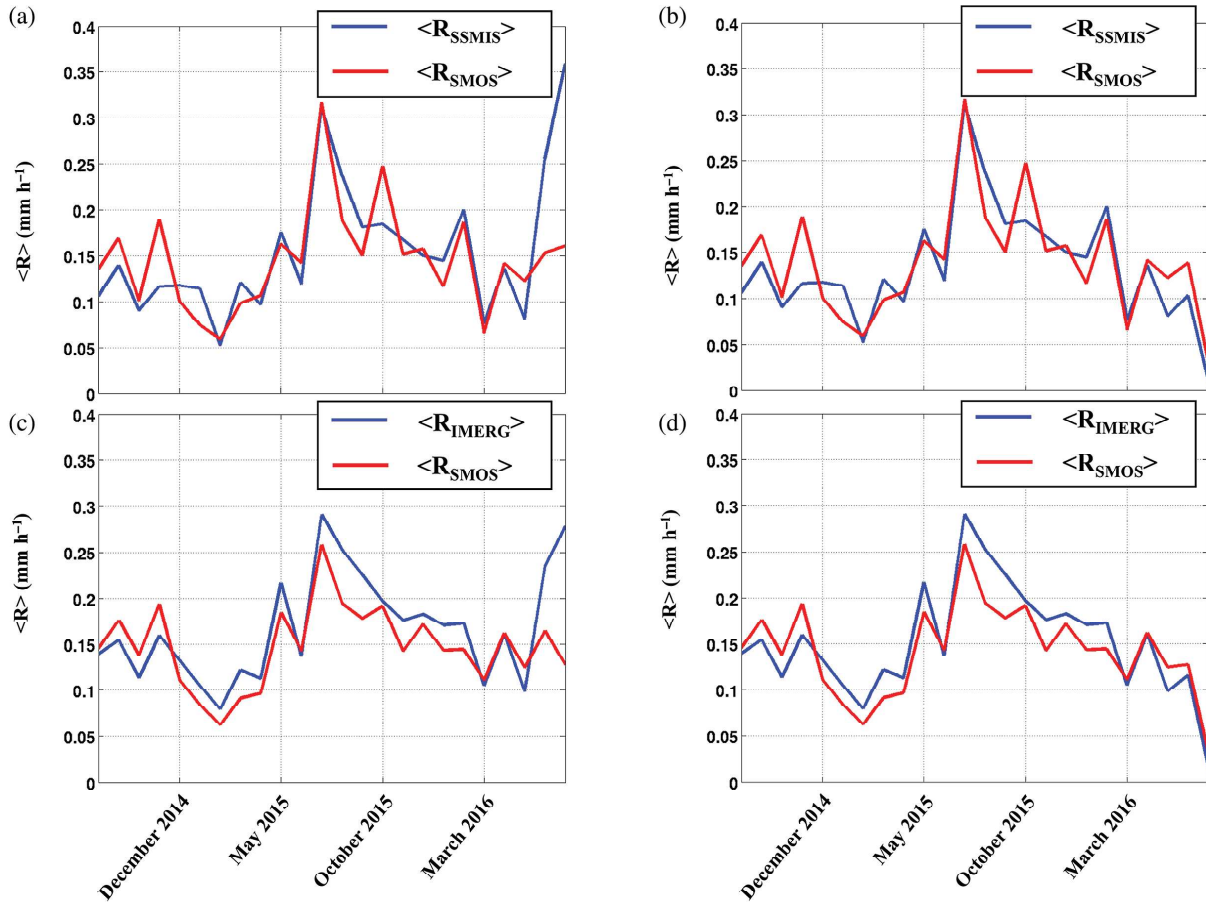
FIGURE 12 (a, c) SSMIS collocated with SMOS in 15 min time interval with (a) Hovmüller diagrams of  $R_{SSMIS}$  and (c) Hovmüller diagrams of  $R_{SMOS}$ ; (b, d) IMERG collocated with SMOS (but only with SSMIS as nearest collocated rain satellite) with (b) Hovmüller diagrams of  $R_{IMERG}$  and (d) Hovmüller diagrams of  $R_{SMOS}$ . With an orthogonal regression  $\langle R_{SMOS} \rangle = 1.03 \langle R_{SSMIS} \rangle + 0.00$  ( $r = 0.89$ ;  $RMSD = 0.07$ ) and  $\langle R_{SMOS} \rangle = 0.90 \langle R_{IMERG} \rangle + 0.01$  ( $r = 0.92$ ;  $RMSD = 0.06$ ) after exclusion of pixels above  $9^\circ N$  during the last 2 months of the study period

( $\sigma_{inst}^2$ ) and due to natural variance ( $\sigma_{nat}^2$ ), we can derive from their total variance the error of SMAP  $S_{sat}$  relative to the one of SMOS  $S_{sat}$ , with the following equations:

$$\begin{aligned}\sigma_{tot\ SMOS}^2 &= \sigma_{inst\ SMOS}^2 + \sigma_{nat}^2, \\ \sigma_{tot\ SMAP}^2 &= \sigma_{inst\ SMAP}^2 + \sigma_{nat}^2, \\ \sigma_{inst\ SMOS}^2 &= \sigma_{inst\ SMAP}^2 + \sigma_{tot\ SMOS}^2 - \sigma_{tot\ SMAP}^2, \\ \sigma_{inst\ SMOS}^2 &= \sigma_{inst\ SMAP}^2 + 0.80^2 - 0.75^2, \\ \sigma_{inst\ SMOS}^2 &= \sigma_{inst\ SMAP}^2 + 0.08.\end{aligned}$$

In the ITCZ region, the error on individual SMOS  $S_{sat}$  is estimated to be 0.57 pss (as measured over the whole study area during 2015) resulting in an error on SMAP  $S_{sat}$  estimated to be 0.49 pss.

In spite of the shift between SMOS and SMAP SSS distributions, the mean and the distribution of  $\Delta S$  for SMOS and SMAP are very close (Table 3 and Figure 14d). Consequently,  $R_{SMAP}$  and  $R_{SMOS}$  are really comparable as shown with the scatter plot (Figure 14e), their statistical distributions (Figure 14f) and their mean values (Table 3).



**FIGURE 13** (a, c) During the whole period and for the whole study area: (a) monthly RR averages for SMOS and SSMIS (SSMIS collocated with SMOS in 15 min time interval) and (c) monthly RR averages for SMOS and IMERG (only with SSMIS as nearest collocated rain satellite). (b, d) For the restricted area (without measurements between 9° and 15°N during June to July 2016): (b) monthly RR averages for SMOS and SSMIS (SSMIS collocated with SMOS in 15 min time interval) and (d) monthly RR averages for SMOS and IMERG (only with SSMIS as nearest collocated rain satellite)

### 3.3.2 | Influence of the availability of $R_{SSMIS}$ onto $R_{IMERG}$ estimation

The dependency of the correlation between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  (and  $R_{IMERG}$ ) on the temporal shift with the nearest SSMIS satellite is studied during the whole study period. The main target of the merged rain product  $R_{IMERG}$  is to compensate for the lack of information concerning rain due to the lack of PMW at a given time by morphing of rain cell with the help of IR rain estimates. We test the contribution of IMERG merging by comparing the correlation between  $R_{SMOS}$  and the closest  $R_{IMERG}$  ( $r_{R_{SMOS}/R_{IMERG}}$ ) as a function of increasing temporal shift between SMOS and closest SSMIS (Figure 15; only cases with SSMIS satellite as nearest PMW satellite are considered). We subtract from them the correlation between  $R_{SMOS}$  and  $R_{IR}$  ( $r_{R_{SMOS}/R_{IR}}$ ) that is considered as the minimum correlation that could be reached between SMOS and IMERG. During the whole study period, as expected, the difference between  $r_{R_{SMOS}/R_{IMERG}}$  and  $r_{R_{SMOS}/R_{IR}}$  decreases less rapidly when  $\Delta t$  between SMOS and the nearest SSMIS satellite increases than the difference between  $r_{R_{SMOS}/R_{SSMIS}}$  and

$r_{R_{SMOS}/R_{IR}}$ . This shows that  $R_{IMERG}$  presents a better consistency with  $R_{SMOS}$  when no  $R_{SSMIS}$  is shortly available, even though it is not able to provide the same level of correlation as the one obtained between  $R_{SMOS}$  and  $R_{IMERG}$  when  $R_{SSMIS}$  are available within a very short temporal radius (Figure 15).

Figure 16 illustrates the very good consistency of SMOS, SMAP and IMERG RR for very short time shifts between all radiometric measurements (less than 15 min), and the worse consistency between IMERG and salinity-derived RR for the largest temporal shift between nearest SSMIS and SMOS or SMAP.

## 4 | DISCUSSION AND CONCLUSION

Taking advantage of the relationship between  $\Delta S$  from SMOS and rain intensity from PMW satellites, we have developed a retrieval algorithm (PEALS) that estimates RR from SMOS measurements. In order to avoid freshening due to other processes than rainfall, we only retrieve SMOS RR in the vicinity of regions identified as rainy by IR measurements. Because



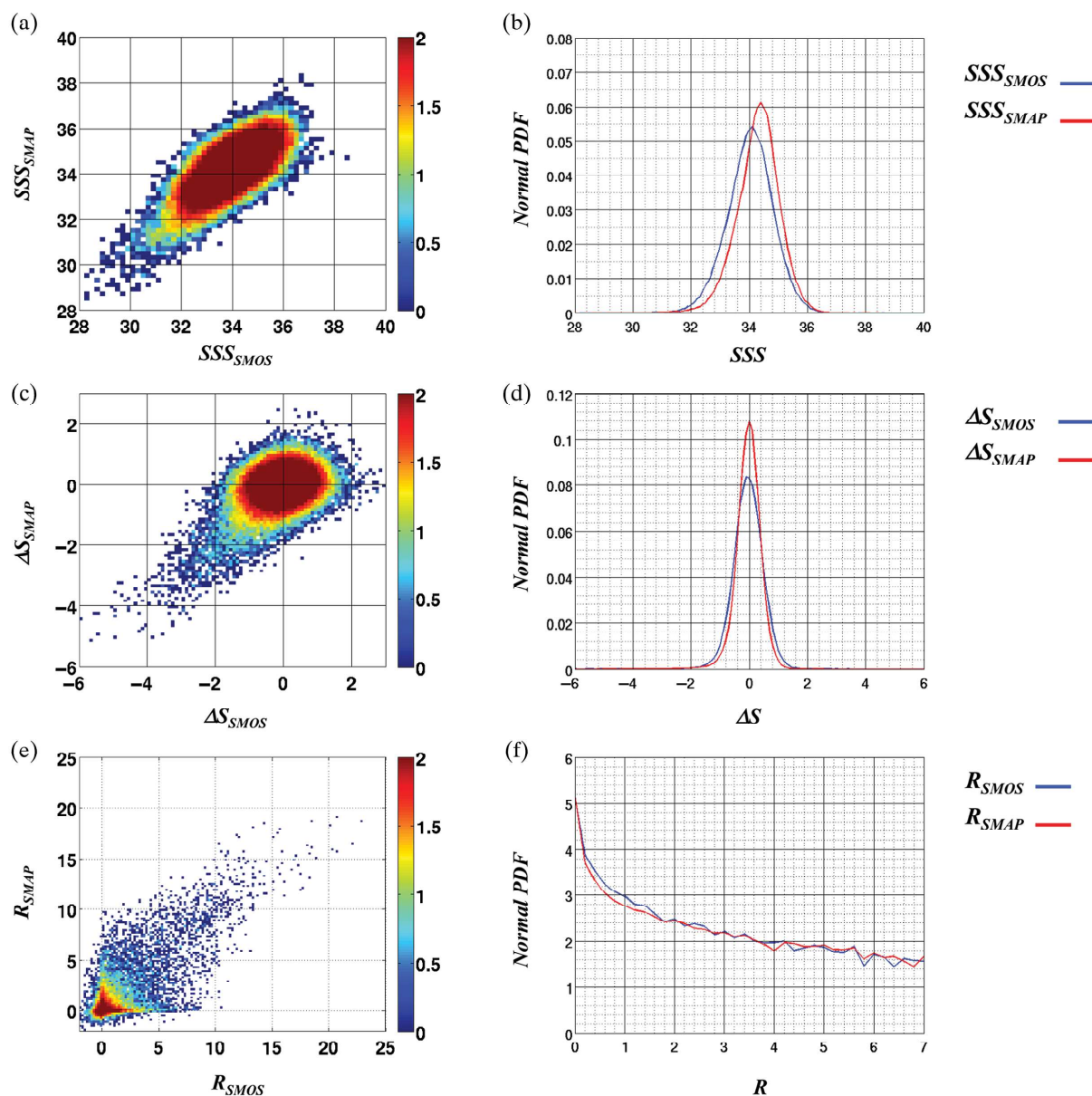


FIGURE 14 (a, c, e) Scatterplots between SMOS and SMAP data, and (b, d, f) distributions, collocated within less than 15 min (January to July 2016): (a, b) salinity; (c, d)  $\Delta S$ ; (e, f) rain rate. The colour scale corresponds to the  $\log_{10}$  of the number of occurrences

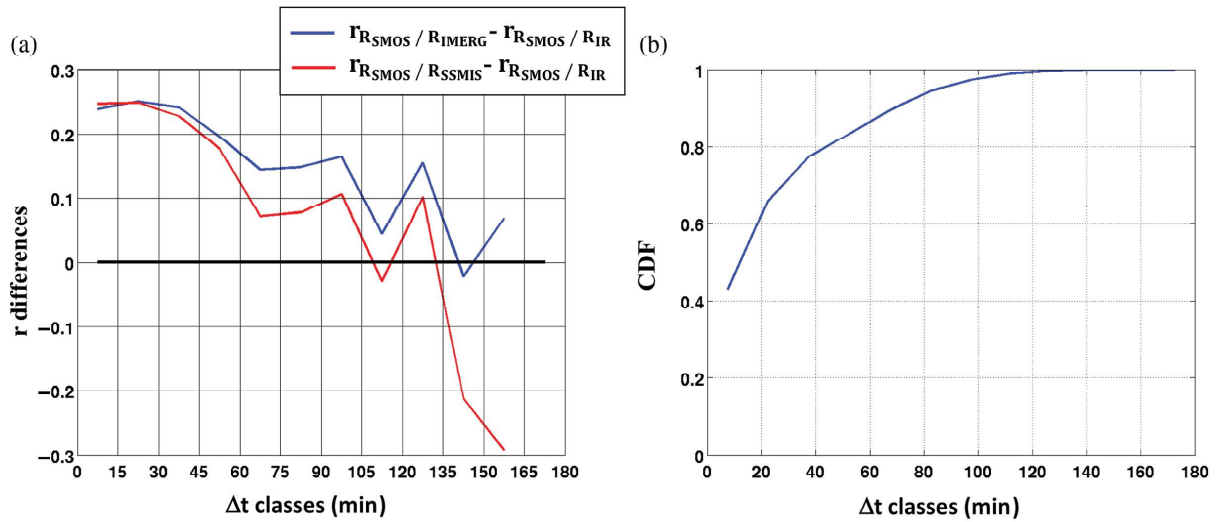
of SMOS SSS noise, numerous negative RR are retrieved when just taking the inverse of the  $\Delta S$ (RR) relationship. In order to correct for this flaw, a heuristic scheme is applied. The algorithm finally adopted consists of estimating at the grid-point level the instantaneous RR from the SMOS freshening by using local information surrounding the considered grid point.

Since the relaxation time of the freshening is extremely short (of the order of a few hours) in comparison with the satellite revisiting times, successive SMOS satellite passes sample independent rain events. Monitoring the temporal evolution of a rain event is only possible owing to satellite passes close in time (e.g. SMOS, SMAP, SSMIS). Given

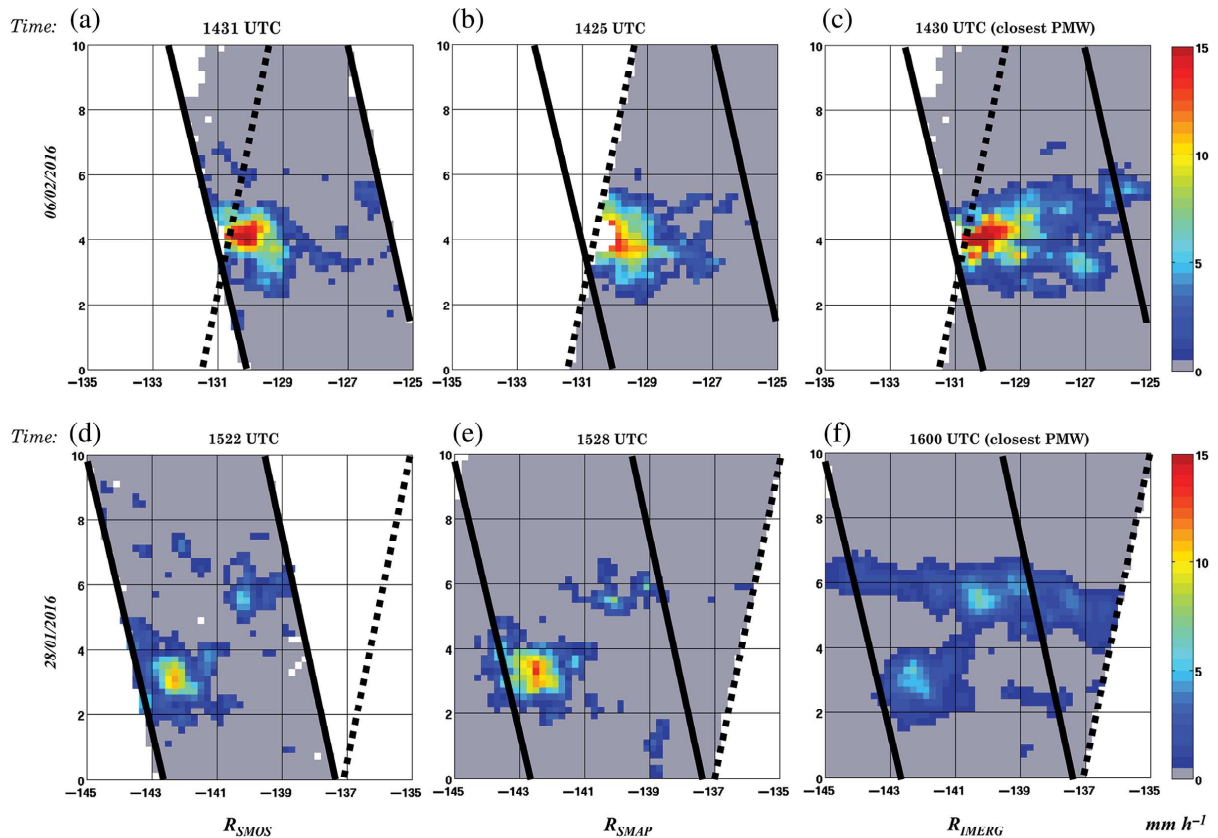
TABLE 3 Statistics on the comparison between SMOS and SMAP (collocated within 15 min time interval; January to July 2016; without smoothing)

Satellite	Statistics	$S_{\text{sat}}$ (pss)	$\Delta S$ (pss)	R (mm/hr)
SMOS	Mean	34.03	-0.05	0.13
	std	0.80	0.52	0.81
SMAP	Mean	34.29	-0.04	0.13
	std	0.75	0.45	0.77

the important theoretical uncertainties that exist to account for the physics of the ocean surface freshening by rain, we have chosen to establish an empirical model that accounts



**FIGURE 15** (a) Correlation between  $R_{SMOS}$  and  $R_{IMERG}$  minus correlation between  $R_{SMOS}$  and  $R_{IR}$  (blue line); correlation between  $R_{SMOS}$  and  $R_{SSMIS}$  minus correlation between  $R_{SMOS}$  and  $R_{IR}$  (red line), as function of temporal shift ( $\Delta t$ ) between SMOS and nearest (in time) SSMIS. Size of  $\Delta t$  classes = 15 min. (b) CDF of number of pixels as function of temporal shift ( $\Delta t$ ) between SMOS and nearest (in time) SSMIS



**FIGURE 16** (a–c) Case-study of 6 February 2016, short temporal shift between SMOS/SMAP and the closest PMW: (a)  $R_{SMOS}$ ; (b)  $R_{SMAP}$ ; (c)  $R_{IMERG}$ . (d–f) Case-study of 28 January 2016, long temporal shift between SMOS/SMAP and the closest PMW: (d)  $R_{SMOS}$ ; (e)  $R_{SMAP}$ ; (f)  $R_{IMERG}$ .

for observations. This empirical approach is made possible by the presence of SMOS data co-located with microwave satellite data to estimate the RR. Several assumptions behind this algorithm are recalled below: (i) We determine an

instantaneous RR. The correlation between freshening and RR decreases very rapidly because the freshening relaxes very quickly (see references in Boutin et al. (2016)). (ii) An estimate of non-rainy SSS can be obtained from the  $3^\circ \times 3^\circ$

data surrounding the grid node under consideration. (iii) The  $\Delta S(\text{RR})$  model is linear. Theoretical models present a broad spectrum of variation that depends on the underlying parameters mainly related to micro-turbulence mixing mechanisms, and on environmental forcing parameters. Because SMOS measurements are relatively noisy (at least 0.5 pss) and because forcing parameters were not easily available, a linear approach appeared to be appropriate at the first order. (iv) The PEALS model is calibrated using GPROF2014 SSMIS RR provided in the IMERG version 3 product. The GPROF2014 algorithm overestimates the number of low RR pixels (Kidd, Panegrossi, Ringerud, & Stocker, 2017). In addition, as shown by Hilburn and Wentz (2008), significant differences exist between UMORA and GPROF which may explain part of the nonlinear behaviour at high RR observed in Figure 6, as discussed below. (v) The model is not dependent on wind speed. The current model does not include a wind speed dependence explicitly in the equation. This is related to the fact that the ECMWF model does not provide a reliable wind speed under rain cells, and very few reliable satellite observations of wind under rain cells are available. This is a strong assumption that should be further investigated in the future. Locally *in situ* measurements in rain puddles and modelling studies suggest a strong influence of rain-induced freshening intensity with wind speed (Asher et al., 2014; Bellenger et al., 2016; Drushka et al., 2016). However, rain puddles are expected to be very heterogeneous in a 50 km  $\times$  50 km satellite pixel and local wind speed dependency is expected to be nonlinear. Hence, the dependency of satellite rain-induced freshening with wind speed is highly uncertain. In our study, we exclude very low and very high wind speeds and we consider only situations where ECMWF wind speeds are moderate (3–12 m/s) for which drifter measurements collocated with satellite RR and satellite wind speeds do not suggest very large variations (Boutin et al., 2014).

Correlation between SMOS and PMW RR is much larger than between SMOS and IR RR (Figure 15). Both instantaneous and monthly SMOS RR have been validated. This qualifies SMOS for bringing additional information into an IMERG-type RR product. When SMOS and PMW satellites passes are very close in time (within 1 h), high correlation levels are recorded between the two RR, that highlight PEALS ability to reproduce a very similar rain pattern to the one observed by PMW satellites. However, this agreement deteriorates when the time shift between the two satellite passes increases and correlation between SMOS and PMW RR largely decreases. In that case, comparison of SMOS RR with IMERG merged rain products shows that morphing techniques improve the correlation. However, agreement between both rain products remains lower than the one between SMOS and PMW when the time shift is short. As the temporal shift between SMOS and nearest PMW satellite increases, SMOS provides more supplementary information on instantaneous rain rate estimates. Our approach tested on IMERG products could also be undertaken with other rain interpolated

products, such as Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP: Aonashi et al., 2009).

Validation of instantaneous RR derived from remotely sensed measurements is challenging. Because of the strong local variability of the rain, there is usually a poor consistency of precipitation measured *in situ* and from satellite. Time averaging of gauge measurements results in better correlations with satellite individual measurements. Particularly good agreements are observed at monthly and seasonal time-scales (Bowman, 2005; Serra & McPhaden, 2003). In order to avoid this difficulty and the lack of rain measurement over ocean in comparison with satellite measurements, RR estimates from PMW are considered as a reference in this study. Various algorithms, either using conceptual precipitation models (Hilburn & Wentz, 2008), Bayesian approach (Kummerow et al., 1996) or neural network (Zabolotskikh & Chapron, 2015), have been developed to retrieve RR from satellite PMW measurements. The PEALS algorithm has been calibrated with GPROF2014, in order to ensure consistency with IMERG v3. Hence, it may reproduce biases contained in GPROF2014 and would have to be revisited when later versions are available. Using the UMORA RR, Boutin et al. (2014) found a slope between  $\Delta S$  and RR close to  $-0.20 \text{ pss} (\text{mm h}^{-1})^{-1}$ , instead of the  $-0.27 \text{ pss} (\text{mm h}^{-1})^{-1}$  slope we find with GPROF2014. This comes from the different dynamics in UMORA and GPROF RR at low to moderate RR as seen in figure 10 of Hilburn and Wentz (2008). In addition, the scatter plot between  $\Delta S$  and RR from UMORA appears to be closer to a linear regression than the one observed with GPROF (Figure 6) and the range of very high UMORA RR are in general lower than the one of GPROF RR. Whether the various slopes between freshening and RR could be used as independent validation for PMW RR could deserve further investigation. For instance, observed  $\Delta S$  and RR relationships could be compared with the ones simulated by theoretical models (Bellenger et al., 2016; Drushka et al., 2016; Schlüssel et al., 1997). In addition, atmospheric and oceanic *in situ* measurements conducted during field campaigns such as SPURS2 (SPURS-2 Planning Group, 2015) are envisaged for further validations or improvements.

This study is limited to the Pacific ITCZ region. Boutin et al. (2014) found that the relationship between  $\Delta S$  and RR in the South Pacific convergence zone (SPCZ) is very close to the one for the ITCZ, so that one can reasonably expect that the methodology developed in this article will remain valid in other tropical regions. Future studies will be dedicated to adapt this methodology at higher latitudes.

We also checked the consistency between SMOS and SMAP SSS over the ITCZ area. In the region investigated, we estimate that the noise on individual SMAP SSS is 0.49 (0.57 on SMOS SSS). This noise is much less than the RMSD (0.78 pss) found by Fore et al. (2016) when comparing SMAP SSS and HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) SSS at global scale. This is because SSS retrieval is of much better quality in warm regions and because SMOS



SSS characteristics are much closer to SMAP SSS characteristics than HYCOM SSS. Actually, spatial resolutions of SMOS and SMAP are very close to 40 km and the time lag between SMOS ascending orbits and SMAP descending orbits is only a few minutes. On average, SMAP salinity is 0.26 pss higher than SMOS salinity. Nevertheless, this bias is almost corrected when salinity anomaly is considered so that RR distributions derived from SMOS and SMAP measurements are very close, both from a pixel-to-pixel analysis and from comparing monthly averages. This result validates the rain retrieval algorithm developed for SMOS with SMAP, even though, in future work, the computation of  $S_{ref}$  should be adjusted to better take into account the noise on SMAP SSS. Thus, both L-Band radiometers, SMOS and SMAP, could bring a significant supplementary coverage for rainfall to the GPM satellite constellation.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This work is supported by the ESA STSE SMOS + Rainfall (coordinated by M. Arias – ARGANS company) and by the CNES TOSCA SMOS-OCEAN projects. We thank Stéphane Marchand for his computing support, Hugo Bellenger for very fruitful exchanges about the formation of freshwater lenses and Steven Delwart and Diego Martinez (ESA) for very constructive discussions.

#### REFERENCES

- Aonashi, K., Awaka, J., Hirose, M., Kozu, T., Kubota, T., Liu, G., ... Takayabu, Y. N. (2009). GSMaP passive, microwave precipitation retrieval algorithm: Algorithm description and validation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, 119–136.
- Arkin, P. A., & Meisner, B. N. (1987). The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982–1984. *Monthly Weather Review*, 115, 51–74. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<0051:TRBLS2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<0051:TRBLS2.0.CO;2)
- Asher, W. E., Jessup, A. T., Branch, R., & Clark, D. (2014). Observations of rain-induced near-surface salinity anomalies. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 119, 5483–5500. <https://doi.org/10.1002/2014JC009954>
- Bell, G. D., Halpert, M., & L'Heureux, M. (2016). ENSO and the tropical Pacific [in “State of the climate in 2015”]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, S93–S98.
- Bellenger, H., Drushka, K., Asher, W., Reverdin, G., Katsumata, M., & Watanabe, M. (2016). Extension of the prognostic model of sea surface temperature to rain-induced cool and fresh lenses. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 121. <https://doi.org/10.1002/2016JC012429>
- Berg, W., L'Ecuyer, T., & Kummerow, C. (2006). Rainfall climate regimes: The relationship of TRMM rainfall biases to the environment. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 434–454. <https://doi.org/10.1175/JAM2331.1>
- Boutin, J., Chao, Y., Asher, W., Delcroix, T., Drucker, R., Drushka, K., ... Ward, B. (2016). Satellite and *in situ* salinity: Understanding near-surface stratification and subfootprint variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, 1391–1407. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00032.1>
- Boutin, J., Martin, N., Reverdin, G., Morisset, S., Yin, X., Centurioni, L., & Reul, N. (2014). Sea surface salinity under rain cells: SMOS satellite and *in situ* drifters observations. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 119, 5533–5545. <https://doi.org/10.1002/2014JC010070>
- Boutin, J., Martin, N., Reverdin, G., Yin, X., & Gaillard, F. (2013). Sea surface freshening inferred from SMOS and Argo salinity: Impact of rain. *Ocean Science*, 9, 183–192. <https://doi.org/10.5194/os-9-183-2013>
- Bowman, K. P. (2005). Comparison of TRMM precipitation retrievals with rain gauge data from ocean buoys. *Journal of Climate*, 18, 178–190. <https://doi.org/10.1175/JCLI3259.1>
- Drushka, K., Asher, W. E., Ward, B., & Walesby, K. (2016). Understanding the formation and evolution of rain-formed fresh lenses at the ocean surface. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 121, 2673–2689. <https://doi.org/10.1002/2015JC011527>
- ECMWF. (2004). *Early medium-range forecasts of tropical cyclones*. ECMWF Newsletter 102. Reading, England: ECMWF.
- Fore, A. G., Yuch, S. H., Tang, W., Stiles, B. W., & Hayashi, A. K. (2016). Combined active/passive retrievals of ocean vector wind and sea surface salinity with SMAP. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54, 7396–7404. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2601486>
- Gaillard, F., Autret, E., Thierry, V., Galaup, P., Coatanéo, C., & Loubrieu, T. (2009). Quality control of large Argo datasets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 337–351. <https://doi.org/10.1175/2008jtecho552.1>
- Hasson, A., Delcroix, T., Boutin, J., Dussin, R., & Ballabrera-Poy, J. (2014). Analyzing the 2010–2011 La Niña signature in the tropical Pacific sea surface salinity using *in situ* data, SMOS observations, and a numerical simulation. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 119, 3855–3867. <https://doi.org/10.1002/2013JC009388>
- Henocq, C., Boutin, J., Reverdin, G., Petitcolin, F., Arnault, S., & Lattes, P. (2010). Vertical variability of near-surface salinity in the tropics: Consequences for L-band radiometer calibration and validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 192–209. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHO670.1>
- Hilburn, K. A., & Wentz, F. J. (2008). Intercalibrated passive microwave rain products from the unified microwave ocean retrieval algorithm (UMORA). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 778–794. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1635.1>
- Ho, D. T., Asher, W. E., Schlosser, P., Bliven, L., & Gordon, E. (2000). On the mechanisms of rain-induced air–water gas transfer. *Journal of Geophysical Research*, 105, 24045–24057. <https://doi.org/10.1029/1999JC000280>
- Hong, Y., Gochis, D., Cheng, J., Hsu, K., & Sorooshian, S. (2007). Evaluation of PERSIANN-CCS rainfall measurement using the NAME event rain gauge network. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 469–482. <https://doi.org/10.1175/JHM574.1>
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., ... Iguchi, T. (2014). The global precipitation measurement (GPM) mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 701–722. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1>
- Houze, R. A., Jr. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42, RG4003. <https://doi.org/10.1029/2004RG000150>
- Huffman, G. J. (2015a). *GPM L3 IMERG final half hourly 0.1 degree x 0.1 degree precipitation V03*. Greenbelt, MD: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). <https://doi.org/10.5067/GPM/IMERG/HH/3B>
- Huffman, G. J. (2015b). *GPM L3 IMERG late half hourly 0.1 degree x 0.1 degree precipitation V03*. Greenbelt, MD: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC) Retrieved from [https://disc.gsfc.nasa.gov/datacollection/GPM\\_3IMERGHH\\_L\\_V03.html](https://disc.gsfc.nasa.gov/datacollection/GPM_3IMERGHH_L_V03.html)
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., & Nelkin, E. J. (2015). *Integrated Multi-satellite retrievals for GPM (IMERG)*, Technical Documentation. Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at 8 km, hourly resolution. *Journal of Climate*, 5, 487–503. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0487:CAMTPG.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG.2.0.CO;2)
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., ... Mecklenburg, S. (2010). The SMOS mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle. *Proceedings of the IEEE*, 98, 666–687. <https://doi.org/10.1109/jproc.2010.2043032>
- Kidd, C., & Huffman, G. (2011). Global precipitation measurement. *Meteorological Applications*, 18, 334–353. <https://doi.org/10.1002/met.284>
- Kidd, C., Panegrossi, G., & Ringerud, S., & Stocker, E. (2017, 23–28 April). *Inter-comparison of the EUMETSAT H-SAF and NASA PPS precipitation products over Western Europe*. Proceedings of the 19th EGU General Assembly, EGU2017. Vienna, Austria. p. 7506.
- Kummerow, C. D., Olson, W. S., & Giglio, L. (1996). A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 1213–1232.



- Portabella, M., Stoffelen, A., Lin, W., Turiel, A., Verhoef, A., Verspeek, J., & Ballabrera-Poy, J. (2012). Rain effects on ASCAT retrieved winds: Toward an improved quality control. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50, 2495–2506. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2012.2185933>
- Reverdin, G., Morisset, S., Boutin, J., & Martin, N. (2012). Rain-induced variability of near sea-surface T and S from drifter data. *Journal of Geophysical Research*, 117, C02032. <https://doi.org/10.1029/2011JC007549>
- Santos-Garcia, A., Jacob, M. M., Jones, W. L., Asher, W. E., Hejazin, Y., Ebrahimi, H., & Rabolli, M. (2014). Investigation of rain effects on Aquarius sea surface salinity measurements. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 119, 7605–7624. <https://doi.org/10.1002/2014JC010137>
- Schlüssel, P., Soloviev, A. V., & Emery, W. J. (1997). Cool and freshwater skin of the ocean during rainfall. *Boundary-Layer Meteorology*, 82, 437–472. <https://doi.org/10.1023/A:1000225700380>
- Serra, Y. L., & McPhaden, M. J. (2003). Multiple time- and space-scale comparisons of ATLAS rain gauge measurements with TRMM satellite precipitation measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1045–1059. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1045:MTASCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1045:MTASCO>2.0.CO;2)
- Soloviev, A., Lukas, R., & Matsuura, H. (2002). Sharp frontal interfaces in the near-surface layer of the tropical ocean. *Journal of Marine Systems*, 37, 47–68. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00195-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00195-1)
- Sorooshian, S., Hsu, K. L., Gao, X., Gupta, H. V., Imam, B., & Braithwaite, D. (2000). Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 2035–2046. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081,2035:EOPSSE.2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081,2035:EOPSSE.2.3.CO;2)
- SPURS-2 Planning Group. (2015). From salty to fresh—Salinity Processes in the Upper-ocean Regional Study-2 (SPURS-2): Diagnosing the physics of a rainfall-dominated salinity minimum. *Oceanography*, 28, 150–159. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.15>
- Stephens, G. L., & Kummerow, C. D. (2007). The remote sensing of clouds and precipitation from space: A review. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 3742–3765. <https://doi.org/10.1175/2006JAS2375.1>
- Vila, D., Ferraro, R., & Joyce, R. (2007). Evaluation and improvement of AMSU precipitation retrievals. *Journal of Geophysical Research*, 112, D20119. <https://doi.org/10.1029/2007JD008617>
- Walesby, K., Vialard, J., Minnett, P. J., Callaghan, A. H., & Ward, B. (2015). Observations indicative of rain-induced double diffusion in the ocean surface boundary layer. *Geophysical Research Letters*, 42, 3963–3972. <https://doi.org/10.1002/2015GL063506>
- Waliser, D. E., & Gautier, C. (1993). A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6, 2162–2174.
- Wijesekera, H. W., Paulson, C. A., & Huyer, A. (1999). The effect of rainfall on the surface layer during a westerly wind burst in the western equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 612–632. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<0612:TEOROT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0612:TEOROT>2.0.CO;2)
- Yin, X. B., Boutin, J., Martin, N., Spurgeon, P., Vergely, J.-L., & Gaillard, F. (2014). Errors in SMOS sea surface salinity and their dependency on a priori wind speed. *Remote Sensing of Environment*, 146, 159–171. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.008>
- Zabolotskikh, E., & Chapron, B. (2015). Validation of the new algorithm for rain rate retrieval from AMSR2 data using TMI rain rate product. *Advances in Meteorology*, 2015, 492603. <https://doi.org/10.1155/2015/492603>
- Zappa, C. J., Ho, D. T., McGillis, W. R., Banner, M. L., Dacey, J. W. H., Bliven, L. F., ... Nystuen, J. (2009). Rain-induced turbulence and air–sea gas transfer. *Journal of Geophysical Research*, 114, C07009. <https://doi.org/10.1029/2008JC005008>

**How to cite this article:** Supply A, Boutin J, Vergely J-L, *et al.* Precipitation Estimates from SMOS Sea-Surface Salinity. *Q J R Meteorol Soc* 2018;144 (Suppl. 1):103–119. <https://doi.org/10.1002/qj.3110>

## Annexe B

Reverdin et al, 2020



## JGR Oceans

## RESEARCH ARTICLE

10.1029/2019JC015558

## Key Points:

- This event is the lowest sea surface salinity reported in the open ocean
- Patchy surface salinity was observed at 1-km scale up to 1-hr after rain

## Correspondence to:

G. Reverdin,  
gilles.reverdin@ocean-ipsl.upmc.fr

## Citation:

Reverdin, G., Supply, A., Drushka, K., Thompson, E. J., Asher, W. E., & Lourenço, A. (2020). Intense and small freshwater pools from rainfall investigated during SPURS-2 on 9 November 2017 in the eastern tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC015558. <https://doi.org/10.1029/2019JC015558>

Received 19 AUG 2019

Accepted 20 JAN 2020

Accepted article online 3 FEB 2020

## Intense and Small Freshwater Pools From Rainfall Investigated During Spurs-2 on 9 November 2017 in the Eastern Tropical Pacific

G. Reverdin<sup>1</sup> , A. Supply<sup>1</sup>, K. Drushka<sup>2</sup> , E. J. Thompson<sup>2,3</sup> , W. E. Asher<sup>2</sup> , and A. Lourenço<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sorbonne Université, CNRS-IRD-MNHN, Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentation et Approches Numériques (LOCEAN), Paris, France, <sup>2</sup>Applied Physics Laboratory, University of Washington, Seattle, WA, USA, <sup>3</sup>NOAA Earth System Research Lab, Boulder, CO, USA

**Abstract** During the second Salinity Processes in the Upper Ocean Regional Study (SPURS-2) 2017 tropical Pacific cruise, two drifters were deployed on 9 November. The drifters measured temperature and salinity in the top 36 cm, wave spectra, and the noise of rain drops. During a short nearly circular survey with a 1.8-km radius around the drifters, the R/V Revelle measured air-sea fluxes, as well as temperature and salinity stratification in the top 1 m from a towed surface salinity profiler (SSP). A C-band weather radar measuring rain rate within 1- to 100-km range of the ship observed discrete rain cells organized in a system moving from the southeast to the northwest. Some of the intense rain cells were small scale (1 km in diameter or less) with short lifetimes yet dropped more than 5 cm of water in half an hour near the drifters, whereas the ship measured short rain episodes totaling 1.3 cm of rainfall mostly accompanied by very low wind. The data indicate a large spatial heterogeneity in temperature and salinity, with near-surface freshening of up to 9 psu measured at different times by the two drifters (separated by less than 500 m) and by the SSP. The drifters indicate deepening of the fresh and cool surface layer during the rain which then thinned during the following 40 min with very low wind speed (<2 m/s). Patchy surface-trapped cold and fresh layers were also observed by the SSP east of the drifters. The high spatial and temporal variability of rainfall and surface-trapped fresh pools is discussed.

**Plain Language Summary** We present data illustrating remarkably low surface salinity for the open ocean, outside of the high latitudes near the sea ice or of river plumes. This event was observed by two instrumented drifters and a towed instrument during the R/V Revelle SPURS-2 2017 cruise near 10° N/125°W on 9 November 2017. The large surface-trapped fresh and cold signal was observed for up to an hour after the rain and was associated with low to very low surface wind. The data illustrate a large patchiness of the fresh and cold surface pool induced by intense but short-lived rain events, at spatial scales of 1 km or less. Radar and ship meteorological data also illustrate a large spatial variability of the total rain accumulation, which in some places, such as near the drifters, exceeded 5 cm, whereas it was barely 1 cm, 1 km, or 2 km away. An estimate of the fresh layer thickness suggests that the fresh surface layer was up to 30 cm thick under the most intense rain but shallowed afterward to be on the order of 20 cm.

### 1. Introduction

The second Salinity Processes in the Upper Ocean Regional Study (SPURS-2) project is aimed at understanding the impact of rain on surface salinity, upper ocean stratification, and circulation in the ITCZ of the near-equatorial Pacific Ocean (near 10°N, 125°W). The scales investigated range from the time scale of a rain event of a few minutes duration to the seasonal time scale; vertical scales of a few centimeters to a few tens of meters; and horizontal scales from 1 km to hundreds of kilometers (SPURS-2 Planning Group, 2015; Lindstrom et al., 2019). Earlier studies have shown a fast local response to rain events, with surface freshening proportional to the rain intensity (Bellenger et al., 2017; Drushka et al., 2016), to a power of the rain intensity (Asher et al., 2014), or to the rain accumulation (ten Doeschate et al., 2019) and inversely proportional to the wind speed (Asher et al., 2014; Drushka et al., 2016, 2019). The thickness and vertical extent of the initial fresh pool is proportional to the wind speed (Thompson et al., 2019). The strongly stratified near-surface fresh pools have been shown to often have a short lifetime after the rain (e.g., less than 1 hr), with a

duration dependent on wind intensity (Drushka et al., 2016; Reverdin et al., 2012). In low-wind conditions, fresh pools have been observed to persist for more than 10 hr (Price, 1979; Thompson et al., 2019). Bellenger et al. (2017) also suggested the influence of horizontal spreading of the pools by gravity currents, which have been documented in the tropical oceans (Soloviev & Lukas, 1997; Soloviev et al., 2002) and in numerical model simulations (Soloviev et al., 2015). Horizontal spreading would result in shallower pools and hence increased vertical mixing, particularly with initial conditions of small pools and moderate winds. A temperature cooling signal is usually associated with the rain freshening due to the colder temperatures of raindrops. In addition, heat loss to the atmosphere trapped in the near-surface stratified layers results in more cooling, particularly during nighttime rain events (Bellenger et al., 2017; Reverdin et al., 2012).

The observations that have been used to provide information on surface freshening from rain include measurements from drifters (Centurioni et al., 2015; Dong et al., 2017; Hormann et al., 2015; Reverdin et al., 2012; Volkov et al., 2019), profiling floats (ten Doeschate et al., 2019; Drucker & Riser, 2014), surface-following platforms (Asher et al., 2014; Drushka et al., 2019), gliders (Shcherbina et al., 2019), or ships (Soloviev & Lukas 1997; Soloviev & Lukas 2006; Thompson et al., 2019; Wijesekera et al., 1999). In most cases, either the local history of rain and wind or the spatial extent of the fresh pools and their evolution is not well documented. Recently, at much larger scales (50 to 100 km), rain-induced freshening has been investigated from satellite missions with band-L radiometric imagery. Boutin et al. (2014) and Supply et al. (2018, 2019) have illustrated that at those scales, freshening depends on total rainfall amount but less on large-scale winds (with a weaker response at winds stronger than 6–8 m/s; Supply et al., 2019). Supply et al. (2018) also documented a short duration (an hour or less) of some of the large freshwater pools. On the other hand, what happens at the O(100 m to 1 km) scales of small rain events in terms of the impacts of wind and rain, and how the small-scale variability integrates to produce the larger scale response, has not been well documented (Boutin et al., 2016).

Late at night on 9 November 2017 during the SPURS-2 cruise on R/V *Revelle*, the presence of nearby rain cells was observed to the southeast of the ship by the SEA-POL rain radar on R/V *Revelle* (Rutledge, Chandrasekar, Fuchs, George, Junyent, Dolan, et al., 2019; Rutledge, Chandrasekar, Fuchs, George, Junyent, Kennedy, et al., 2019). The region cut across by the ship (coming from the south) presented little horizontal gradients of surface temperature and salinity and had not experienced any rain in the last 12 hr according to IMERG products (Huffman et al., 2019) with winds of at least 5 m/s. The deployment site was within a large-scale eastward flow on the order of 0.2 m/s according to altimetry and satellite-derived currents from the OSCAR product, and the subsurface currents measured by the ship's VM-ADCP at 17-m depth were to the southeast until 15:30 GMT between 5 and 25 cm/s.

Two drifter sets were deployed starting at 13:30 GMT, and the ship then did a dedicated survey around them. Here, we use data from the two instrumented drifters and a near-surface salinity profiler (SSP; Drushka et al., 2019) towed by the R/V *Revelle* to illustrate the rain events and their signature in the ocean. These upper ocean data, along with the rain and wind history, allow investigation of the variability of salinity and temperature in the upper meter of the ocean, both in time (over more than 90 min) and partially in space (over the surveyed region of approximately 10 km<sup>2</sup>). We will present the instrumentation, describe the data, and discuss the role that the rain and wind forcing played in generating the observed strong spatiotemporal variability. It is notable that the salinity data show, to our knowledge, the lowest observed surface salinity in the open ocean. This low surface salinity persisted for at least half an hour after the rain stopped.

## 2. Data

### 2.1. Drifters

Each drifter set consisted of three individual instrument platforms connected with 8 m of floating line. The first platform was a SC40 SVP surface drifter (NKE Instrumentation) with a small CARTHE drogue hanging between ~42- and ~80-cm depth. The second was a CARTHE drifter (PacificGyre) with a drogue between 25 and 63 cm below the surface (assuming the line is taut and drogue is vertical) (Novelli et al., 2017).

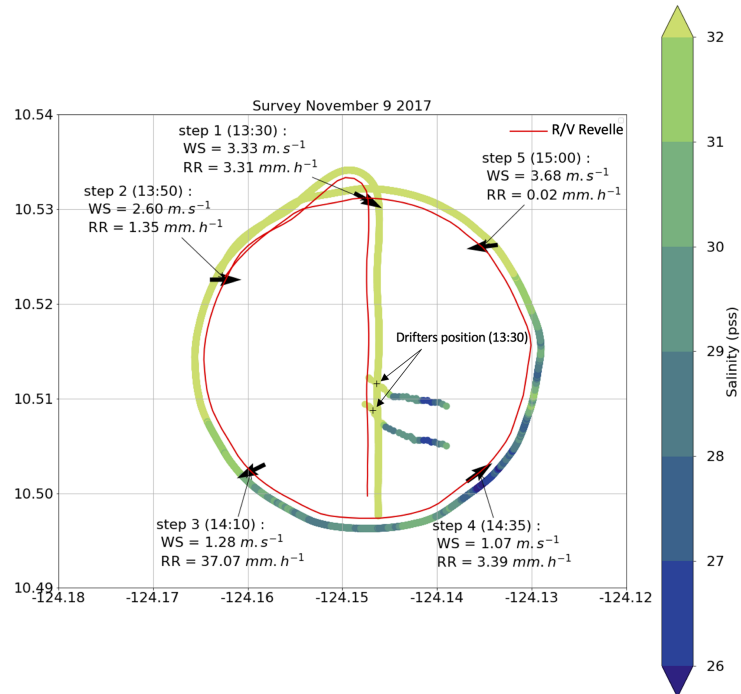
The third and final platform of the set was a 5-cm-thick, drogue-free SURPACT float (Sea Mammal Research Unit, University of St Andrews). The package thus responds to a mix of conditions very close to the sea

surface (due to the surface elements, in particular the SC40 drifter large surface sphere) down to the deepest part of the drogue near 80 cm (Figure 2).

The SC40 drifter has a water temperature probe 20 cm below the surface, under the spherical surface float. In a previous study of large daily warming events with weak winds (Reverdin et al., 2010), SC40 drifters were found to measure temperature at a water depth of 18 cm. The SC40 drifter also has temperature (T) and conductivity (C) probes placed on a frame at 36-cm depth, below the perturbing effect of the surface float, that are used to estimate salinity (S). The T probe at 18 cm is assumed to have a time sensitivity of at least 1 min, and this measurement is slightly influenced by the temperature inside the hull (which is seen during the first 20 min after deployment when the inside temperature has not yet fully adjusted to sea temperature). As this temperature is likely to vary slowly after the initial adjustment, relative T variations on short time scales closely portray the changes in the water flowing near the hull. The T probe at 36 cm has a time sensitivity on the order of 1 s and thus can capture much faster fluctuations in T. The SC40 reports data every 5 min (data are averaged over a period of 30 s before the transmission time). Drifter positions are measured with a GPS, giving ~10-m horizontal accuracy.

The SURPACT float consists of a circular annular disk with a tag at its center. The tag originates from classical Sea Mammal Research Unit sea mammal tags (Roquet et al., 2011) but has been ballasted to have a lower center of mass. Every 3 s, it reports T and C (using an inductive sensor) from a Valeport CTD probe that is located under the tag at 4–5 cm below the water surface and was calibrated by the manufacturer with uncertainties on T less than 0.01 °C and on S on the order of 0.02 psu in the upper range of salinity observed. Uncertainties in S might be larger at the low salinities (such as 24 psu) but are not expected to exceed 0.1 psu, thus less than 1% of the dynamical range explored. The float has been designed to minimize vertical mixing, and thus, the measurements at the C-T sensors depth are likely representative of a layer within the top 10 cm of the ocean. The location of the CTD probe under the tag also protects it from the largest bubbles. In addition, the tag reports vertical acceleration at 6.15 Hz. Wave spectra are estimated from the vertical component of acceleration by assuming that the SURPACT follows the vertical displacement of the sea surface. This assumption should hold for wave periods between 8 and 0.5 s: at longer periods, the accelerometer is not sensitive enough for the swells, whereas at periods shorter than 0.5 s, there is a strong influence from the float elements (Reverdin et al., 2013). In earlier deployments (Reverdin et al., 2013), the whole spectrum was used to estimate the wind, leading to possible delays of wave spectra with respect to the wind changes. During this deployment, we also witnessed such effects during the early period (before 14:00 GMT), with an unusual accelerometer spectrum with an energy gap centered near 2 s. Thus, as we are particularly interested in fast changes in local winds, we will only consider waves with the shortest periods (near 0.75 s; thus, wavelength close to 50 cm), which are expected to be rather responsive to fast changes in local wind. We thus use the energy of 0.75 s waves as a proxy for wind speed.

Finally, the SURPACT reports sound spectra every 3 s recorded by a microphone under a purpose-made cupola on top of the tag. The data are processed in seven channels ranging from 63 Hz to 16 kHz by a MSGEQ7 Graphic Equalizer Rain Sensor. In conditions with no wave breaking such as for the record analyzed here, the sound spectra outputs can be used to estimate the rainfall rate, as is done for agricultural use of similar sensors or with other acoustic rain gauges. This was qualitatively tested in laboratory conditions (by the Sea Mammal Research Unit based in St. Andrews, Scotland, as well as at LOCEAN). The results are very insensitive to other sources of noise, such as rain on the sea, animal, or nearby engine noise, contrary to subsurface hydrophone measurements (Nystuen & Amitai, 2003). This was also checked during the cruise prior to this deployment with another SURPACT unit attached to an instrumented mooring: The acoustic sensors reported correctly without saturation for rain rates up to 4 cm/hr. Of the seven spectral channels, Channel 5 (2.5 kHz) was found to be most sensitive to rain. During the SPURS-2 deployment, Channels 4 to 6 (1 to 6.25 kHz) were often saturated, indicating heavier rain. We thus use Channel 3 (400 Hz), the highest frequency not to saturate. However, this frequency band is also sensitive to wave splash on the cupola. It is questionable that this channel output is linear with respect to rain rate, and the power level of the spectra should be interpreted mostly as a scaling of rain rate, with largest uncertainties at rain rates larger than 4 cm/hr. The cupolas of the two SURPACTs deployed were different, one being less spherical than the other; this difference in shape is expected to have an impact on the response, which was not quantified. All the SURPACT float measurements are time averaged and reported every 21 s. The wave accelerometer spectrum is further smoothed spectrally and averaged over 63 s (so that each reported value



**Figure 1.** Track of R/V Revelle (red) and of the towed SSP (color coded with measured SSS) during the survey on 9 November as well as the tracks of the two drifters (also color coded for SSS from their deployment at 13:30 until 15:30 GMT; drifters moving toward the east/southeast). Key events are mentioned on the R/V Revelle track. Step 1 corresponds to the first big rain events in the center of the domain, Step 2 with the time of maximum rainfall, Step 3 is close to the end of rainfall and when the SSP crossed a freshwater pool, and Step 4 corresponds to the time drifter (S) was in a fresh pool, whereas the wind started to increase on R/V Revelle. The vectors correspond to wind vectors at the different steps.

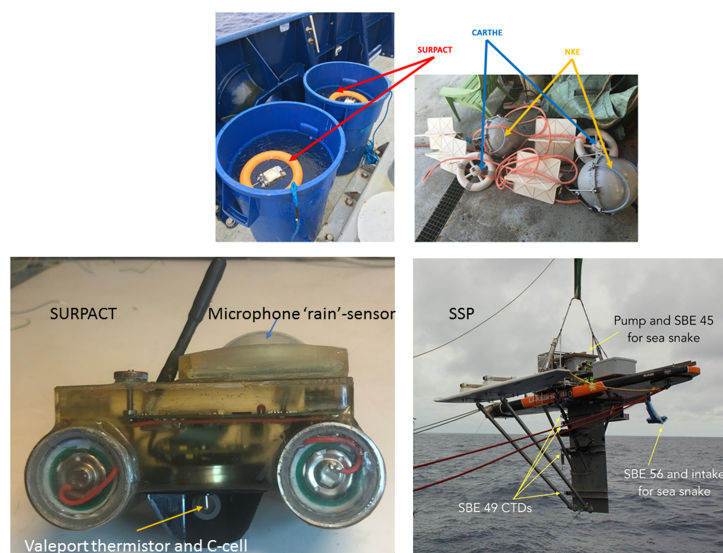
represents 18 degrees of freedom). To produce vertical profiles, we combine the SURPACT T-S data at 4 cm with the SC40 T-S data at 18 and 36 cm, subsampling the SURPACT records at the times of the SC40 measurements every 5 min.

The two drifter sets were deployed at around 13:10 to 13:13 GMT during westerly winds of 4 m/s and were tracked starting at 13:14 GMT (04:56 local time, thus well before sunrise) at 10.51°N, 124.148°W, when they were 312 m apart (Figure 1). The distance between them never exceeded 500 m before 15:30 GMT. The largest increase in drifter separation (nearly 100 m) is seen during the rain between 14:00 and 14:30 GMT, when the southern drifter (“drifter S”) drifted more rapidly in the southeast direction than the northern drifter (“drifter N”). It is possible that the velocity difference between the drifters is related to different horizontal momentum input by the rain drops or wind gusts in the stratified surface layer between the two drifters or some divergence of the freshwater near the surface (with more rainfall at drifter N than S) or even a surface gravity current induced by the gradient of freshwater input. Before the wind strengthened at 15:15 GMT, the drifters drifted eastward or southeastward at an average speed of 15 cm/s. After 15:15 GMT, it is likely that the drifters started experiencing weak easterly momentum input from the wind, which strengthened after 15:30 GMT; by 15:40 GMT, drifter velocities were close to 0 cm/s, that is, speed decreased by 15 cm/s after 15:15 GMT.

## 2.2. SSP Data

Throughout the drifter deployment, the SSP was towed in the water outside of the ship’s wake (90 m slightly starboard) at a speed close to 2 m/s. The SSP measures T and S at four depths using CTDs mounted on its keel at 0.12, 0.23, 0.54, and 1.1 m below water line (Drushka et al., 2019; Figure 2). In addition to the CTDs, water from the surface (~5-cm depth) is sampled continuously using a “sea snake” (a floating device to pump near-





**Figure 2.** Photographs showing the SURPACT drifters (upper left) and the other drifters to which they are attached (upper right) just before deployment, as well as SURPACT and SSP ready to be deployed with their key instruments (lower right and left panels, respectively).

surface water and measure near-surface temperature). The T is measured using an SBE 56 sensor mounted alongside the “sea snake” inlet, and salinity is measured by an SBE 45 TSG mounted on the SSP (Drushka et al., 2019). Because of the debubbler used for the sea snake TSG, its response time was longer than that of the four keel-mounted CTDs. Furthermore, the sea snake TSG was also lagged in time relative to the CTDs due to the volume in the tubing and debubbler. During periods of weak stratification when the CTDs and TSG should measure the same T and S, we found that the T-S data from the sea snake need to be advanced by 10 s to optimize the correlation with T-S data from the CTDs. Spikes in salinity due to bubbles were removed from the data, and a 15-s median filter was applied separately to the T and S data of each sensor, which are then reported every second. Remaining noise is present in salinity, in particular for the upper sensors, but at a level which is small compared with the signals investigated.

### 2.3. Meteorological Measurements

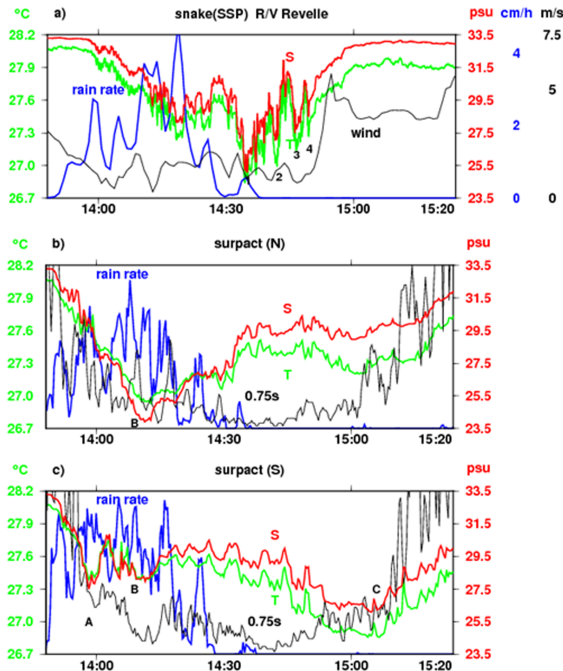
Meteorological measurements were made aboard the ship and provided by the SPURS-2 community data set (Clayson et al., 2019). The data selected were always from instruments on the upwind side of the ship. Here we use measurements of wind speed and rain rate, as well as heat flux estimates. These data are available as 1-min averages (thus 120 m of ship track). Since the SSP was towed 90 m aft of the meteorological sensors, we shifted the meteorological data by 45 s to collocate them with the SSP data, assuming that the meteorological variability recorded is spatially frozen and assuming that the wind measurements were made from sensors located forward on the ship.

The SEA-POL dual-polarization C-band Doppler weather radar mounted on the R/V *Revelle* provided maps of rain rate close to the sea surface every 5 min at distance from the ship of 1 to 100 km (Rutledge, Chandrasekar, Fuchs, George, Junyent, Dolan, et al., 2019; Rutledge, Chandrasekar, Fuchs, George, Junyent, Kennedy, et al., 2019). The data were recorded throughout the 2 min after the round 5 min times (e.g., 14:00 and 14:05 GMT). They have been postprocessed and are provided on a 1-km square grid. Rain estimates within 60° of the aft direction of the ship were not measured to avoid illuminating the superstructure of the ship.

### 3. Observations

After deploying the drifters, the R/V *Revelle* traveled northward 1.8 km from the drifters and then followed a circular track around the drifters at 2 m/s towing the SSP. At the ship, rain rates up to 5 cm/hr were





**Figure 3.** Time series of upper level (at 5 cm for SSP and for the drifters) T (green) and S (red) as well as rainfall (blue) and wind speed (black) for SSP and R/V Revelle (a) and for drifters (N) and (S) (b, c). For the drifters, “rain rate” is an unscaled indicator based on the microphone measurements; the black curves represent the power spectral energy of vertical acceleration of the SURPACT at 0.75-s period (scales not indicated), which is taken as a proxy for local wind speed. SSP T and S data are 15-s median-filtered records, whereas wind and rainfall rate from R/V Revelle are 1-min averages. For the drifters, data are 21-s averages; the vertical acceleration spectral energy are further smoothed with a 1-min running mean. On (a), the Cool/Fresh Events 1–4 are indicated, and on (b), Cool/Fresh Events A–C are indicated.

measured, accompanied by wind speed below 3 m/s until 14:50 GMT (Figures 1 and 3). Heavy rain and weak winds were also measured by the drifters, with weak winds persisting until 15:10 GMT. Sustained easterly winds of 4 m/s were measured at the ship after 14:50 GMT (Figure 3). The drifters were then recovered at 17:45 GMT (Figure 1). We will focus on the 90-min time period between 13:50 and 15:20 GMT, which had high rain rate and low wind at first and then featured higher wind conditions and mixing of the top layer of the ocean (Figure 3).

### 3.1. The Meteorological Records

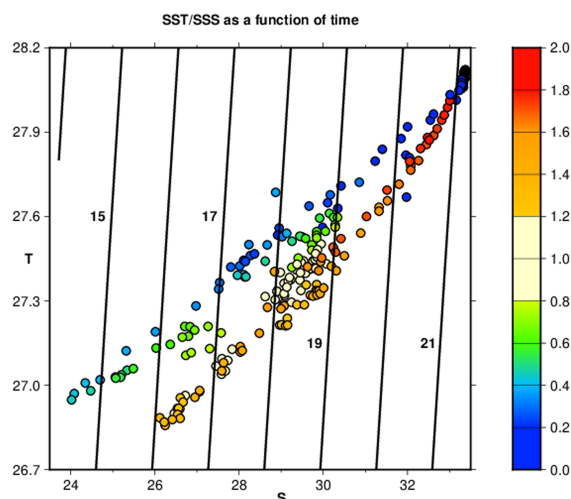
We first comment on the meteorological data from the R/V Revelle (Figure 3a) and on the sound and wave spectra measured by drifters N and S (Figures 3b and 3c). The wind is moderate (4 m/s) prior to the drifter deployment and quickly decreases to values of 0 to 2 m/s between 13:55 and 14:50 GMT. The wind direction is variable but usually remains westerly. Close to 14:55 GMT, a front is crossed, with wind intensity increasing to 5 m/s and wind direction shifting to easterly. A larger wind speed increase happened suddenly after 15:30 GMT with a small shift of direction to ENE (not shown). These wind changes are coincident with changes in the power spectra of the vertical accelerometer of the two SURPACTs, a proxy for wave energy. The wave spectra time series show a decrease of the maximum energy in acceleration found near 1.5 s at 14:00 GMT (not shown). The “shorter” wave spectral power (at 0.75 s) (proxy of the wind) is very low between 14:00 and 15:00 GMT, thus a slightly different timing than from the ship’s wind speed records. For example, the increase in 0.75-s wave spectral power happens 15 min later than the wind speed increase at 14:55. This indicates spatial gradients of the winds on that 1- to 2-km distance (Figure 1). There are also noticeable differences between the two SURPACT records (separated by ~400 m) on time scales less than 10 min. For example, a small peak in 0.75-s wave energy is observed by SURPACT-N around 15:05 that is not witnessed by SURPACT-S, consistent with wind variability on scales of a few hundreds of meters.

The ship rainfall record (Figure 3) indicates an isolated rain event (near 13:30 GMT, when wind is still near 4 m/s), a set of large rain events between 14:00 to 14:30 GMT, often at rates larger than 2 cm/hr (and up to 5 cm/hr), and an isolated weaker rain event at 14:32 GMT. The last rain event happens when wind is <2 m/s. Throughout the entire 90-min period, rain intensity varies by more than a factor of 2 between successive peaks and troughs separated by a few minutes and a few hundred meters. The SURPACT microphone records (lower panels of Figure 3) indicate a similar overall sequence of rain events but starting several minutes earlier at 13:48 GMT and persisting for nearly half an hour. If one assumes that the acoustic response to rainfall is linear, Figure 3 suggests a large intermittency in rain, with local minima in rain rate observed by the two SURPACTs around 14:03 and 14:20 GMT. Although wind speed appears somewhat weaker during rain in this event, they are not significantly correlated over this short record.

During the drifter deployment period, the ship’s air sea heat flux estimate (without the cooling effect caused by the deposition of colder rain drops) indicated a small loss (on the order of 45 W/m<sup>2</sup>, not shown), which would induce a vertically integrated temperature cooling on the order of 0.040 °C m<sup>-1</sup> hr<sup>-1</sup> between 13:50 and 15:00 GMT. Because of the short distance separating the drifters from the ship, we tentatively estimate that this might also be the cooling magnitude due to the heat fluxes at the location of the drifters until the wind increases locally at 15:15 GMT.

### 3.2. Near-Surface Temperature and Salinity

On Figure 3, we also plot the near-surface (~5-cm depth) T and S signal measured by the SSP and the two SURPACTs. Before the rain starts, all three platforms show similar values and no vertical stratification.



**Figure 4.** SST-SSS scatter diagram from the two drifters with overlaid density contours (sigma units). The data points are color coded as a function of time since the beginning of rain (in hours), when SSS-SST was close to the northeast corner of the plot. Rain stops at 0.8 hr.

The agreement between the three platforms indicates that, at least in the northern part of the ship's survey, there is no large spatial gradient in salinity or temperature present over horizontal scales of 1–2 km. After the rain begins, all three records show extremely large surface cooling and freshening, all exceeding 1 °C and 7 psu and with the extremum of 1.3 °C and 9.5 psu during Event B measured by SURPACT-N (the northern SURPACT). The salinity changes also imply significant changes in surface water density, dominated by S variability (T variability reduces by roughly 5% the density variability induced by S changes).

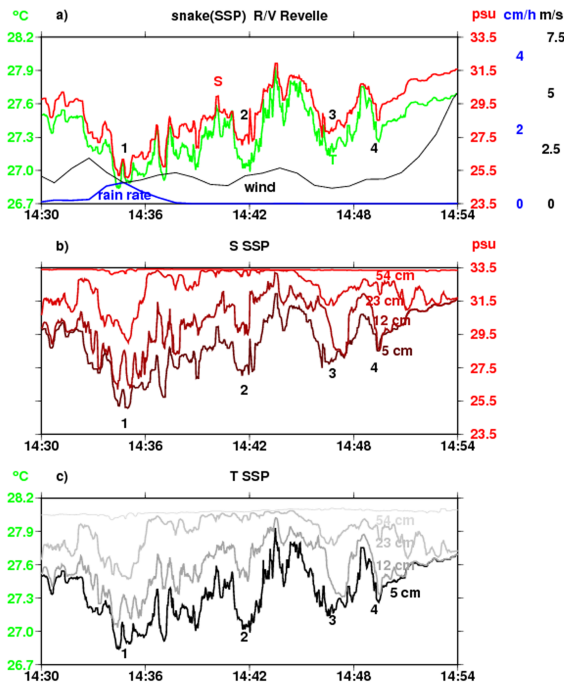
However, the timing of the cooling and freshening observed from the three platforms is different, as shown by the three time series (Figure 3). Although the two SURPACTs are separated by less than 400 m, they show a remarkable difference in salinity both during the rain (despite appearing to experience relatively similar amounts of rainfall) and afterward. Until 14:00 GMT (Event A shown on the bottom panel of Figure 3 on SURPACT-S), the two SURPACTs show similar evolution of T and S. However, whereas T and S continue to drop on SURPACT-N toward Event B at 14:11 GMT, they remain much higher on SURPACT-S. After Event B, there is a large regular increase in salinity observed by SURPACT-N, whereas SURPACT-S salinity shows a plateau, followed by a large decrease reached at 15:07 GMT (Event C). At 15:05 GMT, high-frequency wave spectral energy (and hence likely wind speed) is

slightly larger on SURPACT-N compared to SURPACT-S, which might have contributed to the relative difference in salinity tendency between the two floats. This salinity difference could also be attributed to advection of the fresher surface water flushing past drifter SURPACT-S (the drogue extends deeper than the fresh layer). This suggests that advection of freshwater past the buoy might have also happened earlier during the rain event, which could have contributed to the lack of strong relation between salinity changes and the fast rainfall and wind changes. Both SURPACTs then record T and S increases as the wind intensifies after 15:10 GMT, mixing away the freshwater deposited by the rain. T and S both continued to increase after 15:30 GMT (not shown).

During the 30- to 40-min period with rainfall, there is no close correspondence between the fluctuations of rainfall or wind with the changes in T or S. However, for drifter SURPACT-S, periods of slightly lower 0.75-s waves (i.e., wind) appear to coincide with minima in T and S (e.g., at 14:00, 14:15, and 14:20 GMT). There is also a tendency for peaks in rainfall estimated from the sound record to precede or correspond to local minima in T and S (e.g., at 14:00 and 14:25 GMT). This relation between T and S and rainfall is also apparent in the SURPACT-N measurements. Following the rain, there are still large oscillations in T and S with periods as short as 5 min: for example, on SURPACT-S between 14:20 and 14:55 GMT (typical amplitude 0.1 °C/0.7 psu in T/S). These do not seem closely related to changes in wind waves.

As seen on Figure 3, the temperature and salinity records for a particular SURPACT are well correlated at all scales. This can be better visualized on a T-S diagram color coded as a function of time (Figure 4). The T-S data tend to be aligned at a given time but with an increase in slope with time (notice also on Figure 4 how well correlated the changes in density are related at a given time to the changes in salinity). Until ~1 hr after the rain starts, the slope of the diagram is on the order of 1.5 °C/10 psu. This ratio tends to slightly increase in time, particularly after the rain stops and later, when wind-induced mixing results in increasing T and S. This can be explained by the fact that due to the strong vertical stratification (cf. density changes on Figure 4), heat loss gets trapped in a shallow surface layer, even after the rain stops, resulting in a net decrease of T relative to changes in S (Bellenger et al., 2017; Reverdin et al., 2012). We hypothesize that this effect will be more pronounced in areas with stronger, shallower stratification.

There are also significant differences between the SSP T and S time series and that from the SURPACT. Starting around 14:33 GMT, there are large fluctuations in T and S from the SSP not seen by either SURPACT (Figure 3). At this time, the SSP was being towed through a rain-formed fresh pool, though local rain rate measured at the ship was zero at that time, indicating that the rain had fallen earlier. It appears that



**Figure 5.** SSP data between 14:30 and 14:54. (a) is a zoomed version of Figure 3a and thus same legend caption. (b) and (c) present the SSP 15-s median-filtered S and T data at the different levels from 5- to 54-cm depth. The 5-cm level is from a pumped sea snake, whereas the other levels are from instruments placed on the SSP keel. Numbers 1 to 4 refer to particular fresh/cool filaments crossed by the SSP.

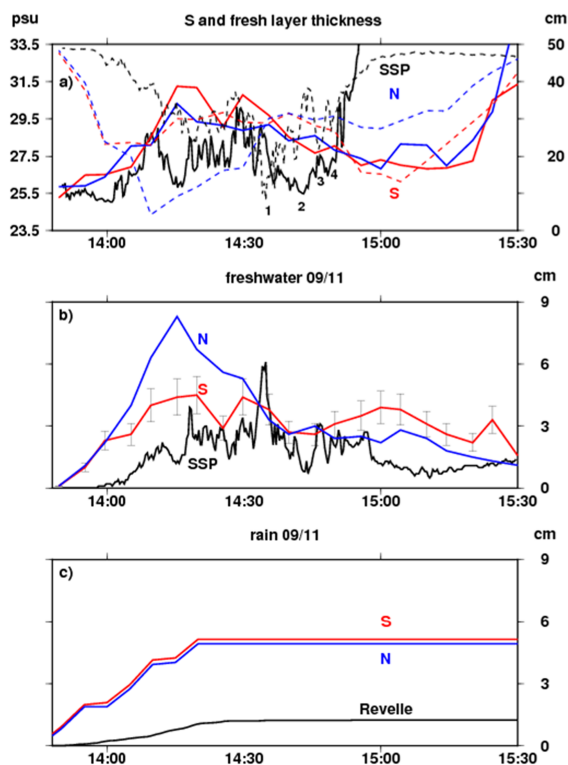
these fluctuations indicate variability on scales of 100 m to a few hundred meters. At the top panel of Figure 3, we identify and label four fluctuations seen both in T and S. Note that Fluctuation 1 is fairly close to drifter S (1 km), but SSP measures 0.6 °C and 5 psu smaller T and S than the SURPACT-S. When looking at a time zoom over the period with fluctuations, we more clearly identify the temporal structures (Figure 5). Fluctuations 1–3 have salinity drops of more than 2 psu, which last more than 90 s and thus are close to 200 m wide. Fluctuation 4, which also features salinity drops, presents similar amplitude but appears to be much narrower in time and space (~50 m wide). There is a tendency for the low T and low S periods to happen near lows in the wind, based on the high-frequency wind record of the ship's meteorological station (at least for Fluctuations 1, 3, and 4, whereas Fluctuation 2 occurs between a low and a high of the wind speed). Fluctuation 1 is also associated with a weak local rain shower (0.03 cm of total rain), but this would cause a salinity drop at most of 0.2 psu at 5-cm depth: much smaller than the 2 psu drop observed. This suggests that the S fluctuation was influenced by nearby rainfall in addition to local rainfall.

### 3.3. Vertical Stratification

Figures 5b and 5c show the T and S records at the different depths on the SSP keel in addition to the snake data. There is a very high correspondence between T and S at the different levels. These data indicate stratification trapped close to the surface, with little T or S changes observed at 54 cm (except for small decreases observed near Filament 1). Even at 23-cm depth, there are periods between Fluctuations 1 and 3 when the fresh and cool signature of the filaments is not observed, indicating that the 23-cm depth sensor is below the near-surface stratification. In other words, stratification is trapped very near the surface at times but slightly deeper at Fluctuations 1 and 3. Starting at Fluctuation 4, wind speed increases, and S in the upper 15 cm becomes homogenous, forming an effect a very shallow mixed layer. This homogenous layer then mixes downward to 23 cm by 14:54 GMT. Throughout the time series shown in Figure 5, fluctuations are seen at small scales, most obvious in T (or S) at 12 cm between 14:33 and 14:39, corresponding to a distance between successive local maxima and local minima on the order of 100 m. This length scale is suggestive of oscillatory behavior due to internal gravity waves. Internal wave-like features have been previously observed in stratified near-surface open ocean conditions (Asher et al., 2019; Hodges & Fratantoni, 2014). It is tempting to associate those spatial oscillations to the T and S time variability (at 5-min period) observed on SURPACT-S, which was then less than 1 km from the SSP to its north-northwest. This will be further discussed in section 4. On the other hand, we do not observe such intense fast oscillations in T and S on the SSP during the rain period (e.g., 13:50 to 14:30 GMT) at 12-cm depth or deeper (not shown).

We will now investigate the freshwater and heat content changes (we take a constant heat capacity so that heat content is being proportional to temperature content with an error of less than 2% in this salinity range). The freshwater content is expressed as the height of excess freshwater (precipitation minus evaporation; however, evaporation over these time scales is very small) that results in the observed salinity decrease with respect to conditions before the rain, taking into account the small change in seawater density. Profiles of the salinity and temperature anomaly are defined by subtracting the T and S measured at 13:45 GMT, which occurred during the initial unstratified period.

The anomaly profiles are constructed from the discrete measurements by assuming that the vertical profile varies linearly between successive instrumented depths, until we reach an instrumented depth ( $z_i$ ) with no anomaly. In that case, we first extrapolate linearly the vertical gradient between the previous pair of instrumented depths ( $z_{i-2}$  and  $z_{i-1}$ ) until T/S reaches the initial value (no anomaly) found at a depth  $z_0$ . If  $z_0$  is shallower than  $z_i$ , we adopt that linear profile with no anomaly below  $z_0$ , whereas if  $z_0$  is deeper than  $z_i$ , we adopt



**Figure 6.** (a) Time series of penetration depth (full line) and 5-cm salinity (dashed lines) from 15-s median data from the SSP (black) and from the 5-min sampled drifter time series (blue and red lines, respectively, for drifters N and S). The vertical scale of penetration depth is only up to 50 cm, to limit interpolation/extrapolation errors. (b) Vertically integrated freshwater contents reported as equivalent rainfall amounts in centimeter for SSP (black) and drifters N (blue) and S (red; indicative 20% error bars are also plotted). (c) Integrated rainfall amount from R/V Revelle and from the SEA-POL 1-km resolution radar data interpolated to the drifter locations.

a steeper linear profile between instrumented depths  $z_{i-1}$  and  $z_i$ . If there is still freshening/cooling at the deepest instrumented level, we extend the profile deeper by extrapolating the gradient above it and down to the level of zero anomaly. A running average over 1 min is then performed on the temperature and salinity anomaly time series at each depth. We assume that T and S are well mixed above the uppermost measurement at 5-cm depth, which is supported by laboratory measurements (Ho et al., 2004; Zappa et al., 2009) showing that rain drops mix the upper 5–10 cm of the water column. We also neglect the effect of anomalies in the surface skin layer of thickness of a few millimeters (Wurl et al., 2018; Yu, 2010).

The interpolated anomaly profiles are constructed separately for both the drifter data and the SSP data. For the drifters, we combine the 5-cm data from the SURPACTs with the temperature data at 18 and 36 cm from the SC40 drifter. We assume a linear relationship between T and S and extrapolate temperature to estimate a salinity profile (starting from the observed surface salinity value) every 5 min. There is no well-defined model of the vertical salinity profile within a fresh layer; however, comparisons with the SSP data at 5, 12, and 23 cm suggest that the error caused by interpolating linearly between 5 and 18 cm on the drifters is likely small. The interpolation between the 23- and 54-cm depth SSP measurements and below 36 cm on the drifters is much less certain, so we assume a 20% uncertainty in the vertically integrated temperature and salinity anomaly.

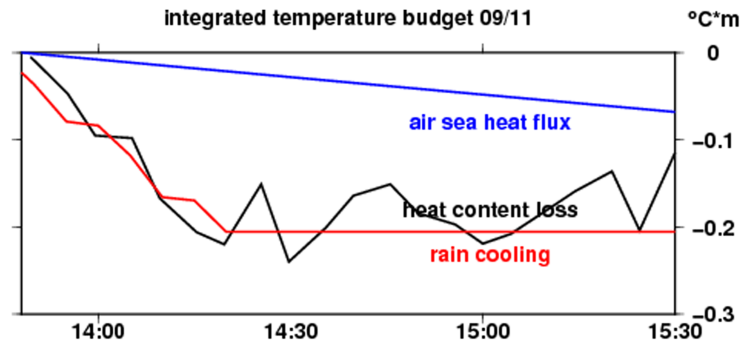
A ratio, referred to as a penetration-depth proxy, is defined as the depth-integrated salinity or temperature anomaly normalized by the surface anomaly. It is a proxy for the depth of the fresh surface layer: Larger ratios indicate that the rainwater penetrated deeper into the water column. However, due to the relatively coarse vertical sampling and lack of deeper measurements, more refined estimates of the exact thickness and depth of the fresh layer are not possible. We first comment on the penetration-scale proxy before presenting the freshwater anomalies and commenting on the heat content anomalies.

As the penetration-scale proxies derived from the temperature and salinity data are very similar, we will only comment on the salinity penetration-scale proxy. First, we notice, in a similar way as for surface records, more variability in the penetration-scale proxy with the SSP than

with the surface SURPACT records (Figure 6a). On the other hand, we find rather similar-looking penetration-scale proxies for the two SURPACT records, despite very different surface variations. For the drifters and for the SSP, there is an initial gradual increase of the penetration-depth proxy during the rain, indicating that the fresh layer thickens with time. This trend is consistent with the initial time at which freshening and cooling starts at different levels. For example, the drifters show freshening/cooling at 5 cm at 13:50 GMT as soon as the rain starts (Figure 6) and then at 18 cm around 13:55 GMT and after 14:00 GMT at 36 cm (not shown). Similarly, the SSP shows freshening at 5 cm that is well correlated with an increase in penetration-scale proxy.

The immediate response to rain at the top level on the SSP and SURPACT is consistent with rain drops penetrating at least to 5 cm. The lack of immediate response at 12 cm (SSP) or 18 cm (drifter) (not shown) indicates that water from the rain drops does not immediately penetrate to 12 cm. The progressive vertical penetration of the freshening/cold signal from the rain is thus probably a result of vertical mixing induced by the heavy rain rate and the associated input in the ocean of momentum in vertical and horizontal direction, the latter of which contributes to vertical shear of the horizontal ocean current. For the SURPACTs, the increase in penetration-depth proxy lasts until 14:15 GMT (after Event B on SURPACT-N; Figure 3), when it exceeds 30 cm (a little larger for SURPACT-S than for SURPACT-N).





**Figure 7.** Vertically integrated temperature anomaly budget at SURPACT-S. The heat content loss term is the measured integrated temperature anomaly, whereas no-rain heat flux (blue) is based on the average net no-rain heat loss measured during the period by R/V Revelle, and rain cooling (red) is estimated from the collocated radar rain rates, assuming a rain drop temperature of 24 °C (which optimizes the change observed until 14:20).

There is then little change in the proxy until the rain stops, followed by a gradual decrease of the penetration-scale proxy to <20 cm at 15:10 GMT (larger decrease for SURPACT-S than for SURPACT-N). The similarity of the decrease in penetration-depth proxy between 14:30 and 15:10 GMT for the two SURPACTs, and the progressive disappearance of the freshening signal at 36 cm during that period (not shown), is suggestive either of relative advection of the initial fresh pool past the drifters or of horizontal divergence in the fresh pool layer causing a vertical thinning of the fresh and cool layer. Notice, however, that the penetration-depth proxy estimated by the SSP also thins after 14:30 GMT, when the SSP crosses Fluctuation 1, and remains relatively small (~15 cm) until the wind speed proxy intensifies at 14:50 GMT. On SSP, the penetration-depth proxy for the period of the fluctuations (14:30 to 14:45 GMT) (top panel of Figure 6) does not show much variability at the smaller 1-min scale of the near-surface oscillations in T and S between 14:33 and 14:39 GMT. However, insufficient vertical resolution and uncertainties preclude interpreting the relationship between penetration-depth proxy variability and variability in T or S.

After 15:15 GMT, the wind intensifies, and penetration depth increases to >40 cm, likely due to wind-induced vertical mixing.

The freshwater content, as expected, shows an initial increase during the rain event, followed by a decrease starting at 14:15 GMT, with a stronger signal observed at drifter N (Figure 6b). For drifter S, there is much less decrease in freshwater content following the initial increase, despite large changes in penetration-depth proxy and surface salinity (Figure 6a). Maximum values of freshwater content exceed 4 cm for the two SURPACTs and the SSP. For the SSP, freshwater content exceeds 4 cm only briefly, during the crossing of Filament 1. Maxima in freshwater content are observed on drifter N and drifter S at the end of the heavy rain, with values of 8.3 and 4.5 cm, respectively. These maxima do not coincide with the lowest salinity, which happens ~5–10 min earlier (Figure 6a).

It is interesting to compare these freshwater content estimates with gridded radar rain rates estimated every 5 min and the rain rates we calculated along the SURPACT trajectories (Figure 6c). For both drifters, this radar estimate of total rain accumulation is on the order of 5 cm. This has a similar magnitude to the observed total freshwater input estimated from the drifters (evaporation effects can be neglected on these times scales). In comparison, the rain measured on the ship only integrates to 1.3 cm. Though flow distortion could be an issue, this value is significantly lower than the 5 cm observed very nearby by the ship's radar. The 1.3-cm rain accumulation value measured by the ship gauge is close to the lower bound of the freshwater content observed with salinity by the SSP (~2 cm) but less than the peak values of freshwater content observed with salinity by the SSP (Figure 6b).

We will now comment on the near-surface heat content changes measured by the drifters and the SSP (Figure 7). We first estimate the contribution to the heat content changes of the “no-rain surface heat flux,” which is the net surface heat flux but without the contribution of cooling caused by the input in the surface layer of the colder rain drops. We assume that the average flux experienced by the drifters

is the one estimated at the ship. Until 14:30 GMT, the “no-rain surface heat flux” contributes little to the upper ocean heat content change (which reaches  $-0.2$  °C.m), and most of the observed heat content drop measured with the SURPACTs (or the SSP) is not explained by them. The most likely candidate for the difference between heat content change and the “no-rain surface heat flux” is the contribution of the cooling effect of rain drops mixing into the upper ocean. We use the estimated change in freshwater content to estimate the raindrop temperature that would explain the part of the heat content change not explained by the “no-rain surface heat flux.” This yields a raindrop temperature on the order of  $24$  °C (Figure 7): Given the 10-m air temperature on the order of  $25$  °C at 95% saturation observed from R/V Revelle during the rain, this value of raindrop temperature is low but in the possible range (Gosnell et al., 1995).

The change in heat content observed after the end of the rain has to be related to either heat fluxes or relative advection. As the heat content coherently covaries with freshwater content and based on the small heat fluxes estimated from R/V Revelle and the relatively small changes in the T-S diagram (Figure 4), it is likely that a large contribution to the observed changes in heat content after the rain originates from relative advection of the surface water with respect to the drifting platforms during that period. At 15:10 GMT, when the wind increases, vertical mixing with the warmer deeper water becomes a dominant contribution to the increase in heat content near the surface.

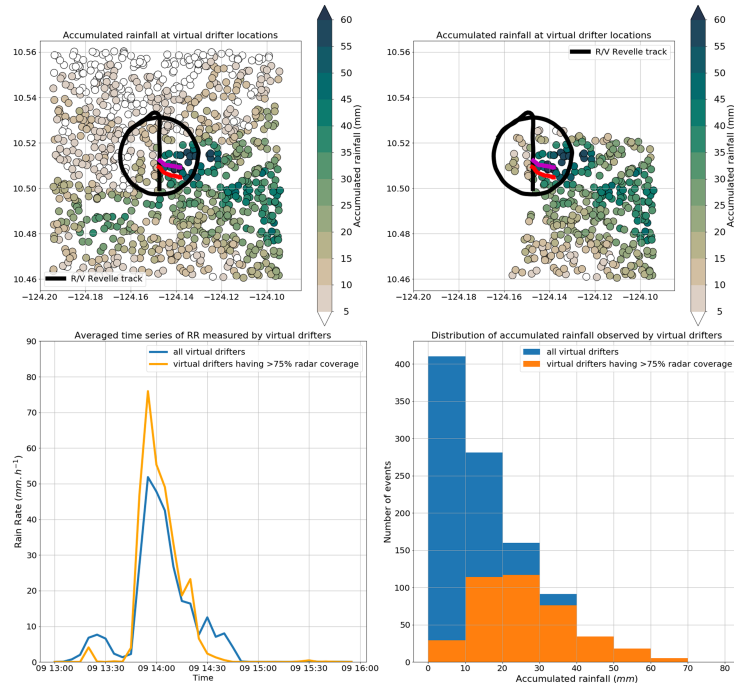
#### 4. Discussion

The radar data suggest that  $\sim 5$  cm of rain fell near the center of the surveyed area over about 90 min in a location where the SURPACTs drifted (Figure 8). This series of events is also shown by observed temperature and salinity records (Figure 6). Surprisingly, in situ sensors located on the R/V Revelle only measured 1.3 cm of rain accumulation despite being less than 2 km away from the drifters during the rain event (Figure 6c). There are also very large differences in T and S between the two drifters, which were roughly 400 m apart, both during the last 30 min of rainfall (after Event A) and during the 40 min afterward (Figure 3). SSP data from the R/V Revelle also show large spatial variability, suggesting filaments and inhomogeneities on scales of a hundred to a few hundred meters during the period with low wind that follows the rain events. Thus, we have two sets of questions to address.

1. How does rain and/or wind heterogeneity at those short time and space scales contribute to the spatial heterogeneity in the ocean?
2. What is the contribution of oceanic processes involved in the spreading or mixing of the surface freshwater pool?

We will first discuss (1). Because of the lack of data concerning spatial heterogeneity of the wind over the study area, it is difficult to assess this aspect. However, we hypothesize that wind variability likely happens at the scales involved with the heterogeneity of rain events, both in time and space. We thus only assess the impact of rain variability on ocean salinity. To examine this, we consider the SEA-POL radar rain data during the approximately 90 min when rain cells were in the study area (the higher-resolution X-band rain retrievals were not available during this survey). The SEA-POL rain rate product is calculated on a 1-km grid and shows intense isolated rain events happening on just one grid box (including a grid box located over the drifters). In addition, the radar samples for 2 min every 5 min, introducing uncertainties in local integrated rain amounts due to the intermittency of rainfall that is witnessed in the rainfall estimates from the sound records of the two SURPACTs. There is thus likely significant subgrid variability in the rain field not captured by the SEA-POL data set, even though radar-to-rain gauge comparisons show that the radar estimates are still very accurate over relatively short (minutes to hours) time scales and small spatial scales of a kilometer. For instance, when rain accumulation is integrated over the whole duration of the rain events, rain accumulation from SEA-POL data showed a similar magnitude as that estimated from the salinity records of the drifters (5 cm; Figure 6); thus, some of these resolution/sampling caveats might compensate when cumulated over time.

The integrated effect of the rain heterogeneity is illustrated by integrating rainfall on simulated particle trajectories (all having the horizontal velocity of the deployed drifters). The 1,000 simulated particles were released at 13:40 GMT in a  $10\text{-km} \times 10\text{-km}$  square box centered on the circle sampled by R/V Revelle. This is used in order to develop a statistical characterization but does not take into account the likely



**Figure 8.** Statistics of rainfall at 1,000 virtual drifters in a 10-km  $\times$  10-km square box. The virtual drifters have the same trajectory as drifter N, and rainfall is from SEA-POL radar rain rate estimations between 13:30 and 14:45 UTC: (top, left) accumulated rainfall at the drifter averaged positions; black line indicates the track of R/V Revelle during this time period; magenta and red lines the trajectories of the two drifters; (top, right) accumulated rainfall only for the 368 virtual drifters for which the SEA-POL radar provides rain rate information more than 75% of the time; (bottom, left) averaged time series of rain rate measured by virtual drifters (blue, all drifters; orange, drifters with more than 75% of time coverage by the radar); and (bottom, right) histogram of accumulated rainfall among all the drifters (blue) and among the drifters with more than 75% of time coverage by the radar (orange).

spreading of particle trajectories. Because the ship superstructure prevents SEA-POL from measuring rain aft of the ship, some regions with rain over the particles are not seen by the radar part of the time. Thus, the overall statistics are skewed toward lower accumulated rain (Figure 8). On the other hand, when selecting areas which were covered at least 75% of the time by the radar, we get an almost Gaussian distribution of rain accumulation centered near 2.5 cm and no rain amount larger than 6 cm.

The time distribution is rather similar whether we use all simulated particles or only the ones with 75% time coverage and peaks near 14:00 GMT, a little earlier than what was observed with the two real drifters and the R/V Revelle. This slightly earlier peak in rain observed with the radar is because regions toward the southern/southeastern part of the domain experienced rainfall earlier than at the ship's location (Figure 8). The distribution of rainfall suggests that it rained in a large part of the domain, even though individual rain cells were very small (a few kilometers across). Within the region measured by the radar more than 75% of the time, there is a clear structure, with heavier rainfall near the “real” drifters and in the southeast quadrant of the circle, with 1- to 3-km-wide patches of heavy rainfall amounts. The plot with all simulated drifters suggests that there was at least another area with large total rainfall amount in the southwest, but we cannot assess the accuracy of these rain rates because of insufficient temporal sampling in the radar data set.

(2) We will now discuss the contribution of oceanic processes to the fresh pools spreading and mixing. The large changes in T and S observed by the drifters (in particular drifter S) after the end of the rain between 14:30 and 15:20 GMT are likely not induced solely by vertical mixing from wind input, as indicated by the shallowing of the penetration depth of the temperature and salinity anomalies (Figure 6a). This lack of



vertical mixing is also supported by the lack of cooling/freshening at the deepest levels of the SSP before the wind picks up at 14:50 GMT along the R/V Revelle track.

Thus, the large T and S changes seen by the drifters until the wind picks up are likely associated with horizontal advection of surface waters relative to the drifters. As noted earlier, the drogue depth and the drifting characteristics of the drifters are probably more characteristic of the drift below 25-cm depth than above and thus do not properly track the flow in the top freshest layer, which is confined to the upper 25 cm.

There are multiple factors which would explain why the seawater velocity would be different in this top layer. First, raindrops deposit horizontal momentum in this layer. During the rain event, the horizontal wind and thus the drops' horizontal momentum could easily be on the order of 1 m/s or more. For 5 cm of total rainfall, drops having this momentum deposited into a 25-cm penetration depth would generate a 20-cm/s current in the upper 25 cm. In an hour, this would induce more than 700 m of displacement of the fresh-water lens relative to the drifters, which might be around half the scale of the rain cells. In addition, the spatial heterogeneity of rainfall (Figure 8) can induce large horizontal gradients in surface density and thus in pressure with its associated horizontal acceleration  $[-1/\rho \text{ grad}(P)]$  after the fast but very small barotropic dynamic adjustment. Assuming a 3-cm gradient of rain accumulation over a 1-km horizontal scale, as seems possible from Figure 8 is associated with an acceleration of  $10^{-5} \text{ m/s}^2$ . Horizontal surface convergence/divergence induced by the spatial heterogeneity in the momentum input of rain and wind in the stratified surface layer will also generate horizontal pressure gradients.

In linear theory, the surface-trapped pressure gradients will generate surface-trapped gravity waves in this highly stratified surface layer at periods set by the spatial and temporal scales of the forcing, as well as their dispersion relation (internal gravity wave period cutoff is at a period of 30 s or less). The 5-cm total rain amount at the drifter site produces a relative density anomaly of  $7.0 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3$  over 25 cm, which corresponds to phase speeds on the order of 10–15 cm/s. Surface gravitational currents generated by the density gradients, as well as the sheared background currents and the currents associated with large amplitude internal waves, have similar magnitude to this phase speed, thus nonlinear effects are expected to be large (Soloviev et al., 2002, 2015), and fronts could form. Nonetheless, oscillations in surface currents at periods of a few minutes and longer are also likely to be associated with internal waves, both as the boundary of the fresh pool evolves and due to the observed intermittency of the rain and hence the momentum input. Initially, these oscillatory horizontal surface currents will be surface trapped.

The oscillations in surface salinity over time that were observed for SURPACT-S during the half hour following the rain and preceding the period of minimum surface salinity (Figure 3) might result from relative horizontal advection by these internal wave currents in the presence of large horizontal gradients of surface salinity. Similar waves are also likely to have been crossed by the SSP towed by the R/V Revelle (14:33 to 14:39 GMT) (Figure 4), which was spatially rather close to SURPACT-S (less than 1 km). As we do not know the directional propagation speed of the waves at SURPACT-S and cannot fully assess whether it is the same wave packet crossed by the SSP, as the distance to SURPACT-S could be a large multiple of the wave length, it is not possible to directly assess the directional wave propagation speed, and how they affect the fluctuations that were seen on the SSP records. The structures are not stationary during the SSP survey, which could result in distortion of the wave pattern, but by less than 10% with the expected internal wave speeds of 10–15 cm/s. Interestingly, on SSP, the oscillations are witnessed after crossing the pool with lowest salinity (Event 1) in the southeast part of the survey, whereas on SURPACT-S, they are seen as S decreases, maybe on the eastern front of the freshest water which was initially probably to its north based on SURPACT-N record. On the other hand, the very fresh water of SSP Event 1 is to the southeast of SURPACT-S. This suggests either multiple fresh pools or the possibility that the fresh water pool fronts might have started to be associated with filaments, which are crossed in different instances by the SSP (e.g., Events 1 to 4).

Currents associated with the gravity waves, the displacements of the fresh water pool fronts and its filaments will result in spreading the fresh/cool pool: typically by ~400 m over an hour, based on the density anomaly and linear wave theory. Such spreading is associated with a shallowing of the pool: For an initial fresh pool 1 km wide, the shallowing is by a factor of 2 in 1 hr. This is not far to what we observe on the two drifters, before wind-induced mixing sets in (Figure 6a). Obviously, however, because of the heterogeneity of rainfall conditions in this surveyed area, we would need much more in situ estimates to be able to quantify precisely

the spreading rate. Also, it is possible that some mixing happens near the density fronts, in particular if the weak winds opposed its propagation resulting in density overturns (Soloviev et al., 2002).

## 5. Conclusions

The area surveyed on 9 November during the 2017 SPURS-2 cruise on R/V Revelle in the equatorial Pacific was less than 10 km<sup>2</sup>. This survey, which was characterized by intense rain events over 90 min, experienced huge spatial and temporal variability in its surface temperature and salinity during the rainfall periods and also for more than 30 min afterward. During that period, spatial heterogeneity in salinity appeared to reach more than 5 psu, although the sampling in only three places makes it difficult to quantify the magnitude and spatial scales of the variability. Even at locations separated by only 400 m, surface salinity presented very different time evolution, with differences between sampling points often exceeding 4 psu, even more than 30 min following the rainfall. The weak wind conditions and highly heterogeneous and intermittent rain events witnessed are key elements in generating this strong surface salinity variability. Interestingly, point-measuring precipitation gauges mounted on the R/V Revelle measured only a total of 1.3 cm of rain, but the integrated freshwater measured by the SSP suggested that the survey crossed areas which had experienced more than 3 cm of rain. Similarly, the integrated freshwater measured with the drifters suggested that more than 5 cm of rain fell, a large variability over a scale of a few kilometers. A particularly unusual characteristic of this event is that the fresh pool thinned vertically after the end of the rain, which may have been related to its horizontal spreading, a result of ocean dynamics. The thinning suggests a very small contribution of vertical diffusion (which tends to thicken rain layers), consistent with the weak winds. We also suggest that horizontal advection of the surface fresh pools relative to slightly deeper waters and ocean dynamics (internal waves, fronts, and filaments) associated with the fresh pools have largely modified the spatial distribution of fresh water and contributed to the evolution of surface salinity in the hour following the rain when wind was still weak.

This survey did not resolve all the relevant spatial scales of the strong variability. For rainfall, this is the case both in time (rainfall intermittency happens at time scales of hundreds of seconds) and in space (rainfall appears to vary on scales smaller than 1 km). The SEA-POL radar data provide broad spatial coverage, but the rain rate estimates are averaged over 2 min every 5 min, so it is not possible to observe the intermittency at time scales shorter than a few minutes. We also cannot fully separate surface T and S variability that is locally forced by variability in rainfall from that which is due to ocean dynamics. For example, the large difference in maximum freshwater content and minimum surface salinity between drifters SURPACT-N and SURPACT-S (Figure 6b) may be related to differences in rainfall, to subtle differences in the momentum input from the rain and wind, or to the inhomogeneity of the spreading of the fresh pools. The latter effects could have induced a local convergence at SURPACT-N of the freshwater, which probably would also reduce the vertical mixing. The surveys also suggest that internal gravity waves or other ocean dynamics with periods on the order of 5 min or less may induce large T/S surface variability, as well as fronts and filaments associated with the rain-induced fresh pools. This is a topic for further research.

This strong variability limits our ability to accurately determine the relation between local observations of T and S near the surface and local wind and rain conditions in such extreme events, whether they are sampled by drifters, sea snakes, or other surface devices (such as the probes at the bow of the ships used during COARE) (Boutin et al., 2016). Strong rain events, such as observed here generating anomalies having almost 10 psu and 1.5 °C maximum amplitudes, can be trapped so close to the surface that they would be missed by measurements made at depths of 1 m (and greater). This is significant when interpreting S/T data from platforms such as Argo floats, ship-mounted thermosalinographs, or even the salinity drifters that measure at ~40- to 50-cm depth (Centurioni et al., 2015; Dong et al., 2017; Reverdin et al., 2012; Volkov et al., 2019). On the other hand, the rain-generated cooling would be sensed by the hull temperature sensor at 18-cm depth on SVP drifters.

How common are decreases in SST and SSS close to 1.5 °C and 10 psu such as we found? We are anecdotally aware of two other documented (though not published) occurrences of very large SST and SSS decreases, one during the SPURS-2 cruise in 2016 and one from a drifter of the same type as used here (but drogued at 15 m) in the tropical Atlantic ITCZ region. Such strong surface cooling and freshening requires very low winds during rain to minimize vertical mixing induced by the wind stress and momentum input by the drops (Asher

et al., 2014). These conditions are uncommon, as intense tropical convection is often associated with downdrafts reaching the surface under or near the rain cells. However, the ITCZ is known to be a weak wind area due to horizontal convergence of the trade winds. What is special in the observations of this paper is the relatively long duration of the period of very weak winds, which lasted at the drifters over 40 min after the end of the rain. These low-wind conditions are very common in the ITCZ, hence why they are referred to as the Doldrums.

Even if such low-wind rain events are not frequent (a tail in the distribution of rain events), they could have an impact in the overall oceanic freshwater budget: A missed surface freshwater component in budgets based on in situ measurements collected most of the time at 1 m or more (e.g., Yu, 2011). In rainy regions, such as near the ITCZ, one could also expect that strong rain events with weak winds will modify the relationship derived from satellite data between rain rate and SSS changes at scales typically of 50 km or more (Supply et al., 2018, 2019). In such regions, it could also impact the overall satellite reconstruction of SST, as SST is not measured in or near areas of intense rain. This particular event has also been shown to strongly influence surface pCO<sub>2</sub> and air-sea gas exchange (D. Ho, personal communication, June 20 2018). From an atmospheric point of view, it would be interesting to better understand the atmospheric dynamical context in which such rain cells develop and whether there is some local feedback from the cold pool formed by the rain deposition on the organization of the rain cells.

#### Acknowledgments

A. S. and G. R. acknowledge CNES support for this study through a TOSCA grant for SMOS studies. A. S. is supported by an SU PhD grant. K. D., E. J. T., and W. E. A. acknowledge support from National Science Foundation Grant OCE-1458759 and NASA Grant NNX15AF68G. E. J. T. was also supported by NASA Ocean Salinity Science Team Grant 80NSSC18K1330. The 2017 SPURS-2 cruise was funded through these grants. The crew on board the R/V *Revelle* greatly contributed to the success of the drifter and SSP deployments. Strong support for the SEA-POL radar and data analysis was provided by S. A. Rutledge at Colorado State University. The data are archived on NASA PO.DDACC as part of the SPURS-2 data set and will soon be all accessible there. The SSP data are available online (<https://doi.org/10.5067/SPURS2-SSP00>), and the ship's meteorological data are available online (<https://doi.org/10.5067/SPURS2-MET00>). Advice and comments by Jacqueline Boutin were very useful. The support team at SMRU (Philip Lovell and Simon Halliwell) strongly contributed to develop and to manufacture the SURPACT.

#### References

- Asher, W. E., Drushka, K., Jessup, A. T., Thompson, E. J., & Clark, D. (2019). Estimating rain-generated turbulence at the ocean surface using the active controlled flux technique. *Oceanography*, *32*(2), 108–115. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.218>
- Asher, W. E., Jessup, A. T., Branch, R., & Clark, D. (2014). Observations of rain-induced near surface salinity anomalies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*, 5483–5500. <https://doi.org/10.1002/2014JC009954>
- Bellenger, H., Drushka, K., Asher, W., Reverdin, G., Katsumata, M., Watanabe, W., & Ando, K. (2017). Extension of the prognostic model of sea surface temperature to rain-induced cool and fresh lenses. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *121*, 2841–2855. <https://doi.org/10.1002/2015JC011302>
- Boutin, J., Chao, Y., Asher, W. E., Delcroix, T., Drucker, R., Drushka, K., et al. (2016). Satellite and in situ salinity: Understanding near-surface stratification and sub-footprint variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *89*(8), 1111–1126. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2462.1>
- Boutin, J., Martin, N., Reverdin, G., Morisset, S., Yin, X., Centurioni, L., & Reul, N. (2014). Sea surface salinity under rain cells: SMOS satellite and in situ drifters observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*, 5533–5545. <https://doi.org/10.1002/2014JC010070>
- Centurioni, L. R., Hormann, V., Chao, Y., Reverdin, G., Font, J., & Lee, D. K. (2015). Sea surface salinity observations with Lagrangian drifters in the Tropical North Atlantic during SPURS: Circulation, fluxes, and comparisons with remotely sensed salinity from Aquarius. *Oceanography*, *28*(1), 96–105. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.08>
- Clayson, C. A., Edson, J. B., Paget, A., Graham, R., & Greenwood, B. (2019). The effects of rainfall on the atmosphere and ocean during SPURS-2. *Oceanography*, *32*(2), 86–97. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.216>
- Dong, S., Volkov, D. L., Goni, G., Lumpkin, R., & Foltz, G. (2017). Near-surface salinity and temperature structure observed from dual-sensor drifters in the subtropical South Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *122*, 5952–5969. <https://doi.org/10.1002/2017JC012894>
- Drucker, R., & Riser, S. C. (2014). Validation of Aquarius sea surface salinity with Argo: Analysis of error due to depth of measurement and vertical salinity stratification. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*, 4626–4637. <https://doi.org/10.1002/2014JC010045>
- Drushka, K., Asher, W. E., Jessup, A. T., Thomson, E., Iyer, S., & Clark, D. (2019). Capturing fresh lenses with the surface salinity profiler. *Oceanography*, *32*(2), 76–85. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.215>
- Drushka, K., Asher, W. E., Ward, B., & Walesby, K. (2016). Understanding the formation and evolution of rain-formed fresh lenses at the ocean surface. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *121*, 2673–2689. <https://doi.org/10.1002/2015JC011527>
- Gosnell, R., Fairall, C., & Webster, P. J. (1995). The sensible heat of rainfall in the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research*, *100*(C9), 18,437–18,442. <https://doi.org/10.1029/95JC01833>
- Ho, D. T., Zappa, C. J., McGillis, W. R., Bliven, L. F., Ward, B., Dacey, J. W. H., et al. (2004). Influence of rain on air-sea gas exchange: Lessons from a model ocean. *Journal of Geophysical Research*, *109*, C08S18. <https://doi.org/10.1029/2003JC001806>
- Hodges, B. A., & Fratantoni, D. A. (2014). AUV observations of the diurnal surface layer in the North Atlantic salinity maximum. *Journal of Physical Oceanography*, *44*, 1595–1604. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0140.1>
- Hormann, V., Centurioni, L. R., & Reverdin, G. (2015). Evaluation of drifter salinities in the subtropical North Atlantic. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *32*(1), 185–192. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-14-00179.1>
- Huffman, G. J., Stocker, E. F., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., & Tan, J. (2019). GPM IMERG Early Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [ ]. <https://doi.org/10.5067/GPM/IMERG/3B-HH-E/06>
- Lindstrom, E. J., Edson, J. B., Schanze, J. J., & Shcherbina, A. Y. (2019). SPURS-2: Salinity Processes in the Upper-ocean Regional Study 2. The eastern equatorial Pacific experiment. *Oceanography*, *32*(2), 15–19. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.207>
- Novelli, G., Guigand, C. M., Cousin, C., Ryan, E. H., Laxague, N. J. M., Dai, H., et al. (2017). A biodegradable surface drifter for ocean sampling on a massive scale. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *34*(11), 2509–2532. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0055.1>
- Nystuen, J. A., & Amitai, E. (2003). High temporal resolution of extreme rainfall rate variability and the acoustic classification of rainfall. *Journal of Geophysical Research*, *108*(D8), 8378. <https://doi.org/10.1029/2001JD001481>

- Price, J. F. (1979). Observations of a Rain-Formed Mixed Layer. *Journal of Physical Oceanography*, 9(3), 643–649. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1979\)009<0643:OOARFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1979)009<0643:OOARFM>2.0.CO;2)
- Reverdin, G., Morisset, S., Bourras, D., Martin, N., Lourenço, A., Boutin, J., et al. (2013). A SMOS surface drifter for air-sea interaction (SURPACT). *Oceanography*, 26(1), 48–57. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.04>
- Reverdin, G., Boutin, J., Martin, N., Lourenco, A., Bouruet&Aubertot, P., Lavin, A., et al. (2010). Drifters surface temperature measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 1403–1409. <https://doi.org/10.1175/2010JTECHO741.1>
- Reverdin, G., Reverdin, G., Morisset, S., Boutin, J., & Martin, N. (2012). Rain-induced variability of near sea-surface T and S from drifter data. *Journal of Geophysical Research*, 117(C2), C02032. <https://doi.org/10.1029/2011JC007549>
- Roquet, F., Charrassin, J.-B., Marchand, S., Boehme, L., Fedak, M., Reverdin, G., & Guinet, C. (2011). Delayed-mode calibration of hydrographic data obtained from animal-borne satellite relay data loggers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(6), 787–801. <https://doi.org/10.1175/2010JTECHO801.1>
- Rutledge, S. A., Chandrasekar, V., Fuchs, B., George, J., Junyent, F., Dolan, B., et al. (2019). SEA-POL goes to sea. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(11), 2285–2301. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0233.1>
- Rutledge, S. A., Chandrasekar, V., Fuchs, B., George, J., Junyent, F., Kennedy, P., & Dolan, B. (2019). Deployment of the SEA-POL C-band polarimetric radar to SPURS-2. *Oceanography*, 32(2), 50–57. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.212>
- Scherbina, A. Y., D'Asaro, E., & Harcourt, R. R. (2019). Rain and Sun create slippery layers in the eastern Pacific fresh pool. *Oceanography*, 32(2), 98–107. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.217>
- Soloviev, A., & Lukas, R. (1997). Sharp frontal interfaces in the near-surface layer of the ocean in the western equatorial Pacific warm pool. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 999–1017. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0999:SFIITN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0999:SFIITN>2.0.CO;2)
- Soloviev, A., & Lukas, R. (2006). *The near-surface layer of the ocean: Structure, dynamics and applications*, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, (Vol. 31, 574). Dordrecht, Netherlands: Springer. <https://doi.org/10.1007/1-4020-4053-9>
- Soloviev, A., Lukas, R., & Matsuura, H. (2002). Sharp frontal interfaces in the near-surface layer of the tropical ocean. *Journal of Marine Systems*, 37(1–3), 47–68. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00195-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00195-1)
- Soloviev, A. V., Matt, S., & Fujimura, A. (2015). Three-dimensional dynamics of freshwater lenses in the ocean's near-surface layer. *Oceanography*, 28(1), 142–149. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.14>
- SPURS-2 Planning Group (2015). From salty to fresh—Salinity Processes in the Upper-ocean Regional Study-2 (SPURS-2): Diagnosing the physics of a rainfall-dominated salinity minimum. *Oceanography*, 28(1), 150–159. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.15>
- Supply, A., Boutin, J., Reverdin, G., Vergely, J.-L., & Bellenger, H. (2019). Variability of satellite sea surface salinity under rainfall. In V. Levizzani, C. Kidd, D. B. Kirschbaum, C. D. Kummerow, K. Nakamura, & F. J. Turk (Eds.), *Satellite precipitation measurement*, Adv. Global Change Res (Vol. 2, Chap. 34). Dordrecht: Springer Nature. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9>
- Supply, A., Boutin, J., Vergely, J. L., Martin, N., Hasson, A., Reverdin, G., et al. (2018). Precipitation estimates from SMOS sea-surface salinity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(Suppl. 1), 103–119. <https://doi.org/10.1002/qj.3110>
- ten Doeschate, A., Sutherland, G., Bellenger, H., Landwehr, S., Esters, L., & Ward, B. (2019). Upper ocean response to rain observed from a vertical profiler. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 3664–3681. <https://doi.org/10.1029/2018JC014060>
- Thompson, E. J., Moum, J. N., Fairall, C. W., & Rutledge, S. A. (2019). Wind limits on rain layers and diurnal warm layers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 897–924. <https://doi.org/10.1029/2018JC014130>
- Volkov, D. L., Dong, S., Foltz, G., Goni, G., & Lumpkin, R. (2019). Observations of near-surface salinity and temperature structure with dual-sensor Lagrangian drifters during SPURS-2. *Oceanography*, 32(2), 66–75. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.214>
- Wijesekera, H. W., Paulson, C. A., & Huyer, A. (1999). The effect of rainfall on the surface layer during a westerly wind burst in the western equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 29(4), 612–632. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<0612:TEOROT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0612:TEOROT>2.0.CO;2)
- Wurl, O., Landing, W. M., Mustaffa, N. I. H., Ribas-Ribas, M., Witte, C. R., & Zappa, C. J. (2018). The ocean's skin layer in the tropics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 59–74. <https://doi.org/10.1029/2018JC014021>
- Yu, L. (2010). On sea surface salinity skin effect induced by evaporation and implications for remote sensing of ocean salinity. *Journal of Physical Oceanography*, 40(1), 85–102. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4168.1>
- Yu, L. (2011). A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity. *Journal of Geophysical Research*, 116, C10025. <https://doi.org/10.1029/2010JC006937>
- Zappa, C. J., Ho, D. T., McGillis, W. R., Banner, M. L., Dacey, J. W., Bliven, L. F., et al. (2009). Rain-induced turbulence and air-sea gas transfer. *Journal of Geophysical Research*, 114, C07009. <https://doi.org/10.1029/2008JC005008>

## Annexe C

Participation au rapport de mission

SPURS-2

## LOCEAN Drifters

**PIs: Gilles Reverdin, Emilie Dassié, Antonio Lourenco, Denis Dausse and Jacqueline Boutin.**

**At sea: Alexandre Supply**

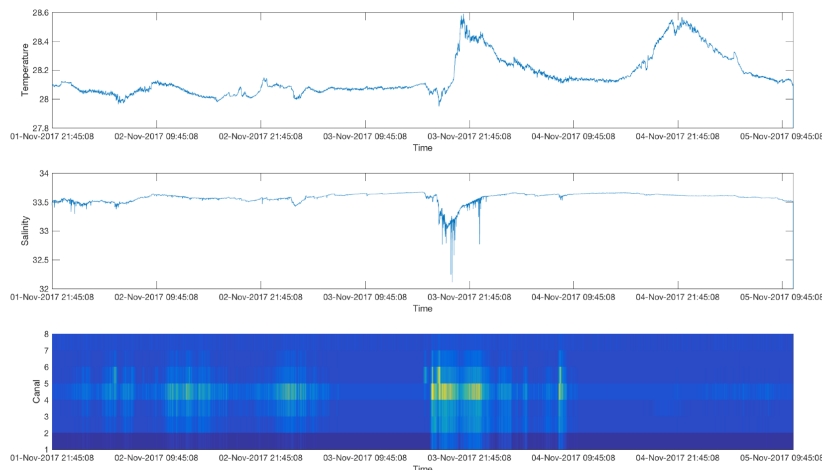
### *Equipment:*

- 4 CARTHE drifters: position, 50 centimeter anchor;
- 2 NKE drifters: salinity and temperature measurement near 50cm depth; 15-meter anchor (50 centimeter anchor during drifter experiment); Can be run at 5-minute acquisition rate, or to save energy at 30 minutes' rate.
- 4 SURPACT wave riders: continuous mode (3 second resolution; Sea Surface Salinity (SST), Sea Surface Salinity (SSS), acoustic intensity for rain (7 channels at different frequency) and accelerometer for wave spectrum; argos mode (15 minutes resolution);
- 1 “micro-chaîne”: salinity and temperature at 5 depths from sensors on chips at 20 cm, 40 cm, 60 cm and 80 cm.

### 1. WHOI mooring experiment

One Surpact and the “micro-chaîne” were deployed attached to the WHOI mooring. The SURPACT recorded more than 3 and half days of data from November 1 to 5. The “micro-chaîne” was able to make measurements during only a little less than 10 hours due to an issue with its waterproof abilities. There might have been some banging on the mooring structure, as indicated by wear on the SURPACT float.

During this experiment, 4 significant freshening events were recorded with the SURPACTs. First look to the data allow to see correspondence between decrease of SSS and increase of acoustic intensity for different frequency channels, corresponding to rain, especially for channel 4.



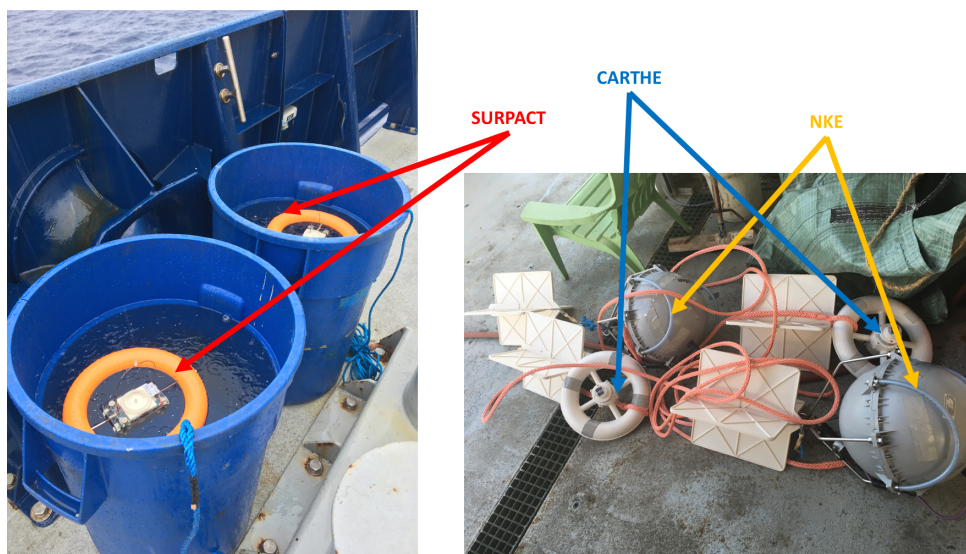
*Figure 1: Time series of temperature, salinity (at 5cm) and acoustic intensity (blue to yellow : lower to higher) recorded with a SURPACT attached to the WHOI mooring from 01 November to 05 November.*



## 2. Drifter experiment

The deployment of two Surpact (attached to NKE and the 50cm CARTHE drogue) started early in the morning of 9 November (Local Time) with a large meso-scale rain system coming from the south-east. The two sets of drifters were deployed roughly 500 m apart. The drifter experiment started under non-rainy, low wind speed conditions and finished under high wind speed, non-rainy conditions, but was also able to record the very large freshening associated with the heavy rainfall. As a consequence, even if the drifter experiment was temporarily short, SURPACTs experiences very different conditions during this deployment.

Figure 2 shows how the drifters were prepared. Each SURPACT wave rider was hooked on one NKE drifter and each NKE drifter was hooked on one CARTHE drifter. During this drifter experiment, SSP instrument and Salinity Snake were also recording in several loops a few miles at most from the drifters, allowing future promising comparisons with SURPACTs and NKEs. First look on the two SURPACTs data (Figure 3) and Salinity Snake data show values and dynamics in the same range (the two instruments indicate close to 10 pss freshening). Notice also how the data collected 500m apart are different. The NKE data at 40 cm depth indicate much less maximum freshening (and cooling).



*Figure 2: Left) SURPACT in salty water before drifter experiment; Right) NKE and CARTHE before drifter experiment.*



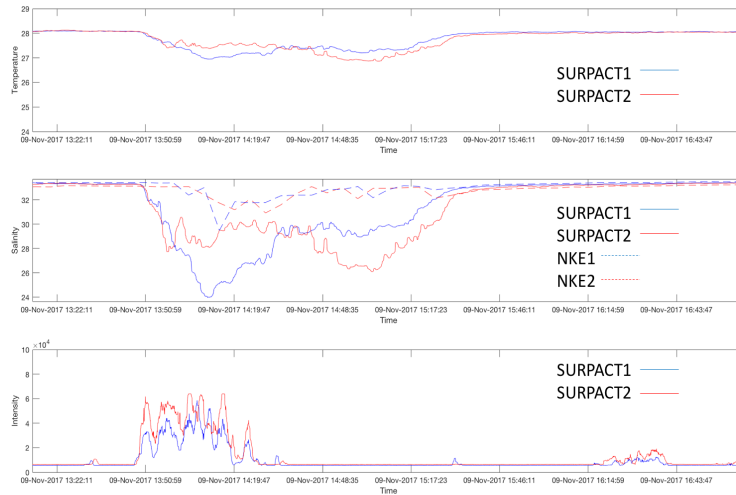


Figure 3: Time series of temperatures, salinity and acoustic intensity recorded with two SURPACTs during drifter experiment the day of 09 November.

### 3. Argos deployment

At the end of the cruise (11 November), 3 drifters and attached SURPACT wave riders were deployed. The 3 SURPACTs were in argos mode (15-minute data resolution), two attached with NKE drifters (drogued at 15 m depth) and one with a CARTHE drifter. These 3 drifters traveled over large areas and did several loops (the trajectories differ because of drogue depth). Numerous freshening/rain events were recorded from the start of the experiment.

Today, we always obtain data from each drifters, but since 14 November no new data are sent from one of the SURPACT attached to a NKE drifter and large salinity bias is recorded on the other SURPACT attached with the other NKE drifter (certainly due to an external element). Other sensors (rain noise, accelerometer work, temperature) from the SURPACT work well, as well as the sensors from the two NKE drifters.

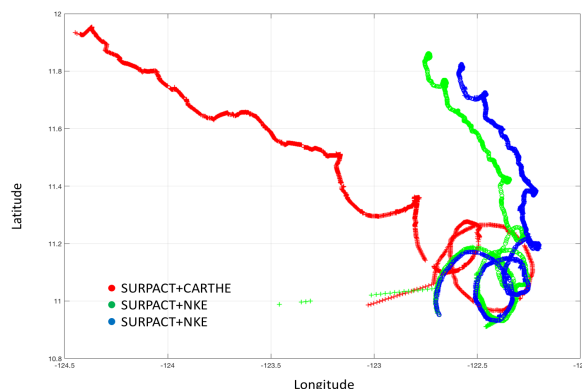


Figure 4: Motion of drifters deployed in argos mode at the end of SPURS-2 cruise from 11 November to 28 November.

#### 4. Sample collection

In order to analyze  $\delta^{18}\text{O}$  of seawater, 45 water samples from 5m depth R/V Roger Revelle TSG were sampled from October to November. These measurements will be compared to both  $\delta^{18}\text{O}$  measurements of rain water collected from the ship's rain gauge and SSS measured on board.

#### 5. SMOS and SMAP data

Salinity measurements from SMOS and SMAP, and derived products (salinity anomalies and 7 days SMOS/SMAP combined products) were provided during the cruise in order to make comparisons with in-situ measurements and radar data. Some freshening events was recorded with in-situ and satellite measurements. For example, Salinity Snake and SMAP data are able to sense the same freshening event during the 25th of October.

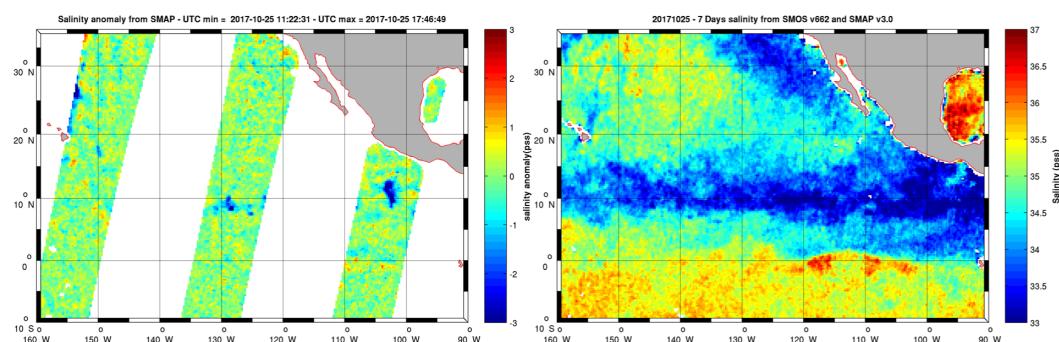


Figure 5: Sea Surface salinity measurement from space for one case study (25/10/2017).

#### 6. Various tests

During the cruise, numerous test was done with SURPACTs on the boat recording salty water. The tests should provide information allowing to better understand SURPACT salinity measurements. It also rained during one of these tests, which should provide further data to validate the microphone rain records.

## Annexe D

Tarasenko et al, 2019

## Properties of surface water masses in the Laptev and the East-Siberian Seas in summer 2018 from in situ and satellite data

Anastasiia Tarasenko<sup>1,2</sup>, Alexandre Supply<sup>3</sup>, Nikita Kusse-Tiuz<sup>1</sup>, Vladimir Ivanov<sup>1</sup>, Mikhail Makhotin<sup>1</sup>, Jean Tournadre<sup>2</sup>, Bertrand Chapron<sup>2</sup>, Jacqueline Boutin<sup>3</sup>, and Nicolas Kolodziejczyk<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Univ. Brest, CNRS, IRD, Ifremer, Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, Brest 29280, France

<sup>3</sup>Sorbonne Université, CNRS, IRD, MNHN, Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN), Paris, France

**Correspondence:** Anastasiia Tarasenko (tad.ocean@gmail.com)

**Abstract.** Variability of surface water masses of the Laptev and the East-Siberian Seas in August-September 2018 is studied using in situ and satellite data. In situ data were collected during ARKTIKA-2018 expedition and then completed with satellite-derived sea surface temperature (SST) and salinity (SSS), sea surface height, wind speeds and sea ice concentrations. The estimation of SSS fields is challenging in high latitude regions, and the precision of Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) SSS retrieval is improved by applying a threshold on SSS weekly error. The validity of DMI (Danish Meteorological Institute) SST and SMOS SSS products is thoroughly studied using ARKTIKA-2018 expedition continuous thermosalinograph measurements and CTD casts. The surface gradients and mixing of river and sea water in the ice-free and ice covered areas are described with a special attention to the marginal ice zone at a synoptic scale. The Ekman transport is calculated to better understand the pathway of surface water displacement. We suggest that the freshwater is pushed northward, close to MIZ and under the sea ice, which is confirmed by the oxygen isotopes analysis. The SST-SSS diagram using surface satellite estimates showed that it offers the possibility to investigate the surface water masses transformation at synoptic scales and reveal the presence of river water on the shelf of the East-Siberian Sea.

### 1 Introduction

The eastern part of the Eurasian Arctic remains one of the less studied areas of the Arctic Ocean. Carmack et al. (2016) described this region as an "interior shelf" (Kara, Laptev, East-Siberian, together with Beaufort Seas), where 80% of the Arctic basin river discharge is released. The Arctic Ocean stores 11% of global river discharge, so its role in the planetary water budget should be considered with attention. Surface stratification and freshwater content are regarded as key parameters that have to be followed to better understand the changing state of a "New Arctic" climate (Carmack et al. (2016)). Overall, a freshening of the Arctic Ocean in 2000-2010 was reported in the American basin (Carmack et al. (2016)), and at the same time, a decrease in freshwater content of about  $180km^3$  was calculated from altimetry measurements by Armitage et al. (2016). Johnson and Polyakov (2001) discussed the salinification of the Laptev sea since 1989 up to 1997, explaining it by the eastward freshwater displacement and an excessive brine release in the sea ice leads. The importance of shelf seas for the freshwater content

---

distribution was outlined in several recent studies (Haine et al. (2015), Armitage et al. (2016), Carmack et al. (2016)), and its exchange with the deep basins is apparent ( $500 \text{ km}^3$  for the Laptev and East-Siberian Seas, Dmitrenko et al. (2008)).

The processes occurring at the Eastern Eurasian Arctic shelf are important, as the redistribution of this freshwater income in this region and its further path is still unclear and its amount is supposed to increase (Carmack et al. (2016)). Complex topography, several sources of fresh and saline water masses, unstable atmospheric conditions and other parameters, like mesoscale activity and tidal currents, can alter the direction of this freshwater distribution. Close to the coast the riverine water from several sources is considered to propagate eastward as a "narrow (1-20 km) and shallow (10-20 m) feature" (Carmack et al. (2016)), but its transformation and mixing with saline sea water and sea ice melting and freezing is less studied. The shelf area of the Laptev and the East-Siberian was described as a substantial region of sea ice production for the central Arctic (Ricker et al. (2017)), and to better understand the impact of the freshwater income on the sea ice formation, the freshwater pathways in the Arctic should be understood better. Despite several studies on the freshwater in the Eastern Arctic (e.g., Semiletov et al. (2005), Dmitrenko et al. (2012), Osadchiev et al. (2017), Bauch and Cherniavskaia (2018)), to the best of our knowledge, no study has shown yet the evolution of the water masses on a synoptic scale in the Laptev Sea.

The Laptev Sea is shallow in its southern and central parts (less than 100 m) with a very deep opening in the north (3000 m) (Fig. 1). Several water masses are mixed in the Laptev Sea. The Lena, the Khatanga, the Anabar, the Olenyok, and the Yana Rivers discharge fresh water in the shallowest part of the Laptev Sea in the south. The Kara Sea water enters via the Vilkitskiy and Shokalskiy straits, the Atlantic Water (AW) propagates along the continental slope to the north of the Severnaya Zemlya Archipelago and further eastward, the Arctic Water exists in the northern part (Rudels et al. (2004), Janout et al. (2017), Pnyushkov et al. (2015)). The direction of surface freshwater circulation is supposed to correspond to the general displacement of the intermediate Atlantic Water (Carmack et al. (2016)). This eastward transport brings the water masses of the Laptev Sea over the shelf of the East-Siberian Sea where it falls under an additional impact of Pacific-derived waters (Lenn et al. (2009), Semiletov et al. (2005)).

In the Arctic region, a strong seasonality of air-sea heat fluxes with sea ice melting and freezing modify temperature and salinity in the upper layer, and therefore, result in a complicated vertical structure of water column with fronts at the surface and "modified layers" in the interior (Rudels et al. (2004), Pfirman et al. (1994), Timmermans et al. (2012)). The most common concept of the upper ocean layer is a "mixed layer" concept: between the ocean surface being in contact with the atmosphere and a certain depth, temperature and salinity are homogeneous. It extends until a specified vertical gradient in density and/or temperature (de Boyer Montégut et al. (2004), Timokhov and Chernyavskaya (2009)), the maximum of Brunt-Väisälä frequency (Vivier et al. (2016)), or via the energy vertical distribution (Tryoshnikov (1979)). In the Arctic, the reported mixed layer depth (MLD) vary between 5-7 m and 30-50 m depending on region: open water or under the ice, the Barents Sea, the East-Siberian Sea or the central Arctic (Castro et al. (2017), Vivier et al. (2016), Pfirman et al. (1994), Timokhov and Chernyavskaya (2009)).

At the same time, Timmermans et al. (2012) proposed to use the term "surface layer" instead of "mixed layer" for the Arctic Ocean, because the water layer lying between the sea surface and the Arctic main halocline can be weakly stratified even though the halocline hampers an active exchange of matter and energy. The main halocline is situated at 50-100 m depth in the

Eastern Arctic (Dmitrenko et al. (2012)), and at 100-200 m depth in the Western Arctic Ocean (Timmermans et al. (2012)). Using the concept of "surface layer" with some assumptions, the processes in that layer can be discussed separately from the ones in the deeper layer. The freshwater is supposed to be delivered to the central (European) Arctic from the Siberian shelf, roughly along the Lomonosov Ridge and to the western Arctic, partly along the continental slope.

5 The position of the pycnocline in the Arctic is mostly defined by the salinity. One of the first studies of Aagaard and Carmack (1989) devoted to the freshwater content was using 34.80 as a reference salinity value separating the "fresh" and the "saline" water, which was considered the mean Arctic Ocean salinity at that time. This value is used as well in more recent overviews (e.g. Haine et al. (2015), Carmack et al. (2016)), and helps to define the "Atlantic Water" as saltier than this value. Rabe et al. (2011) used a depth of 34 isohaline to estimate the liquid freshwater content in the Arctic Ocean. Carmack et al.  
10 (2016) considered the depth of "near-freezing freshwater mixed layer" in the Eurasian Arctic Ocean being 5-10 m. Cherniavskaya et al. (2018) reported an overall salinity in the upper 5-50 m layer within the range from 30.8 to 33 based on in situ data in the Laptev Sea during 1950-1993 and 2007-2012. Between the very surface layer and the Atlantic Water, Dmitrenko et al. (2012) found a Modified "Lower Halocline" Water with typical characteristics of salinity (between 33 and 34.2) and negative temperature (below  $-1.5^{\circ}\text{C}$ ); in 2002-2009 this layer was situated at 50-110 m depth. The study of Polyakov et al. (2008) on the  
15 Arctic Ocean freshening defined the upper ocean layer between 0 m and a depth of a density layer  $\sigma_{\theta} = 27.35 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . This isopycnal is often located at 140–150 m depth, "slightly above the Atlantic Water upper boundary defined by the  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm".

The mixing can be induced by winds generating surface-intensified Ekman currents, mesoscale dynamics (eddies), shear in tidal and other currents (Carmack et al. (2016), Lenn et al. (2009), Rippeth et al. (2015)). The tidal currents and internal waves  
20 amplified over the shelf edge are associated with the mixing in the interior of the water column, below or in the main Arctic pycnocline (Rippeth et al. (2015), Lenn et al. (2009), Lenn et al. (2011)). Dmitrenko et al. (2005) and Bauch and Cherniavskaya (2018) showed that interannual changes of river discharge and wind patterns define the position of the oceanographic fronts in the central part of the Laptev Sea. Based on the model results, Johnson and Polyakov (2001) showed that in 1989-1997 the freshwater was driven eastward under the influence of winds associated with a "strong cyclonic vorticity over the Arctic".  
25 The same study demonstrated that the associated salinification of the central Arctic Ocean weakens the vertical stratification of the water column. Armitage et al. (2017) discuss the importance of sea ice, as it creates a surface drag and establish the Ekman transport of the freshwater in the surface layer, which, in turn, impacts the dynamical ocean topography and geostrophic currents in the Arctic Ocean. Armitage et al. (2018) further mentioned that the alongshore winds correlated with AO (Arctic Oscillation) index create the onshore Ekman transport, changing the water properties over the shelf.

30 Concerning the seasonal dynamics, the summertime is of a particular interest for all Arctic studies. The sea ice melting usually starts in June and ends in August-September, while the sea ice formation can start already in September and by November the Laptev Sea is covered completely. The East-Siberian Sea is covered by sea ice most of the year, and is exposed to the air-sea interaction for a shorter period of time (in August-September) and smaller ice-free surface than the Laptev Sea. August and September are two summer months that are very important for the heat exchange between open ocean and  
35 atmosphere over the Laptev Sea. In a recent study, Ivanov et al. (2019) reported that during this time period when the sea ice is

---

melting and the ocean is opening, the net radiative balance at the sea surface changes from  $100 \text{ W/m}^2$  to zero values, following the seasonal cycle of shortwave radiation. The sea level anomalies over the Eastern Arctic shallow seas are positive and largest in summer (up to 10 cm at  $75^\circ\text{N}$ , down to 3 cm at  $80^\circ\text{N}$ , as it was reported by Andersen and Johannessen (2017)).

The Laptev Sea is not at all sampled by Argo products, so the recent ARKTIKA-2018 expedition measurements combined with novel satellite sea surface salinity and other satellite-derived parameters provide an unprecedented documentation of the temporal evolution of the surface water properties in the Laptev and East-Siberian Seas during the summer 2018. In this study, we propose to follow the upper ocean water displacement and discuss what causes it on a daily basis. To analyse the upper-ocean processes, we will focus on the very surface with satellite data and on the upper 250 m layer with the CTD (conductivity, temperature, depth) casts, showing the isohaline and isopycnal positions. Such an approach to the upper layer is required to estimate the upper limit of the Atlantic Water, which is one of the key contributors to the water mass transformation. The surface water evolution of the Laptev and the East-Siberian Seas is described and analysed considering wind speed and direction during the ARKTIKA-2018 expedition.

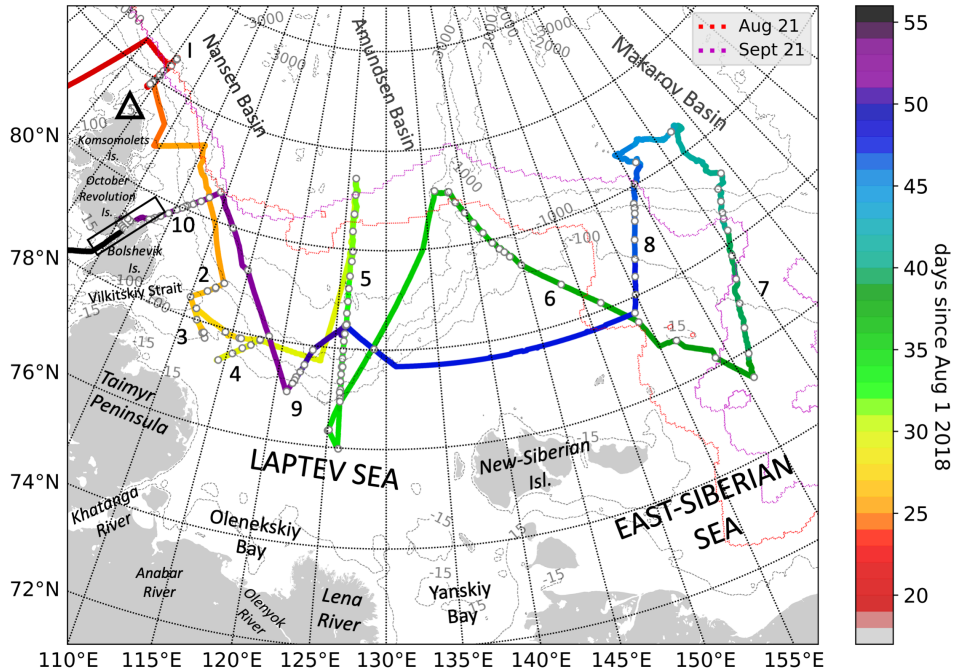
## 2 Data and Methods

### 2.1 In situ measurements during the ARKTIKA-2018 expedition

Oceanographic measurements during the ARKTIKA-2018 expedition on board RV Akademik Tryoshnikov started on August 21, 2018 and ended on September 24, 2018 (Fig.1). Oceanographic sections were organized to take into account the interests of different scientific expeditions on board, NABOS (Nansen and Amundsen Basin Observational System) and CATS (Changing Arctic Transpolar System) to observe both, shallow and continental slope processes. NABOS sections were mostly cross-shelf (1, 5, 6-8, 10), and CATS sections were shallower (2-4, 9). Section 3 and 10 were made in the straits between the Kara and the Laptev Sea: the section 3 in the Vilkitskiy Strait southward to the Bolshevik Island, with depths from 70 to 200 m opening into the deep central part of the Laptev Sea (more than 1000 m) and the section 10 in the narrow and rather shallow (250 m) Shokalskiy Strait between the Bolshevik and the October Revolution Islands. Some measurements were carried out in marginal ice zone (MIZ) and ice-covered area (see the sea ice edge positions at the beginning and the end of the cruise in Fig.1). In this study we define MIZ as an area with 0-30% sea ice concentration close to the ice edge. Standard oceanographic stations (145 in total) were conducted with SeaBird SBE911plus CTD instrument equipped with additional sensors. For this study, we use mainly the CTD measurements of potential temperature and practical salinity, but also the results of oxygen isotope analysis from the first (surface) bottle samples (Alkire and Rember (2019)). All CTD data were processed and quality checked. The cruise data can be found at <https://arcticdata.io/catalog/data> (Polyakov and Rember (2019)) and Ivanov (2019).

The ship was equipped with an underway measurement system Aqualine Ferrybox, widely known as a thermosalinograph, TSG. The instrument had a temperature and a conductivity (MiniPack CTG, CTD-F) sensors and a CTG UniLux fluorometer installed; thus, continuous temperature, salinity and chlorophyll-a estimations were obtained along the ship's trajectory. The inflow is situated at 6.5 m below the surface (the inflow hole is on the ship's hull). All data were processed and filtered for random noise and bad quality measurements, and then compared and calibrated with CTD measurements. When calculating

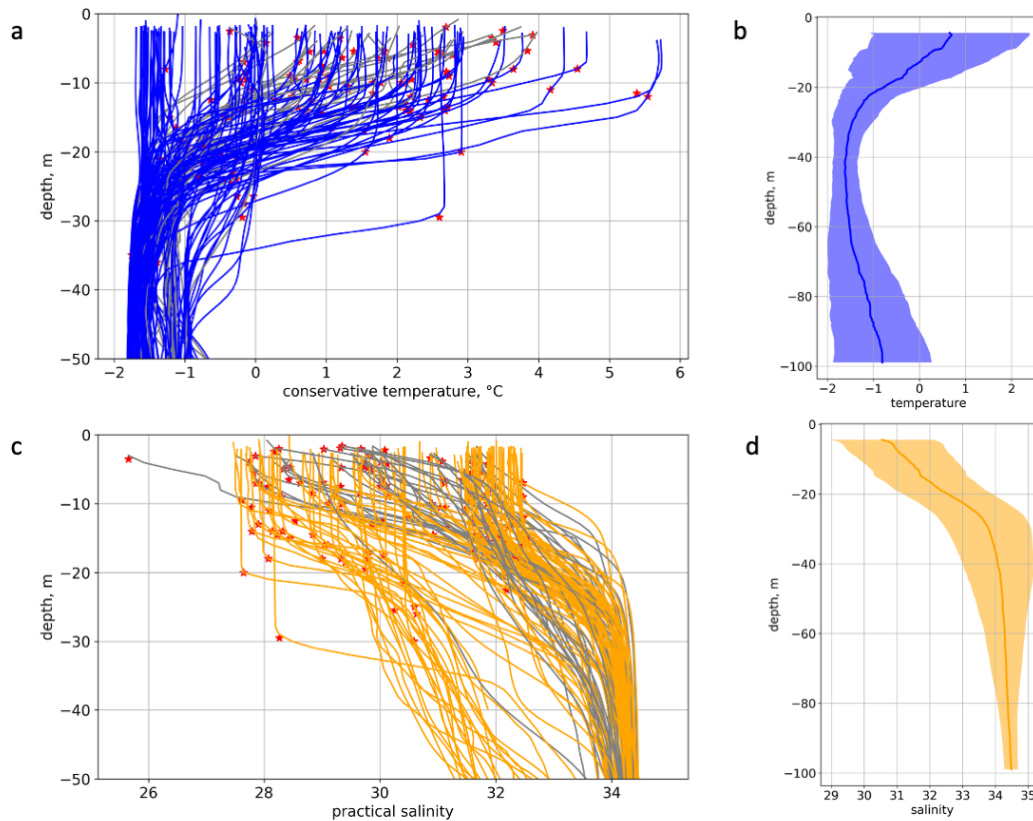




**Figure 1.** Legs and stations of the ARKTIKA-2018 expedition overlaid on the bathymetry from ETOPO1 "1 Arc-Minute Global Relief Model" (Amante and Eakins (2009)). CTD stations are shown with white dots. The color indicates the number of days since August 1, 2018. The sea ice edge position is indicated with a red dashed line for the beginning (August 21) and with the purple dashed line for the end of the expedition (September 21). The ice edge is based on the sea ice mask provided in the SST DMI product. Numbers indicate positions of 10 oceanographic transects discussed below. The black triangle in the north of the Komsomolets Island shows the Arkticheskiy Cape. The Severnaya Zemlya Archipelago consists mainly of the Komsomolets, the October Revolution, and the Bolshevik Islands (with smaller islands not shown here). The black box indicates the Shokalskiy Strait between the October Revolution and the Bolshevik Islands. The Yana river estuary is situated southward the Yanskiy Bay (out of the map).

a linear regression between CTD measurements at 6.5 meters depth and TSG measurements, we obtain a good correlation for both temperature and salinity (correlation coefficient equal to 0.979 and 0.966, respectively, not shown). The standard error is 0.023 for temperature and 0.025 for salinity, and the standard deviation for the difference of measurements (CTD minus TSG) was  $STD_{temp} = 0.413$ , and  $STD_{sal} = 0.423$ . To adjust the continuous TSG measurements to the more precise CTD measurements, we applied the obtained linear regression equation to TSG data. We only use these adjusted temperature and salinity data further on.

The vertical profiles of the conservative temperature and practical salinity in the upper layer are presented in Fig.2. To investigate if the TSG measurements can be used to study the surface layer in a highly stratified Laptev sea, we calculated



**Figure 2.** Vertical profiles of conservative temperature (a, b) and practical salinity (c, d) from CTD measurements in the upper ocean layer. Figures (a) and (c) show all vertical profiles in the upper 50 m, where red stars indicate the mixed layer depth, calculated using de Boyer Montégut et al. (2004) method (see details in the text), colored profiles show the cases, when the MLD is below 7 m depth and gray profiles indicate when the MLD is above 7 m depth. Figures (b) and (c) show the median vertical profiles of temperature and salinity in the 5-100 m layer, respectively, where the shaded area shows the associated STD.

a summer mixed layer depth following de Boyer Montégut et al. (2004) method based on density and temperature gradient thresholds (Fig.2, a, c). The MLD is found at a depth of the first maximum temperature gradient below a depth of defined (by given threshold) density gradient (see de Boyer Montégut et al. (2004) for details). Using the same approach, we computed MLD with density and salinity vertical profiles. The threshold chosen for practical density gradient was 0.3 degree per 1 m, and 0.2 salinity units per 1 meter for conservative temperature and practical salinity gradients. Regarding the MLD calculated from salinity ( $MLD_{sal}$ ), most of the measured vertical profiles (75.17%) had the  $MLD_{sal}$  below 7 m depth with the median of  $MLD_{sal}$  11.99 m. As for the temperature ( $MLD_{temp}$ ), 81.37% of the measured profiles had the MLD below 7 m depth with a median of  $MLD_{temp} = 13.50m$ . Thus, in most cases the upper 12 m of the surface layer was homogeneous, and our

CTD and TSG measurements can be used for the validation of satellite data. The median vertical profiles of temperature and salinity in the upper 5-100 m are presented as well as the associated STD in Fig.2, b, d). We observe rather cold (0.5°C) and fresh (30.5) water at 5 m, followed by a smooth thermo- and halocline down to 30 m depth. Below the temperature is slightly rising to -1 °C, and salinity stays close to 34.5. The STD of conservative temperature is the largest at the surface (1.55°C) and smallest at 40 m depth (0.27°C). The STD of salinity is also the largest at the surface, 1.50, but is diminishing with depth up to 0.20 at 100 m. Nevertheless, it is clear that at the end of a summer season in the region with very different water origins, these median profiles are not representative for all water masses. Additionally, we did an important number of CTD casts in very shallow areas with depths between 30 and 50 m, so the calculated averaged (median) vertical profile is a composite of “shallow” and “deep” vertical profiles. We do not include the very surface measurements above 5 m, because we had only 45 CTD measurements at 2 m depth among 146 possible, and taking them into account would bias the median profiles as well.

### 2.1.1 River discharge

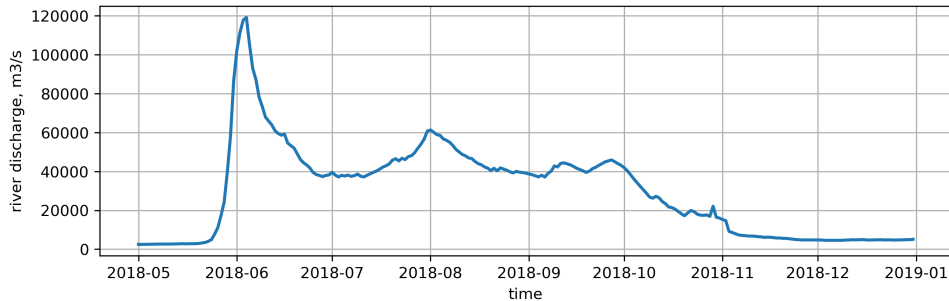
To illustrate the amount and temporal variability of the river discharge in 2018, we used daily measurements of the Lena River discharge from the Arctic Great Rivers Observatory (GRO) dataset (<https://www.arcticrivers.org/data>). In Fig.3 we present a time series of the Lena River discharge from May to November 2018. The river stayed under the ice with a very small discharge up to the end of May. The main peak of the Lena River discharge occurred in the beginning of the Arctic summer in June and corresponds to the snow and ice melting over the river basin in Siberia. In two weeks, the discharge changed from 2 500 to 120 000  $m^3/s$ . The second, smaller peak of the river discharge occurred in the beginning of August (60 000  $m^3/s$ ), which might be associated with the summer precipitation. In August 2018 the river discharge was decreasing from 60 000 to 40 000  $m^3/s$ , and in September it varied very little staying close to 40 000  $m^3/s$ . A significant diminution of the river discharge started in the beginning of October and continued up to the beginning of November. Since the beginning of November the river discharge was very weak and close to its minimum values (4500  $m^3/s$ ).

The described seasonal dynamics is typical for the Lena River and consistent with existing results, e.g. demonstrated in Janout et al. (2015). It can be complemented by the results of Papa et al. (2008) study of the Siberian great rivers using satellite data. Papa et al. (2008) showed that the maximum of precipitation over the basins of the Lena, the Ob' and the Yenisey Rivers occurs in July, and the mean monthly air temperature is maximum at this moment.

### 2.2 Satellite data

Satellite data provide an instant information about surface distribution of geophysical characteristics over the whole study area together with their temporal evolution.

All listed below products are considered from August 1, 2018 to September 25, 2018 (the last day of ARKTIKA-2018 expedition). For consistency, when not specifically indicated all products are linearly interpolated on a regular grid within the bounding box 74-85N 90-170E, with 0.01 degree step in latitude, and 0.05 degree in longitude. The spatial resolution of selected grid roughly corresponds to 1 km.



**Figure 3.** The Lena River discharge in 2018, data from Arctic GRO dataset (<https://www.arcticrivers.org/data>)

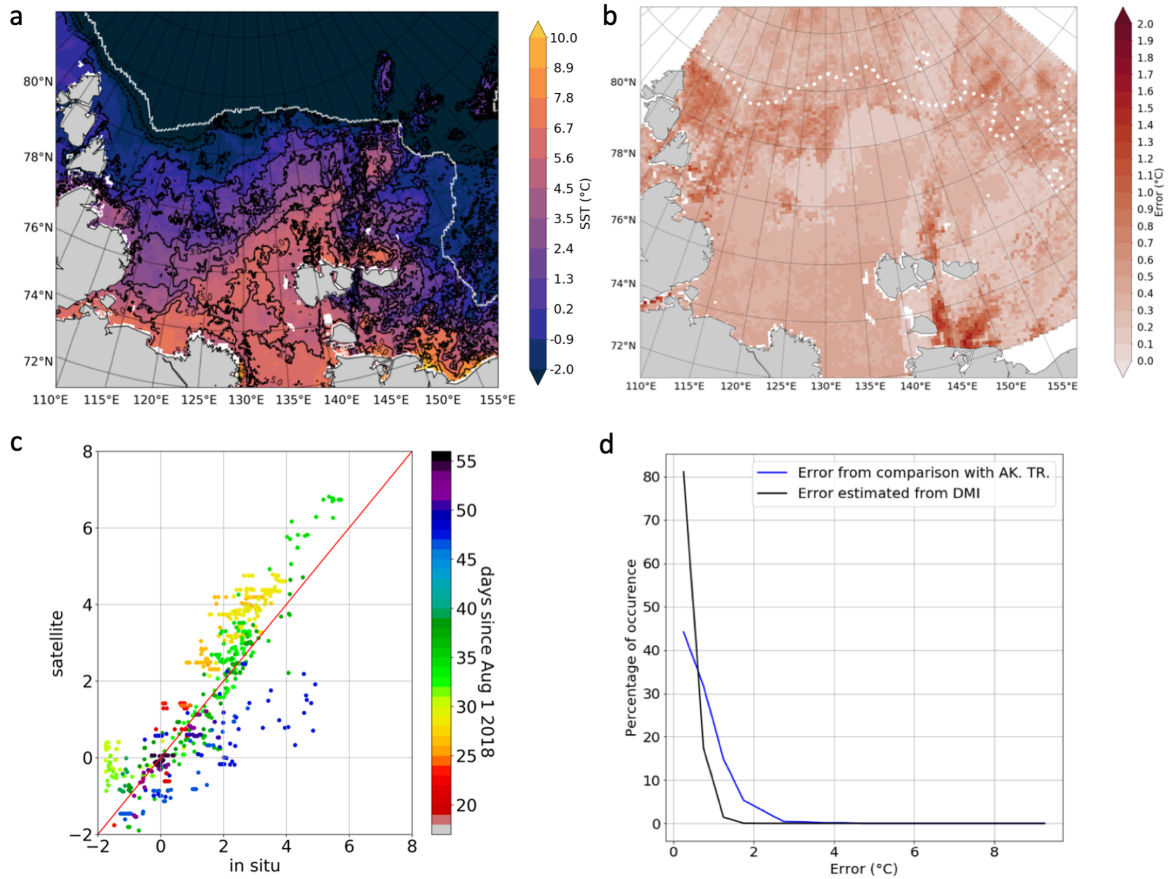
### 2.2.1 Sea surface temperature

The SST-retrieving instruments with the highest resolution, such as AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) and VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) work in Near Infrared (NIR) and Infrared (IR) bands and strongly depend on atmospheric conditions (provide measurements for clear sky). For lower resolution microwave instruments, such as AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2), the clouds are transparent, but the SST retrievals may still be hampered by high wind speed and precipitation events. As satellite measurements in IR and NIR ranges are sparse because of the frequent cloudiness over the Arctic Ocean, we use a blended product. In this paper we use the Danish Meteorological Institute Arctic Sea and Ice Surface Temperature product (hereafter referred as "SST DMI"). SST DMI is a Level 4 daily product provided by the Copernicus Marine service ("Level 4 product" means that several swath measurements were interpolated to achieve a regular resolution in time and space). Daily surface temperatures over the sea and ice are derived on a 5 km spatial grid from several instruments: AVHRR, VIIRS for SST and AMSR2 for sea ice concentration, using optimal interpolation (Høyer et al. (2014)).

Besides the full coverage over the studied area, the advantage of the blended SST DMI product is that it takes into account the ice temperature, so the marginal ice zone (MIZ) is better represented and not masked out. The total number of SST measurements ingested over the studied area from August 1 to September 25, 2018 varies from 1000 to 2500 measurements per pixel.

### 2.2.2 Validation of SST DMI

The first step of the SST DMI validation was its value-by-value comparison with a collocated in situ dataset (nearest neighbour SST DMI pixel). For this analysis, we collocated SST DMI with the in situ potential temperature measurements in the upper 6.5 m layer: all available CTD measurements averaged every half a metre above 6.5 m depth and all TSG measurements at 6.5 m depth averaged every 30 minutes. The median depth of the collocated CTD measurements is 5.25 m. As for the TSG, the ship was moving with a median speed of 8 knots during the cruise, so an average of 30-minutes TSG measurements is an



**Figure 4.** Sea surface temperature validation: example of SST DMI L4 image for September 13 (a) with the error estimates (b); comparison of collocated SST and in situ data (CTD and TSG) in the upper 6.5 m (c) and distribution of error provided by DMI and absolute difference derived from comparison with in situ data (d).

average over approximately 7.5 km. Thus, 30-minutes TSG average is comparable with one SST DMI pixel (10 km). There were 1707 collocated points in the analysis.

Although, in fact, satellite SST estimates may differ from the in situ temperature measurements in the upper 6.5 m, we expect some overall consistency between the datasets. Studies carried out by Castro et al. (2017) devoted to the validation of MODIS SST in the MIZ, and by Vivier et al. (2016), which described in situ measurements in the iced-covered area, reported that the first 7-10 m layer below the surface was mostly homogeneous. As it is shown in Fig.2, most of our measurements (more than 75%) were homogeneous in the upper 12 m (and were done in the ice-free areas). Nevertheless, a diurnal warming and a local vertical mixing can affect the vertical temperature distribution in the very surface layer. The SST diurnal amplitude

---

can reach more than 3 K in the Arctic Ocean (Eastwood et al. (2011)), but local diurnal variations of temperature are supposed to be filtered out in the SST DMI product, as it only uses observations between 21:00 and 7:00 local time (Høyer et al. (2014)). Diurnal SST variation might be present in real in situ measurements in case of strong diurnal warming events, but no particular observations allowing to investigate this question were done during the cruise.

5 To illustrate the consistency of SST and in situ temperature datasets, September 13, 2018 was considered as it was one of the rare days in summer 2018, when the central part of the Laptev Sea was cloud-free, which is especially important for SST DMI.

The SST DMI product for September 13, presented in Fig. 4 (a) shows a rather complex pattern with a pronounced gradient associated with warm river water in the central part of the Laptev Sea. The error in SST estimates provided by DMI, is shown in Fig.4 (b, d). The percentage of occurrence is computed in temperatures classes with a size of 0.5 degrees that starts at 0 degrees (Fig.4, d). The highest potential error (up to 2.5°C), was observed over some open sea areas (due to potential cloudiness), but was mostly associated with the sea ice due to its heterogeneity (Fig.4 (b)). Over most of the southern and the central part of the ice-free Laptev and the East-Siberian Seas, the error is below 0.5°C and over the eastern part, it is below 1°C.

Comparison of the SST DMI and in situ surface-layer temperature (Fig. 4, c) shows a very good agreement almost independent on area and time during the ARKTIKA-2018 expedition. The correlation coefficient is 0.89, and the RMS is 0.77°C. The difference between mean in situ and mean SST DMI data is -0.19°C, where the SST DMI is higher than the in situ temperature. This value seems to be realistic, because according to CTD and TSG measurements, on average, the 0-3 m water layer is by 0.3°C warmer than the 3-6.5 m layer (not shown). The largest deviations are observed when the expedition is working in the MIZ or more compact sea ice, so they might be associated with either imperfect sea ice flagging of some stages of sea ice in the SST DMI product or a noise introduced after re-interpolation of data on a regular grid. This noise together with the different sampling of in situ potential temperature measurements and SST DMI product lead to a standard deviation of the difference between in situ and SST DMI larger than the error provided in the SST DMI product (Fig. 4, lower right). Overall, SST DMI agrees well with in situ data, so we use this product for the following analysis of SST time-series.

### 2.2.3 Sea surface salinity

25 Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) is the first satellite mission embarking an L-band (1.41 GHz) interferometric microwave radiometer, which measurements are used to retrieve the sea surface salinity (SSS). With recent processing, the standard deviation of the differences between 18-day SMOS SSS and 100-km averaged TSG surface salinity measurements is 0.20 in the open ocean between 45°N and 45°S (Boutin et al. (2018)). However, the precision degrades in cold water as the sensitivity of L-band radiometer signal to SSS decreases when SST decreases, even though this effect on temporally averaged maps is partly compensated by the increased number of satellite measurements at high latitude. A possibility of using SSS estimates in cold regions derived from L-Band radiometry has been demonstrated recently by several working groups (Tang et al. (2018), Grodsky et al. (2018), Olmedo et al. (2018)). However, existing L3 ("Level 3" means a product resampled at a uniform time-spatial grid, different from swath grid) SSS products: SMAP CAP/JPL (Soil Moisture Active Passive satellite, a product created using the Combined Active Passive algorithm by Jet Propulsion Laboratory) SSS or SMOS BEC (Barcelona

Expert Center) SSS, are spatially averaged from 60 km to more than 100 km.

SMAP REMSS (Remote Sensing Systems) SSS L3 v3 provides a 40 km resolution version, but do not provide a sufficient coverage in the Laptev Sea. The methodology developed in this study to retrieve SMOS SSS aims at maintaining SMOS original spatial resolution and at attempting to retrieve SSS as close as possible to the ice edge.

5 A new product, hereafter SMOS "A" SSS ("A" for the Arctic Ocean) L3, investigated in this study was computed using SMOS L2 ("Level 2" product means that a geophysical parameter, eg. SSS, was computed at the swath grid) SSS from the ESA (European Space Agency) last processing (v662, Arias and Laboratories (2017)). SMOS L2 SSS are available on the ESA SMOS Online Dissemination website. The mean spatial (radiometric) resolution of SMOS product is close to 50 km, but SMOS ESA L2 SSS products are oversampled over an Icosahedral Snyder Equal Area (ISEA) grid at 15 km resolution.

10 SMOS "A" SSS was obtained as described below. Seven-day running means were computed for each day and each pixel of the ISEA grid, with a temporal Gaussian weighting function with a standard deviation of 3 days. The full width of SMOS ascending and descending orbits swaths was considered in order to take advantage of better temporal and spatial sampling over the Arctic Ocean and to decrease the uncertainty with temporal averaging. In order to eliminate the SSS at very low and high wind speeds because of its high uncertainties, SMOS ESA L2 SSS was considered only if the asso-

15 ciated ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) wind speed was between 3 and 12 m/s. SMOS ESA L2 SSS measurements were also weighted by the estimated error of the SSS measurement (as in (Yin et al. (2013), equation A7). This error was derived from the SSS theoretical error multiplied by the normalized  $\chi^2$  cost function. Dinnat et al. (2019) showed that the Klein and Swift (1977) dielectric constant model was inaccurate at low SST. In order to mitigate this effect, a SST-dependent correction derived from the Fig. 16 of Dinnat et al. (2019) (blue-circle line) was applied:

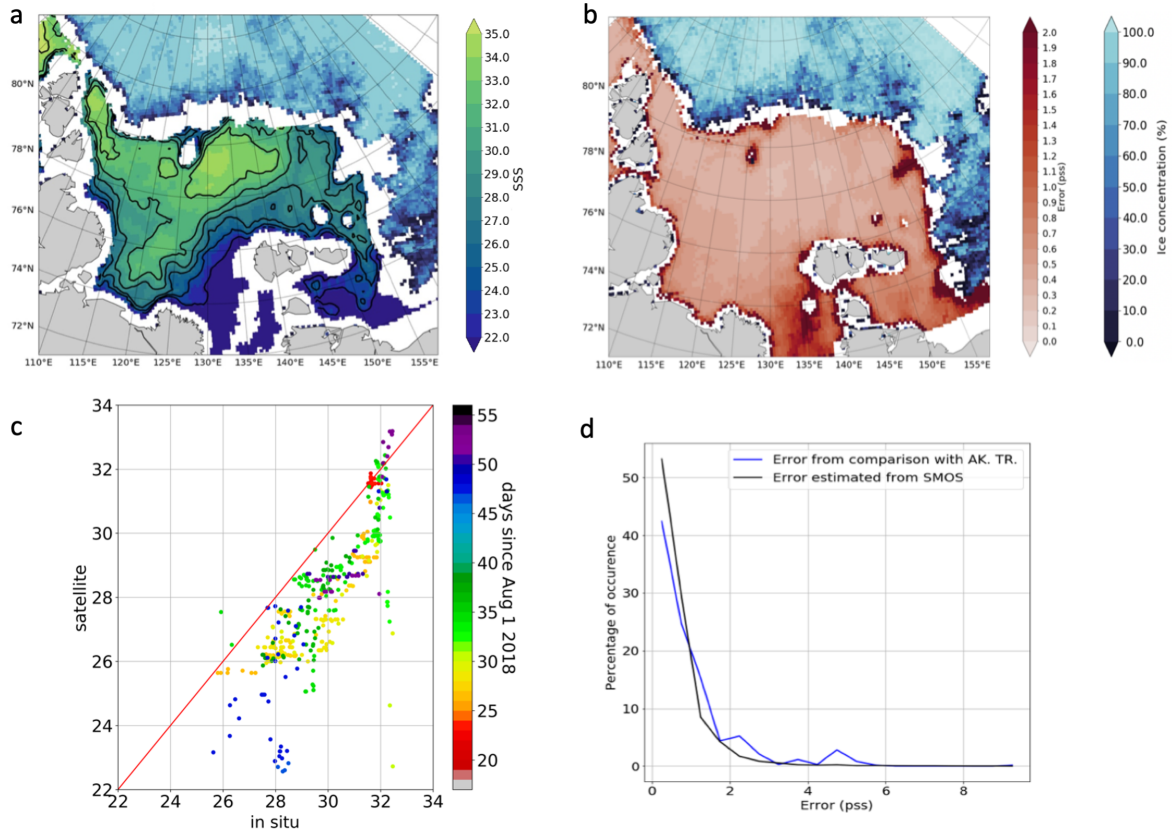
20  $SSS_{SMOS-"A"} = SSS_{SMOS-ESA-L2} - (-5 \cdot 10^{-4} \cdot SST_{ECMWF}^3 + 0.02 \cdot SST_{ECMWF}^2 - 0.23 \cdot SST_{ECMWF} + 0.69)$ .

Finally, a criterion on a SMOS-retrieved pseudo-dielectric constant (ACARD parameter) was applied to discard SMOS measurements affected by sea ice (discarded when  $ACARD < 45$ ). The error of SMOS "A" SSS was derived from the propagation of the error on individual SMOS ESA L2 SSS pixel during 7 days. The error increases strongly in the vicinity of sea ice. For this reason, in the following study, above 75°N, all pixels with an SSS weekly error larger than 0.8 were not considered. South of 75°N, a higher threshold was used (1.5) allowing to maintain some measurements closer to fresh river water from the Lena and the Khatanga Rivers near the coast. In this area, the  $\chi^2$  may increase due to the strong heterogeneity of SSS within SMOS multi-angular brightness temperatures footprints, and the number of measurements is low due to the presence of the coast and islands even without sea ice. A theoretical error of SMOS "A" SSS field is below 0.5 in the center of the Laptev Sea and up to 2 and higher close to the coastline and MIZ.

### 30 2.2.4 Validation of SMOS "A" SSS

In this section, we compared the SMOS "A" SSS relative to in situ measurements. Figure 5 presents the SMOS "A" SSS on September 13, 2018, the same day as the DMI SST in Fig.4. We carried a collocation of SMOS "A" SSS and in situ measurements of salinity in the upper 6.5 m layer in a following manner: the averaging of the TSG salinity was done over one hour period (equal to  $\sim 15$  km distance, contrary to DMI SST validation) in order to be closer to SMOS "A" SSS spatial





**Figure 5.** Sea surface salinity validation: example of SMOS "A" SSS for September 13, 2018 (a), computed error estimates for this day (b), comparison of collocated SSS and in situ data in the upper 6.5 m (c) and distribution of provided SMOS L2 error and measured absolute difference from comparison with in situ data (d). Sea ice concentration from AMSR2 is indicated with blue shading on the upper panels

resolution. We used 985 collocated points.

Comparison between the in situ practical salinity and SMOS "A" SSS showed a very good agreement, not yet demonstrated before by any other salinity product in the Laptev Sea. The correlation coefficient was 0.86 with a RMS = 0.86. The bias was 2.06. In what follows, we subtracted this bias from the entire SMOS SSS dataset. The standard deviation of SMOS SSS with respect to in situ SSS did not vary with the depth of the in situ salinity measurements above 6.5 m, either because in situ salinity was homogeneous vertically or because comparisons were too noisy to detect this small variations (not shown). Although SMOS SSS "A" showed a good agreement most of the time, some larger errors occurred close to the ice margin or when pixels were contaminated by small ice pattern not detected by AMSR2 sea ice concentration (as at 125°E, 80°N in Fig. 5, a).

Comparison between SMOS retrieved error and error based on comparison with in situ salinity measurements was presented in Fig. 5 (d). The percentage of occurrence was computed in salinity classes with a size of 0.5 that started at 0. It showed a good agreement between the distribution of SMOS "A" SSS error estimated from retrieval process and the distribution of error obtained from comparison with in situ salinity measurements. This results allowed us to use the SMOS "A" SSS error with a higher confidence in our further analysis. Using error filtering, the points too close to the ice edge were excluded.

### 2.2.5 Sea ice concentration and ice masks

Sea ice masks were obtained from AMSR2 sea ice concentrations products provided by the University of Bremen (Spreen et al. (2008)): they are weather-independent, thus, continuous for the whole period. The highest available spatial resolution is 3.125 km. The AMSR2 ice masks were used in addition to the masks provided with every satellite product discussed (DMI SST, SMOS SSS "A", ASCAT (Advanced SCATterometer) winds L3 (see its description below)). A continuous erroneous presence of ice along the Siberian coast was observed and had to be filtered: images in optical band and the ice charts from the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) were used as a reference. As it was detailed above, an additional filtering was applied to SMOS "A" SSS as the L-Band measurements are sensitive to ice thicknesses less than 50 cm contrary to AMSR2 measurements.

The sea ice opening starts relatively late in the Laptev Sea: a coastal polynia appeared in the southern-central part of the Laptev Sea at the beginning of June in 2018 and by the beginning of August, the sea was ice-free only south to 79°N. The Laptev Sea was completely covered by the beginning of November in 2018. For this study, we define the sea ice edge with the position of 1% sea ice concentration and MIZ as 0-30%.

### 2.2.6 Wind speed

To investigate the wind speed pattern, we used ASCAT scatterometer daily C-2015 L3 data produced by Remote Sensing Systems. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).

### 2.3 Reanalysis data

Reanalysis data were used to include some additional parameters not available from satellite and in situ data. Atmospheric forcing fields - sea level pressure, SLP, and air temperature, were obtained from the ERA5 reanalysis (Bertino et al. (2008)). The latest reanalysis of ERA5 still have relatively crude spatial grid of 0.5° for the SLP and 0.25° for air temperature.

### 2.4 Ekman transport

To investigate the role of the wind forcing, we computed mean monthly wind fields and the Ekman transport for August and September 2018. Horizontal transport was calculated as:

$$\begin{aligned}
u_{Ekm} &= \frac{\tau_v}{D_{Ekm} * \rho_w * f} \\
v_{Ekm} &= -\frac{\tau_u}{D_{Ekm} * \rho_w * f}
\end{aligned}
\tag{1}$$

where  $u_{ekm}$  and  $v_{ekm}$  are horizontal components of the Ekman transport,  $\tau$  is a wind stress, calculated from ASCAT winds ( $u_{wind}, v_{wind}$ ) using ERA5 air density  $\rho_{air}$ :  $\tau_u = C_D * (u_{wind}) * u_{wind} * \rho_{air}$ ;  $\rho_w$  is a surface density, calculated from SST and SSS with TEOS-2010;  $C_D$  is surface drag coefficient calculated from wind speed according to Foreman and Emeis (2010),  $D_{Ekm} = 37m$  is the Ekman depth, according to Baumann et al. (2018) study in the same region),  $f$  is the Coriolis parameter.

The Ekman pumping (upwelling and downwelling) was computed as:

$$w_{ekm} = \frac{1}{D_{Ekm} * \rho_w * f} \left( \frac{d\tau_v}{dx} - \frac{d\tau_u}{dy} \right) + \frac{\beta * \tau_u}{\rho_w * f^2}
\tag{2}$$

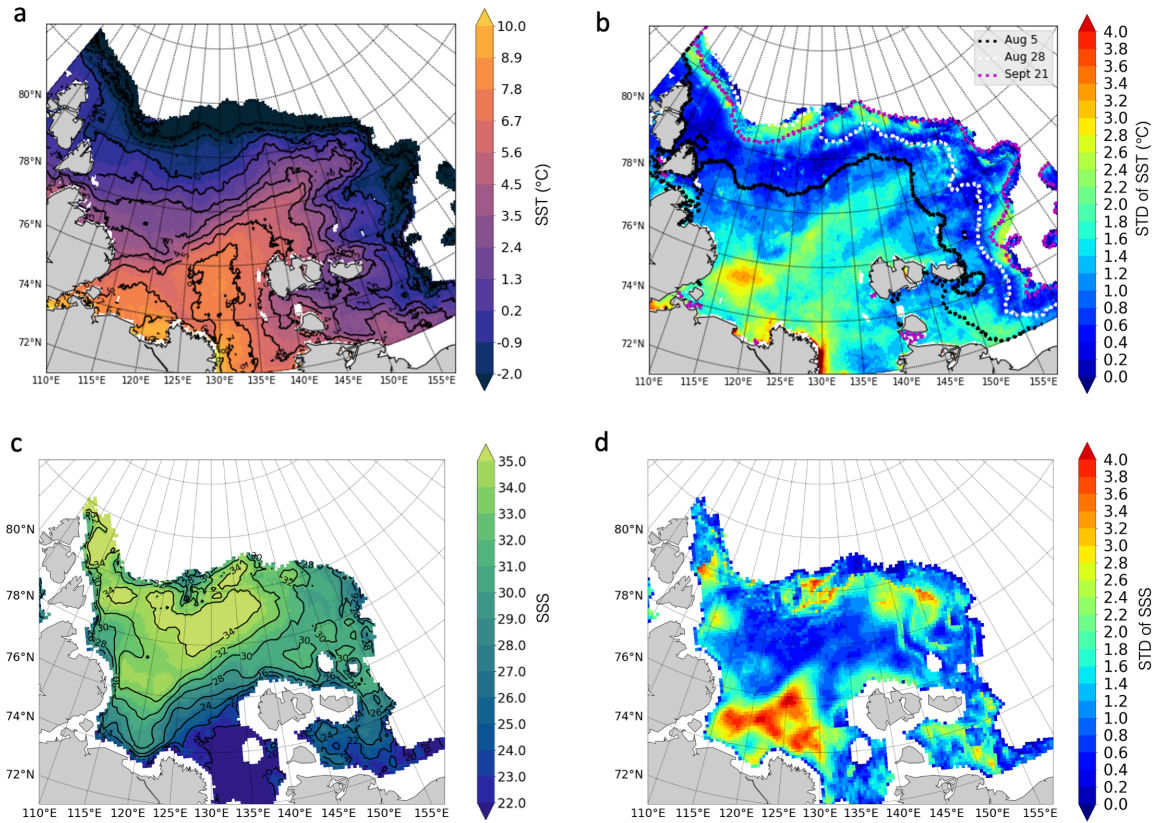
where  $w_{ekm}$  is a vertical component of the Ekman transport and  $\beta$  is the y-derivative of the Coriolis parameter.

### 3 Results

#### 3.1 Overview of SST and SSS in the Laptev and East-Siberian Seas in August-September 2018

The mean SST during the 2 summer months is 2.18°C in the Laptev Sea (between the Severnaya Zemlya Archipelago and the New Siberian Islands), and 1.13 °C in the studied part of the East-Siberian Sea (Fig. 6). The highest temperatures (above 6°C, up to 9°C) were observed close to the Lena River delta in the Yanskiy Bay and in the Olenekskiy Bay in front of the Khatanga River. A warm water pool associated with the river plume between 125°E and 135 °E progressively propagates northeast and warms up this part of the sea: 0°C isotherm at 140°E meridian is situated 100 km northward compared to its position at 120°E. The studied part of the East-Siberian Sea was not completely ice-free in August-September 2018. Negative temperatures are observed near the ice edge at a distance of 50-100 km almost everywhere, except for a small area at 80°N 160°E, where warm river water meets the sea ice and no open water with negative temperatures is seen. The strongest gradients are observed along the sea ice edge and the river water plume (up to 0.05° C/km, gradient). Standard deviation of SST in Fig.6 is the largest in the Olenekskiy Bay (over 2.5°C), along the coastline close to the Khatanga estuary (2.5-3°C), the Lena River delta (about 4°C) and in marginal ice zone (mostly over 1.5°C). The remarkable variation of SST in the central part of the Laptev Sea should be associated with the thermal fronts (largest SST gradients) displacement.

The averaged SSS is 28.75 in the Laptev Sea and 27.74 in the studied part of the East-Siberian Sea (Fig. 6). The spatial distribution of mean salinity for August-September 2018 has several characteristic features. The freshest water (salinity below 20) are observed within the river plume northeast of the Lena River delta and within the southern part of the East-Siberian Sea. Freshwater with salinity below 28 reach the sea ice edge in the northeast Laptev Sea. Additional freshwater from the Kara Sea enters via the Vilkitskiy and Shokalskiy straits in the west (salinity of 28-30) and is also observed along the sea ice edge, so it could be associated with ice melting. The most saline water (salinity above 34) is located in the central part of the Laptev Sea



**Figure 6.** Mean DMI SST (a) with its STD (b) and mean SMOS SSS (c) with its STD (d) for August-September 2018

near 78-80°N 120-140°E, and in the northwest, along the Severnaya Zemlya Archipelago. As also observed in the SST, the SSS in the Olenekskiy Bay is highly variable, which can be explained by the variation of the freshwater discharge during the 2 months. Nevertheless, large SSS variability is also observed all along the sea ice edge: at 78-80°N in the north and northwest and at the boundary between the Laptev and East-Siberian Seas. This large variability can be explained in two ways: physical (haline fronts related to sea ice melting) and instrumental (remaining ice contaminated pixels, lower sensibility of L-band in cold water). At 78-80°N 125°E, free-floating patches of broken ice detached from compact sea ice edge were observed during several weeks in August-September 2018. Random pieces of broken ice are not always recognized by ice-mask filters, so can artificially increase the SSS variability. At the same time, this is the area where river water meet sea ice, which induces natural variability.

---

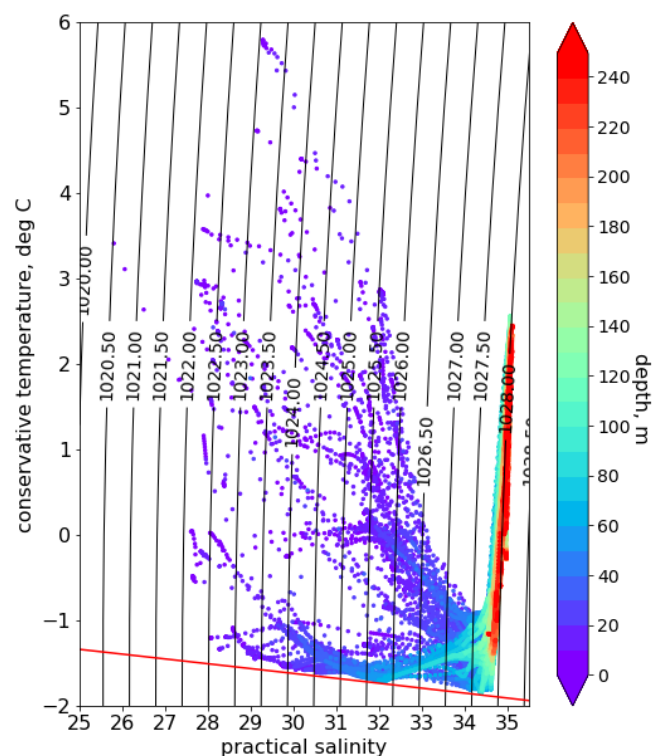
#### 4 Observed surface water masses of the Laptev Sea and their transformation

To generalise our understanding of vertical structure of the studied area, we used the classical TS-analysis, first based on CTD measurements only. Fig. 7 shows the temperature-salinity distributions in the upper 200 m, where the color of marker indicates depth. The most prominent feature on the diagram is the transformed Atlantic Water mass with salinity close to 34.5-35, temperatures from -0.5 to 2.5 °C lying at a depth of 100-200 m. The water mass overlying the Atlantic Water (between 50 and 100 m depth) is the lower halocline water, described by Dmitrenko et al. (2012) as having salinity in a range of salinity 33-34.5, and negative temperatures starting from the lowest values presented in Fig. 7, -1.7 to 2.5°C. The surface water observed in the upper 50 metres is in general the less saline (salinity below 34), but one can clearly observe two separate branches with negative and positive temperatures. It should be remembered that a T-S diagram based only on CTD measurements does not provide an instantaneous view on the ocean state, but is a collection of conditions encountered in different regions at different moments of time (from the end of August to the end of September 2018). During the summer months, the surface water of the Arctic Ocean quickly changes its characteristics, and the synoptic satellite data provide an additional information to the point-wise in situ measurements.

Using DMI SST and SMOS SSS weekly estimates, we plotted T-S diagrams similar to that on in Fig.7, but for several reference days: Aug 1, Aug 15, Aug 30, Sept 4, Sept 13, and Sept 30, 2018 (Fig.8). On the lower row, we present all in situ measurements in the upper 6.5 m and the differences between satellite-derived sea surface temperature and salinity of discussed days. It is observed that the DMI SST is rising only up to the end of August with the maximum temperatures from 8 to 11.5°C for some cases, and then decreases to 4.5°C by the end of September. The temperature is changing by 0.5 - 1°C per week (while increasing and decreasing).

Based on the Fig. 8 visual analysis, we propose to identify 6 surface water masses in the Laptev and East-Siberian Seas (Tab.1). The main surface water masses are warm and fresh (WF) river water and cold and saline (CS) open sea water. All other water masses show either different stages of transformation of these two water masses, or are advected from other regions. It should be noted that satellite-derived data have a larger range of temperature and salinity than near-surface (upper 6.5 m) in situ measurements, which makes this detailed classification possible. The positions of the different water masses for selected days are shown in Fig.9 together with the distribution of water masses in percentage (the whole studied area is 100%, and sea ice occupies some part of it).

On August 1, the sea ice still covered more than 80% of the studied area and extends on average to 78°N in the Laptev Sea, while the East-Siberian Sea was almost completely covered. Warm and fresh (WF) river water was well observable in the south between 74 and 76°N. It occupied almost the same amount of surface as cold and saline sea water (CS), the rest of the open area was a transformed river water (warm and medium salinity, WMS, cold and medium salinity, CMS), that already formed a recognisable river plume front: its signature was continuous from 115°E to 150°E up to the northern position of sea ice edge. During the next two weeks the ice cover retreated, and a cold and fresh water (CF) mass appeared in the south-west East-Siberian Sea. The amount of this water increased progressively in this area during the remaining period. We suggest that this water mass represents the river water trapped under the ice and then exposed back.



**Figure 7.** T-S diagram based on the CTD data in the upper 250 m. Depth of each measurements is shown with color. Red line shows the freezing point.

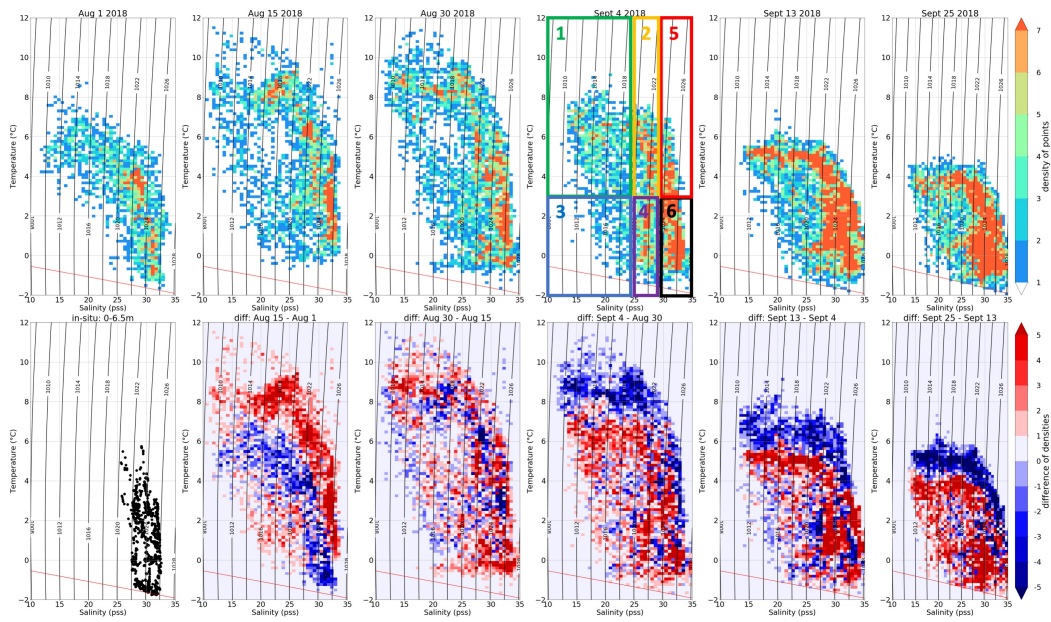
On the 15th of August, one can notice as well a water mass CMS appearing close to Vilkitskiy Strait. It is less pronounced by the end of August, but a thin stream of cooled and transformed river water from the Kara Sea descends along the Taimyr peninsula in September. The Lena River water mixing and cooling happens as well close to the sea ice edge in the north-east Kara Sea. All in all, the surface occupied by this water mass is steadily growing during the observed period, and is nearly 10% by the end of September. We suggest that water mass CMS is a transformed version of water mass CF.

The end of August is warmest, it is seen in Fig. 9 with the amount of saline water with temperatures above  $3^{\circ}\text{C}$  (water mass WS, warm and saline) occupying the central and the western part of the Laptev Sea (almost 10% of the studied area). This water mass is disappearing by the end of September with a decrease of temperature.

**Table 1.** The temperature and salinity of six defined surface water masses of the Laptev Sea using satellite data (see the text for the explication of water masses names)

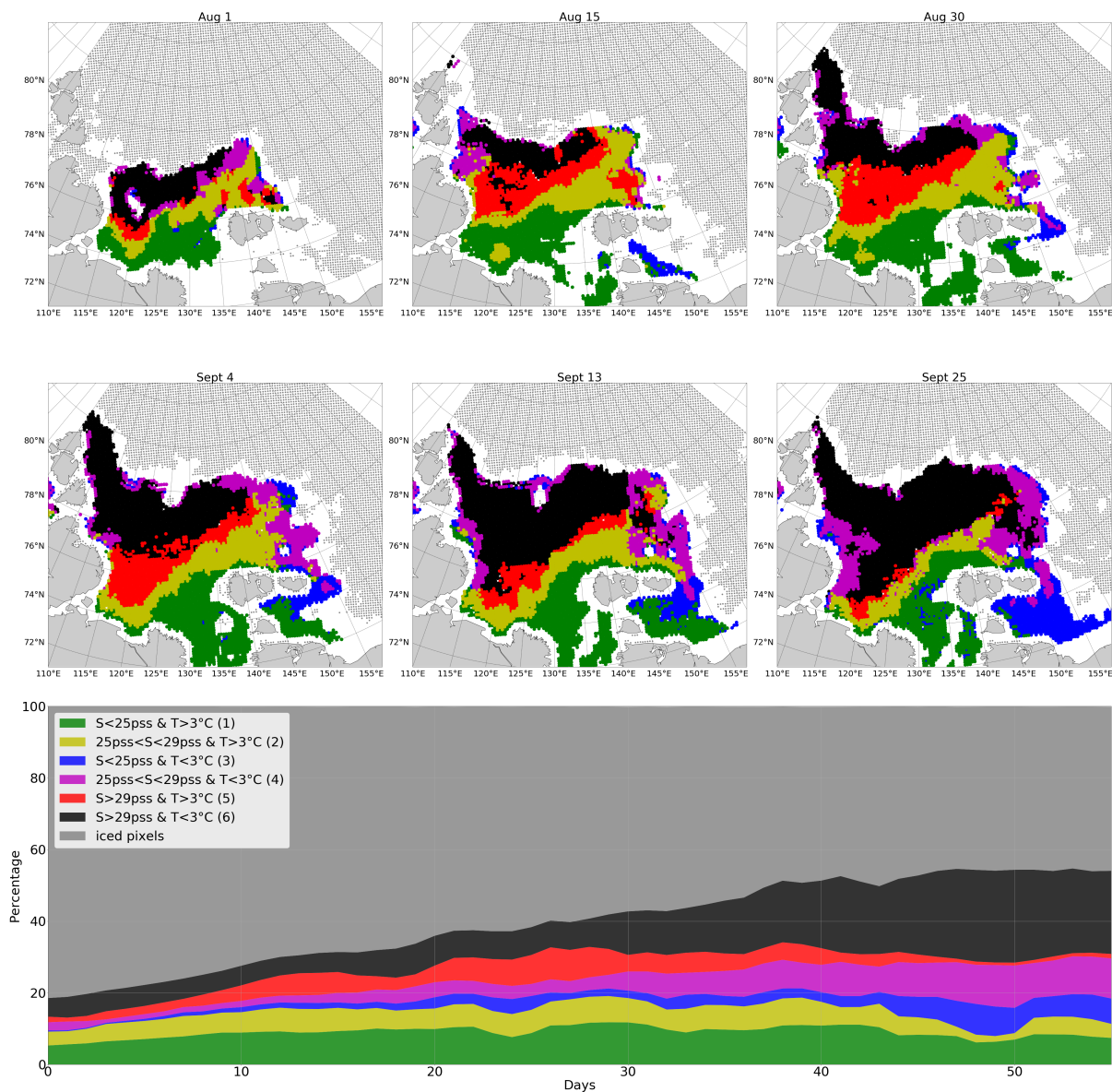
Water mass	WF	WMS	CF	CMS	WS	CS
T	$> 3^{\circ}\text{C}$	$> 3^{\circ}\text{C}$	$< 3^{\circ}\text{C}$	$< 3^{\circ}\text{C}$	$> 3^{\circ}\text{C}$	$< 3^{\circ}\text{C}$
S	$< 25$	25 – 29	$< 25$	25 – 29	$> 29$	$> 29$

By September 13, the SST and SSS variability diminish. The water mass CF in the north-east Laptev Sea consisting of cold fresh water becomes saltier (transforms into the water mass CMS). The freshwater cools south of the New Siberian island and by September 25 occupies all the ice-free area. The river plumes signature is shifted to the New Siberian island as well (Fig. 9). Cold and saline water dominates the surface of the Laptev Sea. Finally, by September 25, the T-S diagram shows that most of the points lay between 25 and 35 and  $-1^{\circ}\text{C}$  and  $4^{\circ}\text{C}$ , with a main core within a salinity range 25-35 and temperature between  $-1$  to  $1^{\circ}\text{C}$ , and the second one within the salinity range 22.5-30 and temperature of  $3-4^{\circ}\text{C}$ . The Laptev and the East-Siberian Seas start to refreeze, the most rapidly in the areas with cold and fresh river water.



**Figure 8.** Temporal evolution of surface water masses in August-September 2018 for the following reference days (upper row): Aug 1, Aug 15, Aug 30, Sept 4, Sept 13, and Sept 25, 2018. Color represents the density of points (number of observations with this temperature and salinity). The boxes show the cores of 6 water masses described in text: 1 - WF, 2 - WMS, 3 - CF, 4 - CMS, 5 - WS, 6 - CS. Red line shows the freezing point. Lower row: T-S diagram based on CTD measurements in the upper 6.5 m only, and the differences (in density points) between the reference days.





**Figure 9.** Spatial distribution of surface water masses in August-September 2018: upper row - Aug 1, Aug 15, Aug 30; lower row - Sept 4, Sept 13, Sept 30. Sea ice cover from AMSR2 is plotted as dashed area. The lowest panel show temporal evolution of surfaces occupied by each water mass or sea ice cover in the Laptev Sea (in % of the Laptev Sea surface).

---

#### 4.1 Freshwater variability in the Laptev Sea

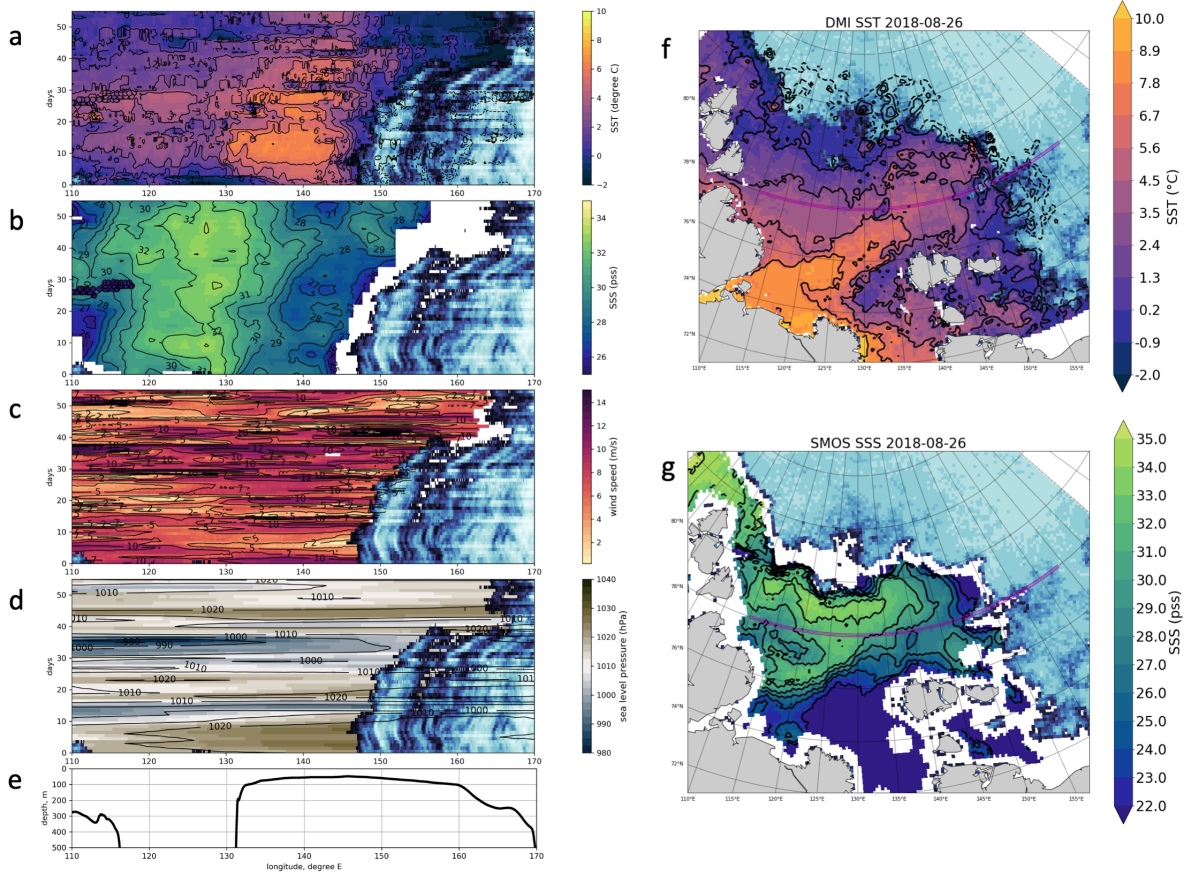
To evaluate the distribution of freshwater input in the Laptev Sea in August-September 2018, we considered virtual zonal and meridional transects along 78°N and 126°E, respectively, and plotted the temporal evolution of DMI SST, SMOS "A" SSS, wind speed and SLP in Hovmöller diagrams. The freshwater can be defined by comparison to the saline "marine water" (typically, 34.80 as in Aagaard and Carmack (1989) or 34.92, as in Bauch and Cherniavskaia (2018)). As a 0-salinity river water quickly mixes with a saltier marine water, in reality the "freshwater" is more "brackish" than "fresh". Nevertheless, for simplicity assuming a river plume front at the 29 isohaline, the "freshwater" corresponds to all water masses with the salinity lower than 29, as we referred to it in a previous section.

##### 4.1.1 Zonal transects

10 The zonal transect helps to investigate the mean stream position of the river plume away from the coast, in the central part of the Laptev Sea with more complex topography (Fig. 10). This virtual section does not correspond to any real CTD-section, apart from some extracts of TGS profile following the ship's route (see the position of virtual section on the SST and SSS maps in Fig.10, f-g). In the western part (up to 130 °E), the transect is located roughly above the continental slope and then over the shelf (Fig.10, e). The river water displacement roughly follows that of sea ice edge in the east and is bounded by the shelf break in the west. Overall, temperatures are higher in August than in September: a warm pool with SST over 6 °C is observed during the first 30 days at 78°N, 130-147 °E, with highest temperatures on August 26. These coordinates define the position of the river plume at 78°N latitude, as it can be clearly seen in the salinity values varying in a range of 27-30 there. Relatively strong daily winds (10-12 m/s) observed during the first 10 days of September were associated with a series of cyclones, which strongly impacted the surface layer: the median temperature over the zonal transect decreased from 3°C to almost 0°C, and salinity increased by 1. As the amount of incoming solar radiation diminishes in September, the maximum SST values did not exceed 3°C anymore. Nevertheless, at the end of September a new freshwater patch was observed at 140°E (less observed in SST field) indicating that the "upstream" surface mixed layer (in the southern part of the Laptev Sea) contained a sufficient amount of freshwater to restore its previous state after a mixing event induced by the wind. Another possible explanation is that a small peak observed in the Lena River discharge in the the first days of September (Fig.3) helped to introduce an additional portion of freshwater that reached at 78°N several weeks later.

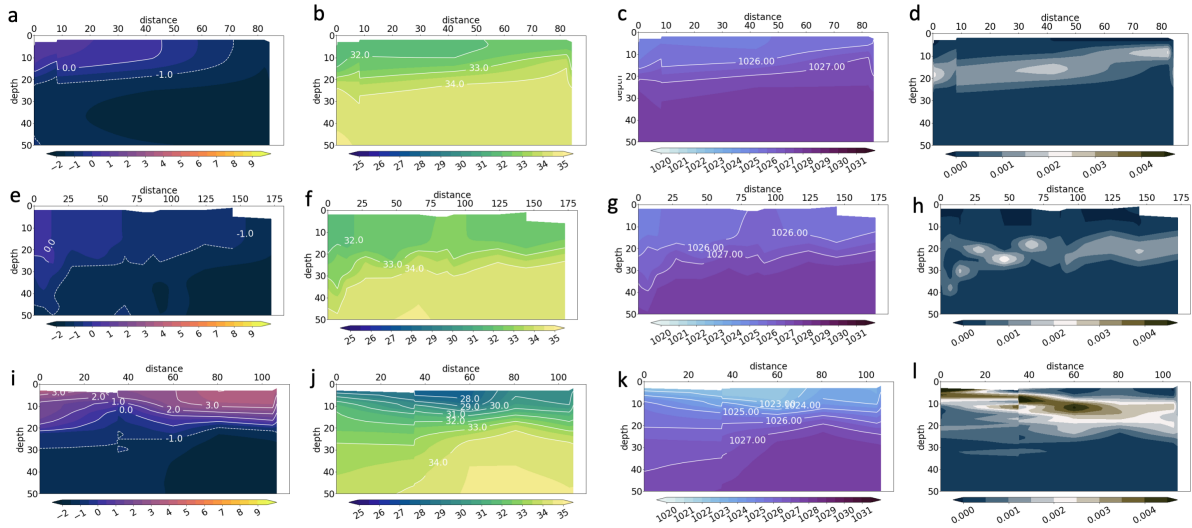
##### 4.1.2 Water from the Kara Sea

The zonal transect allows to see not only the Lena River plume, but to observe as well the Kara water intrusions in the west. The selected zonal transect at 78°N is partly lying above the Vilkitskiy Strait connecting the Kara and the Laptev Seas. Being a reservoir for two other great Siberian Rivers, the Ob' and the Yenisei, the Kara Sea has a low salinity compared to the central Arctic Basin (Janout et al. (2015)). In the absence of significant river sources on the Severnaya Zemlya Archipelago, we considered that the freshwater input close to the Vilkitskiy and the Shokalsky Straits, arrived from the Kara Sea.



**Figure 10.** Hovmöller diagram of DMI SST (a), SMOS "A" SSS (b), wind speed ASCAT (c), and sea level pressure ERA5 (d) for the zonal transect at 78°N. Small circles at SST and SSS diagrams show in situ measurements of temperature and salinity (first CTD or TSG at 6.5 m). Sea ice concentration (AMSR2) is indicated with a blue color, see Fig.5 for the color scale. The depth profile along the virtual transect (e) is extracted from "1 Arc-Minute Global Relief Model" (Amante and Eakins (2009)). The position of a virtual transect is shown at SST SMI and SMOS "A" SSS maps for August 26, 2018 (f, g).

In the salinity fields of the zonal Hovmöller diagram, we observe the freshwater arriving from the Kara Sea at 110-115°E with typical values of 25-28 during the first 20 days of August and at the end of September. It is noteworthy that the SST fields do not indicate the presence of these intrusions so clearly. It is possible that fresh and warm water of the Ob' and Yenisei rivers arriving to the Laptev Sea have already lost a significant part of their heat content via exchange with the atmosphere, but that the freshwater layer wasn't completely mixed with a surrounding sea environment.



**Figure 11.** Temperature, °C, (left, first column), salinity, (second column), water density,  $kg/m^3$  (third column) and buoyancy frequency,  $1/s$ , (right, fourth column) obtained from CTD measurements in the upper 50 m for section 1 northward of Arkicheskiy Cape (upper row), section 10 across the Shokalskiy Strait (second row), and section 4 across the Vilkitskiy Strait (lower row). See Fig.1 for the section's positions. The zero km is always placed at the southern point of each section

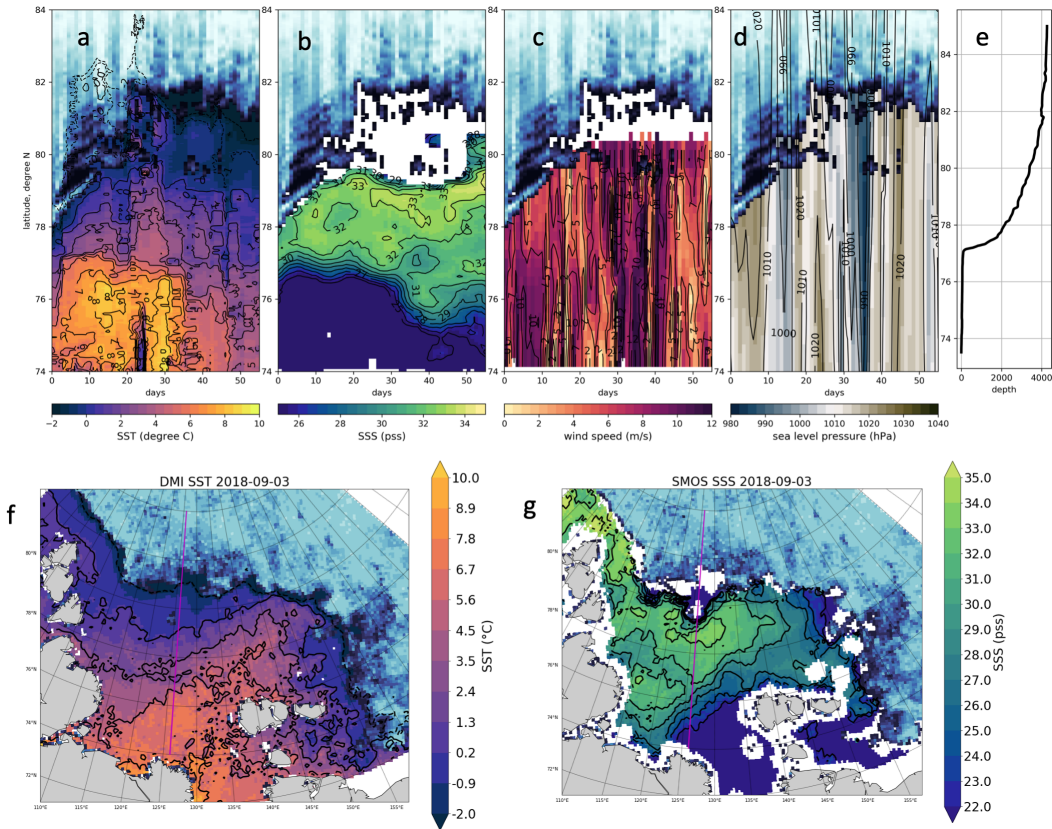
In Fig. 11, the CTD data justify that the amount of freshwater arriving from the Kara Sea via Vilkitskiy Strait is significantly greater than freshwater arriving via the narrow and rather shallow (250 m) Shokalskiy Strait between the Bolshevik and the October Revolution Islands or north of the Severnaya Zemlya Archipelago at the traverse near the Arkicheskiy Cape across the continental slope. The temperature of the surface layer is increasing between  $0^{\circ}C$  to  $3.5^{\circ}C$  from the North to the South.

5 The salinity sections indicate the freshwater with salinity above 29 only in the Shokalskiy and the Vilkitskiy straits, which suggests very little advection of the Kara-origin freshwater via the north. From the buoyancy cross-sections, one can find that the strongest stratification is at 5-20 m depth, which corresponds to the  $1024-1025 kg/m^3$  isopycnals position. This result argues against a definition of fresh-water content by the  $1027.35 kg/m^3$  isopycnal of Polyakov et al. (2008), as the surface salinity and temperature in the Siberian shelf seas are lower than in other regions.

#### 10 4.1.3 Meridional transect

The meridional transect along  $126^{\circ}E$  (Fig. 12) partly corresponds to the standard oceanographic section 5 carried out during ARKTIKA-2018 expedition on September 1-4, 2018 (Fig.13). This transect helps to understand the northward propagation of the river plume and to evaluate the freshwater content using in situ data. The highest temperature observed at this longitude is  $8^{\circ}C$  in August (please note, that a small cold temperature intrusion on days 22-26 probably corresponds to an error in DMI

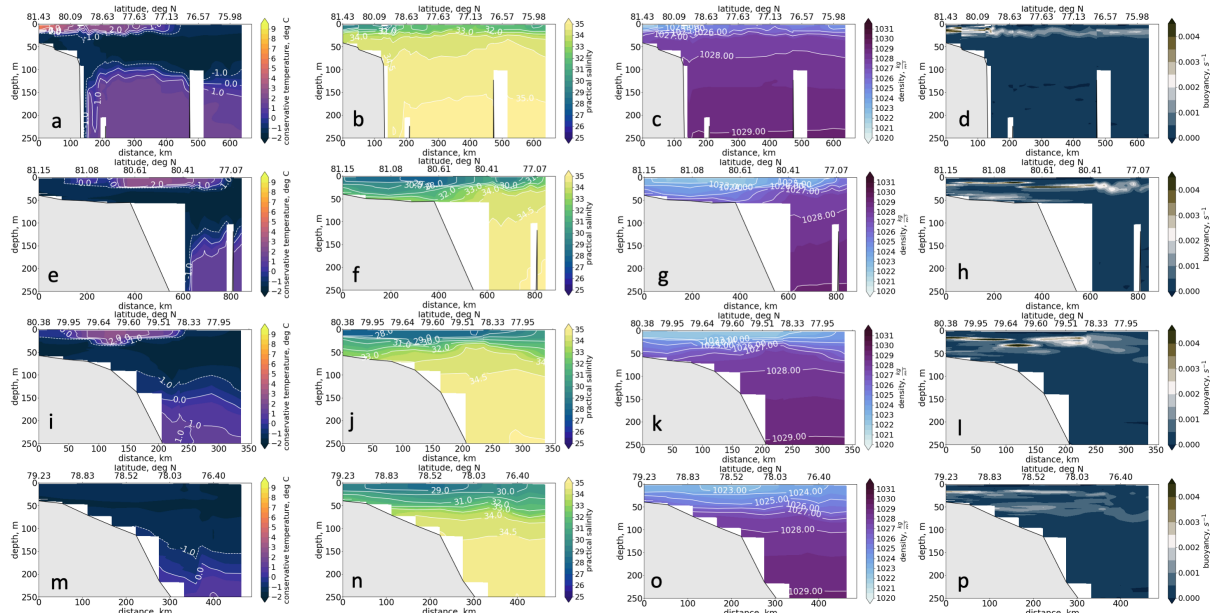




**Figure 12.** Hovmöller diagram of DMI SST (a), SMOS "A" SSS (b), wind speed ASCAT (c) and SLP ERA5 (d) for the virtual meridional transect at 126°E. Sea ice concentration (AMSR2) is indicated with a blue color, see Fig.5 for the color scale. The depth profile along the transect (e) is extracted from "1 Arc-Minute Global Relief Model" (Amante and Eakins (2009)). The position of a virtual transect is shown on SST SMI and SMOS "A" SSS maps for August 26, 2018 (f, g).

SST product due to a cyclone passage and thus, strong winds, an assumption reinforced on when comparing DMI SST to SST AMSR2 microwave data (not shown here)).

The warmest (5-9°C) and freshest (salinity of 20-30) water of river plume occupy the area between 74-77°N in August and progressively retreat in September: SST and SSS gradients become wider and less pronounced, temperature decreases to 3-4 degrees. High winds speed (10-12 m/s) associated with an atmospheric depression passage during the first two weeks of September is found both on the meridional and the zonal Hovmöller diagrams and might be related to this widening of the frontal area. Nevertheless, a point-wise cross-correlation between the time-series of wind speed and temperature or wind speed and salinity in a point with random coordinates does not give statistically significant results: both correlation coefficients are



**Figure 13.** Conservative temperature (left, first column), practical salinity (second column), density (third column) and Brünt-Vaisälä frequency (right, last column) in the upper 250 m along oceanographic section 5 (upper row); section 6 (second row); section 8 (third row); and section 7 (lower row). See Fig.1 for the section positions (the zero km is always placed at the southern point of each section)

below 0.2 at any time lag (0-10 days). Better correlation is observed with sea level pressure (up to 0.6 at some points), but over the 56 days of the studied period it is not statistically representative as only two passages of cyclone were observed. Higher values of cross-correlation coefficient are expected over the frontal zone, as this is the area exposed to rapid changes.

The oceanographic sections allow to estimate a thickness of the freshwater layer and how far the river water propagates under the ice. Section 5 provides a complementary information to the meridional Hovmöller diagram (Fig.13, upper row) as it was done along the same 126°E parallel from 76 to 81.4° N on September 1-4 2018. This date corresponds to the passage of several cyclones over the Laptev Sea, which, in turn, displaced the river front to the south, unfortunately, almost away from this oceanographic section. Nevertheless, at 76-78° N (first 200 km of the section), low salinity between 29-33 was still observed in the upper 25 meters. A thin upper layer with positive temperatures has the same thickness, but extends further northward, up to 79° N. In the north of the section, under the ice, the temperatures are below 0°C and salinity is rather low, below 32. The low salinity under the ice can indicate the residuals of the river water arrived in this area earlier. If the river water were propagating under the ice when the Laptev Sea was not yet completely open, we should assume their further mixing with sea water when the sea started to open in its central part (mixed water with salinity between 30 and 32 and still positive temperatures). The heat

exchange with the sea ice might be more effective than with the atmosphere, so under the ice the temperatures are negative, and river water signal is not observed anymore, contrary to salinity.

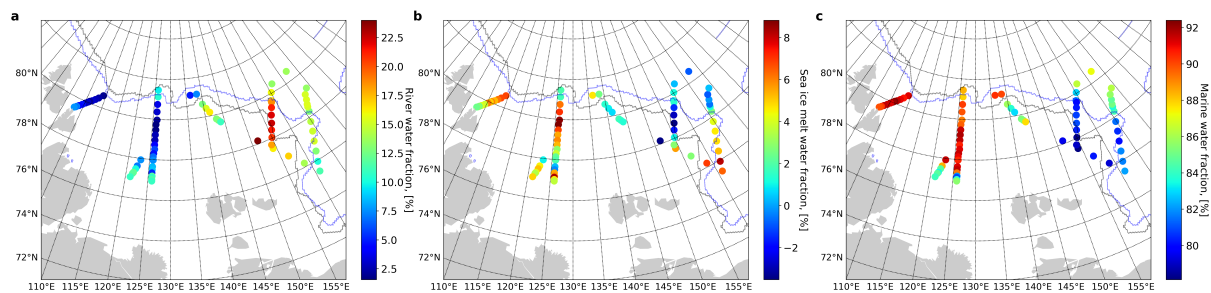
Overall, the first 150 km over the shelf, where the warmest and freshest water were observed, are characterized by the strongest stratification in the upper 25 m layer. This is the depth of a stable stratification for the whole section, though stratification is less pronounced in the deeper part of the sea than over the shelf. Below the pycnocline, one can observe cold (with negative temperatures) and saline (salinity between 33 and 34.5) water mass. The warm ( $T = 0^{\circ}\text{C}$ , following Pnyushkov et al. (2018)) and saline Atlantic Water spreading along the continental shelf is best identified in temperature vertical profiles at 100-120 m depth, but is also detected by the instability signal (right column in Fig. 13). The propagation of the Atlantic Water is beyond the scope of this paper, and though Atlantic Water is observed in all presented below oceanographic sections, it won't be discussed furthermore.

When considering other meridional sections (section 6, 8, and 7 according to their positions from the west to the east), one can follow the eastward propagation of the river water away from the Lena River delta. Section 6 started on September 5 in the vicinity of the marginal ice zone in the deep North-Eastern part of the Laptev Sea and ended in the ice-covered part of the East-Siberian Sea over the shelf on September 9. This section is not exactly perpendicular to the continental slope, so we can not estimate the width of the river water plume, but overall the thickness of the upper layer is similar to that observed with section 5 in the deep part of the section (20-30 m). The water over the shallowest part (depth smaller than 60 m) were observed under the ice, which is clearly seen in temperature signal that is negative even close to the surface. At the same time, the main freshwater core with the highest temperature is observed above the shelf break. The second core is observed in the northern part of the section, with lower salinity than in the north of section 5. The mixing over the shelf was effective enough to stretch the isopycnals between the bottom and the surface. Nevertheless, the depth of the maximum stratification is close to 20 metres as for the shallow part of the section 5. Over the edge of the continental slope, the maximum Brünt-Väisälä frequency deepens to 25 m, and over the deep-water part to 30 m depth.

Section 8 was started on September 15 in MIZ over the deep part of the East-Siberian Sea and finished by September 17 in the ice-free area over the shelf. The river signal is still very pronounced both in temperature and in salinity profiles, with an efficient mixing over the 60 m layer on the shelf and more concentrated isopycnals over the shelf edge. The most eastern section 7 was conducted under the ice. The temperatures are, thus, negative above the Atlantic Water, but salinity profile reveals the river water presence with the freshwater core having salinity below 29. The maximum value of Brünt-Väisälä frequency are less than for other sections and are observed at 20 m depth and at 55 m depth, following  $1024 \text{ kg/m}^3$  and  $1026.5 \text{ kg/m}^3$  isopycnals, accordingly.

To summarize, during the summer 2018, we observe a north-eastern displacement of the Lena River water including in the MIZ and ice-covered area. We suggest that the active displacement started in the ice-covered conditions after the maximum of river discharge in June-July (following the Papa et al. (2008) study and the Lena River discharge measurements presented in Fig.3), then, with progressive opening, a part of the river water was mixed within the upper sea layer and exchanged the heat with the atmosphere. Regarding the water under the ice, the heat flux from the river water to the sea ice resulted in cooling





**Figure 14.** Fractions of river water (a), and sea ice melt water (b) and marine water (c), calculated using d-O18 measurements and Bauch and Cherniavskaia (2018) 3-components model of freshwater balance. A thin black line shows the position of sea ice edge on August 31, 2018, when the northern stations of the meridional (5) section along 126°E were done in the MIZ, and the blue line shows the sea ice edge on September 16, 2020, when the ARKTIKA-2018 expedition was working in the MIZ of the East-Siberian Sea.

of these water to the ambient negative temperature, but, at the same time, the sea ice protected the freshwater layer from wind-induced mixing, so it conserved a pronounced salinity signal.

#### 4.1.4 Tracing surface water origin using oxygen isotopes ( $\delta\text{-O18}$ )

The oxygen isotopes are considered as a "natural tracer of river runoff in the Arctic Ocean" (Ekwurzel et al. (2001)) and are widely used to detect the origin of water masses (Ekwurzel et al. (2001), Serreze et al. (2006), Bauch and Cherniavskaia (2018)). The most simple approach to detect a river water fraction in a water sample is to compute a ratio between the measured salinity and oxygen isotope 18 ( $\delta\text{-O18}$ ). As it was described in Data and Methods Section, we used only the first (surface) measurements in the upper 3 m layer.

Using a rather simple three-component model to distinguish the marine water, the river water (meteoric water), and the sea ice melt water described in Bauch and Cherniavskaia (2018), we calculated the fractions of each water (Fig. 14). In the work of Bauch and Cherniavskaia (2018), authors provide values of end-members of this model (typical salinity for each water mass and typical d-O18 concentrations), so after resolving a simple system of three linear equations using the values of the total (measured) salinity and the measured d-O18 concentration, we found a contribution of each fraction. As done in Bauch and Cherniavskaia (2018), the role of precipitation is neglected in this model, as its amount is insignificant compared to the river water input. The sea ice melt fraction can

Based on this analysis, we conclude that the most important fraction of river water was brought over the shelf and the shelf edge of the East-Siberian Sea (Fig.14, a). At the same time, the water samples at the northern part of the 126°E section consist of 10-15 % of the river water and only of 0-5% of the sea ice melt fraction. Knowing that the main maximum of the river discharge occurs in June (Fig.3), this fact supports our hypothesis that a noticeable amount of river water was distributed under the ice far northward into the deep part of the Laptev Sea (north of 80.5°N), where it will enter the central Arctic Basin later. It is interesting that the areas with the highest sea ice melt fraction (Fig.14, c) (5-10%) follow the sea edge very slowly,

so they were observed in the central and western part of the Laptev sea and in the MIZ area in the East-Siberian Sea. As it was mentioned above, the surface water samples of the western and central parts of the Laptev sea consist of large marine water fraction (90-95%). The lowest marine water fraction (75-80%) was found over a very shallow ice-free area between the New-Siberian islands and MIZ in the East-Siberian Sea, where both sea ice melt and river water fractions are relatively high (5-10% and 10-25% respectively). Apparently, it is the area of the most intense surface mixing that was observed using in situ measurements during the ARKTIKA-2018 expedition.

## 5 Wind forcing.

In a previous study on this region (Dmitrenko et al. (2005)) claimed that the surface fronts displacement is mainly governed by the wind and atmospheric pressure centers. To investigate the role of the wind forcing at the synoptic scales, from mean monthly wind fields and reanalysis data we computed mean monthly Ekman transport for August and September 2018 (Fig. 15). The calculation was described in the section "Data and methods".

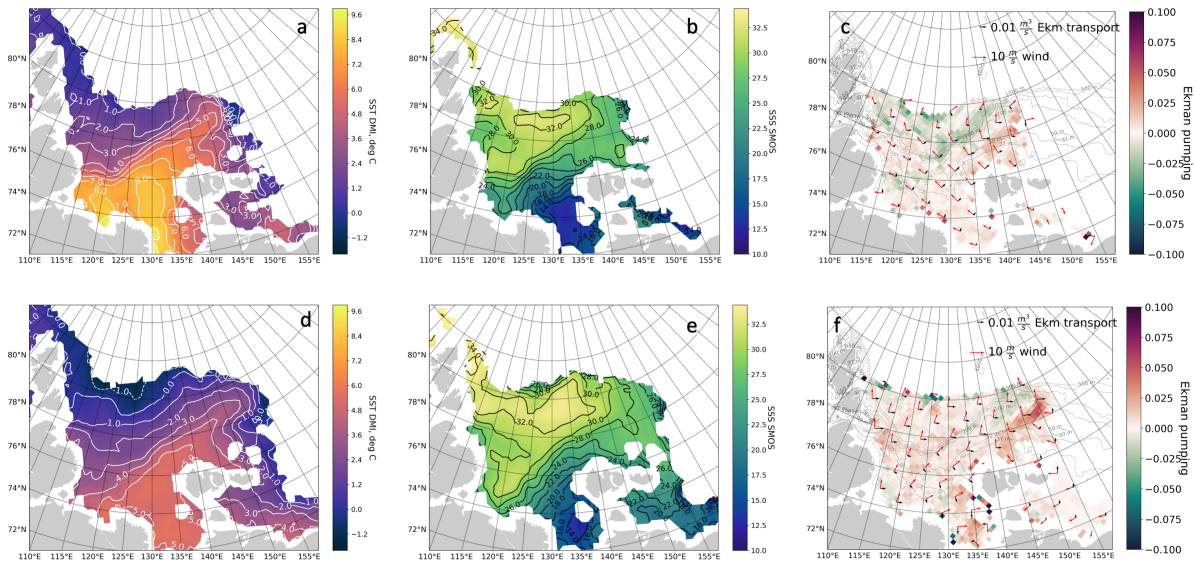
The average wind speeds were low to moderate during August and September, 3-7 m/s. The wind field in August was more homogeneous and velocities slightly higher with an overall south-easterly direction; the Ekman transport pushed the river water out of the central part of the Laptev Sea favouring its propagation under the ice. A large area of convergence and downwelling is seen east of the Taimyr peninsula at 77°N 120°E. Almost the rest of the studied area is an upwelling zone, with large values of vertical velocity in the Vilkitskiy Strait and following the river front above the continental slope in the central part of the Laptev Sea.

In September, the wind changed its main direction to the south-westerly, which led to river water blocking in the Yanskiy bay, still favouring the freshwater flux propagation under the ice, but mostly into the southern part of the East-Siberian Sea. A large-scale divergence and upwelling in the north-west Laptev Sea was observed as well. The Ekman vertical velocities in September differed from August. Several downwelling zones were observed: in front of the Lena delta, close to MIZ in the north-east, and in the deep part of the central Laptev Sea. The irregular pattern of the upwelling and downwelling facilitate the mixing of different water masses, which is more active, thus, in September.

## 6 Discussion and conclusion

In this work, we discussed the evolution of the water masses during August and September in the Laptev and the East-Siberian Seas. The cross-validation of satellite DMI SST and SMOS SSS "A" estimates was done with continuous TSG measurements. For the first time, we followed how the river water input was distributed and where it was stored in the Laptev and the East-Siberian Sea at synoptic scale. It became possible, first of all, due to a new satellite-derived salinity field (SMOS SSS "A") in this region, a vast range of in situ measurements and also results of geochemical analysis.

To investigate local surface water masses, a variation of a classical TS analysis was proposed using satellite measurements. It helped to define new surface water masses adapted for the Eastern Arctic Ocean with typically low salinity and discuss their



**Figure 15.** Mean monthly averages for August (upper row) and September (lower row): (a, d) SST, (b, e) SSS, (c, f) wind speed and direction, horizontal and vertical Ekman transport

transformation. As the validity of SMOS SSS was demonstrated successfully and SMOS measurements are accessible from 2010 to the present moment, this technique can be applied for further interannual analysis of surface water transformation.

The transformation of fresh river water input occurs and diminishes very quickly during the Arctic summer, of the order of 1-2 weeks. We suppose that the vertical mixing, a weaker river discharge, and a continuously decreasing radiative income impact the variability of surface water characteristics, which is particularly seen in the beginning of September. The second yearly maximum of river discharge occurs in the beginning of August. The warm and fresh river water is redistributed and transformed in the surface layer of the Laptev Sea during the month of August, but after the passage of several cyclones in the beginning of September, there is no additional important source of heat and fresh water that would maintain the variability of water masses. Globally, in September, the water mass CS progressively occupies the ice-free surface of the Laptev sea instead of other (“transformed”) water masses observed there in August. The ice formation is to start in the end of September and will be finished by November, so it seems that freezing will begin only after the accumulated during the summer season heat is released to the atmosphere and the water temperature at the surface drops to the freezing point.

A pathway of the low salinity Kara water was observed during several days of study. The Kara water propagated mostly through the Vilkitskiy Strait and partly through the Shokalskiy Strait, but no freshwater was found northward of the Severnaya Zemlya Archipelago. Following the coastline, the low-salinity Kara water arrives into the Oleneksiy bay where it meets another freshwater flux from the Khatanga and Lena rivers. The arrival of freshwater via the Vilkitsiy Strait was already studied using

in situ data by Janout et al. (2015), Janout et al. (2017), but it was the first time when this event was demonstrated with satellite data. The freshwater input from the glaciers and icebergs of the Severnaya Zemlya Archipelago should probably also be taken into account, but this problem is laying out of scope of this study, and we assume this source of freshwater as negligible compared to the very fresh Kara Sea water.

5 The wind situation in August was favorable for the extreme propagation of river water into the north-eastern part of the Laptev Sea with following penetration into the East-Siberian Sea in MIZ and under the sea ice. The propagation of river water under the sea ice is apparent in the western part of the East-Siberian Sea, where two branches with warm and fresh cores were observed with in situ data.

The Ekman transport illustrate a possible forcing for the freshwater displacement. As the theoretical Ekman depth is controlled only by the Coriolis parameter  $f$ , in the south of the Laptev and the East-Siberian Seas it exceeds the depth of some shallowest areas (see the position of 37-m isobath in Fig.15). Thus, the calculated Ekman transport should be regarded as a theoretical concept illustrating possible mechanisms of horizontal transport and vertical mixing in the central and northern areas. A new sea level dataset provided by DTU for the Arctic Ocean and calculated geostrophic currents, discussed in the Appendix, enriches the overview of the surface ocean dynamics during selected summer months.

15 On a larger scale, this situation can be also explained by a positive (in April-October 2018) Arctic Oscillation index favoring the eastward propagation of fresh water, as it was demonstrated in works of Morison et al. (2012), Armitage et al. (2016), Armitage et al. (2018). An important part of the northward propagation to the shelf edge is not explained by the positive AO. Based on the oxygen isotopes results, we claim that a similar propagation of river water far northward happened before the observed period (in June-July), when the Laptev Sea was still covered with ice and the Lena River discharge was the largest (Fig.3). In the north of the 126°E section, under the ice, the upper 25-m layer is fresher with a salinity below 33, which supports this hypothesis; and there is no evidence that the sea ice melting itself can create such a considerable layer of freshwater. To separate the meteoric water estimated with water isotopic analysis (river input from precipitation), alkalinity might have been used.

25 A study of Bauch and Cherniavskaia (2018) also supports the influence of river water, as a similar situation was observed in 2011. Unfortunately, the present spatial resolution of satellite-derived SSS and its uncertainty due to the ice proximity makes it difficult to separate river water from the freshening associated with the sea ice melting. No accurate satellite measurement of sea ice thickness in MIZ exists at present to the best of our knowledge, so it is complicated to evaluate the freshwater input due to the sea ice melting on the scale of several months. Nevertheless, the existing satellite data already have a great potential for the Arctic studies of fresh water. To improve our evaluation of the freshwater budget in the Arctic Ocean, we suggest that appropriate numerical models assimilate the estimates of river discharge, new satellite-derived sea surface salinity and wind data.

---

## Appendix A: Altimetry and geostrophic currents

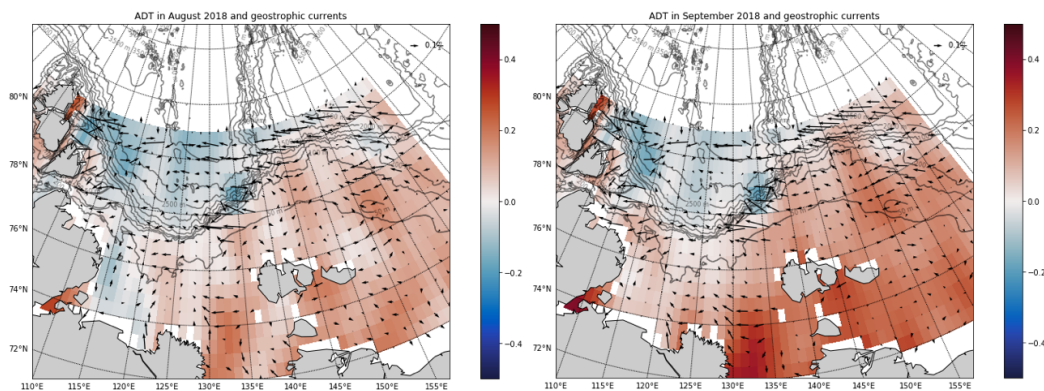
Two monthly fields of absolute dynamic topography (ADT) and geostrophic currents were calculated from sea level anomalies (SLA) Arctic L4 product and mean dynamic topography (MDT) provided by Danish technological University (Fig. A1). Sea level anomalies are available as mean monthly values on a grid adapted to polar regions with 0.25° step for latitudes, and 0.5° step for longitudes. Mean dynamic topography global one-minute model was used to compute ADT. The resulting monthly absolute dynamic topography ( $ADT = MDT + SLA$ ) was calculated for selected summer months.

Overall, the ADT remarkably follows the ocean bottom topography with higher SLA over the shelf and lower SLA over the deep part of the studied area, which corresponds to the study of Armitage et al. (2016). The only exception is negative SLA in the Olenekskiy bay in August 2018. We suggest that the general northward wind-induced displacement of the water over the very shallow southern part of the sea was compensated only by the river water inflow to the east of 122°E, close to the Lena River delta. Positive SLA were more pronounced in September than in August, though in August the SST was higher over the southern and central part of the Laptev Sea, and the salinity was lower in the Olenekskiy bay. The importance of sterical component in variation of the sea level in August-September is thus doubtful, though several source of uncertainty can impact the quality of provided SLA data: uncertainty in tidal model, bathymetry precision, accuracy of the MDT over the shallow part of the Laptev Sea, etc, as Armitage et al. (2016) noticed in his work. It should be noted that SSH of the Laptev and East-Siberian Seas presented in the work of Armitage et al. (2016), had the lowest correlation with in situ gauge measurements in the Arctic Ocean, because of the "seasonal runoff".

The geostrophic currents were calculated following classical formula:  $u_g = -\frac{g}{f} \frac{dh}{dy}$ ,  $v_g = \frac{g}{f} \frac{dh}{dx}$ , where  $h$  is ADT,  $x$  and  $y$  are the distance in metres. Geostrophic currents presented in Fig.A1 are very weak and demonstrate rather chaotic structures during selected months. Among the well-pronounced features, an outflow from the Laptev Sea in the Vilkitskiy Strait is noticeable. Above the continental slope edge, the principal direction of currents is westward with a maximum current speed of 0.5 m/s. In the south, an outflow at 122 °E and 130°E contributes to transport the Lena River Water into the central part of the Laptev Sea. In the Yanskiy bay a vortex-like system exists in both August and September 2018. Geostrophic currents in the East-Siberian Sea were calculated from the altimetric measurements in MIZ, so should be interpreted with care. Armitage et al. (2017) precised that the SSH measurements there cannot reflect the mesoscale phenomena, because of the small Rossbi radius (of order 1 km) and the altimeter along-track resolution of 300 m. At the same time, at the shallowest areas the highest eddy kinetic energy was reported in the same study.

From our calculations, a cyclonic feature of 150 km in diameter is seen at 79°N, 157°E, and might be topographically induced, as well as a similar cyclonic feature at 78.5°N 135°E. An extended study should be carried out to validate the accuracy of altimetry-derived currents in this region with mooring or vessel mounted ADCP measurements.

*Competing interests.* No competing interests are present



**Figure A1.** Absolute dynamic topography, cm and geostrophic currents, cm/s, in August and September 2018, calculated from DTU monthly Sea Level anomaly

*Acknowledgements.* We thank Jean-Luc Vergely for fruitful discussions about SMOS SSS data filtering in the Arctic ocean. We thank for the discussion on the oxygen isotopes. We thank Matthew Alkire, Andrey Novikhin, Natalia Vyazigina, all hydrochemistry team of the ARKTIKA-2018 expedition and Ekaterina Chernyavskaya for the collection of water samples for the oxygen isotopes analysis, their analysis and further discussion. We thank all the scientific team of the ARKTIKA-2018 expedition and the crew of RV Akademik Tryoshnikov for their work. This study was supported by the French CNES-TOSCA SMOS-OCEAN project. Anastasiia Tarasenko, Vladimir Ivanov and Nikita Kusse-Tiuz acknowledge financial support from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, project RFMEFI61617X0076.

---

## References

- Aagaard, K. and Carmack, E. C.: The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 94, 14485–14498, 1989.
- Alkire, M. and Rember, R.: Geochemical observations of seawater in the eastern Eurasian Basin, Arctic Ocean, 2018,  
5 <https://doi.org/doi:10.18739/A2FX73Z1F>, <https://arcticdata.io/catalog/view/doi:10.18739/A2FX73Z1F>, 2019.
- Amante, C. and Eakins, B. W.: ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis, 2009.
- Andersen, O. B. and Johannessen, J. A.: The High Latitude Seas and Arctic Ocean, in: *Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces*, pp. 271–296, CRC Press, 2017.
- Arias, M. and Laboratories, S.-O. E. S.: L2OS v662 Reprocessing Report, SO-RP-ARG-GS-0109., available on [https://smos.argans.co.uk/docs/reports/SO-RP-ARG-GS-0109\\_L2OS\\_Reprocessing\\_Report\\_v2.6\\_170717.pdf](https://smos.argans.co.uk/docs/reports/SO-RP-ARG-GS-0109_L2OS_Reprocessing_Report_v2.6_170717.pdf), 2017.
- Armitage, T. W., Bacon, S., Ridout, A. L., Thomas, S. F., Aksenov, Y., and Wingham, D. J.: Arctic sea surface height variability and change  
10 from satellite radar altimetry and GRACE, 2003–2014, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 4303–4322, 2016.
- Armitage, T. W., Bacon, S., Ridout, A. L., Petty, A. A., Wolbach, S., and Tsamados, M.: Arctic Ocean surface geostrophic circulation 2003–2014, *The Cryosphere*, 11, 1767–1780, 2017.
- Armitage, T. W., Bacon, S., and Kwok, R.: Arctic sea level and surface circulation response to the Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 45, 6576–6584, 2018.
- 15 Bauch, D. and Cherniavskaia, E.: Water mass classification on a highly variable arctic shelf region: Origin of Laptev sea water masses and implications for the nutrient budget, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 1896–1906, 2018.
- Baumann, T. M., Polyakov, I. V., Pnyushkov, A. V., Rember, R., Ivanov, V. V., Alkire, M. B., Goszczko, I., and Carmack, E. C.: On the seasonal cycles observed at the continental slope of the Eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 48, 1451–1470, 2018.
- 20 Bertino, L., Lisæter, K., and Scient, S.: The TOPAZ monitoring and prediction system for the Atlantic and Arctic Oceans, *Journal of operational oceanography*, 1, 15–18, 2008.
- Boutin, J., Vergely, J.-L., Marchand, S., d’Amico, F., Hasson, A., Kolodziejczyk, N., Reul, N., Reverdin, G., and Vialard, J.: New SMOS Sea Surface Salinity with reduced systematic errors and improved variability, *Remote Sensing of Environment*, 214, 115–134, 2018.
- Carmack, E. C., Yamamoto-Kawai, M., Haine, T. W., Bacon, S., Bluhm, B. A., Lique, C., Melling, H., Polyakov, I. V., Straneo, F., Timmermans,  
25 M.-L., et al.: Freshwater and its role in the Arctic Marine System: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121, 675–717, 2016.
- Castro, S. L., Emery, W. J., Wick, G. A., and Tandy, W.: Submesoscale Sea Surface Temperature Variability from UAV and Satellite Measurements, *Remote Sensing*, 9, 1089, 2017.
- Cherniavskaia, E. A., Sudakov, I., Golden, K. M., Strong, C., and Timokhov, L. A.: Observed winter salinity fields in the surface layer of the  
30 Arctic Ocean and statistical approaches to predicting large-scale anomalies and patterns, *Annals of Glaciology*, 59, 83–100, 2018.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D.: Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109, 2004.
- Dinnat, E. P., M. Le Vine, D., Boutin, J., Meissner, T., and Lagerloef, G.: Remote Sensing of Sea Surface Salinity: Comparison of Satellite and In Situ Observations and Impact of Retrieval Parameters, *Remote Sensing*, 11, 2019.



- Dmitrenko, I., Kirillov, S., Eicken, H., and Markova, N.: Wind-driven summer surface hydrography of the eastern Siberian shelf, *Geophysical Research Letters*, 32, 2005.
- Dmitrenko, I. A., Kirillov, S. A., and Tremblay, L. B.: The long-term and interannual variability of summer fresh water storage over the eastern Siberian shelf: Implication for climatic change, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113, 2008.
- 5 Dmitrenko, I. A., Kirillov, S. A., Ivanov, V. V., Rudels, B., Serra, N., and Koldunov, N. V.: Modified halocline water over the Laptev Sea continental margin: Historical data analysis, *Journal of Climate*, 25, 5556–5565, 2012.
- Eastwood, S., Le Borgne, P., Péré, S., and Poulter, D.: Diurnal variability in sea surface temperature in the Arctic, *Remote Sensing of Environment*, 115, 2594–2602, 2011.
- Ekuruzel, B., Schlosser, P., Mortlock, R. A., Fairbanks, R. G., and Swift, J. H.: River runoff, sea ice meltwater, and Pacific water distribution  
10 and mean residence times in the Arctic Ocean, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106, 9075–9092, 2001.
- Foreman, R. J. and Emeis, S.: Revisiting the definition of the drag coefficient in the marine atmospheric boundary layer, *Journal of Physical Oceanography*, 40, 2325–2332, 2010.
- Grodsky, S., Vandemark, D., and Feng, H.: Assessing Coastal SMAP Surface Salinity Accuracy and Its Application to Monitoring Gulf of Maine Circulation Dynamics, *Remote Sensing*, 10, 1232, 2018.
- 15 Haine, T. W., Curry, B., Gerdes, R., Hansen, E., Karcher, M., Lee, C., Rudels, B., Spreen, G., de Steur, L., Stewart, K. D., et al.: Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects, *Global and Planetary Change*, 125, 13–35, 2015.
- Høyer, J. L., Le Borgne, P., and Eastwood, S.: A bias correction method for Arctic satellite sea surface temperature observations, *Remote Sensing of Environment*, 146, 201–213, 2014.
- Ivanov, V.: Physical oceanography obtained from the water sampling bottle files collected during Akademik Tryoshnikov cruise AT2018 to the  
20 Arctic Ocean, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.905472>, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.905472>, 2019.
- Ivanov, V., Varentsov, M., Matveeva, T., Repina, I., Artamonov, A., and Khavina, E.: Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean—Air Heat Exchange in the Late Summer, *Atmosphere*, 10, 184, 2019.
- Janout, M. A., Aksenov, Y., Hölemann, J. A., Rabe, B., Schauer, U., Polyakov, I. V., Bacon, S., Coward, A. C., Karcher, M., Lenn, Y.-D., et al.:  
25 Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing, and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 4925–4944, 2015.
- Janout, M. A., Hölemann, J., Timokhov, L., Gutjahr, O., and Heinemann, G.: Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya-formed dense water, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 6630–6647, 2017.
- Johnson, M. A. and Polyakov, I. V.: The Laptev Sea as a source for recent Arctic Ocean salinity changes, *Geophysical Research Letters*, 28,  
30 2017–2020, 2001.
- Klein, L. and Swift, C.: An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 2, 104–111, <https://doi.org/10.1109/JOE.1977.1145319>, 1977.
- Lenn, Y.-D., Wiles, P., Torres-Valdes, S., Abrahamsen, E., Rippeth, T., Simpson, J., Bacon, S., Laxon, S., Polyakov, I., Ivanov, V., et al.: Vertical mixing at intermediate depths in the Arctic boundary current, *Geophysical Research Letters*, 36, 2009.
- 35 Lenn, Y.-D., Rippeth, T. P., Old, C. P., Bacon, S., Polyakov, I., Ivanov, V., and Hölemann, J.: Intermittent intense turbulent mixing under ice in the Laptev Sea continental shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 41, 531–547, 2011.
- Morison, J., Kwok, R., Peralta-Ferriz, C., Alkire, M., Rigor, I., Andersen, R., and Steele, M.: Changing arctic ocean freshwater pathways, *Nature*, 481, 66–70, 2012.

- 
- Olmedo, E., Gabarró, C., González-Gambau, V., Martínez, J., Ballabrera-Poy, J., Turiel, A., Portabella, M., Fournier, S., and Lee, T.: Seven Years of SMOS Sea Surface Salinity at High Latitudes: Variability in Arctic and Sub-Arctic Regions, *Remote Sensing*, 10, 1772, 2018.
- Osadchiev, A., Izhitskiy, A., Zavialov, P. O., Kremenetskiy, V., Polukhin, A., Pelevin, V., and Toktamysova, Z.: Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 5916–5935, 2017.
- Papa, F., Prigent, C., and Rossow, W. B.: Monitoring flood and discharge variations in the large Siberian rivers from a multi-satellite technique, *Surveys in Geophysics*, 29, 297–317, 2008.
- Pfirman, S., Bauch, D., and Gammelsrød, T.: The northern Barents Sea: water mass distribution and modification, AGU, American Geophysical Union, 1994.
- 10 Pnyushkov, A. V., Polyakov, I. V., Ivanov, V. V., Aksenov, Y., Coward, A. C., Janout, M., and Rabe, B.: Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 101, 80–97, 2015.
- Pnyushkov, A. V., Polyakov, I. V., Rember, R., Ivanov, V. V., Alkire, M. B., Ashik, I. M., Baumann, T. M., Alekseev, G. V., and Sundfjord, A.: Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations, *Ocean Science*, 14, 1349–1371, 2018.
- 15 Polyakov, I. and Rember, R.: Conductivity, Temperature, Pressure (CTD) measurements from cast data taken in the Eurasian and Makarov basins, Arctic Ocean, 2018, <https://doi.org/doi:10.18739/A2X34MS0V>, <https://arcticdata.io/catalog/view/doi:10.18739/A2X34MS0V>, 2019.
- Polyakov, I. V., Alexeev, V., Belchansky, G., Dmitrenko, I. A., Ivanov, V., Kirillov, S. A., Korablev, A., Steele, M., Timokhov, L. A., and Yashayaev, I.: Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes, *Journal of Climate*, 21, 364–384, 2008.
- Rabe, B., Karcher, M., Schauer, U., Toole, J. M., Krishfield, R. A., Pisarev, S., Kauker, F., Gerdes, R., and Kikuchi, T.: An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58, 173–185, 2011.
- 20 Ricker, R., Hendricks, S., Kaleschke, L., Tian-Kunze, X., King, J., and Haas, C.: A weekly Arctic sea-ice thickness data record from merged CryoSat-2 and SMOS satellite data, *Cryosphere*, 11, 1607–1623, 2017.
- Rippeth, T. P., Lincoln, B. J., Lenn, Y.-D., Green, J. M., Sundfjord, A., and Bacon, S.: Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography, *Nature Geoscience*, 8, 191–194, 2015.
- 25 Rudels, B., Jones, E. P., Schauer, U., and Eriksson, P.: Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters, *Polar Research*, 23, 181–208, 2004.
- Semiletov, I., Dudarev, O., Luchin, V., Charkin, A., Shin, K.-H., and Tanaka, N.: The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters, *Geophysical Research Letters*, 32, 2005.
- 30 Serreze, M. C., Barrett, A. P., Slater, A. G., Woodgate, R. A., Aagaard, K., Lammers, R. B., Steele, M., Moritz, R., Meredith, M., and Lee, C. M.: The large-scale freshwater cycle of the Arctic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111, 2006.
- Spreen, G., Kaleschke, L., and Heygster, G.: Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113, 2008.
- Tang, W., Yueh, S., Yang, D., Fore, A., Hayashi, A., Lee, T., Fournier, S., and Holt, B.: The Potential and Challenges of Using Soil Moisture Active Passive (SMAP) Sea Surface Salinity to Monitor Arctic Ocean Freshwater Changes, *Remote Sensing*, 10, 869, 2018.
- 35 Timmermans, M.-L., Cole, S., and Toole, J.: Horizontal density structure and restratification of the Arctic Ocean surface layer, *Journal of Physical Oceanography*, 42, 659–668, 2012.

- Timokhov, L. A. and Chernyavskaya, E. A.: Osobennosti sostoyaniya poverhnostnogo sloya arkticheskogo basseina v anomal'noe leto 2007, Arctic and Antarctic Problems, pp. 19–27, 2009.
- Tryoshnikov, A.: Osnovnye zadachi i itogi natsional'nogo naturnogo experimenta «POLEX-Sever-76», Leningrad Gidrometeoizdat, 1979.
- Vivier, F., Hutchings, J. K., Kawaguchi, Y., Kikuchi, T., Morison, J. H., Lourenço, A., and Noguchi, T.: Sea ice melt onset associated with lead  
5 opening during the spring/summer transition near the North Pole, Journal of Geophysical Research: Oceans, 121, 2499–2522, 2016.
- Yin, X., Boutin, J., and Spurgeon, P.: Biases Between Measured and Simulated SMOS Brightness Temperatures Over Ocean: Influence of Sun, IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 6, 1341–1350, <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2013.2252602>, 2013.

## Annexe E

Projet CNES SOGA : Interaction  
entre stratification océanique et  
couverture de glace en zone de glace  
saisonnnière dans l'Océan Arctique

## ANNEXE E. PROJET CNES SOGA : INTERACTION ENTRE STRATIFICATION OCÉANIQUE ET COUVERTURE DE GLACE EN ZONE DE GLACE SAISONNIÈRE DANS L'OCÉAN ARCTIQUE

---

### **Projet de recherche CNES : Interaction entre stratification océanique et couverture de glace en zone de glace saisonnière dans l'Océan Arctique.**

#### **Contexte scientifique**

En réponse au changement climatique en cours, l'Arctique est soumis à une augmentation de température deux à trois fois plus importante que l'ensemble du globe (IPCC, 2018), avec des conséquences marquées sur l'évolution spatio-temporelle des conditions de glace (Steele et al. 2008). Le cycle de l'eau y subit lui aussi des modifications majeures avec une diminution générale de la salinité (Carmack et al. 2016), qui pourrait elle aussi avoir une rétroaction sur la couverture en glace.

Ces modifications sont inégalement réparties sur le bassin Arctique : si le bassin canadien affiche une diminution de la salinité, la salinité du bassin eurasiatique augmente en réponse à un mécanisme d'"Atlantification" (Lique et al. 2010). De plus, le recul du bord de glace pourrait aussi favoriser les échanges entre les plateaux (qui reçoivent les apports fluviaux et où les masses d'eau sont généralement très peu salées) et l'intérieur des différents bassins de l'Océan Arctique. En Arctique, il est possible de différencier deux types d'océans. On parle d'océan "Alpha" lorsque la stratification est dominée par les effets du gradient en température et d'océan de type "Bêta" lorsque la stratification est dominée par les effets du gradient en salinité (Carmack, 2007). En Arctique, en océan profond, la zone de transition entre océan "Alpha" et "Bêta" est une zone clef, car la glace ne peut se former que sur un océan Beta. La mer de Barents, à l'entrée ouest du bassin eurasiatique, est une région caractéristique de cette transition. C'est là que se rencontrent les eaux de l'Océan Atlantique chaudes et salées dominées par la stratification en température (océan alpha) et celles de l'Océan Arctique froides et peu salées dominées par la stratification en salinité (océan beta).

En Arctique, à l'opposition "Alpha/Bêta" s'ajoute la différenciation entre bassins et mers de plateaux. Les caractéristiques de la stratification des bassins profonds se démarquent fortement de celles des mers de plateau, situées au plus proche des côtes et qui ont une profondeur particulièrement faible (majoritairement inférieure à une centaine de mètres) sur le plateau eurasiatique (mer de Kara, la mer de Laptev et la mer Est-Sibérienne). Les zones de plateaux de l'Océan Arctique sont principalement caractérisées par la décharge d'eau douce des grands fleuves sibériens: alors que l'océan Arctique ne représente que 1.2% de l'Océan global, il collecte 11% de l'eau douce provenant des panaches des fleuves (Shiklomanov et al. 1998). C'est ainsi que les panaches de fleuve constituent la principale source d'eau douce de l'Océan Arctique (Haine et al. 2015). L'extension d'un fleuve dans une mer de plateau, et parfois au-delà, dépend fortement de leur débit (Bauch et al. 2013). Le mélange associé aux marées sur le plateau continental peut aussi jouer un rôle non négligeable et donc influencer la stratification sur le plateau continental (Osadchiv et al. 2019). Les mécanismes liés à la stratification influencée par les panaches de rivière ne correspondent plus alors à une

---

caractérisation Alpha/beta, et demeurent à ce jour peu étudiés et peu compris.

Enfin, la vitesse et la direction du vent peuvent elles aussi influencer fortement le déploiement du panache (Kubryakov et al. 2016, Mulligan et al. 2019, Tarasenko et al. in review). A l'échelle interannuelle, le transport des différents panaches de fleuve par la circulation océanique dépend principalement de la variabilité des forçages atmosphériques caractérisée par l'Oscillation Arctique (AO) (Proshutinsky et al. 2009). A l'échelle du bassin Arctique, les extensions de panaches peuvent jouer un rôle sur la stratification à grande échelle et l'extension de glace. Mais leur interaction avec le bord de glace de mer n'ont encore jamais fait l'objet d'étude.

De plus, le recul du bord de glace joue un rôle déterminant sur les échanges entre plateaux continentaux et bassins en modifiant la localisation des "upwelling" de bord de glace (Carmack and Chapman. 2003). Au phénomènes de d'upwelling/downwelling, les tourbillons se propageant le long de la pente continentale peuvent eux aussi participer aux échanges entre mer de plateaux et bassins centraux (Pnyushkov et al. 2018).

De part leur hétérogénéité spatiale et temporelle, les mesures in-situ, utilisées dans la plupart des études citées, sont limitées dans leur capacité à répondre aux questions scientifiques développées plus haut. Les mesures satellitaires présentent une opportunité décisive en apportant une couverture spatiale et temporelle bien plus importante. Si leur utilisation dans l'océan Arctique est un challenge important, à cause des difficultés d'observation inhérentes à la zone (présence de glace, températures faibles, couverture nuageuse, etc.), de nouveaux produits permettent d'étendre leur domaine d'application.

### **Objectifs du projet**

*Ce projet vise à une meilleure compréhension des interactions entre la stratification océanique et la couverture de glace en Arctique. Plus précisément, je me propose de répondre aux trois questions suivantes :*

- *Quelle est la signature à la surface de l'océan de la fonte et de la formation de la glace de mer ?*
- *Comment peut-on caractériser les variations spatio-temporelles de la stratification et son influence sur la glace de mer ?*
- *Comment la dynamique océanique sur les plateaux Arctique (et en particulier l'advection des apports fluviaux) impacte la stratification et la couverture de glace?*

*Au cours de ce projet, j'utiliserai une approche novatrice profitant de la synergie entre mesures satellitaires de salinité (SSS), de température (SST) et de concentration/épaisseur de glace (SIC/SIT), combinés aux mesures in-situ et sorties modèles pour mieux comprendre les liens entre stratification et glace de mer en Arctique. Les paragraphes suivants visent à présenter comment je propose de le faire. Je vise ici une compréhension mécanistique de la*

## ANNEXE E. PROJET CNES SOGA : INTERACTION ENTRE STRATIFICATION OCÉANIQUE ET COUVERTURE DE GLACE EN ZONE DE GLACE SAISONNIÈRE DANS L'OCÉAN ARCTIQUE

---

*dynamique océanique sur les plateaux Arctique, même si les conditions locales qui diffèrent suivant la région considérée devront être prises en compte.*

### ***Signature de surface de la fonte et la formation de glace de mer***

La salinité de la glace de mer est d'environ 6 psu, soit bien moins que celle de la surface de l'océan. La fonte de la glace induit donc une dilution des masses d'eau environnantes. En mer de Beaufort, Dewey et al. (2017) décrivent l'observation d'une lentille d'eau douce associée à la fonte de glace de mer en bord de glace. Celle-ci suit l'évolution du bord de glace avec une anomalie de salinité corrélée à la distance au bord de glace. Cependant, le processus décrit par Dewey et al. (2017) reste aujourd'hui peu observé car localisé dans la zone marginale de glace et principalement dans les eaux les plus proches de la surface où les mesures in-situ sont rares. Il n'est pas clair si ce processus est spécifique à la mer de Beaufort et à cette période caractérisée par une fonte importante (2012-2014), ou si un tel signal existe tout le long du bord de glace et sur les plateaux Arctique. De plus, le signal associé à la formation de glace (et le rejet de sel associé) n'a pas du tout été caractérisé jusqu'à présent.

L'utilisation de mesures satellitaires, permettant d'observer les premiers centimètres de la colonne d'eau avec une bonne consistance spatio-temporelle, combinée à l'utilisation d'un modèle régional permettrait une compréhension plus générale de ce processus dont la dynamique peut varier sur l'ensemble de l'Océan Arctique en fonction de la localisation, des masses d'eau et de la circulation océanique. La résolution spatiale et temporelle des mesures satellitaires concernant la salinité, la température et la glace, ainsi que leur couverture permettent une analyse tant à l'échelle saisonnière que interannuelle pour les différentes mers de plateaux ou bassins étudiés.

Cette partie, dont les travaux seront effectués au cours de la première année, sera traitée en différentes étapes :

- *L'identification des masses d'eau de surface en revisitant la méthode de Matsuoka et al (2016) qui utilise les estimations de SSS et de couleur de l'eau satellitaires pour distinguer les eaux provenant de panaches de fleuves de celles provenant de la fonte de glace ;*
- *La détection de signatures associées à la fonte/formation de glace de mer à partir de SSS et SST satellitaires;*
- *L'utilisation de sorties modèles afin de comparer les signatures attendues d'après le modèle aux mesures satellitaires;*
- *L'inter-comparaison de mesures in-situ (CTD, TSG, ITP, etc.) avec les mesures satellitaires et les sorties modèles dans des cas de fonte/formation permettra d'extrapoler les profils verticaux à partir des mesures satellitaires, à partir d'un modèle statistique simple, par exemple.*

### ***Influence de la stratification sur la glace de mer***

La stratification haline (ocean beta) joue un rôle central sur la formation de la glace en Arctique: en isolant les eaux de surface des eaux plus chaudes et salées provenant de l'Océan Arctique, elle maintient des conditions propices à la présence de glace (Aagaard et al. 1981). Localement, sur les plateaux, cette forte stratification en surface peut être maintenue par la présence d'un panache fluvial qui apporte des eaux relativement chaudes et peu salées (Bauch



---

et al. 2013), qui potentiellement peuvent localement contribuer à la fonte de glace en été (Whitefield et al. 2015) et empêcher sa formation en été (Jackson et al. 2012). Si ces processus ont été observés localement, une quantification systématique de leur importance à l'échelle du bassin reste à faire.

En vue de mieux comprendre l'effet de la stratification sur la glace de mer, les travaux de cette partie qui auront lieu pendant la seconde année viseront à :

- *Caractériser la stratification à partir de mesures satellitaires de SSS et SST en utilisant des profils verticaux in-situ (casts CTD) comme mesures de référence et avec une méthode statistique simple similaire à celle utilisée en première partie ;*
- *Évaluer les vitesses de formation/fonte de glace de mer en fonction des conditions de stratification en utilisant la méthode d'identification des masses d'eau sur des échelles saisonnières.*
- *Analyser l'effet de la stratification sur la couverture en glace sur les différentes mers Arctique à l'échelle interannuelle en isolant et caractérisant différents types de scénarios.*

### ***Circulation horizontale des masses d'eau***

De précédentes études ont démontré que les masses d'eau stratifiées telles que les panaches de fleuve étaient particulièrement sensibles à l'évolution des champs atmosphériques (Mulligan et al. 2019, Tarasenko et al. in review). La direction et la vitesse du vent peut ainsi modifier la répartition des panaches de fleuves sur une mer à des échelles de temps particulièrement courte, de l'ordre de la semaine. Sur des échelles de temps interannuelles, il semble que l'AO influence fortement l'orientation des panaches de fleuves et donc la répartition des zones stratifiées. En plus du vent, les courants topographiques peuvent eux aussi influencer les trajectoires des masses d'eau. La topographie impacte aussi grandement la séparation des masses d'eau en séparant des zones de faibles profondeurs fortement influencées par les panaches de fleuves, des océans bêtas, bien plus profonds. Le manque d'observation in-situ n'a pas permis jusqu'à présent de comprendre comment la circulation horizontale sur les plateaux peut, en modifiant la dispersion des panaches de fleuve, affecter l'évolution des conditions de glace dans les zones marginales.

Le travail concernant cette partie sera effectué parallèlement aux deux premières parties et permettra :

- *D'estimer le rôle de l'advection sur le transport des masses d'eau sur les mers de plateau en utilisant la méthode d'identification des masses d'eau et le modèle, qui apportera une information 3D permettant des calculs de bilans de flux de masse, de sel et de chaleur dans les différentes mers arctiques ;*
- *D'estimer l'effet des forçages atmosphériques (e.g. vent) sur le déplacement et la transformation des masses d'eau de surface en utilisant des mesures de vent satellitaires (WS).*
- *De mieux comprendre les échanges entre mers de plateau et bassin intérieurs, à partir de bilan de flux de masses s'appuyant à la fois sur des mesures satellitaires et des sorties de modèle.*

## ANNEXE E. PROJET CNES SOGA : INTERACTION ENTRE STRATIFICATION OCÉANIQUE ET COUVERTURE DE GLACE EN ZONE DE GLACE SAISONNIÈRE DANS L'OCÉAN ARCTIQUE

---

### Outils de travail et méthodologie

#### **Satellites**

Les mesures satellitaires en Bande-L (**SMOS** et **SMAP**) permettent l'estimation de la salinité de surface (SSS) mais aussi l'épaisseur de glace quand celle-ci est inférieure à 1m. Une utilisation combinée à Cryosat (Ricker et al. 2017) rend possible la mesure d'épaisseur plus élevées. **AMSR-E** et **2** permettent la mesure de la concentration en glace (SIC) et la température de surface (SST). J'utiliserai aussi le produit Cross-Calibrated Multi-Platform (**CCMP**) de Remote Sensing Systems concernant les vitesses de vent.

Des mesures plus haute résolution de SST, de couleur de l'eau ou rugosité provenant des satellites **AVHRR**, **MODIS** ou **Sentinel-1** apporteront aussi des informations pertinentes dans le cadre de projet.

#### **Mesures in-situ**

Bien que les mesures in-situ soient parcellaires et irrégulières en Arctique, elles permettent d'avoir une connaissance de la colonne d'eau en présence ou non de glace, inaccessible aux mesures satellitaires. Ces mesures sont donc déterminantes en vue de mieux comprendre les mesures satellitaires lors de conditions stratifiées. J'utiliserai tout d'abord les mesures in-situ contenues dans les bases océanographiques WOA et ICES. Les mesures continues des termosalinographes (**TSG**) ou profils Conductivity Temperature Depth (**CTD**) provenant de différents programmes tels que les mission russes **ARKTIKA** (2018) et **TRANSARKTIKA** (2019), les campagnes **NABOS** ou le programme d'observation de la gyre de beaufort par le laboratoire de Woods Hole, permettront d'apporter des informations supplémentaires favorisant l'analyse de la variation interannuelle des masses d'eau. Les mesures Ice-Tethered Profiler (**ITP**) qui permettent aussi d'avoir des mesures au plus prêt de la glace seront aussi utilisées.

#### **Simulations numériques**

En complément des observations, nous utiliserons également des champs de modèle issues de simulations réalisées au LOPS (Regan et al. 2020). La configurations **CREG12** est basée sur les modèles d'océan et de glace de mer **NEMO-LIM3**, et présente une résolution de 4km dans le bassin Arctique et 75 niveaux sur la verticale. Les simulations disponibles couvrent la période 1980-2018.

### Contexte et plan de travail

#### **Cadre de travail et collaborations**

Le laboratoire d'accueil est le **LOPS** (Laboratoire d'Océanographie Physique Spatiale UMR

---

6523). Ce laboratoire présente un cadre de travail exceptionnel pour un projet combinant science polaires et mesures satellitaires. Ce projet de recherche s'inscrit au sein de l'équipe CLI (Océan et Climat). Au sein de cette équipe, je travaillerai avec **Nicolas Kolodziejczyk** en ce qui concerne les mesures SMOS et SMAP ainsi que l'expertise concernant l'utilisation combinée de mesures satellitaires et in-situ, et avec **Camille Lique** pour l'expertise concernant les questions liées à l'Océan Arctique ainsi que pour l'analyse des sorties du modèle numérique CREG12. Ce projet s'inscrit également dans le cadre de l'initiative actuelle du LOPS visant à développer une nouvelle synergie entre les chercheurs impliqués dans différentes activités de recherche polaire (télédétection de la glace de mer, observation et modélisation, études des interactions vagues-glace), avec la mise en place d'un axe transverse "recherches polaires".

De plus, la collaboration que j'ai initiée dans le cadre du développement de nouveaux produits SMOS avec l'institut **AARI** (Arctic and Antarctic Research Institute de St-Petersbourg, Russie), laboratoire qui dispose d'une expertise unique en ce qui concerne les campagnes de mesures en Arctique, sera renforcée en vue de l'utilisation de mesures in-situ obtenues en mer de Kara, mer de Laptev et mer Est-Sibérienne.

#### ***Adéquation du projet avec les priorités du CNES***

Dans le cadre de ce projet, 4 variables clés dans l'interprétation et le suivi des mécanismes régissant l'Océan Arctique seront analysées à partir d'observations satellitaires. Un accent plus particulier y sera mis sur les satellites SMOS/SMAP et AMSR-E/2 qui permettent d'observer SSS et SIT d'une part et SST et SIC d'autre part. L'utilisation combinée des informations de **SSS**, **SST**, **SIC** et **SIT** devra permettre d'évaluer le potentiel d'une mission telle que le Copernicus Imaging Microwave Radiometer (**CIMR**) qui sera amenée à combiner l'ensemble de ces mesures. De plus, l'analyse des flux d'eau douce au plus proche de la glace (phénomènes de fonte) mais aussi des côtes (panaches de fleuves) devrait permettre de révéler le potentiel de satellites bande-L à plus haute résolution dans l'Océan Arctique tel que le projet SMOS-Haute Résolution (**SMOS-HR**). Si ce projet se concentrera sur une meilleure compréhension des phénomènes physiques régissant l'Arctique, mon expérience de travail au sein des équipes préparant les produits salinités obtenus à partir des satellites SMOS/SMAP, notamment dans le cadre de l'élaboration d'un produit SSS SMOS destiné à prendre en compte les spécificités de l'Arctique (Supply et al. in review), me permettra d'interagir de manière productive avec ces équipes en vue de l'amélioration des produits SSS utilisés par les différents laboratoires de recherche dans le monde.

Ainsi à partir d'une approche combinant observations satellitaires, observations in-situ et sorties de modèle, ce projet devra permettre au CNES une visibilité nouvelle concernant le potentiel des futures missions satellitaires au survol de l'Océan Arctique.