



HAL
open science

Préparation de l'étalonnage et de la validation des mesures de salinité SMOS : De l'influence de la stratification verticale de la salinité

Claire Hénocq

► **To cite this version:**

Claire Hénocq. Préparation de l'étalonnage et de la validation des mesures de salinité SMOS : De l'influence de la stratification verticale de la salinité. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2009. Français. NNT : . tel-00471532

HAL Id: tel-00471532

<https://theses.hal.science/tel-00471532>

Submitted on 8 Apr 2010

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.



**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité : Sciences de l'environnement

Présentée et soutenue par

Claire HENOCQ

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

**Préparation de l'étalonnage et de la validation des
mesures de salinité SMOS :
De l'influence de la stratification
verticale de la salinité**

soutenue le 17 décembre 2009

devant le jury composé de :
M. Claude FRANKIGNOUL
Mme. Jacqueline BOUTIN
Mme. Fabienne GAILLARD
M. Thierry DELCROIX
M. Jordi FONT
M. Jean-Luc VERGELY

Président
Directrice de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

REMERCIEMENTS

J'aimerais tout d'abord avoir une pensée particulière pour François Petitcolin qui a soutenu mon sujet de thèse, a supervisé le début de mon travail avec enthousiasme et m'a accueilli lors de mon séjour à Sophia – Antipolis en août 2007. Il a été un directeur de thèse attentif et disponible, compétent à la fois sur des questions scientifiques ou techniques.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Jacqueline Boutin pour m'avoir aussi bien encadrée durant ces trois ans et demi. Sa disponibilité, ses compétences scientifiques et ses qualités humaines ont rendu le travail effectué en stage de fin d'année de master puis en thèse très agréable.

Je souhaite remercier Odile Hembise Fanton d'Andon, Antoine Mangin et l'entreprise ACRI-St pour m'avoir accueillie parmi eux. Je suis également reconnaissante envers Jean – Luc Vergely pour avoir encadré ma thèse et envers l'ensemble du personnel d'ACRI-St pour m'avoir aussi bien intégré lors de mon séjour.

Je remercie Fabienne Gaillard et Gérard Caudal pour avoir suivi mon travail via mon comité de thèse. Leurs conseils m'ont été précieux et m'ont permis d'avancer sereinement. Je tiens à remercier également les membres du jury d'avoir évalué cette thèse et pour leurs commentaires qui ont contribué à l'amélioration de ce mémoire.

J'aimerais remercier Gilles Reverdin, Sabine Arnault et Thierry Delcroix pour leurs collaborations et leurs précieux conseils et pour toutes nos conversations scientifiquement intéressantes. Je suis profondément reconnaissante envers Nicolas Martin pour son aide précieuse, pour son extrême joie de vivre et sa gentillesse. Je remercie Liliane Merlivat pour sa collaboration lors de mon stage de fin d'année et pour sa présence tout au long de ces trois années. Je tiens également à remercier Sonia Zine pour sa collaboration lors de la validation de l'algorithme d'inversion, pour son aide et sa gentillesse.

Je remercie tout l'équipage du « Côte de la Manche » et les autres participants de la campagne (mouvementée) CAROLS en Septembre 2007 qui m'ont accueillie et veillé sur moi.

Je tiens à remercier celles qui m'ont accompagnée pendant ces trois ans : mes co-bureaux Agathe et Juliette, grâce à qui le travail quotidien a été plus agréable. Je remercie également tous ceux qui ont rendu ces trois années de thèse plus facile, grâce aux discussions ou aux moments de pause partagés : Leticia, Cyril, Julien, Aurélie, Gaëlle, Nicolas, Agnès, ... et l'ensemble du personnel du LOCEAN pour cette bonne ambiance.

Je tiens à adresser un merci particulier à Jean – François, qui n'a pas eu la vie facile ces derniers mois mais qui m'a aidée et soutenue plus qu'il ne l'imagine, à mes parents qui ont toujours été présents et sans qui je ne serais pas où je suis, ni qui je suis, à Aline et Benoit sans qui la vie serait beaucoup moins drôle et enfin à mes ami(e)s qui m'ont soutenue et ont accepté que je manque plusieurs fois nos réunions hebdomadaires.

Enfin, je remercie toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à l'accomplissement de ce travail.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES FIGURES.....	9
LISTE DES TABLEAUX	15
INTRODUCTION.....	17
PREMIERE PARTIE : MESURER LA SALINITE PAR RADIOMETRIE	21
I.a) Pourquoi mesurer la SSS.....	21
Définition et caractéristiques générale de la SSS.....	22
Motivations pour la mesure de la salinité de surface	22
I.b) Intérêts d'une mesure par télédétection.....	27
Couverture spatiale des mesures in situ	27
Apports et objectifs de la télédétection	28
I.c) La mesure par radiométrie en bande L.....	29
Choix de la fréquence de mesure	29
Paramètres pouvant affecter la mesure radiométrique	31
I.d) Les spécificités du satellite SMOS.....	33
Les différents modèles de rugosité.....	34
Utilisation d'une méthode itérative	34
I.e) L'étalonnage et la validation des données.....	35
Sources d'un écart entre mesure in situ et mesures satellite	36
DEUXIEME PARTIE : VARIABILITE VERTICALE DE LA SALINITE DE SURFACE (0 – 10 m).....	37
II.a) La variabilité naturelle de la salinité à l'échelle locale.....	38
Equation – bilan de la salinité dans la couche de mélange	38
Les premières observations de dessalure en surface	39
Evolution temporelle de la salinité en cas de pluie	40
Persistance des différences verticales de salinité	42
II.b) Les données de salinité de surface disponibles	44
II. b. 1) Le projet Argo (http://www.Argo.ucsd.edu/ et http://www.coriolis.eu.org/) ..	44
Fonctionnement.....	44
Répartition géographique	45
Echantillonnage vertical	46
Précision annoncée des mesures	47
Contrôle Qualité	47
II. b. 2) Le réseau TAO (Tropical Atmosphere Ocean) (http://www.pmel.noaa.gov/tao/disdel/disdel.html).....	48
Répartition géographique	48
Fonctionnement.....	49
Echantillonnage vertical	50

Précision annoncée	50
Contrôle Qualité	51
II. b. 3) Le World Ocean Database 2005 (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/pr_wod05.html).....	53
Répartition géographique, Echantillonnage vertical et Précision annoncée des mesures	53
Contrôle Qualité	55
II. b. 4) Le serveur SISMER (Système d'Informations Scientifiques pour la Mer, http://www.ifremer.fr/sismer/index_FR.htm)	57
Répartition géographique et échantillonnage vertical.....	57
Contrôle Qualité	57
II. b. 5) Le projet ORE – SSS (Observatoire de Recherche en Environnement, http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/).....	59
Fonctionnement et précision des mesures	59
Répartition géographique	59
Contrôle Qualité	60
II. b. 6) Récapitulatif	61
II.c) Sélection et traitement des données de salinité utilisées dans l'étude de la variabilité verticale de la salinité.....	61
Programmes de mesures sélectionnés	62
Critères retenus pour la sélection et la correction des données.....	64
Définition des « positions verticales »	64
II. c. 1) Données issues du programme Argo.....	65
II. c. 2) Données issues du programme TAO.....	66
II. c. 3) Données issues des programmes WOD05, SISMER et ARAMIS.....	68
II. c. 4) Données issues du Polarstern	69
II. c. 5) L'importance du travail de correction et de sélection des données.....	71
II. c. 6) Caractéristiques générales de l'ensemble de données obtenu (30° N – 30°S). 72	
II.d) La variabilité verticale de la salinité au niveau des tropiques.....	74
II. d. 1) Accroissement de la salinité avec la profondeur ($\Delta S \leq -0.1$ pss)	75
II. d. 2) Les dessalures en surface observées près des embouchures de fleuves ($\Delta S \geq 1$ pss)	81
II.e) L'influence des conditions météorologiques.....	85
II. e. 1) Définition d'un paramètre de pluie utilisable lors de l'étalonnage / validation SMOS	85
II. e. 2) Définition d'un paramètre de vitesse de vent utilisable lors de l'étalonnage / validation SMOS	87
II. e. 3) Relations statistiques entre les différences verticales de salinité in situ et les paramètres 3d_MRA et 1hr_WS.....	87
Stabilité de l'analyse statistique	88
Prise en compte de la vitesse du vent.....	89
Améliorations possibles	90
II.f) Recommandations et conclusions pour l'étalonnage validation.	91

TROISIEME PARTIE : L'APPORT DES MODELES POUR L'ETUDE DE LA VARIABILITE DE LA SALINITE DE SURFACE	93
III.a) La variabilité de la salinité de surface dans le modèle PWP.....	93
III. a. 1) Fonctionnement du modèle PWP	94
Définition des équations et des paramètres du modèle	94
Calcul de la profondeur de la couche de mélange.....	95
III. a. 2) Influence de la pluie sur la salinité de surface à partir du modèle PWP.....	96
III. a. 3) Amélioration du modèle PWP.....	101
III. a. 4) Conclusion.....	104
III.b) La variabilité de la salinité de surface dans le modèle NEMO – ECHAM.....	105
III. b. 1) Comparaison entre les profils de salinités modélisés et mesurés in situ.....	106
III. b. 2) Influence des précipitations et différences verticales de salinité calculées par le modèle NEMO	111
III. b. 3) Etude des précipitations	114
III. b. 4) Présence d'une halocline dans les 10 premiers mètres.	117
III. b. 5) Conclusion.....	119
CONCLUSIONS – PERSPECTIVES	121
BIBLIOGRAPHIE	123
ANNEXE A : VALIDATION DU PROTOTYPE D'INVERSION DES SALINITES SMOS	131
I) Validation du prototype d'inversion	131
Les modes de fonctionnement de l'antenne MIRAS	131
Le principe de l'inversion	133
Les différents tests de validation du prototype.....	133
Résultats des tests.....	135
Le problème de la polarisation ST1F	138
II) Disponibilités des mesures TAO /TRITON – PIRATA – RAMA pour la surveillance de la qualité des SSS inversées	140
ANNEXE B : Les différents contrôles qualité des programmes ARGO, TAO et ORE – SSS.	143
ANNEXE C : Valorisation des compétences des docteurs «Un nouveau chapitre de la thèse ®»	149
ANNEXE D: ARTICLES SCIENTIFIQUES PUBLIES.....	169
I) [Henocq et al., 2010].....	169
II) [Boutin et al., 2008].....	219
FICHE TECHNIQUE : CONSEILS D'UTILISATION DES MESURES DE SALINITE IN SITU	237

TABLE DES FIGURES

Figure I. 1 : (a) Moyenne annuelle du flux E – P, estimé à partir des données climatologiques d'évaporation de [Yu et Weller, 2007] et des estimations de précipitations effectuées par le Global Precipitation Climatology Program (GPCP, http://precip.gsfc.nasa.gov/). (b) Moyenne annuelle des salinités de surface établies par le World Ocean Database (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELE_CT/dbsearch/dbsearch.html) ([Schmitt, 2008]).	21
Figure I. 2 : (a) Tendances linéaires calculées sur la SSS entre 1955 et 2003. La barre de couleur représente le changement en SSS observé (en pss/50 ans). (b) Positions moyennes de l'isohaline 34.8 pss entre 1956 et 1965 (trait noir), entre 1966 et 1975 (trait rouge), entre 1976 et 1985 (trait vert), entre 1986 et 1995 (trait bleu) et entre 1996 et 2003 (trait bleu clair) ([Cravatte et al., 2009]).	23
Figure I. 3 : Diagrammes longitude – temps des moyennes entre 2°N et 2°S des (a) SSS, (b) SST (c) du gradient zonal de SSS ($\partial S/\partial x$) et (d) de l'épaisseur de la couche barrière. Le trait noir sur (a) et (d) représente la position du ($\partial S/\partial x$) maximum, la courbe rouge sur (a) montre la position de l'isohaline 34.7 et la courbe noire sur (b) la position de l'isotherme 29.5°C. Sur le panneau (c), la ligne en pointillés noire indique la valeur de l'indice d'Oscillation Sud ou SOI (échelle située au dessus de la figure). Cet indice est fortement relié à l'intensité du phénomène El Nino, négatif en cas d'El Nino et positif pendant un événement la Nina. Les unités des différents panneaux sont : °C pour (b), $10^{-7} \cdot m^{-1}$ pour (c) et en m pour (d) ([Bosc et al., 2009]).	24
Figure I. 4 : Alcalinité (en $\mu mol \cdot kg^{-1}$), carbone inorganique dissous (DIC, en $\mu mol \cdot kg^{-1}$), et pression partielle de CO ₂ (en μatm), en fonction de la SSS pour des campagnes dans l'Atlantique tropical ouest ([Lefèvre et al., 2009]).	25
Figure I. 5 : Estimations du flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère en $W \cdot m^{-2}$. Les lignes noires représentent des sections zonales pour lesquelles le transport de chaleur net, perpendiculaire aux sections, a été calculé (le résultat est indiqué dans un rectangle). La barre de couleur indique le flux de chaleur annuel moyen. Les valeurs négatives indiquent un flux de chaleur vers le haut ([Talley et al., 2003]).	26
Figure I. 6 : nombre moyen de mesures de salinité de surface inclus dans le WOA05 pour les mois de (a) janvier et (b) juillet (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05F/woa05f.html). Le code couleur, situé à droite des figures indique le nombre de mesures de salinité en surface.	27
Figure I. 8 : A gauche, vue d'artiste du satellite SMOS, avec les 3 bras d'antenne dépliés. A droite, le champ de vue de SMOS avec une largeur maximale de 1000 km. Les ellipses rouges représentent les différentes zones vues par les antennes élémentaires ([Kerr et al., 2009]).	31
Figure I. 9 : A gauche, vue d'artiste du satellite Aquarius/SAC-D. A droite, le champ de vue d'Aquarius. Les 3 ovales représentent les différentes zones vues par les 3 cornets ([Le Vine et al., 2007]).	31
Figure I. 10 : Incertitudes sur les SSS en fonction de la distance depuis le centre de la fauchée et de la SST. Les erreurs, dont les valeurs sont représentées par le légende de couleur, sont calculées pour une résolution de 40 km x 40 km, connaissant le bruit en Tb, en vitesse du vent et en SST ([Boutin et al., 2004]).	32
Figure I. 11 : Trace au sol d'une orbite SMOS ([Barre et al., 2008]).	33
Figure II. 1 : Taux d'évaporation global journalier estimé par les équipes du projet OAFlux (http://oaflux.who.edu) pour les journées du (a) 1 ^{er} janvier 2002, (b) 1 ^{er} Avril 2002, (c) 1 ^{er} Juillet 2002 et (d) 1 ^{er} octobre 2002. Les couleurs indiquent la valeur du taux d'évaporation en mm par heure.	39
Figure II. 2 : Influence de la pluie sur la salinité mesurée par le mouillages TAO situé à 3.5°N, 95°W. Les mesures effectuées à 1 m de profondeur sont représentées par une courbe rouge, à 5 m de profondeur par	

une courbe bleue et à 10 m de profondeur par une courbe verte. Les points noirs représentent le taux de précipitation mesuré toutes les 10 minutes.	40
Figure II. 3 : Moyenne sur 10 jours des différences verticales de salinité, $S(10\text{ m}) - S(1\text{ m})$, mesurées sur des mouillages TAO situés sur la longitude 95°W . Chaque couleur représente un mouillage.	42
Figure II. 4 : Sur la colonne de gauche, les cycles diurnes des flux de chaleur net à l'interface air – mer, les anomalies de température mesurées à 1 et 3 m et le gradient vertical de température à 3 m. Sur la colonne de droite sont représentés les cycles diurnes des précipitations, des anomalies de salinité à 1 et 3 m et le gradient verticale de salinité à 3 m. Les traits fins marquent les limites de l'intervalle de confiance à 95%. Les axes situés à droite de chaque figure correspondent aux flux de flottabilité et aux flottabilités de surface correspondants. Les calculs ont été effectués par [Cronin et McPhaden, 1999], sur l'ouest de l'océan Pacifique à partir de mesures effectuées sur des mouillages TAO.	43
Figure II. 5 : Le fonctionnement général des profileurs Argo et les différentes étapes d'un cycle. Deux méthodes sont à distinguer : le a) « simple mission operation » et le b) « park and profile mission opération (http://www.Argo.ucsd.edu/How_Argo_Floats.html).	45
Figure II. 6: Densité des profileurs Argo le 12 Août 2009 dont la valeur est indiquée par la légende de couleur (http://www.pac.dfo-mpo.gc.ca/sci/osap/projects/argo/images/EarthDensity.gif).	46
Figure II. 7 : Position des différentes bouées TAO/TRITON – PIRATA – RAMA au mois d'octobre 2009 (http://www.pmel.noaa.gov/tao/global/global.html). Les carrés creux représentent les mouillages qui doivent être mis en place prochainement. Les mouillages standard sont représentés par des carrés rouges, les carrés bleus montrent la position des mouillages dits « de référence pour les flux air – mer ». Enfin les carrés vert et violet symbolisent la position d'un mouillage mesurant la pression partielle de CO_2	49
Figure II. 8 : Les différents éléments d'un mouillage TAO (http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/mooring.shtml).	50
Figure II. 9 : Répartition géographique des données de SSS (entre janvier 2005 et août 2009). Chaque couleur représente un bateau dont le nom est indiqué en bas de la carte (http://www.legos.obs-mip.fr/en/observations/sss/ , rubrique « Monitoring Système / Real Time Monitoring »).	60
Figure II. 10 : Position des profils XCTD effectués dans le cadre du projet ARAMIS. Le code de couleur correspond à la salinité mesurée à 4 m de profondeur.	63
Figure II. 11 : Trajectoires du Polarstern selon la direction du bateau. Les couleurs représentent les mesures de salinité effectuée à 5m de profondeur.	63
Figure II. 12 : Répartition géographique des profils verticaux de salinité issus des profileurs APEX retenus pour notre étude. La légende de couleur indique la valeur de la salinité mesurée vers 5 m de profondeur.	66
Figure II. 13 : Position des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA correspondant aux critères établis pour notre étude (avant l'étalonnage des données).	66
Figure II. 14 : Problèmes rencontrés avec les données issues de mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA situés (a) à $2^\circ\text{N} - 95^\circ\text{W}$, (b) à $12^\circ\text{N} - 95^\circ\text{W}$ et (c) à $15^\circ\text{N} - 38^\circ\text{W}$. L'évolution des différences de salinité ΔS_{5-1} est indiquée en trait rouge, celle de ΔS_{10-5} en bleue et ΔS_{10-1} en vert.	68
Figure II. 15 : Répartition géographique des différences verticales de salinité mesurées à partir de CTD ou XCTD. La légende de couleur indique la valeur de la salinité mesurée à 4 m de profondeur.	69
Figure II. 16 : Problèmes rencontrés avec les mesures prises à bord du Polarstern, a) la valeur médiane du ΔS n'est pas égale à zéro (mesures effectuées entre 26/10/94 et le 11/11/94) ; b) augmentation suspecte du gradient suivie d'un « saut » (mesures effectuées entre le 04/04/97 et le 18/04/97).	70

Figure II. 17 : Comparaison entre les différences verticales de salinité pré et post traitement.	71
Figure II. 18 : Moyennes mensuelles des différences verticales de salinité entre 5 et 10 m de profondeur mesurées sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA. Les croix bleues correspondent aux mesures avant le travail de sélection des données et les croix rouges à celles retenues après ce travail.	72
Figure II. 19 : Répartition temporelle de l'ensemble des données différenciées selon le type de mesure.	73
Figure II. 20 : Répartition spatiale des différences verticales de salinité. La légende de couleur indique la valeur des différences verticales de salinité. Lorsque plusieurs différences verticales sont mesurées au même endroit, seule la valeur absolue maximale est tracée.	74
Figure II. 21 : Position des différences verticales de salinité inférieures à -0.1 pss. Les points rouges sont les différences calculées à partir de profileurs Argo, les points bleus à partir de stations CTD/XCTD. Celles mesurées sur les mouillages TAO ne sont pas indiquées. Toutes ces différences verticales sont calculées entre 5 m et 10 m.	75
Figure II. 22 : Salinité mesurée à 1 et 10 m de profondeur entre le 08/11/2001 et le 22/11/2001 par le mouillage TAO situé à 10°N – 95°W.	76
Figure II. 23 : (a) Salinité et (b) température mesurées à 1, 5 et 10 m de profondeur entre le 28/07 et le 31/07/2002 par le mouillage TAO situé à 5°N – 95°W.	77
Figure II. 24 : Profils verticaux de salinité (gauche) et de température (droite) mesurés par le profileur ARGO 2900392 entre le 15/10/2005 et le 25/10/2005 et entre le 21/05/2006 et le 19/08/2006.	77
Figure II. 25 : Profils verticaux de salinité (gauche) et de température (droite) mesurés par le profileur Argo 2900342 entre le 15/06/2006 et le 19/08/06.	78
Figure II. 26 : Positions des profils verticaux échantillonnés par le profiler Argo 2900392 depuis son déploiement (point rouge) le 22/07/2005. Les points bleus représentent les profils marqués par un ΔS_{10-5} négatif (Figure II. 24), les points verts marquent la position des profils échantillonnés par le profileur 2900342 tracés sur la Figure II. 25.	78
Figure II. 27 : Stratification verticale de (a) la salinité et (b) de la température entre la surface et 1000 m mesurée par le profileur Argo 2900392 entre le 01/08/2005 et le 01/12/2006. Les isohalines sont tracées tous les 0.2 pss et les isothermes toutes les 1 °C. Des traits noirs représentent les dates des profils verticaux caractérisés par un ΔS_{10-5} négatif.	79
Figure II. 28 : Stratification verticale de salinité entre la surface et 50 m de profondeur mesurée par le profileur Argo 2900392 entre (a) le 01/08/2005 et le 01/12/2005 et (b) le 01/06/2006 et le 01/10/2006. Les isohalines sont tracées tous les 0.1 pss. Des traits noirs représentent les dates des profils verticaux caractérisés par un ΔS_{10-5} négatif, tandis que le trait pointillé souligne la profondeur 10 m.	80
Figure II. 29 : Moyenne mensuelle de la vitesse du vent mesurée en Septembre 2009 par le satellite SSM/I F13 (http://www.remss.com/idx/ion-p.exe?page=ssmi_monthly.ion).	80
Figure II. 30 : Distribution géographiques des différences de salinités supérieures à 1 pss.	81
Figure II. 31 : Profils verticaux de salinité mesurés par le profileur 3900129 au large de l'embouchure de l'amazone entre le 07/04/2000 et le 01/07/2000. Le profil rouge, mesuré le 10/06/2000 montre un ΔS_{10-5} supérieur à 1 pss.	82
Figure II. 32 : Mesures de chlorophylle prises par Seawifs entre le 09/06/2000 et le 16/06/2000 dans la région de l'embouchure de l'Amazone. Les points noirs représentent la position des profils verticaux mesurés par le flotteur Argo 3900129 (Figure II. 31), le point rouge indique la position du flotteur le 10/06/2000. Les	

zones blanches correspondent aux zones non échantillonnées pendant ces 8 jours à cause de la couverture nuageuse.....	82
Figure II. 33 : (a) Mesures mensuelles de chlorophylle prises par Seawifs en août 2003 dans la région de l’embouchure de l’Amazone et (b) les moyennes mensuelles de δ correspondantes.	83
Figure II. 34 : Trajectoire du TOUCAN entre Septembre 2000 et Mai 2005. Le code de couleur indique la salinité mesurée à chaque traversée.....	84
Figure II. 35 : Coefficient de corrélation linéaire entre la salinité mesurée à bord du Toucan et du Colibri et le rapport δ . Chaque coefficient est calculé pour un mois de l’année, la distribution temporelle des données étant de 5 années (2000 – 2005).	84
Figure II. 36 : Répartition géographique a) des différences verticales de salinités, toutes positions verticales confondues et b) des paramètres de pluie 3d_MRA associées aux différences verticales de salinité. Les légendes de couleurs représentent respectivement les valeurs des différences de salinités et les valeurs des 3d_MRA associés. Lorsque plusieurs paramètres sont calculés au même endroit, seule la valeur absolue maximale est tracée.	86
Figure II. 37 : Les régressions linéaires sur l’ensemble de données sont représentées par des lignes. Les intervalles de confiance à +/- 95% calculées sur les pentes sont représentés par des pointillés. Les éléments de couleur rouge se réfèrent à la position verticale ΔS_{10-5} , la couleur verte à ΔS_{5-1} et la couleur violette à ΔS_{10-1} . La courbe en pointillés représente la somme des régressions linéaires associées à ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} . Les moyennes des différences verticales de salinités calculées sur les classes de pluies ([0 ; 2], [2 ; 4], ..., >10) sont indiquées par les points (même code couleur que les régressions linéaires. Les barres d’erreurs symbolisent l’écart type associé à ces moyennes.	88
Figure II. 38 : : Les régressions linéaires sur l’ensemble de données 1994 – 2006 sont représentées par des lignes pleines, celles associées à l’ensemble de données 2003 – 2006 à des traits pointillés. Les éléments de couleur rouge se réfèrent à la position verticale ΔS_{10-5} , la couleur verte à ΔS_{5-1} et la couleur violette à ΔS_{10-1}	89
Figure II. 39 : Les régressions linéaires sont calculées à partir de l’ensemble des différences verticales en fonction de leur position verticale et de l’intensité du paramètre 1hr_WS associé. Les lignes en point – pointillé représentent les différences verticales de salinité associées à une vitesse de vent forte (c’est à dire supérieure à 6.1 m.s^{-1}) et les traits pleins correspondent aux différences de salinité associées à une vitesse de vent faible (inférieure à 6.1 m.s^{-1}). Les traits pointillés indiquent les intervalles de confiance des régressions linéaires à +/- 95%.	90
Figure III. 1 : Précipitation et vitesse de vent mesurées sur le mouillage TAO $5^\circ\text{N} - 95^\circ\text{W}$ le 28/02/2003.	98
Figure III. 2 : Evolution temporelle de (a) la salinité et de (c) la température calculées au niveau de la surface, à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur par le modèle PWP en cas de pluie. Ces résultats sont mis en parallèle avec l’évolution temporelle de (b) la salinité et de (d) la température mesurées par le mouillage TAO $5^\circ\text{N} - 95^\circ\text{W}$ à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur le 28/02/2003. Lorsque la salinité/température calculée par le modèle à 5 m est identique à celle calculée à 10 m, seule cette dernière s’affiche.....	99
Figure III. 3 : Précipitation et vitesse de vent mesurées sur le mouillage TAO $3.5^\circ\text{N} - 95^\circ\text{W}$ le 28/01/2001	100
Figure III. 4 : Evolution temporelle de (a) la salinité et de (c) la température calculées au niveau de la surface, à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur par le modèle PWP en cas de pluie. Ces résultats sont mis en parallèle avec l’évolution temporelle de (b) la salinité et de (d) la température mesurées par le mouillage TAO $3.5^\circ\text{N} - 95^\circ\text{W}$ à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur le 28/01/03. Lorsque la salinité/température calculée par le modèle à 5 m est identique à celle calculée à 10 m, seule cette dernière s’affiche.....	101

Figure III. 5 : Résultats des différentes simulations. Les limites des axes X et Y sont les mêmes pour tous les panneaux et la légende du panneau A) est valable également pour tous. Lorsque la salinité calculée à 1 m de profondeur est la même que la salinité calculée à la surface, seule cette dernière est tracée.	103
Figure III. 6 : Simulations à partir des mesures effectuées sur le mouillage TAO 3.5°N – 95°W le 28/01/2003 avec (A) les constantes seuils de référence et (B) la constante seuil R_b égale à 0.325. La légende du panneau A est valable également pour B. Lorsque la salinité calculée à 1 m de profondeur est la même que la salinité calculée à la surface, seule cette dernière est tracée.	104
Figure III. 7 : Positions des différentes sorties modèles (un mouillage n'est pas affiché sur cette carte, il se situe en 37°S - 150°W).	106
Figure III. 8 : Anomalies sur 5 jours des SST et des SSS mesurées par les mouillages TAO/TRITON entre 2000 et 2008, sur la région 2°S - 2°N, ; 130°E - 90°W (http://www.pmel.noaa.gov/tao/clim/clim.html).	107
Figure III. 9 : Comparaison des profils de salinité mesurés in situ sur les mouillages TAO (en bleu) situés à (a) 0° - 110°W et (b) 0° - 140°W et donnés par le modèle (en rouge). Les données sont tracées de la surface à 30 – 40 m de profondeur. Un profil est tracé toutes les heures pour les mesures in situ et toutes les deux heures pour les sorties modèles.	108
Figure III. 10 : comparaison des profils de salinité mesurés par des profileurs Argo (en noir) et simulés par le modèle (en rouge) autour du mouillage TAO 0° – 165°E pour la période temporelle du 25/08/2004 au 29/10/2004. Les données sont tracées de la surface à (a) 1000 m et (b) 100 m.	110
Figure III. 11 : comparaison des profils de salinité mesurés par des profileurs Argo (en noir) et simulés par le modèle (en rouge) autour du mouillage RAMA 8°N – 90°E pour la période temporelle du 24/09/2005 au 16/01/2006. Les données sont tracées de la surface à (a) 1000 m et (b) 100 m.	110
Figure III. 12 : Evolution de la salinité en cas de pluie. Les résultats affichés sont ceux obtenus à la position 2°N – 110°W pour une période de 2 mois (du 02/12/2004 au 01/02/2005). Les points noirs, sur le premier panneau, représentent le paramètre P – E calculé par le modèle. Les traits pleins, sur le second panneau, marquent les isohalines tous les 0.1 pss.	112
Figure III. 13. : Histogramme des valeurs de ΔS_{10-5} et (b) ΔS_{5-1} mesurées in situ, en bleu, et calculées par le modèle, en rouge. Toutes les sorties modèles sont prises en compte. Dans le cas des mesures in situ, seules les différences verticales de salinités mesurées sur les 13 sites TAO/TRITON – PIRATA retenus pour l'étude variabilité (Tableau II. 13) sont prises en compte.	113
Figure III. 14 : Comparaisons des régressions linéaires obtenues avec les différences verticales de salinités calculées par le modèle (traits pointillés) et mesurées sur les mouillages TAO/TRITON - PIRATA (traits pleins). Les traits points – tirets de part et d'autre de chaque courbe indiquent les intervalles de confiance à +/- 95 % des régressions linéaires. Dans le cas des sorties modèles, l'incertitude est tellement faible que les traits points – tirets ne se distinguent pas des régressions linéaires calculées.	113
Figure III. 15 : Accumulations de pluie toutes les deux heures sur les 18 mouillages sélectionnés (a) estimées par le modèle et (b) mesurées in situ, sur une période de deux ans (2004 – 2005 pour les mesures in situ) (en mm).	115
Figure III. 16 : Histogramme des 3d_MRA en mm.hr ⁻¹ associés aux ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} calculées par le modèle (en bleu) et aux ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} mesurées in situ sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA (en rouge). ...	116
Figure III. 17 : Le panneau du haut compare les accumulations de pluies mesurées par le mouillage PIRATA 0°N – 23°W (en rouge) et estimées par le modèle (en bleu) entre le 15/04/2004 et le 31/05/2004. Le panneau du bas nous montre l'évolution de la salinité entre la surface et 10 m de profondeur estimée par le modèle pendant cette période. Les traits pleins, sur le panneau du bas, traduisent une différence de salinité de 0.1 pss.	117

Figure III. 18 : Tracé de $\Delta S_{10,5}$ moyen en fonction de $\Delta S_{5,1}$ moyen. La ligne en pointillé symbolise la droite $x = y$	118
Figure III. 19 : Différence entre le $\Delta S_{10,5}$ moyen et de $\Delta S_{5,1}$ moyen en fonction de la longitude.	118
Figure III. 20 : Evolution de la salinité selon le modèle entre la surface et 40 m de profondeur au niveau du mouillage TAO 0° - 95°W au mois de janvier 2006. Les traits pleins traduisent une différence de salinité de 0.2 pss.	119
Figure A. 1 : Zone utilisée pour l'étude de bruit et l'étude de biais. Elle contient plus de 4000 points.....	135
Figure A. 2 : Ecart entre la salinité inversée par l'algorithme et la salinité « vraie » en fonction de la distance à la trace, lorsque la simulation est faite en mode d'inversion DP (a) ou en mode d'inversion FP (b). Le code de couleur indique la vitesse du vent en $m.s^{-1}$	136
Figure A. 3 : Erreurs théoriques sur la SSS observées avec une précision sur la vitesse du vent égale à $1.5 m.s^{-1}$ (noir), égale à 0 (vert) ou égale à $3 m.s^{-1}$ (bleu). Les conditions sur la SSS et la SST sont normales (a et b), fortes (c et d) puis faibles (e et f). Les figures de gauche concernent l'inversion DP, les figures de droite l'inversion FP.	137
Figure A. 4 : Biais de la SSS inversée dans le cas de référence (noir plein), lorsque le biais sur le TEC est égal à 5 TECu (noir pointillé) ou 10 TECu (rouge pointillé) ou lorsque le biais sur la vitesse du vent est égal à $1 m.s^{-1}$ (bleu) ou $2 m.s^{-1}$ (violet). L'inversion est effectuée en polarisation double (a) et totale (b).....	138
Figure A. 5 : Résultats de l'inversion effectuée en mode ST1F sur les salinités avant la correction d'un bug. Les figures du haut indiquent respectivement les valeurs « vraies » de la salinité et de son erreur. Les figures du bas montrent les salinités et leurs erreurs obtenues après l'inversion.....	139
Figure A. 6 : Derniers résultats en date des tests de l'étude de bruit sur les inversions effectuées avec le modèle Double – échelle, en mode (a) polarisation double, (b) ST1D, (c) polarisation totale et (d) ST1F [SMOS L2 OS team, Avril 2009].....	140
Figure A. 7 : Positions des mouillages TAO/TRITON – PIRATA fournissant plus de 4 années de mesures de SSS à haute résolution entre 2000 et 2008. Seules les mesures associées à un indice de qualité égal à 1 ou 3 sont pris en compte.	141

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. 1 : Les différentes bandes de fréquences.....	29
Tableau II. 1: Caractéristiques des dessalures en surface observées du 26 janvier 2003 au 03 février 2003 sur le mouillage TAO (3.5°N – 95°W). La vitesse moyenne du vent est calculée sur toute la période de dessalure en surface.....	41
Tableau II. 2 : Signification des coefficients de qualité Argo.....	47
Tableau II. 3: Précision annoncée des différents paramètres mesurés sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA.....	50
Tableau II. 4 : Signification des indices S associés aux mesures des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA.....	51
Tableau II. 5 : Les critères de dérive acceptés pour les mesures effectuées par les mouillages.....	52
Tableau II. 6 : Description des différents types d’instruments répertoriés dans le WOD05.....	53
Tableau II. 7 : Les différents coefficients de qualité utilisés par le WOD05 et leur signification.....	56
Tableau II. 8 : Les différents coefficients de qualité utilisés par le serveur SISMER et leur signification.....	57
Tableau II. 9 : Correspondance entre les tests et les coefficients de qualité pour les données présentes dans les serveur SISMER.....	58
Tableau II. 10 : Les différents coefficients de qualité utilisés par le SSS Observation Service et leur signification.....	60
Tableau II. 11 : Sélection des données selon l’indice de qualité associé.....	64
Tableau II. 12 : Echantillonnage vertical des différents types de mesures utilisées.....	65
Tableau II. 13 : Position des mouillages TAO/TITON et PIRATA sélectionnés.....	68
Tableau II. 14 : Corrections appliquées aux données de conductivité mesurées à bord du Polarstern.....	70
Tableau II. 15 : Répartition temporelle de l’ensemble des données sélectionnées pour l’étude.....	73
Tableau II. 16 : Disponibilité temporelle des satellites utilisés.....	85
Tableau III. 1 : (a) Constantes et (b) paramètres d’entrée du programme PWP. Les paramètres d’entrée sont calculés à partir des mesures atmosphériques in situ des mouillages du réseau TAO.....	97
Tableau III. 2 : Description des différentes simulations.....	102
Tableau III. 3 : Dessalements calculés à 1 m de profondeur et en surface selon les simulations.....	103
Tableau III. 4 : Position des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA dont les données de salinités calculées par le modèle ont été comparées aux mesures effectuées par des flotteurs Argo. La période temporelle retenue pour cette comparaison est également indiquée.....	109

Tableau III. 5 : Positions des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA pour lesquels des données de précipitations sont disponibles entre Juillet 2003 et Juillet 2006 et présents dans les sorties modèles.	114
Tableau A. 1 : Les valeurs et précisions des différents paramètres auxiliaires dans le cas de référence.	134
Tableau A. 2 : Les différents tests effectués, dans le cadre de l'étude de bruit avec le modèle double échelle pour chacun des 4 modes d'inversion et chacune des 5 configurations. L'erreur associée au TEC reste toujours égale à 5 TECu	134
Tableau A. 3 : Les différents tests effectués, dans le cadre de l'étude de biais avec le modèle double échelle pour chacun des 4 modes d'inversion.....	134
Tableau A. 4 : Intervalle de distance sur lesquels les erreurs sur les salinités inversées sont moyennées.	135

INTRODUCTION

Les informations océanographiques et météorologiques acquises depuis l'espace ont révolutionné les sciences de la planète terre. Pour ne citer que quelques exemples, des cartes globales de température de surface de la mer (SST pour Sea Surface Temperature), de couleur de l'eau, de précipitation ou encore de vitesse de vent sont aujourd'hui disponibles chaque jour grâce aux nombreux satellites d'observation de la Terre. Le principal intérêt des mesures par satellite repose sur leurs couvertures spatiales et temporelles, bien plus étendues que celles fournies par des programmes de mesures in situ. Cette continuité des données permet d'étudier plus précisément les variations saisonnières à interannuelles des paramètres accessibles par télédétection. Cette perspective est au cœur de la prochaine grande étape des programmes spatiaux internationaux : la mesure de la salinité de surface des océans (SSS pour Sea Surface Salinity).

La salinité de surface est, avec la température, un élément essentiel à la fois pour la compréhension de la circulation océanique mais aussi pour décrire les échanges air – mer et le cycle hydrologique global. Le déploiement de profileurs autonomes Argo a permis d'automatiser et d'augmenter considérablement le nombre de mesures de température et de salinité. Mais leur distribution spatiale reste irrégulière en particulier dans l'hémisphère sud et dans les zones de divergence de courant.

La télédétection permettrait d'obtenir une couverture globale et continue. Un premier satellite mesurant la SSS a été déployé avec succès le 02 novembre 2009. Il s'agit du programme SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), développé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Le second, qui doit être déployé en fin d'année 2010, est le programme Aquarius/SAC-D, développé conjointement entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et l'Agence spatiale Argentine (CONAE). Ces deux programmes s'appuient sur l'utilisation de radiomètres en bande L (1.4 GHz). Pour s'assurer du bon fonctionnement de cette technique novatrice, une phase d'étalonnage et de validation, à la fois des algorithmes de mesure mais également des mesures elles-mêmes, doit être réalisée. Pour cela, des comparaisons entre des salinités mesurées in situ et par le satellite sont envisagées.

Avant d'utiliser cette méthode de validation, la communauté scientifique s'est posé plusieurs questions: Quelles sont les mesures in situ disponibles et utilisables ? Quelles sont les zones d'étude à privilégier ? Quels phénomènes météorologiques (précipitation, évaporation, ...), géographiques (décharges fluviales, ...) ou océanographiques (fronts, tourbillons, ...) sont à prendre en compte ? Les mesures in situ utilisées doivent elles être les plus proches possibles de la surface de l'océan ? Dans quels cas des mesures effectuées à plusieurs mètres de profondeur conviennent – elles ? En effet, les mesures satellite sont représentatives du premier centimètre sous la surface. La différence de profondeur avec les mesures in situ peut engendrer des biais de salinité importants, notamment en cas de fortes précipitations.

C'est dans ce contexte, et dans le cadre du projet SMOS, que j'ai effectué une thèse CIFRE (Convention industrielle de formation par la recherche) sous la direction conjointe de Jacqueline BOUTIN du Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques (LOCEAN, Paris) et de François PETITCOLIN de l'entreprise privée ACRI-St, Sophia-Antipolis.

Le LOCEAN est l'un des 3 laboratoires experts associés au projet SMOS. Il est chargé, avec l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) à Brest et l'Institut

des Sciences de la Mer (ICM pour Institut de Ciències del Mar) à Barcelone, d'identifier et de résoudre les problèmes scientifiques inhérents au projet, de décrire et de modéliser le principe de la mesure de la SSS par radiométrie en bande L et de préparer les phases d'étalonnage et de validation du satellite.

L'entreprise ACRI-St a été chargée par l'ESA de concevoir et de valider la chaîne de traitement informatique, appelée algorithme d'inversion, permettant d'obtenir une valeur de la SSS à partir des températures de brillances (Tbs) mesurées par le satellite. Le caractère particulier de ma thèse m'a permis de partager mon travail entre une partie technique de validation de l'algorithme d'inversion développé par l'équipe d'ACRI-St et de son interface graphique et une partie scientifique centrée sur l'étude de la variabilité verticale de la salinité de surface. Les travaux effectués et les résultats obtenus sont exposés dans les pages qui suivent.

Dans la première partie, j'aborderai certaines généralités sur la mesure radiométrique de la SSS. Je décrirai d'abord en quoi la salinité est un paramètre fondamental pour l'étude et la prévision de phénomènes océanographiques et climatiques (paragraphe I.a), ainsi que les avantages d'une mesure par satellite par rapport aux mesures in situ (paragraphe I.b). Je détaillerai ensuite le principe de la radiométrie en bande L (paragraphe I.c) et les spécificités du projet SMOS (paragraphe I.d). Enfin, les objectifs et les contraintes de la phase d'étalonnage / validation des mesures SMOS seront abordés (paragraphe I.e).

Je me suis consacrée pendant ma thèse à l'analyse de la variabilité verticale de la salinité entre la surface et 10 m de profondeur sur l'ensemble des tropiques. La seconde partie de ce mémoire se concentre sur cette analyse, effectuée à partir de mesures in situ. Quelques observations historiques ou récentes de différences verticales de salinité seront tout d'abord détaillées (paragraphe II.a), puis j'exposerai les différentes mesures in situ de SSS disponibles en accès libre et les recommandations à prendre en compte avant leur utilisation (paragraphe II.b). Les paragraphes II.c) et II.d) seront consacrés respectivement au travail de sélection et de correction des données in situ utilisées pour cette étude de variabilité et aux premiers résultats obtenus. Enfin l'influence des conditions météorologiques (précipitations et vent) sera étudiée dans le paragraphe II.e). Cette étude fait l'objet d'un article scientifique publié dans le *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, et repris en annexe C dans ce mémoire.

Pour palier le manque de données in situ dans le premier mètre sous la surface océanique, je me suis intéressée, dans la troisième partie de ce mémoire, à deux modèles et ai comparé les résultats, en terme de différences verticales de salinité, donnés par ces modèles et ceux obtenus à partir de données in situ. Le premier modèle, a été mis en place par [*Price et al.*, 1986] et calcule la profondeur de la couche de mélange en réponse aux conditions atmosphériques. Son fonctionnement et son comportement en cas de précipitation sont exposés dans le paragraphe III.a). Le second, exposé dans le paragraphe III.b) est un modèle de circulation océanique couplé avec un modèle atmosphérique : le modèle NEMO – ECHAM.

La première annexe de ce mémoire sera consacrée au travail de validation de l'algorithme d'inversion (paragraphe I) et à une étude sur les disponibilités temporelles des mesures de SSS issues du réseau TAO (paragraphe II).

Suivent trois annexes dont une description des différents tests de validation des données issues du programme ARGO, TAO et ORE – SSS (Annexe B), le rapport, intitulé « Valorisation des Compétences des Docteurs : un Nouveau chapitre de thèse », rédigé à la suite d'une formation organisée par l'Association Bernard Grégory (annexe C) et les deux articles scientifiques se rapportant à mes travaux de thèse et de stage (Annexe D) : l'article [*Henocq et al.*, 2010], consacré à la variabilité verticale de la salinité de surface dans les

tropiques et l'article [*Boutin et al.*, 2008], sur la variabilité des flux air – mer de CO₂ dans les zones de fronts de l'Océan Sud. Cette étude, publiée dans le *Limnology & Oceanography*, reprend dans la partie « Regional studies », pages 2073 et 2075 (pages 230 à 232 dans ce mémoire), les résultats obtenus pendant mon stage de fin d'étude (Master Océan, Atmosphère et Télédétection à l'Université Pierre et Marie Curie), réalisé de Mars à Juillet 2006 auprès de Jacqueline BOUTIN. Enfin, une fiche technique récapitule les différents conseils mis en avant dans ce mémoire à propos de l'utilisation de mesures in situ de salinité de surface.

PREMIERE PARTIE : MESURER LA SALINITE PAR RADIOMETRIE

I.a) Pourquoi mesurer la SSS

Afin d'analyser et de prévoir les changements climatiques futurs, de nombreuses études se portent sur les mécanismes du cycle hydrologique global. Celui-ci définit les différents flux entre les réservoirs d'eau liquide, gazeuse ou solide. Il relie donc naturellement les océans, l'atmosphère, les terres émergées et la cryosphère. Un dérèglement ou une accélération de ce cycle pourrait engendrer des inondations ou des sécheresses et aurait, par conséquent, un impact humain très important.

Or, le cycle hydrologique global reste très mal connu. Sa réponse aux différents forçages anthropiques est très difficile à prévoir et reste très variable selon le modèle climatique utilisé ([Allen et Ingram, 2002]). Le phénomène dominant du cycle repose sur les interactions océans – atmosphère avec 86% de l'évaporation, estimée à 13 Sverdrup (Sv) et 78% des précipitations, estimées à 12 Sv, se situant à la surface de l'océan ([Schmitt, 1995]). Mais la mesure de ces flux air – mer est difficile et seule une description générale de l'état moyen du cycle hydrologique global est aujourd'hui connue. Une méthode pour appréhender les variations des flux E – P (c'est à dire évaporation – précipitation) est de mesurer la salinité de surface des océans. Au premier ordre, la distribution géographique de la SSS reflète celle des flux E – P : les régions de fortes salinités sont caractérisées par un flux E – P fortement positif et inversement les zones de faible salinité sont marquées par un flux E – P négatif (voir Figure I. 1). La mesure de la salinité apparaît alors comme une technique très prometteuse pour observer une possible accélération du cycle hydrologique ([Schmitt, 2008]).

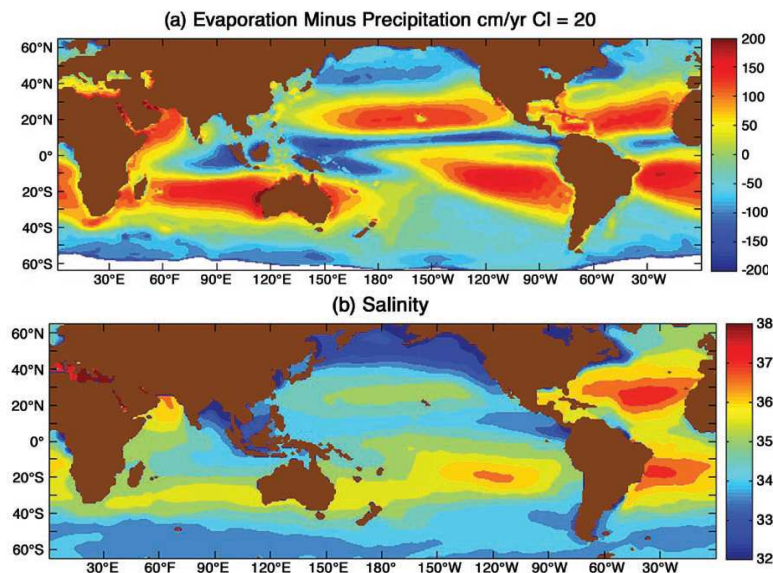


Figure I. 1 : (a) Moyenne annuelle du flux E – P, estimé à partir des données climatiques d'évaporation de [Yu et Weller, 2007] et des estimations de précipitations effectuées par le Global Precipitation Climatology Program (GPCP, <http://precip.gsfc.nasa.gov/>). (b) Moyenne annuelle des salinités de surface établies par le World Ocean Database (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>) ([Schmitt, 2008]).

Définition et caractéristiques générale de la SSS

La définition historique de la salinité est la masse de sel dissous contenu dans un kilogramme d'eau de mer. En pratique, les mesures de salinité de l'eau de mer sont réalisées par une mesure de la conductivité avec laquelle une équivalence a été adoptée par [UNESCO, 1981]. Elle s'appuie sur la relation entre la salinité d'un échantillon d'eau de mer et le rapport de conductivité entre cet échantillon et une solution standard contenant 32.4356g de chlorure de potassium par kilogramme. L'unité de la salinité est alors le « practical salinity scale 1978 » noté, dans la suite de mémoire, pss. Récemment, cette correspondance a été remise en cause ([SCOR/IAPSO Working group 127, 2008]). En effet, le lien entre les mesures de conductivité et la salinité absolue, dépendante de la composition en sel, fait toujours débat. Les scientifiques travaillant sur les satellites SMOS et Aquarius ont cependant vivement recommandé de conserver cette définition de la salinité, ainsi que l'unité pss : la mesure effectuée par télédétection s'appuie sur cette relation entre conductivité et salinité. De même, les chaînes de traitement ont été conçues afin de réaliser l'étalonnage et la validation des mesures satellites par comparaison avec des mesures in situ.

Les cartes climatologiques de SSS (Figure I. 1b) montrent une SSS plus élevée dans l'Océan Atlantique que dans les autres océans et une correspondance générale entre les zones climatologiques de faible SSS et de fortes précipitations. Sa valeur moyenne sur l'ensemble du globe est estimée à environ 35 pss, avec une variation pouvant dépasser 15 pss proche des embouchures de fleuves et un maximum supérieur à 40 pss dans la Mer Morte. En plein océan, c'est à dire loin de côtes et des décharges fluviales et en dehors des mers fermées ou semi fermées, la SSS varie entre 32 pss (Pacifique Nord-Est) et 37 pss (Atlantique subtropical Nord).

Motivations pour la mesure de la salinité de surface

La salinité est un paramètre océanographique fondamental car associée à la température, elle permet de déterminer la densité de l'eau de mer, caractéristique majeure de différentes masses d'eau. Les variations de la SSS sont dues aux phénomènes d'évaporation (augmentation de la SSS) et de précipitation (baisse de la SSS), aux décharges fluviales, à la circulation océanique et dans les régions polaires, aux phénomènes de fonte et de formation des glaces. Ces changements sont ensuite transférés à l'océan profond et aux régions avoisinantes par advection ou diffusion.

La salinité de surface joue un rôle important dans le système climatique global. On peut distinguer 4 grandes caractéristiques de la salinité de surface :

1°) Comme indiqué au début de ce paragraphe, la SSS est un indicateur de la variabilité du cycle hydrologique global. Elle donne des informations sur les échanges d'eaux douces avec l'atmosphère (évaporation et précipitation) mais aussi avec les terres émergées et la cryosphère (décharges fluviales et fonte des glaces de mer). Des études effectuées sur les tendances multi-décennales de la SSS ont montré son intérêt comme signature des tendances d'évaporation et de précipitation, notamment dans l'Atlantique Nord ([Gordon et Giulivi, 2008]) et au niveau des Tropiques ([Cravatte et al., 2009], Figure I. 2). De même, en estimant les variations des flux E – P à partir des variations de SSS ces 30 dernières années, [Hosoda et al., 2009] suggèrent une accélération du cycle hydrologique global.

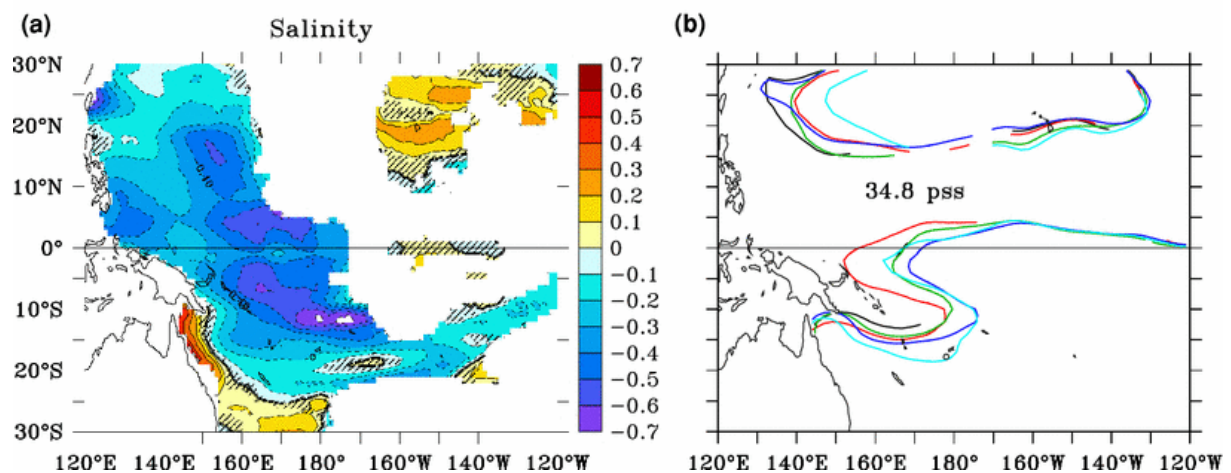


Figure I. 2 : (a) Tendances linéaires calculées sur la SSS entre 1955 et 2003. La barre de couleur représente le changement en SSS observé (en pss/50 ans). (b) Positions moyennes de l'isohaline 34.8 pss entre 1956 et 1965 (trait noir), entre 1966 et 1975 (trait rouge), entre 1976 et 1985 (trait vert), entre 1986 et 1995 (trait bleu) et entre 1996 et 2003 (trait bleu clair) ([Cravatte et al., 2009]).

2°) La salinité a également un lien étroit avec le phénomène ENSO (El Niño / Southern Oscillation). Selon [Ballabrera-Poy et al., 2002], prendre en compte les mesures de SSS pourrait améliorer sa prédiction à 6 – 12 mois. De fortes anomalies positives de SSS ont été observées ([Delcroix, 1998] ; [Maes, 2000]), les années précédant le fort événement El Niño de 1997 – 98, dans le Pacifique Tropical Ouest.

Cette zone du Pacifique Ouest est surnommée « Warm Pool » car elle se caractérise, en temps normal, par des eaux de surface parmi les plus chaudes de l'océan global, par des pluies intenses et des vents faibles. Ces conditions météorologiques induisent une salinité faible et une couche de surface océanique très stratifiée donc très stable, constituant alors la plus grande source chaude de la machine thermodynamique terrestre. A l'inverse, au centre et à l'est de l'océan Pacifique, les eaux profondes plus froides et plus salées remontent à la surface par subduction et forment la « Cold Tongue ». La frontière entre ces deux zones est alors caractérisée par un front étroit de salinité au niveau de l'équateur, le contraste en température étant moins marqué (Figure I. 3 a et b). Lors d'un événement El-Niño, les vents d'est faiblissent pendant que les courants et les forts vents d'ouest déplacent ce front de salinité vers l'est du bassin, augmentant ainsi la SST et diminuant la SSS dans le Pacifique Est. La position de ce front varie selon l'intensité des événements El Niño et La Niña ([Picaut et al., 2001]).

La détection du front de sel de la Warm Pool n'est pas la seule utilisation des mesures de salinité dans la prédiction d'ENSO. La SSS joue également un rôle d'amplificateur du phénomène El Niño grâce à la formation de couches barrières ([Lukas et Lindstrom, 1991], [Maes et al., 2002], [Maes et al., 2005]). Cette couche, stratifiée en salinité mais uniforme en température, se situe entre la thermocline, qui est la limite supérieure des eaux froides profondes, et la base de la couche de mélange océanique. Elle isole donc les eaux chaudes de surface des eaux profondes plus froides et limite leur mélange en cas de forts coups de vent. L'action du vent est alors concentrée sur cette faible couche d'eaux chaudes et peu salées et son déplacement vers l'est en est facilité.

Si la détection de couches barrière est immédiate lorsque des profils verticaux de salinité et de température sont connus, la faible disponibilité de ces profils impose de trouver d'autres moyens de détection. [Maes, 2008] utilise la fréquence de Brunt-Väisälä pour construire un indicateur de la stratification verticale de salinité. Cet indicateur montre une corrélation forte

avec la SSS. Le gradient zonal de SSS le long de l'équateur ($\partial S/\partial x$) est également utilisé pour estimer l'épaisseur et la position des couches barrières ([Delcroix et McPhaden, 2002], [Bosc et al., 2009], Figure I. 3 c et d).

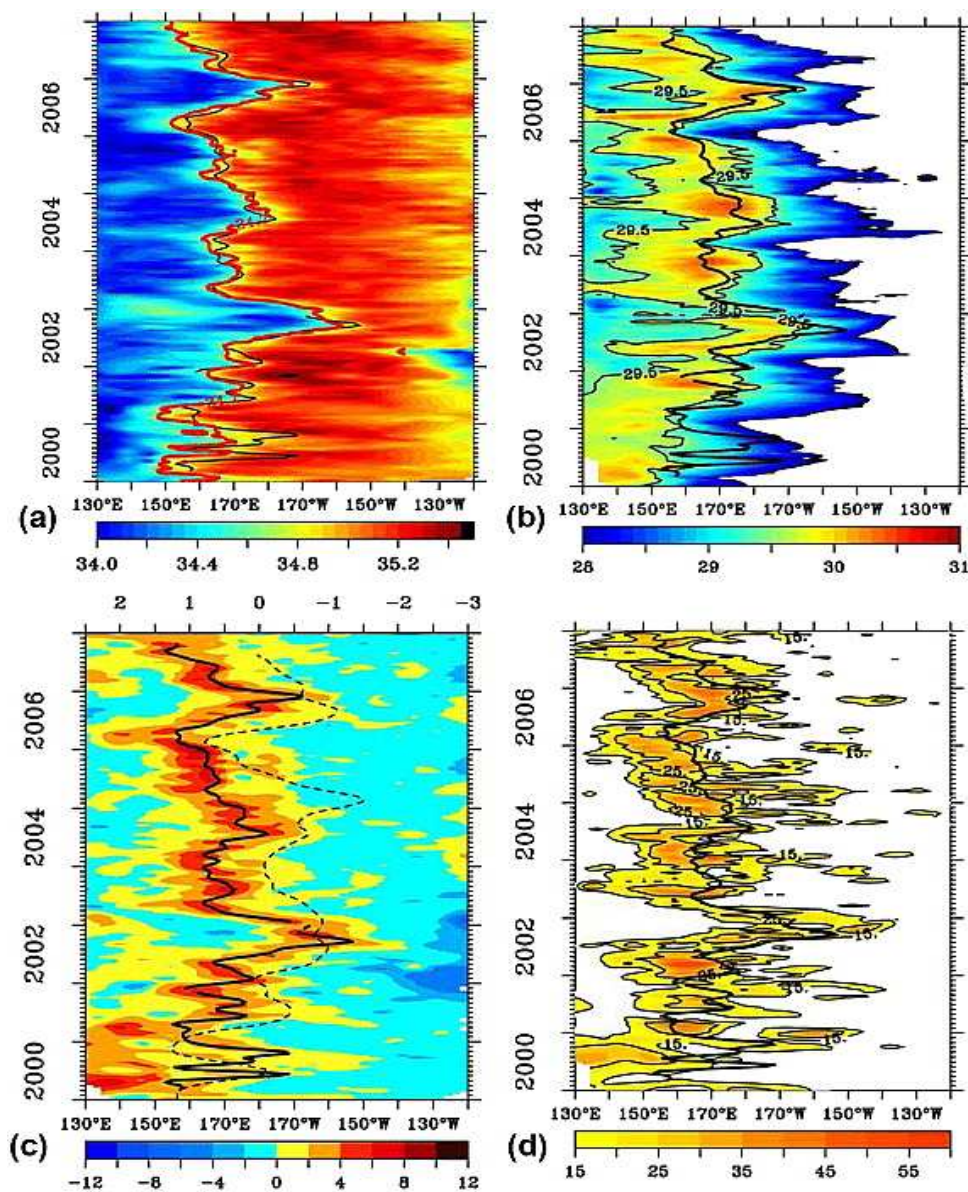


Figure I. 3 : Diagrammes longitude – temps des moyennes entre 2°N et 2°S des (a) SSS, (b) SST (c) du gradient zonal de SSS ($\partial S/\partial x$) et (d) de l'épaisseur de la couche barrière. Le trait noir sur (a) et (d) représente la position du ($\partial S/\partial x$) maximum, la courbe rouge sur (a) montre la position de l'isohaline 34.7 et la courbe noire sur (b) la position de l'isotherme 29.5°C. Sur le panneau (c), la ligne en pointillés noire indique la valeur de l'indice d'Oscillation Sud ou SOI (échelle située au dessus de la figure). Cet indice est fortement relié à l'intensité du phénomène El Nino, négatif en cas d'El Nino et positif pendant un évènement la Nina. Les unités des différents panneaux sont : °C pour (b), $10^{-7} \cdot m^{-1}$ pour (c) et en m pour (d) ([Bosc et al., 2009]).

Les tendances observées entre 1955 et 2003 et analysées par [Cravatte et al., 2009] dans le Pacifique Ouest montrent une augmentation moyenne de la température de la « Warm Pool » associée à une baisse de la SSS. Le front de salinité s'est déplacé vers l'est du bassin, ce qui pourrait modifier la dynamique d'occurrence des événements El Niño. Ce rafraîchissement ne peut être explicité à cause du manque de mesures historiques de SSS.

Cependant, en considérant la relation de Clausius Clapeyron, on peut estimer que plus la température est élevée, plus l'atmosphère peut stocker de la vapeur d'eau qui se transformera ensuite en précipitation. Les zones d'eaux chaudes devraient alors subir une intensification du cycle hydrologique (renforcement des précipitations) entraînant une baisse de la salinité. A l'inverse les zones plus sèches devraient voir leur salinité augmenter avec les phénomènes d'évaporation. Ce phénomène est confirmé par les observations indiquant un renforcement des contrastes régionaux ([Cravatte *et al.*, 2009]). Parallèlement à cette étude, [Reverdin *et al.*, 2007b] montre une extension vers l'Ouest du maximum de salinité.

3°) Les variations de SSS sont parfois associées à des variations de paramètres biogéochimiques, comme la teneur en CO₂ des eaux de surface. Ainsi [Lefèvre *et al.*, 2009] ont mis en évidence une forte corrélation entre la SSS, l'alcalinité, la teneur en carbone inorganique dissous et la pression partielle de CO₂ au large du panache de l'Amazone. Une surveillance de la SSS dans cette région par télédétection permettrait de mieux cartographier la pression partielle de CO₂ à la surface de l'océan et le flux air – mer de CO₂ que l'on peut en déduire (Figure I. 4).

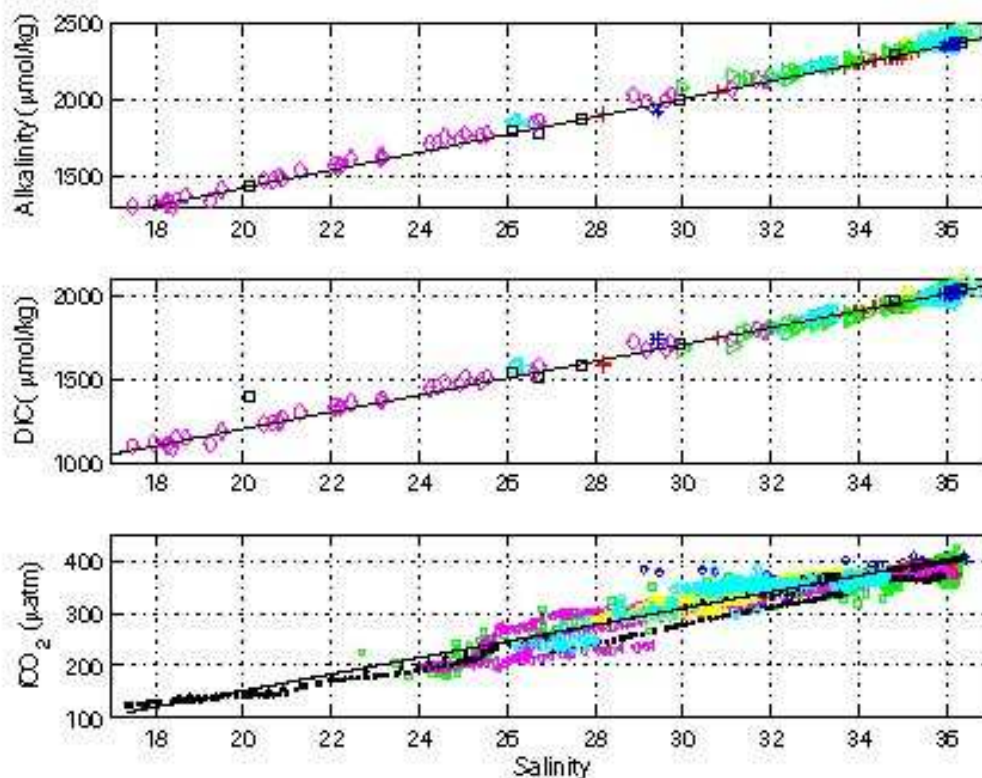


Figure I. 4 : Alcalinité (en $\mu\text{mol.kg}^{-1}$), carbone inorganique dissous (DIC, en $\mu\text{mol.kg}^{-1}$), et pression partielle de CO₂ (en μatm), en fonction de la SSS pour des campagnes dans l'Atlantique tropical ouest ([Lefèvre *et al.*, 2009]).

4°) La salinité est un traceur des masses d'eaux et donc un traceur de la circulation océanique. Le plus bel exemple est sa contribution à la formation des eaux profondes et à la circulation thermohaline. La rencontre entre les eaux fortement salées de l'Océan Atlantique Nord, transportées par le Gulf Stream, et les eaux arctiques très froides et peu salées engendre la formation d'eaux très denses qui vont plonger. Ce mécanisme, appelé convection profonde, va ainsi alimenter la circulation thermohaline globale ([Broecker, 1991]).

Cette circulation globale joue un rôle essentiel dans le stockage et le transport méridien de chaleur ([Ganachaud et Wunsch, 2003]). De manière schématique, au niveau des tropiques, les eaux de surface vont capter la chaleur de l'atmosphère, puis se diriger vers les hautes latitudes. Arrivées aux pôles, ces eaux vont se refroidir, libérant leur chaleur dans l'atmosphère, plonger en profondeur et revenir vers les tropiques (voir Figure I. 5).

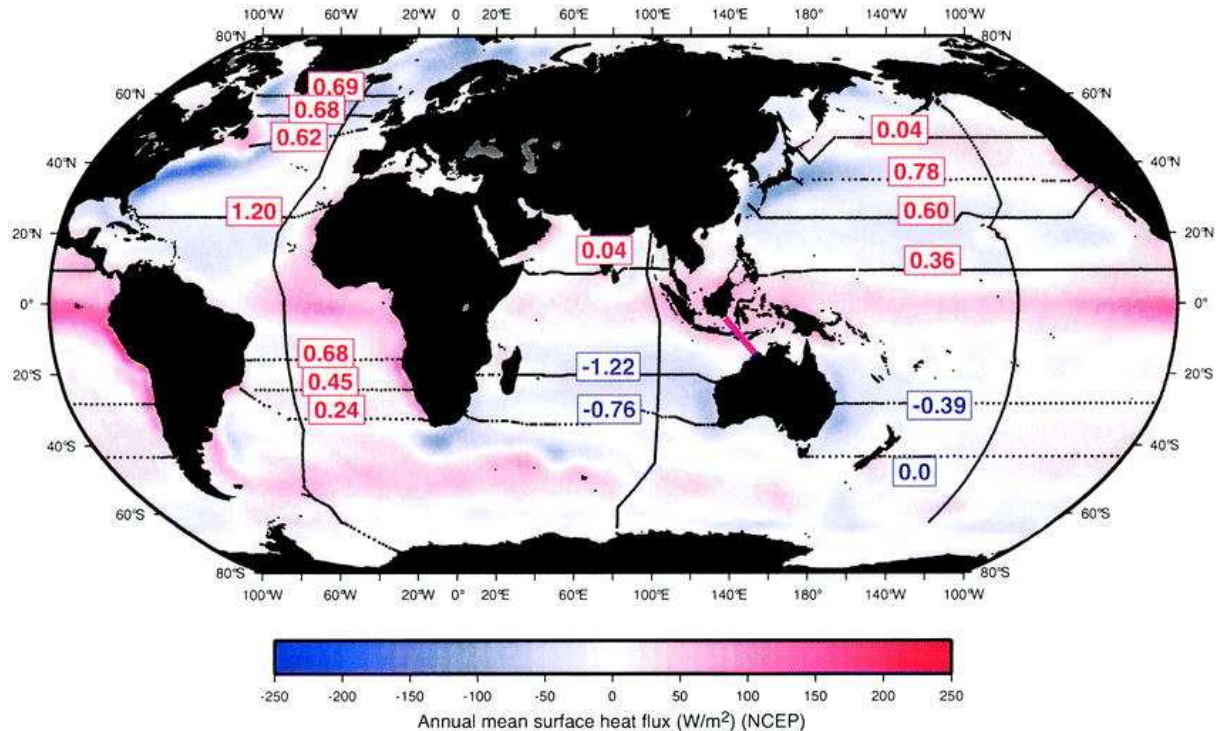


Figure I. 5 : Estimations du flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère en $W.m^{-2}$. Les lignes noires représentent des sections zonales pour lesquelles le transport de chaleur net, perpendiculaire aux sections, a été calculé (le résultat est indiqué dans un rectangle). La barre de couleur indique le flux de chaleur annuel moyen. Les valeurs négatives indiquent un flux de chaleur vers le haut ([Talley et al., 2003]).

Contrairement aux régions tropicales et subtropicales où la stabilité des couches supérieures de l'océan est due à la stratification en température, dans les régions polaires, c'est la stratification en sel qui contrôle la stabilité de ces couches et par conséquent, le maintien de la convection profonde. Or, [Dickson et al., 2002] montre une baisse de la salinité en profondeur dans l'Atlantique ces 40 dernières années, reflétant une baisse générale de la salinité dans les eaux subarctiques. De même, dans la zone Antarctique, malgré un ensemble de données réduit, une baisse de la SSS a été observée à la fin des années 70 ([US CLIVAR Salinity Working Group, 2007]). Ces changements de SSS influent sur la stratification proche de la surface et donc sur la ventilation de l'océan profond.

Une bonne connaissance des propriétés et des variations de la salinité de surface permettrait d'améliorer les modèles océanographiques simulant la circulation océanique, les modèles de prédiction de phénomènes de type El Niño ou encore les modèles de cartographie des flux air – mer de CO_2 . De plus, des études récentes montrent l'apport de mesures de salinité de surface, associées à d'autres paramètres, dans la reconstruction de profils verticaux de température et de salinité ([Agarwal et al., 2007], [Ballabrera-Poy et al., 2009]). Des mesures automatiques et continues de SSS présentent donc un intérêt non négligeable pour étudier et surveiller les changements climatiques.

I.b) Intérêts d'une mesure par télédétection

Couverture spatiale des mesures in situ

En l'absence de mesure par télédétection, les mesures in situ sont le seul moyen pour mesurer la SSS. Une description détaillée des différentes mesures in situ de salinité fait l'objet du paragraphe II.b) de ce mémoire. Malgré la diversité des plateformes de mesure (CTD, profileurs autonomes, bouées dérivantes ou fixes ...), leur couverture spatio-temporelle reste sous échantillonnée et inégalement répartie.

Jusqu'aux années 2000, la plupart des campagnes de mesures se situaient dans les zones côtières, la Mer du Nord et les océans Atlantique Nord et Pacifique Tropical. En divisant la couverture océanique globale en carré de 1° par 1°, 27 % de cette grille, principalement dans le Pacifique Sud Subtropical et dans l'Océan Antarctique, ne comportaient aucune mesure et 70 % en comportaient moins de 10 ([*Bingham et al.*, 2002]). Le programme ARGO lancé en 2000, a permis grâce à un réseau de profileurs autonomes d'avoir des mesures dans des zones difficiles d'accès ou sous échantillonnées ([*Gould et al.*, 2004]). Avec plus de 3000 flotteurs, un profil de salinité et de température est aujourd'hui disponible tous les 300 – 400 km², tous les 10 jours.

Pour faciliter l'accès aux données de salinité, la plupart des mesures effectuées sont collectées et assemblées dans le World Ocean Atlas 2005 ([*Boyer et al.*, 2005], [*Antonov et al.*, 2006]). Des moyennes climatologiques annuelles et mensuelles en sont ensuite déduites. Les cartes mensuelles compilées sur une grille de résolution 1° montrent qu'il reste des zones peu échantillonnées, spécialement dans les hautes latitudes (Figure I. 6). De plus, l'absence dans les données historiques d'échantillonnage spatio-temporel régulier ne permet d'étudier ni la variabilité synoptique saisonnière à interannuelle de la SSS, ni ses possibles liens avec certains processus océanographiques et atmosphériques importants ([*Lagerloef et al.*, 2009]).

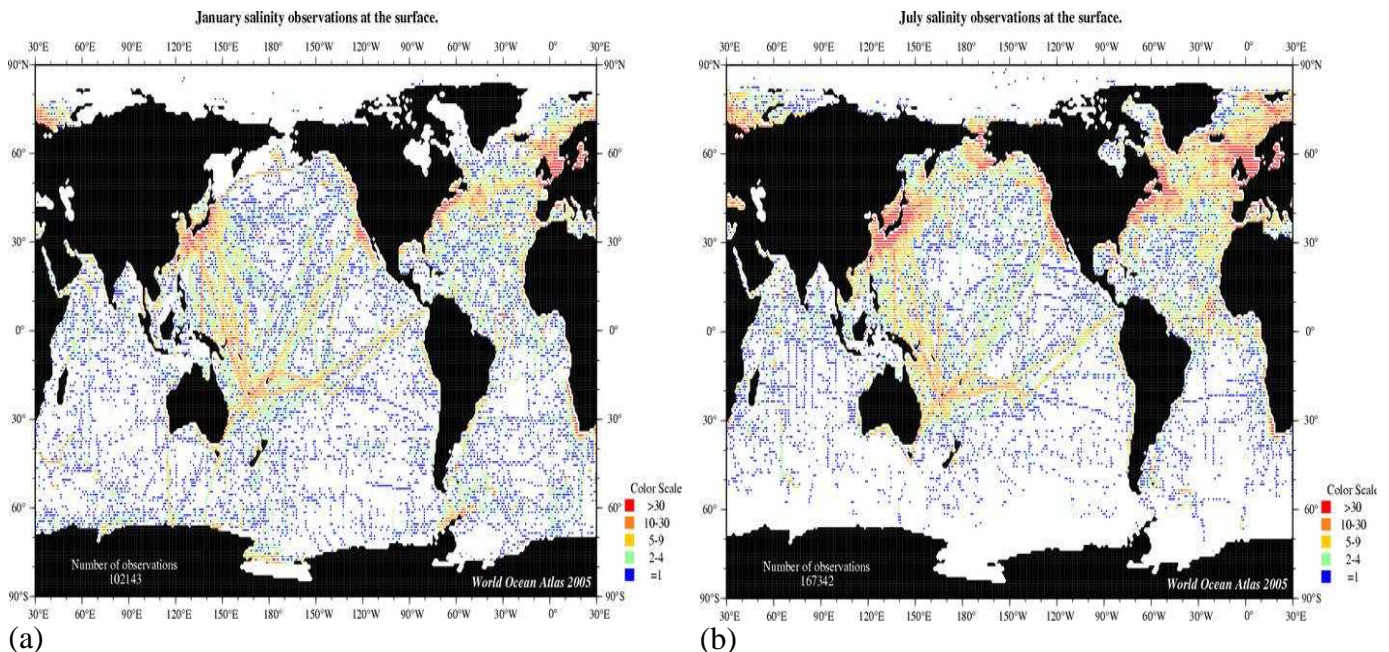


Figure I. 6 : nombre moyen de mesures de salinité de surface inclus dans le WOA05 pour les mois de (a) janvier et (b) juillet (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05F/woa05f.html>). Le code couleur, situé à droite des figures indique le nombre de mesures de salinité en surface.

Pour combler ce manque, la mesure de la SSS par télédétection a été envisagée. Elle permettrait d'avoir une couverture globale en quelques jours, associée à une répétitivité des mesures. De plus, contrairement aux flotteurs Argo ayant chacun des caractéristiques propres, l'utilisation d'un seul instrument facilite la phase d'étalonnage et de validation des mesures.

Apports et objectifs de la télédétection

Les objectifs d'une mesure par satellite de la SSS ont été définis en 1998 par le Salinity and Sea Ice Working Group ([*Lagerloef*, 2001]) :

- améliorer la prédiction climatique saisonnière à interannuelle
- améliorer les estimations des précipitations au dessus des océans et celles des budgets hydrologiques globaux
- surveiller les évènements de variabilité de la salinité à grande échelle et la convection thermohaline.

Grâce aux mesures satellites de SSS, certains phénomènes pourraient être observés:

- les effets des couches barrières sur les flux de chaleur dans le Pacifique tropical
- l'ajustement halostérique (c'est à dire due aux variations de salinité) de l'effet de la montée des eaux dans la conservation de la chaleur
- la circulation thermohaline dans l'Atlantique Tropical
- et l'équilibre des flux d'eaux douces de surface.

La précision de ce type de données est beaucoup plus faible que celle obtenue par des capteurs in situ : supérieure à 1 pss pour les mesures satellites, de l'ordre de 0.1 à 0.001 pss selon les plateformes de mesure pour les salinités in situ. Cependant, la possibilité de produire des cartes moyennées sur quelques jours permettrait d'améliorer cette précision à quelques dixièmes de pss et, grâce à la couverture spatio-temporelle des mesures satellites, l'étude de phénomènes à grande échelle et leur suivi temporel peuvent être envisagés.

Une étude régionale sur le Pacifique Tropical montre qu'une résolution mensuelle de 100 km² et une précision attendue de 0.1 pss seraient suffisantes pour étudier les signaux climatologiques importants de salinité pour une résolution temporelle saisonnière à interannuelle ([*Lagerloef et Delcroix*, 2001]).

De son côté, le groupe Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE, <http://www.godae.org/>) a déterminé les caractéristiques optimales que doivent respecter les mesures satellites de salinité, afin qu'elles puissent être utilisables et, ainsi, améliorer les modèles de circulation océanique globale. La précision demandée est égale à 0.1 pss pour une résolution spatiale de 200 km x 200 km et une donnée moyennée sur 10 jours.

Les deux premiers satellites mesurant la SSS vont être mis en place entre la fin de l'année 2009 et l'année 2011 : il s'agit de la mission américano-argentine Aquarius (lancement prévu fin 2010) et la mission européenne Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS, lancement effectué le 02 novembre 2009). Pour ces deux projets, la mesure de la salinité sera effectuée par un radiomètre, un instrument passif mesurant l'intensité du flux de rayonnement électromagnétique reçue au niveau de l'antenne du radiomètre. La fréquence utilisée est de 1.4 GHz et fait partie de la bande de fréquence nommée « bande L ».

I.c) La mesure par radiométrie en bande L

Un regain d'intérêt pour l'utilisation de la radiométrie pour mesurer la SSS apparaît dans [Lagerloef *et al.*, 1995], suite à la conférence « Satellite Altimetry and the Oceans » tenue à Toulouse en automne 1993. La première tentative de mesure de la SSS depuis l'espace a eu lieu en 1975 à bord de la station spatiale américaine Skylab grâce à un radiomètre de fréquence 1.4 GHz ([Lerner *et Hollinger*, 1977]). Elle a alors montré une corrélation entre les données obtenues et la SSS mesurée, par le biais de la constante diélectrique de l'eau. Cette corrélation avait déjà été mise en avant lors de séries de mesures radiométriques effectuées à partir d'un avion au dessus de décharges fluviales ([Droppelman *et al.*, 1970]) ou près des côtes ([Blume *et Kendall*, 1982]).

La brillance est la puissance électromagnétique reçue par unité d'angle solide et de surface du capteur. Dans le cas d'un corps noir^①, la brillance est proportionnelle à la température physique du corps. Dans le cas d'un émetteur différent d'un corps noir, la température de brillance (T_b) est définie comme la température d'un corps noir ayant la même brillance que l'émetteur observé. Le rapport entre T_b et la température physique de l'émetteur est nommé émissivité et vaut entre 0 et 1 (de l'ordre de 0.7 pour la surface de l'océan observée au nadir en bande L). Elle dépend des propriétés diélectriques de la couche de surface de l'eau et de la rugosité de la surface de la mer, que l'on décrit de façon approchée comme une fonction du vent. Les propriétés diélectriques de l'eau sont modélisées à partir de la SSS, de la SST et de la fréquence. Le principe de la mesure de la SSS par radiométrie s'appuie sur ces relations.

Choix de la fréquence de mesure

La propagation des ondes électromagnétiques dans un milieu dépend de ses propriétés diélectriques. Les relations entre la constante diélectrique et les paramètres océanographiques de la surface de l'eau (SST, SSS, ...) ont été décrits par [Klein *et Swift*, 1977]. Cette relation, vérifiée par des mesures en laboratoire ([Blanch *et Aguiasca*, 2004], [Lang *et al.*, 2007]) semble la plus robuste et est utilisée par les communautés SMOS et Aquarius. Ces relations dépendent de la fréquence de mesure du radiomètre. Le domaine radio hyperfréquence est divisé en plusieurs bandes de fréquence, chacune symbolisée par une lettre (voir Tableau I. 1) :

Bande de fréquence	Intervalle de fréquence (GHz)
P	0.225 – 0.390
L	0.390 – 1.550
S	1.550 – 4.20
C	4.20 – 5.75
X	5.75 – 10.90
K	10.90 – 36.0
Q	36.0 – 46.0
V	46.0 – 56.0
W	56.0 – 100.0

Tableau I. 1 : Les différentes bandes de fréquences.

^① Un corps noir est un objet qui absorbe intégralement tout rayonnement incident à sa surface et qui convertit l'énergie reçue en chaleur ce qui élève sa température physique.

Un radiomètre est un instrument passif, il faut donc choisir pour son utilisation une bande de fréquence protégée, interdite pour toute émission d'origine humaine, ce qui est le cas d'une petite partie de la bande L centrée sur la raie d'émission de l'hydrogène (1.413 GHz). De plus, l'utilisation de la bande L pour la mesure de la SSS par radiométrie a été décidée en étudiant la sensibilité des différents paramètres géophysiques aux températures de brillance (Figure I. 7). Les Tbs ne sont sensibles à la salinité que pour des fréquences basses. Au-delà de 5 GHz, la salinité n'influence presque plus les Tbs à l'inverse de la SST et de la vitesse de vent. Ceci explique notamment le choix des bandes X et K pour les mesures de SST et de vitesse du vent effectuées par les satellites TMI et SSM/I.

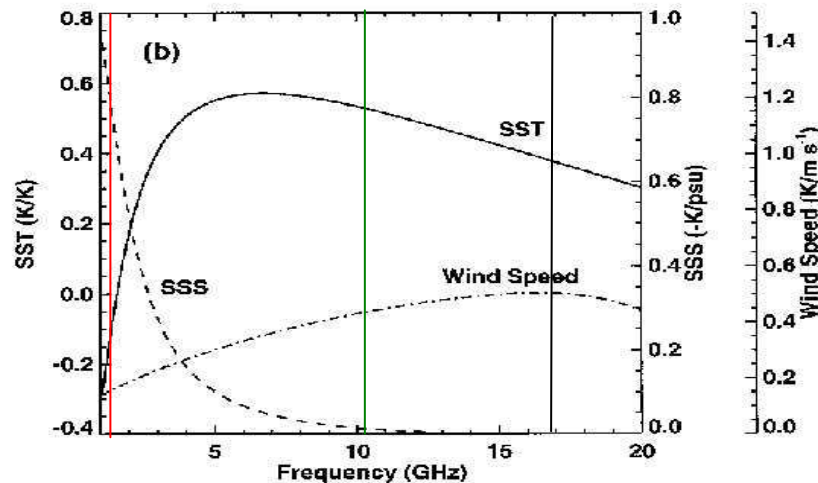


Figure I. 7 : Spectre de la sensibilité radiométrique pour plusieurs paramètres géophysiques : la SSS (trait pointillé), la SST (trait plein) et la vitesse du vent (trait point – turet). Les fréquences sont données en abscisse. La ligne rouge représente la fréquence utilisée pour SMOS (1.4 GHz), la ligne verte est une des fréquences utilisées par le satellite TMI (10.65 GHz) et la ligne noire, une des fréquences utilisées par les satellites SSM/I (19.35 GHz), [Wilheit *et al.*, 1980].

Pour avoir une signature maximale de la SSS sur les Tbs, il faut donc choisir une fréquence protégée et la plus basse possible. Mais, plus la fréquence est basse, plus la résolution spatiale de l'antenne est faible. Un compromis doit être trouvé entre une taille d'antenne raisonnable et une sensibilité à la SSS maximale. Si les deux projets satellites SMOS et Aquarius utilisent tous les deux la fréquence 1.413 GHz, ils n'ont pas fait les mêmes choix en ce qui concerne la résolution spatiale de l'antenne :

- SMOS est équipé du radiomètre MIRAS (Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis). C'est une antenne à synthèse d'ouverture, c'est à dire un réseau d'antennes élémentaires dont les mesures sont combinées par interférométrie ([Kerr *et al.*, 2001]). La résolution angulaire de cette antenne est équivalente à celle d'une antenne à ouverture réelle de taille égale à la distance maximale entre deux antennes élémentaires. L'antenne de SMOS comporte 3 bras de 4.5 m de long en forme de Y. 69 antennes élémentaires sont positionnées de manière régulière le long des bras et sur la partie centrale (voir Figure I. 8b). La résolution spatiale à la surface obtenue sera en moyenne de 43 km et la largeur de fauchée sera de l'ordre de 1000 km. Une couverture terrestre globale sera obtenue en 3 jours.
- Aquarius est équipé de trois radiomètres polarimétriques à 1.413 GHz, d'un diffusiomètre polarimétrique à 1.26 GHz et d'une seule antenne composée d'un réflecteur parabolique de 2.5 m ([Le Vine *et al.*, 2007]). La fauchée est composée de 3 faisceaux, dont la largeur varie de 90 à 150 km selon l'angle d'incidence sous lequel est « vu » un point de la surface (voir Figure I. 9b). Les faisceaux sont disposés de

telle sorte que la largeur de la fauchée globale est égale à 390 km. Une couverture terrestre globale sera obtenue en 7 jours

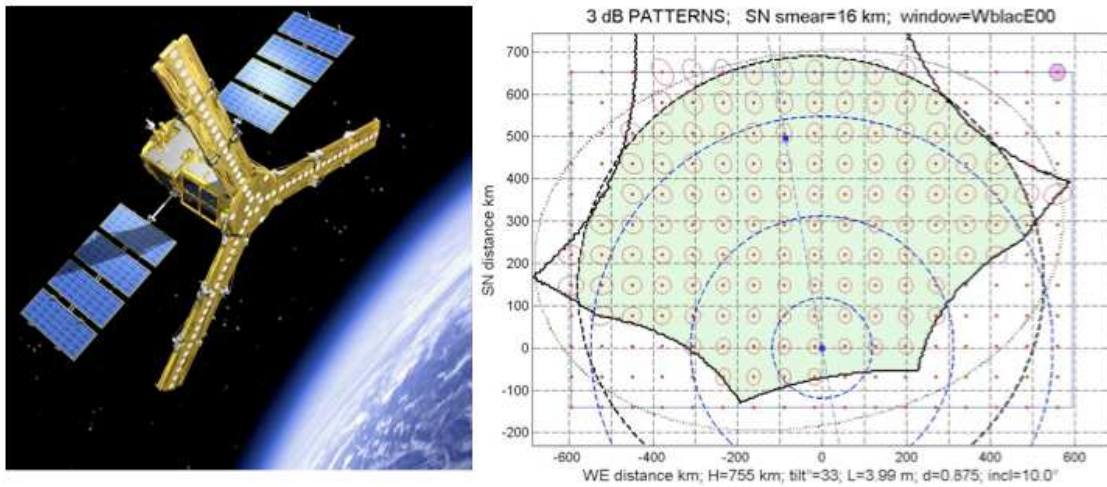


Figure I. 8 : A gauche, vue d'artiste du satellite SMOS, avec les 3 bras d'antenne dépliés. A droite, le champ de vue de SMOS avec une largeur maximale de 1000 km. Les ellipses rouges représentent les différentes zones vues par les antennes élémentaires ([Kerr et al., 2009]).

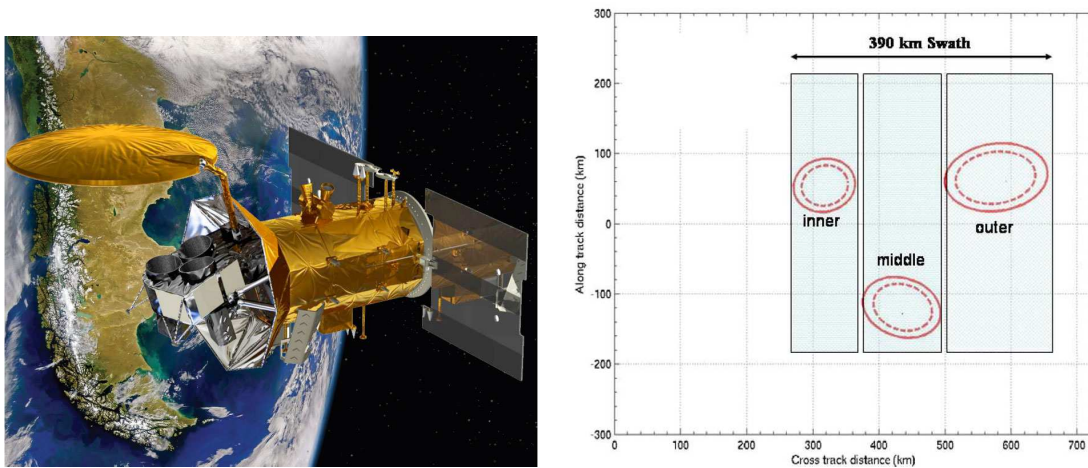


Figure I. 9 : A gauche, vue d'artiste du satellite Aquarius/SAC-D. A droite, le champ de vue d'Aquarius. Les 3 ovales représentent les différentes zones vues par les 3 cornets ([Le Vine et al., 2007]).

La bande L a donc été choisie pour la mesure radiométrique de la salinité. Plus précisément, la fréquence 1.413 GHz a été privilégiée parce qu'il s'agit d'une bande protégée. Elle est de plus quasi-transparente envers l'atmosphère et la vapeur d'eau non précipitante. Ainsi un satellite mesurant à la fréquence de 1.413 GHz pourra observer l'océan quelle que soit la couverture nuageuse.

Paramètres pouvant affecter la mesure radiométrique

Les Tbs mesurées par radiométrie peuvent être affectées par de nombreux facteurs externes. La sensibilité du radiomètre diminue, par exemple, lorsque la SST diminue. L'erreur sur les mesures radiométriques de SSS va donc augmenter vers les hautes latitudes ([Boutin et al., 2004], Figure I. 10).

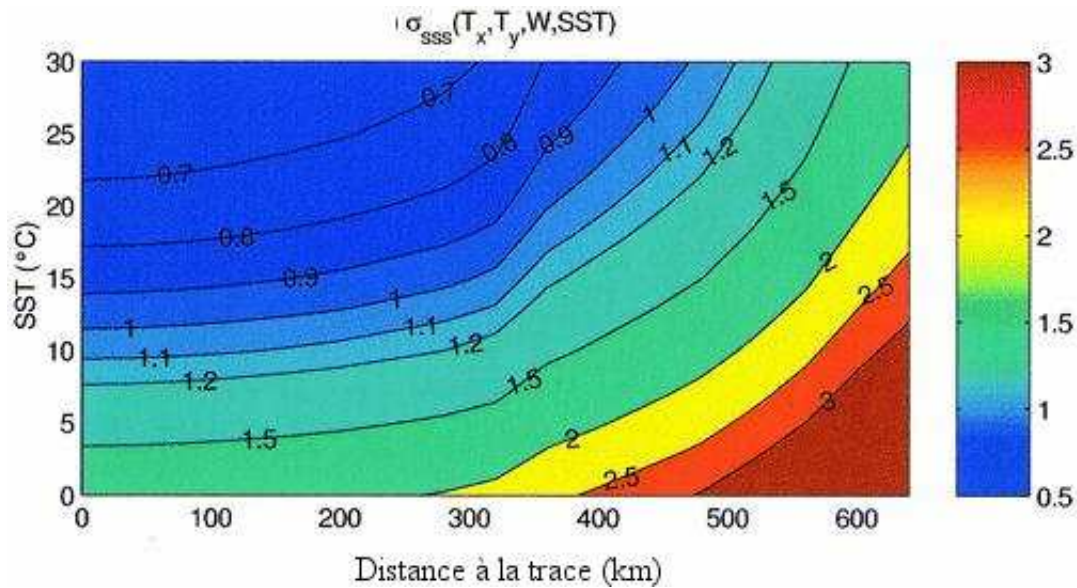


Figure I. 10 : Incertitudes sur les SSS en fonction de la distance depuis le centre de la fauchée et de la SST. Les erreurs, dont les valeurs sont représentées par le légende de couleur, sont calculées pour une résolution de 40 km x 40 km, connaissant le bruit en Tb, en vitesse du vent et en SST ([Boutin et al., 2004]).

Les orbites de SMOS et d'Aquarius sont des orbites polaires héliosynchrones (ou « Low Earth Polar Sun Synchronous Orbit » [Kerr et al., 2009]). Le recouvrement des orbites à hautes latitudes compense en grande partie l'erreur induite par la baisse de la SST lorsque les SSS seront moyennés sur des surfaces constantes.

A l'équilibre thermodynamique, l'émissivité d'une surface, E, est le complémentaire à 1 du coefficient de réflexion, R ($E = 1 - R$). Or la forme de la surface peut induire des phénomènes de diffraction et d'interférences qui, dans le cas de l'émissivité en bande L de la surface de l'océan, ne sont pas du tout négligeables par rapport aux variations d'émissivité dues aux variations de SSS et de SST rencontrées sur l'océan. La rugosité de surface est le plus souvent paramétrisée en fonction de la vitesse du vent. Les Tbs peuvent alors être décomposées en une contribution due à une mer plate (notée Tb_{flat}) et une autre due à une mer rugueuse (notée Tb_{rough}) :

$$Tb_{\text{sea}} = Tb_{\text{flat}} + Tb_{\text{rough}} \quad \text{Eq. I. 1}$$

Dans le cas d'une mer plate, les ondes électromagnétiques vont être réfléchies spéculairement par la surface de la mer. Les relations de Fresnel suffisent alors pour décrire la relation entre émissivité et propriété diélectriques de l'eau de mer (SST et SSS). La sensibilité des Tbs à la SSS dépend alors de la SST et varie de 0.2 K.pss^{-1} (pour une eau à 0°C) à 0.7 K.pss^{-1} (pour une eau à 30°C).

Dans le cas plus réaliste d'une mer rugueuse, les ondes électromagnétiques vont être diffusées à l'interface air-mer. Cette interface peut être considérée comme une superposition de vagues de différentes amplitudes et de différentes longueurs d'ondes. Le paramètre fondamental pour décrire ce spectre de vagues en un point précis est la vitesse du vent. Plusieurs modèles ont été mis au point pour décrire la diffusion des ondes électromagnétiques sur une surface rugueuse. Ceux utilisés dans le cadre du projet SMOS seront détaillés dans le paragraphe suivant.

D'autres éléments externes peuvent perturber le signal radiométrique. Il s'agit d'émissions parasites ou distinctes de l'émission de l'océan qui sont également captées par le

radiomètre. Il faut donc tenir compte de ces signaux dans le processus d'inversion des données. Deux types d'interactions sont à distinguer: les sources d'origine naturelle (bruit galactique, soleil, lune, fond cosmologique) et les sources d'origine humaine (nommées RFI pour Radio Frequency Interference, [Yueh *et al.*, 2001]). Les perturbations du signal dues à son passage dans l'atmosphère sont également à prendre en compte, notamment le phénomène de rotation de Faraday ([LeVine *et Abraham*, 2002], [Skou, 2002]).

Cette thèse a été effectuée sous la direction conjointe de l'entreprise ACRI-St et du LOCEAN. Ces deux entités étant impliquées dans le projet SMOS, ses principales caractéristiques seront explicitées et mis en avant dans ce mémoire. Mais les résultats présentés dans ce mémoire peuvent être appliqués pour l'étalonnage et la validation des mesures SMOS et des mesures Aquarius.

I.d) Les spécificités du satellite SMOS

SMOS est une mission spatiale dirigée par l'ESA en collaboration avec le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) en France et le Centro para el Desarrollo Tecnológico Industrial (CDTI) en Espagne. Sa mission première est de produire des cartes globales d'humidité des sols et de salinité de surface ([Barre *et al.*, 2008]). Le satellite a été lancé avec succès le 02 novembre 2009 sur une orbite polaire et héliosynchrone. La combinaison de l'inclinaison et de l'altitude a été décidée de telle sorte que le satellite puisse « voir » chaque point de la surface terrestre à la même heure locale : 6H du matin pour l'orbite ascendante et 18H pour l'orbite descendante. La largeur de la fauchée de 1050 km permettra une couverture spatiale complète du globe (80°N – 80°S) en moins de trois jours (voir Figure I. 11).

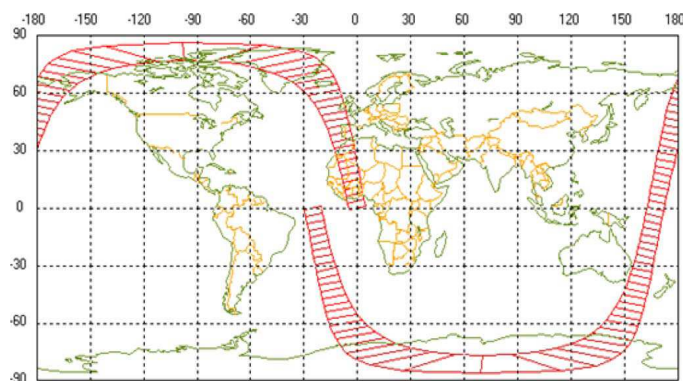


Figure I. 11 : Trace au sol d'une orbite SMOS ([Barre *et al.*, 2008]).

Sur une mesure de salinité « isolée », la précision attendue varie de 0.5 pss à 1.5 pss en fonction de la SST ([Boutin *et al.*, 2004], [Zine *et al.*, 2008]). Etant donnée l'excellente couverture spatiale du satellite, la précision des SSS moyennées sur 10 jours et sur 200 x 200 km² devrait atteindre 0.1 – 0.2 pss sous réserve d'erreurs gaussiennes sur les SSS individuelles.

Plusieurs laboratoires scientifiques espagnols et français participent à ce programme en tant que laboratoires scientifiques experts (ou ESL). Des entreprises privées sont également associées au projet pour écrire et valider les algorithmes informatiques nécessaires. En ce qui concerne la salinité de surface, les ESLs sont le LOCEAN à Paris, l'IFREMER à Brest et l'ICM à Barcelone. L'entreprise ACRI-St est chargée d'écrire et de valider l'algorithme

permettant d'obtenir, à partir des mesures de températures de brillance, les données de SSS. Cet algorithme est appelé, dans la suite de ce mémoire, algorithme d'inversion.

Les différents modèles de rugosité

La première particularité du satellite SMOS est l'utilisation du radiomètre MIRAS et donc d'une antenne interférométrique pour mesurer les Tbs. Ce réseau, par le biais des corrélations entre les signaux provenant de chaque élément d'antenne (nommées visibilités, [Corbella et al., 2004]) permet la reconstruction des champs de température de brillance selon deux directions, correspondant aux polarisations horizontales et verticales ([Anterrieu et Khazaal, 2008]).

Comme indiqué précédemment, le calcul des températures de brillance est effectué en distinguant le cas d'une mer plate et celui d'une mer rugueuse. Pour décrire la diffusion électromagnétique à l'interface air – mer, 3 modèles de rugosité (développés chacun par un des 3 laboratoires experts associés au projet) sont utilisés dans l'algorithme d'inversion du satellite SMOS :

- Le modèle double-échelle a été développé par Emmanuel Dinnat au LOCEAN ([Dinnat et al., 2003]). Son principe est de diviser la surface en petites vagues, se propageant elles – mêmes sur de plus grandes vagues. Les principes de l'optique géométrique sont utilisés pour décrire les phénomènes de réflexion par les vagues de grande longueur d'onde en comparaison à la longueur d'onde du radiomètre. La méthode des petites perturbations est utilisée pour décrire les phénomènes de diffraction et d'interférence induits par les plus petites vagues. Le spectre de vagues utilisé est celui de [Durden et Vesecky, 1985] multiplié par un facteur arbitraire égal à 2.

- Le modèle SSA (Small Slope Approximation), dit « des petites pentes » a été développé à l'IFREMER, [Reul et Chapron, 2001]. Le spectre de vagues utilisé est celui de [Kudryavtsev et al., 1999]. La différence principale entre ces deux modèles théoriques vient de l'utilisation de spectre de vagues différentes.

- Un modèle empirique a été établi et sera ajusté après le lancement de SMOS par l'ICM (Institut de Ciencias del Mar) ([Gabarro et al., 2008]).

Utilisation d'une méthode itérative

Pour obtenir les mesures de SSS du satellite SMOS, une méthode itérative a été privilégiée ([Zine et al., 2008]). A partir de différents paramètres géophysiques (SST, vitesse de vent, ...) fournis par l'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), les températures de brillance a priori sont calculées grâce aux modèles de rugosité double – échelle, SSA et empirique. Un ajustement optimal est alors recherché entre différents paramètres (e.g. SSS, SST, vitesse du vent ...) et les températures de brillance réellement mesurées. Plus de précisions sur cette méthode sont disponible dans l'annexe I). Cette méthode est rendue possible grâce à la technique de mesure de SMOS : le long d'une trajectoire, un même point de la surface est vu une centaine de fois sous différents angles d'incidences et sous deux ou quatre polarisations. Plusieurs mesures de températures de brillance sont ainsi obtenues pour une seule mesure de SSS correspondante. Cette technique d'ajustement permet de réduire le bruit des mesures, mais également les incertitudes des paramètres géophysiques fournis par l'ECMWF.

La mesure de la salinité par radiométrie se heurte à plusieurs problèmes :

- La faible sensibilité à la salinité des températures de brillance
- Les limites de l'instrument lui-même (bruit radiométrique, stabilité ...)

- Le besoin de paramètres auxiliaires (SST, vent, ...) précis et simultanés à la mesure, fournis par des sources extérieures
- La précision des modèles de rugosité de la mer qui sont utilisés dans le processus d'inversion.

Il est donc primordial d'avoir une phase de validation à la fois de l'algorithme d'inversion, et des mesures de salinité effectuées par le satellite.

I.e) L'étalonnage et la validation des données

Plusieurs étapes du projet sont spécifiquement consacrées aux travaux de validation et d'étalonnage. Avant le lancement du satellite, des tests de validation ont été effectués sur l'algorithme d'inversion des salinités SMOS et sur la chaîne de traitement informatique. Les résultats obtenus par Sonia ZINE ([Zine *et al.*, 2008]) et moi en mai – juin 2008 ainsi que les plus récents obtenus en Mars – Avril 2009 par l'entreprise ARGANS sont présentés dans la première annexe de ce manuscrit.

De plus, plusieurs campagnes de mesures radiométriques sont actuellement effectuées, notamment grâce à des campagnes aéroportées (mesures effectuées à bord d'un avion équipé par un radiomètre en bande L). Ces campagnes permettent, entre autres, de vérifier et améliorer les modèles de rugosité ([Delwart *et al.*, 2008]).

En ce qui concerne les mesures de salinité effectuées par SMOS, les travaux d'étalonnage et de validation sont regroupés dans deux projets du groupe TOSCA : le projet GLOSCAL (Global Ocean sea surface Salinity CALibration and validation for SMOS) coordonné par F. Gaillard et le projet CAROLS.

Le projet GLOSCAL regroupe la communauté scientifique française autour de trois grandes thématiques : préparation de la validation des mesures SMOS, amélioration des algorithmes de calcul et utilisation future des données de SSS SMOS. Ce projet a permis de valider et d'analyser les données de salinités in situ disponibles, de tester de nouveaux instruments capables de mesurer la salinité à proximité de la surface et de mettre en évidence plusieurs zones très échantillonnées à privilégier lors de la validation des mesures SMOS.

Le projet CAROLS a pour objectif d'améliorer notre connaissance en matière de radiométrie en bande L et ainsi valider les chaînes de traitement des mesures SMOS. Un radiomètre en bande L est utilisé à bord d'un avion survolant, au cours d'une même campagne, à la fois la surface continentale et la surface océanique. Des mesures de salinité et d'humidité des sols sont effectuées dans la même journée sous la trace de l'avion.

De plus, le Centre Aval de Traitement des données SMOS (CATDS) est basé à Brest pour la salinité et à Toulouse pour l'humidité de surface. Il s'agit de développer des produits de salinité SMOS disponibles de niveau 3 et 4.

Plusieurs niveaux de données SMOS sont distingués selon l'étape de traitement :

- Les niveaux 1A (noté L1A), L1B et L1C concernent les données de visibilités et de températures de brillance.
- Le niveau L2 correspond aux cartes globales de SSS et d'humidité des sols obtenues à chaque passage du satellite.
- Le niveau L3 correspond aux cartes moyennées en espace et en temps (par exemple, sur 200 km x 200 km et sur 10 jours)
- Et enfin le niveau L4 reprend les niveaux L3 pour les associer à d'autres mesures de salinité (in situ ou les futures mesures AQUARIUS) et améliorer ainsi les cartes de SSS.

Sources d'un écart entre mesure in situ et mesures satellite

Pour améliorer les algorithmes d'inversion, une comparaison entre des mesures de salinité in situ et les mesures SMOS est envisagée. Cela permettra également d'ajuster les biais et surveiller les dérives du radiomètre. Mais une telle comparaison nécessite certaines précautions. Les différences avec les données satellites peuvent être provoquées par :

1°) Un mauvais étalonnage du radiomètre ou du capteur de mesure in situ. Le choix des données in situ et leur validité est donc une question essentielle. Pendant ma thèse, j'ai été confrontée à ce problème et cela m'a permis de définir des recommandations et remarques à prendre en compte avant l'utilisation de mesures in situ. Elles sont répertoriées dans le paragraphe II. b. 6)

2°) Les salinités in situ sont mesurées à plusieurs mètres de profondeur alors que les salinités mesurées par SMOS seront représentatives des premiers centimètres sous la surface de l'océan. Cette différence peut engendrer un biais entre les deux mesures notamment en cas de forts événements de pluie ou d'évaporation.

Cette question est au centre de mon travail de thèse. La variabilité verticale de la salinité de surface (0 – 10 m) est cartographiée et analysée en utilisant des mesures in situ (paragraphe II.d) et en utilisant des modèles de circulation océanique (paragraphe III.b) ou des modèles de mélange vertical (paragraphe III.a).

3°) Enfin la différence spatio-temporelle entre la mesure in situ et la mesure satellitaire devra faire l'objet d'études futures.

Le travail effectué pendant ma thèse et présenté dans la seconde partie a pour premier objectif d'évaluer les risques et les biais que peuvent amener une comparaison entre des mesures in situ de salinité et des mesures satellites.

Cette étude m'a permis de dégager des recommandations et des méthodes pouvant améliorer ce travail d'étalonnage / validation (paragraphe II.f). Elles rejoignent et complètent celles établies par le Climate Variability and Predictability Salinity working group ([*US CLIVAR Salinity Working Group, 2007*], qui concernent à la fois les mesures de salinité actuelles, la profondeur des mesures et l'élaboration de nouveaux types d'instruments.

DEUXIEME PARTIE :

VARIABILITE VERTICALE DE LA SALINITE DE SURFACE (0 – 10 m)

Le caractère novateur des satellites SMOS et Aquarius impose un travail d'étalonnage et de validation des mesures très important. Une des techniques retenues par les équipes SMOS est la comparaison entre des mesures de salinité in situ et les mesures fournies par le satellite. Elle permettra de détecter des erreurs ou des biais systématiques et d'améliorer les modèles de transfert radiatif utilisés

Les données in situ de salinités les plus proches de la surface sont, pour la plupart, mesurées à plusieurs mètres, alors que la profondeur de pénétration du signal radiométrique en bande L n'est que d'un centimètre. La présence d'une couche de mélange homogène en température et en salinité, dont la profondeur varie d'une dizaine à une centaine de mètres selon les régions et les mois de l'année ([*De Boyer Montégut et al.*, 2004]), nous incite à penser que cette différence de profondeur n'affectera pas les comparaisons entre une SSS satellitaire et une mesure prise entre 5 et 10 mètres. Néanmoins, les échanges d'eau douces à l'interface air – mer (évaporation et précipitation) peuvent créer une stratification importante dans la couche supérieure de l'océan entraînant un biais entre les mesures SMOS et les mesures in situ.

Les régions océaniques subtropicales sont peu sujettes aux forts événements pluvieux et donc aux dessalures en surface. Les échanges air-mer sont dominés par le phénomène d'évaporation (Figure I. 1a) dont l'influence sur la salinité de surface est négligeable ; le rapport $\Delta SSS / \Delta SST$ est estimée à 0.03 pss par °C, pour des SST proches de 15 °C. Dans les régions océaniques tropicales et équatoriales, le phénomène de précipitation domine et la structure verticale de la salinité peut être affectée par les précipitations. La dessalure en surface associée au mélange vertical océanique va alors créer une nouvelle couche de mélange appelée « rain-formed mixed layer » ([*Price*, 1979]). Dans ce cas, la comparaison et l'étalonnage des salinités inversées SMOS avec des salinités in situ mesurées à 5 m de profondeur peuvent être biaisés.

Pour améliorer l'étalonnage et la validation des mesures SMOS, j'ai choisi d'étudier le comportement de la salinité dans les 10 premiers mètres de la couche de surface océanique. Cette étude permettra de repérer les zones où une simple comparaison entre les mesures SMOS et des salinités à 5 m peut être biaisée et où la salinité de référence doit être la plus proche possible de la surface. Dans le cadre de ma thèse, j'ai réalisé un état des lieux de la variabilité de la salinité dans les 10 premiers mètres de la couche de mélange en utilisant des mesures in situ de salinité. J'ai ensuite étudié de quelle manière ces différences verticales de salinité sont affectées par les conditions météorologiques. Ce travail fait l'objet d'un article scientifique publié dans le Journal of Atmospheric and Oceanic Technology : [*Henocq et al.*, 2009]. Il est disponible en annexe D de ce mémoire. Certains résultats ou méthodes exposés dans cette seconde partie y sont présentés plus en détails. J'indiquerai alors dans une note en bas de page, la section de l'article dans laquelle vous trouverez plus de détail sur ce point.

Avant d'aborder le traitement de données in situ, j'exposerai les connaissances bibliographiques existantes sur la variabilité de la salinité en surface. Des observations historiques et récentes de dessalure en surface donnent un ordre de grandeur de plusieurs

dixièmes de pss entre 0 et 10 m de profondeur (paragraphe II.a). Pour réaliser ce travail le plus précisément possible, je me suis attardée sur la validité des données de salinité de surface disponibles. Cela m'a permis de dégager certaines recommandations à prendre en compte lors de leur utilisation ainsi que des méthodes de correction et de sélection de données. Celles-ci sont disponibles dans le paragraphe II.c), après une description détaillée des différentes mesures de profil de salinité et de température en accès libre (paragraphe II.b).

Enfin, le paragraphe II.d) détaille les différents résultats obtenus sur la variabilité verticale de la salinité. La zone étudiée s'étend de 30° N à 30° S sur l'ensemble des régions océaniques. Les différences verticales de salinités entre 1 et 10 m sont ensuite reliées statistiquement aux taux de pluie et à la vitesse du vent mesurés par satellite (paragraphe II.e). Les conséquences pour l'étalonnage/validation des mesures SMOS déduites de ces résultats sont récapitulées dans le paragraphe II.f)

II.a) La variabilité naturelle de la salinité à l'échelle locale.

Le vent agit sur les couches supérieures de l'océan en induisant, selon la théorie d'Ekman, un mélange des eaux de surface. Ainsi la couche de mélange océanique, caractérisée par une température et une salinité uniformes, isole les eaux profondes des échanges air – mer. La profondeur de la couche de mélange varie selon les saisons et la position géographique et peut atteindre une centaine de mètre. Suivant ce principe, il n'est pas rare de voir des mesures de salinité prises à plusieurs mètres de profondeur considérées comme des salinités de surface. Or, de nombreuses campagnes océanographiques ont observé l'influence des précipitations sur la surface de l'océan et ainsi démontré l'existence de lentilles d'eau douce en surface. Celles-ci engendrent des différences verticales de salinité supérieures à plusieurs dixièmes de pss dans les premiers mètres de la couche de surface océaniques ([Soloviev et Lukas, 1997]).

Equation – bilan de la salinité dans la couche de mélange

Plusieurs phénomènes météorologiques et océaniques influent sur la salinité de surface : les échanges air – mer (évaporation et précipitation) mais aussi les échanges entre masses d'eaux. Si les processus de mélange à petite échelle sont négligés, la variabilité locale de la salinité à l'intérieur de la couche de mélange est régie par l'équation ([Delcroix et al., 1996]) :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = A + \frac{S}{h}(E - P) \quad \text{Eq. II. 1}$$

avec S la salinité à l'intérieur de la couche de mélange, A le terme d'advection, h la profondeur de la couche de mélange, E le taux d'évaporation et P le taux de précipitation. Le terme d'advection dépend de la vitesse du vent et se compose en 3 termes : l'advection zonale ($u \cdot \frac{\partial S}{\partial x}$), l'advection méridienne ($v \cdot \frac{\partial S}{\partial y}$) et l'advection verticale (avec H la fonction

d'Heaviside, égale à 0 lorsque $\frac{dh}{dt} < 0$ et égale à 1 dans le cas contraire) :

$$A = -u \cdot \frac{\partial S}{\partial x} - v \cdot \frac{\partial S}{\partial y} + \frac{1}{h} \frac{dh}{dt} H\left(\frac{dh}{dt}\right)(S - S_{z=h}) \quad \text{Eq. II. 2}$$

Dans mon étude, l'influence de l'advection ainsi que celle de l'évaporation est négligée. En ce qui concerne l'advection, il est difficile de mesurer in situ les composantes de l'Eq. II. 2 et donc d'estimer l'influence de l'advection sur les dessalures en surface.

Le choix de négliger l'influence de l'évaporation a été guidé par les valeurs journalières du taux d'évaporation dans les tropiques par rapport à celles des taux de précipitation. En effet, les taux d'évaporation journaliers, estimés par le projet OAFlux (Objectively Analyzed Air – Sea Fluxes for the Global Oceans, <http://oaflux.whoi.edu>, Figure II. 1, les jours présentés, le 1^{er} Janvier, le 1^{er} Avril, le 1^{er} Juillet et le 1^{er} Octobre de l'année 2002, sont représentatifs de l'évolution saisonnière de l'évaporation) à partir de la relation développée par [Yu, 2007] sont de l'ordre du dixième de mm par heure (entre 0,2 mm.hr⁻¹ en pleine mer, dans les régions tropicales et jusqu'à 0.5 mm.hr⁻¹ près des côtes). Or, je me suis intéressée dans cette thèse à des événements pluvieux de plusieurs dizaines de mm.hr⁻¹ et j'ai donc pris le parti de négliger le taux d'évaporation.

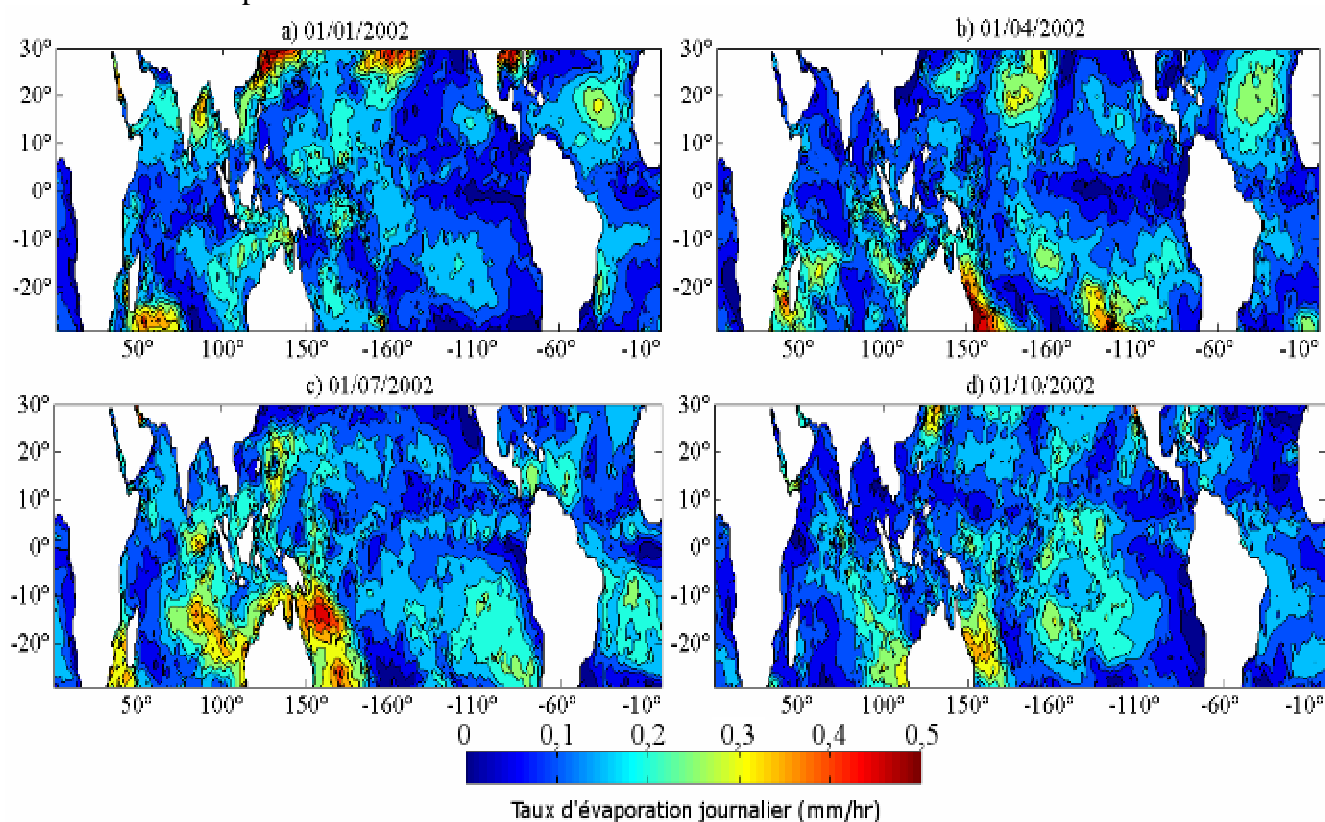


Figure II. 1 : Taux d'évaporation global journalier estimé par les équipes du projet OAFlux (<http://oaflux.whoi.edu>) pour les journées du (a) 1^{er} janvier 2002, (b) 1^{er} Avril 2002, (c) 1^{er} Juillet 2002 et (d) 1^{er} octobre 2002. Les couleurs indiquent la valeur du taux d'évaporation en mm par heure.

Les premières observations de dessalure en surface

Les premières études de l'influence des précipitations sur la salinité de surface ont été réalisées en laboratoire ([Katsaros et Buettner, 1969]) et ont montré la complexité de ce phénomène. De nombreux éléments comme la taille et la distribution des gouttes de pluies, la vitesse du vent ou encore les turbulences à la surface de l'océan sont à prendre en compte dans la modélisation du phénomène. A partir des données recueillies durant la campagne BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment), [Elliott, 1974] a tenté d'évaluer le taux de précipitation total, connaissant les changements de salinité induits. Mais

la variabilité naturelle de la salinité reste trop proche de l'influence des précipitations observée durant cette campagne (environ 0.15 pss). D'autres modèles ont ensuite été développés, soit pour calculer la dessalure en surface ([Schlüssel et al., 1997]) soit pour calculer la profondeur de la nouvelle couche de mélange induite par la pluie ([Miller, 1976], [Price et al., 1986]). Ce dernier sera explicité et utilisé dans la troisième partie de ce mémoire.

De nombreuses observations de dessalures en surface justifient l'étude de la variabilité verticale de la salinité à partir de données in situ. [Ostapoff et al., 1973], [Soloviev et Lukas, 1997] ou encore [Wijesekera et al., 1999] montrent, suite à un phénomène pluvieux, une baisse de la salinité de surface de plusieurs dixièmes de pss (de 0.12 à 2 pss) se propageant de quelques centimètres à plusieurs mètres sous la surface (de 2 cm à plus de 40 mètres de profondeur)^①. La salinité peut donc varier fortement entre la surface et plusieurs mètres de profondeur en cas de pluie.

Evolution temporelle de la salinité en cas de pluie

Plus récemment, l'évolution temporelle de la salinité de surface et son comportement en cas de fortes pluies peuvent être étudiés grâce aux mouillages du réseau Tropical Atmosphere Ocean (TAO, la description complète de ce réseau est disponible dans le paragraphe 0. Certaines bouées mesurent simultanément la salinité et la température à 1, 5 et 10 m de profondeur toutes les heures et le taux de précipitation toutes les 10 minutes. C'est le cas du mouillage ancré en 3.5°N – 95°S qui enregistre entre le 28 janvier 2003 et le 03 février 2003, plusieurs cas de dessalures en surface (Figure II. 2, deux autres exemples sont disponibles dans l'article^②). Chacune de ces dessalures est précédée d'un événement pluvieux. La baisse, puis l'augmentation, de la salinité à 1 m de profondeur est progressive.

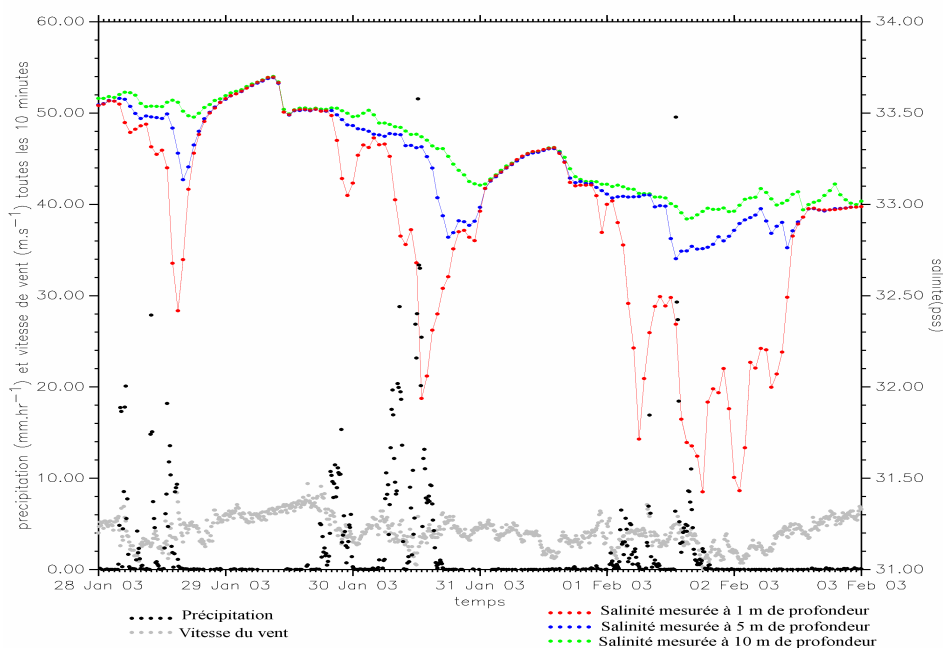


Figure II. 2 : Influence de la pluie sur la salinité mesurée par le mouillages TAO situé à 3.5°N, 95°W. Les mesures effectuées à 1 m de profondeur sont représentées par une courbe rouge, à 5 m de profondeur par une courbe bleue et à 10 m de profondeur par une courbe verte. Les points noirs représentent le taux de précipitation mesuré toutes les 10 minutes.

^① Pages 173 et 174

^② Page 181 pour la description des exemples et page 209, Fig. 1

Le Tableau II. 1 regroupe les principales caractéristiques de ces dessalures en surface. J'ai estimé que la durée d'une dessalure en surface correspond à la période pendant laquelle la différence de salinité entre 1 et 10 m de profondeur reste supérieure à 0.1 pss.

Dessalure en surface						
Date	Le 28/01/03 de 5H à 19H	Du 29/01/03 à 21H au 31/01/03 à 00H		Du 01/02/03 2H au 02/02/03 12H		
Baisse totale de la salinité à 1 m (pss)	1.030	1.413		1.474		
Baisse totale de la salinité à 5 m (pss)	0.440	0.670		0.339		
Baisse totale de la salinité à 10 m (pss)	0.136	0.421		0.142		
ΔS maximum entre 10 m et 1 m (pss)	1.141	1.432		1.536		
Vitesse de vent moyenne ($m.s^{-1}$)	3.54	4.08		3.66		
Événements de pluie associés	1	2		2		
Date des événements de pluies	28/01/03 de 04H00 à 15H00	29/01/03 de 17H50 à 23H50	30/01/03 de 06H00 à 16H30	01/02/03 de 00H40 à 09H10	01/02/03 de 12H50 à 18H20	
Taux maximum ($mm.hr^{-1}$)	27.870	15.345	51.530	16.920	49.530	
Accumulation totale de pluie (mm)	51.095	34.345	113.468	17.1917	38.993	

Tableau II. 1: Caractéristiques des dessalures en surface observées du 26 janvier 2003 au 03 février 2003 sur le mouillage TAO (3.5°N – 95°W). La vitesse moyenne du vent est calculée sur toute la période de dessalure en surface.

Pour chacune de ces dessalures, le mouillage a enregistré simultanément un ou plusieurs événements pluvieux dont le taux maximal peut dépasser $50 mm.hr^{-1}$. Les différences de salinité entre la surface et 10 m de profondeur atteignent plus de 1 pss en cas de fortes pluies et perdurent pendant plusieurs heures, voire une journée.

Les événements de pluie associés montrent que :

- La salinité à 1 m de profondeur commence à décroître peu de temps après le début de la pluie (de 30 minutes à 3 heures). De même, celle-ci augmente peu de temps après la fin de l'événement pluvieux et retrouve sa valeur d'origine plusieurs heures après. Ces résultats sont cohérents avec les observations faites par [Hénin et Grelet, 1996].

- Par contre la dessalure en surface n'a d'influence sur la salinité à 5 ou 10 m qu'une dizaine heures après le début de la pluie.

- Les observations effectuées entre le 28/01/03 et le 02/02/03 montrent que l'accumulation totale de pluie n'est pas suffisante pour expliquer une différence importante de salinité entre 1 m et 10 m. En effet le deuxième événement de dessalure en surface (du 29/01/03 21H au 31/01/03 minuit) est associé à l'accumulation de pluie la plus importante mais pas à la différence de salinité la plus importante (plus de 147 mm tombés en 23 heures pour une différence maximale de 1.4 pss entre 10 et 1m de profondeur). Les événements de pluie passés influencent également la réaction de la couche de surface en cas de dessalure. Le vent reste globalement faible pendant les trois dessalures de surface observées.

Persistance des différences verticales de salinité

S'il est maintenant avéré que la salinité peut varier de plusieurs dixièmes de pss dans les 10 premiers mètres de la couche de surface en cas de pluie, ces événements semblent très restreints en temps et en espace. Une résolution typique des niveaux L3 SMOS, telle que proposée par le groupe GODAE, est définie comme des cartes de salinité moyennées sur 200 km x 200 km et sur 10 jours ; ces différences verticales de salinité sont-elles alors suffisamment persistantes dans le temps pour créer un biais sur les produits L3 SMOS ? Quelle est la signature de ces dessalures en surface lorsque les salinités sont moyennées sur 10 jours ?

Les mesures effectuées sur les mouillages TAO montrent qu'une différence verticale de salinité supérieure à 0.1 pss entre 1 et 10 m de profondeur peut persister pendant plusieurs heures. Leur fréquence et leur persistance dépendent de leurs positions géographiques^①. Pour pouvoir analyser les répercussions de ces résultats sur les produits L3 de SMOS, j'ai moyenné les différences verticales de salinités entre 1 et 10 m mesurées sur plusieurs mouillages TAO (Figure II. 3, les différences représentées sont calculées suivant la formule $S(10\text{ m}) - S(1\text{ m})$).

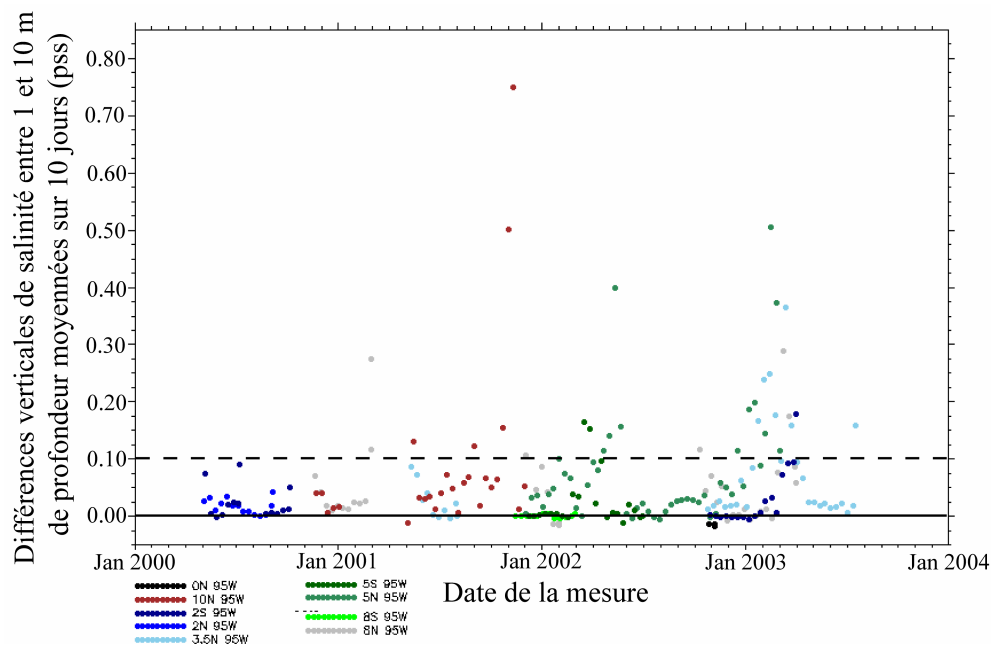


Figure II. 3 : Moyenne sur 10 jours des différences verticales de salinité, $S(10\text{ m}) - S(1\text{ m})$, mesurées sur des mouillages TAO situés sur la longitude 95°W . Chaque couleur représente un mouillage.

Si la plupart des moyennes restent inférieures à 0.1 pss, certaines peuvent atteindre 0.5 pss. De même, si l'extension géographique d'une pluie atteint rarement une région de 200 km x 200 km, le mélange et les courants de surface peuvent étendre cette poche d'eau plus fraîche et ainsi créer des biais artificiels entre les mesures effectuées par SMOS et les mesures de salinité in situ.

Les précipitations apparaissent alors comme un problème majeur pour l'étalonnage des mesures SMOS. De plus, [Cronin et McPhaden, 1999] ont établi, à partir de mesures

^① Page 183, lignes 6 à 18

effectuées dans le Pacifique Ouest équatorial, le cycle diurne de salinité dû à la pluie et au mélange océanique. Celui-ci se caractérise par une salinité de surface maximum le matin (entre 03H et 07H, heure locale) et minimum en fin d'après midi (entre 14H et 17H, heure locale, Figure II. 4). Or les heures de passage des satellites SMOS et AQUARIUS coïncident avec ces deux périodes : 6H et 18H.

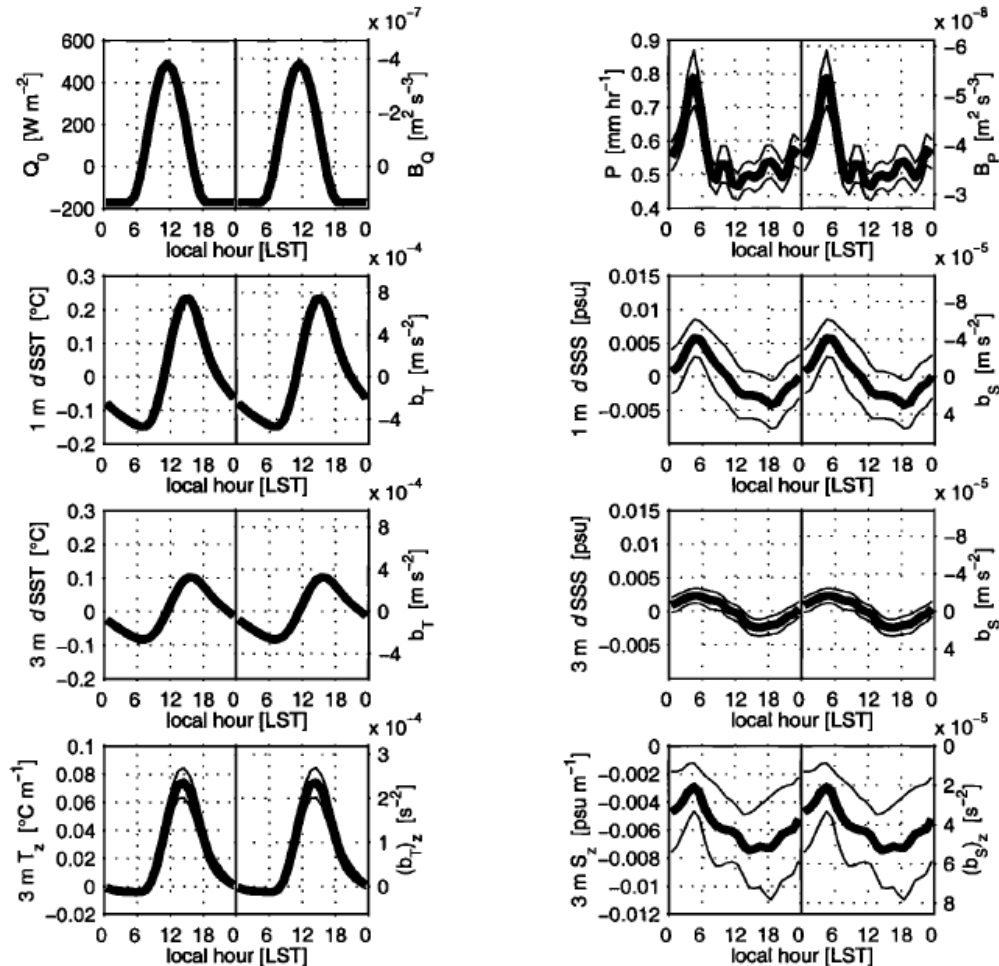


Figure II. 4 : Sur la colonne de gauche, les cycles diurnes des flux de chaleur net à l'interface air – mer, les anomalies de température mesurées à 1 et 3 m et le gradient vertical de température à 3 m. Sur la colonne de droite sont représentés les cycles diurnes des précipitations, des anomalies de salinité à 1 et 3 m et le gradient verticale de salinité à 3 m. Les traits fins marquent les limites de l'intervalle de confiance à 95%.

Les axes situés à droite de chaque figure correspondent aux flux de flottabilité et aux flottabilités de surface correspondants. Les calculs ont été effectués par [Cronin et McPhaden, 1999], sur l'ouest de l'océan Pacifique à partir de mesures effectuées sur des mouillages TAO.

L'étape d'étalonnage et de validation des données SMOS est donc une étape cruciale. Les deux principaux obstacles sont les différences verticales de salinité engendrées par les événements pluvieux et la disponibilité des mesures in situ. Les dérives non corrigées en temps réel de certains instruments de mesures in situ ajoutent un risque de biais en cas de comparaison avec des données SMOS. Au cours de ma thèse, j'ai été amenée à établir une liste des données de salinité en libre accès et de leurs caractéristiques. J'ai également été confrontée à des problèmes de validité et de tri des mesures in situ. Cela m'a permis de dégager plusieurs points à prendre en compte pour augmenter la précision du travail d'étalonnage et de validation des données SMOS.

II.b) Les données de salinité de surface disponibles

Sans l'apport de la télédétection, les mesures in situ restent la seule méthode d'obtention de données de salinité. Celles-ci sont, pour la plupart disponibles librement auprès d'organismes internationaux. Pour les utiliser de manière optimale et précise, il est nécessaire de connaître leur mode d'échantillonnage et leur critère de fiabilité.

Dans les paragraphes suivants, les caractéristiques des principales plateformes de mesure de salinité sont détaillées. Pour chacune de ces plateformes, la répartition géographique, l'échantillonnage vertical et la signification des différents indices de qualité sont répertoriés. Les précisions annoncées par les constructeurs et par les organismes de mesure sont également données ; dans la réalité, celles réellement associées aux mesures sont généralement de moins bonne qualité. Enfin, pour chaque plateforme de mesure, j'ai dégagé plusieurs recommandations à prendre en compte pour l'utilisation de ces données de salinité de surface (entre 0 et 10 m de profondeur). Toutes ces recommandations sont reprises dans une fiche technique à la fin de ce manuscrit.

II. b. 1) Le projet Argo (<http://www.Argo.ucsd.edu/> et <http://www.coriolis.eu.org/>)

Le projet Argo ([Gould *et al.*, 2004]), depuis ces débuts en 2000, a pour objectif premier d'améliorer notre connaissance de la circulation océanique. Pour cela, des flotteurs autonomes sont déployés dans toutes les régions océaniques et fournissent des profils verticaux de température et de salinité.

La coordination de l'ensemble de ces déploiements est assurée par les membres du projet Argo et la transmission des données par balise Argos est contrôlée au centre d'information Argo (Argo Information Centre, Toulouse, France). Le contrôle qualité et la distribution publique de ces données sont assurés par deux organismes appelés GDAC pour Global Data Assembly Centers : le centre français Coriolis à Brest (<http://www.coriolis.eu.org/>) et le centre américain GODAE à Monterey, Californie (<http://www.usgodae.org/Argo/Argo.html>). Ils favorisent l'accès des données Argo aux utilisateurs en uniformisant les formats et en vérifiant la validité des données.

Pour répondre aux objectifs du programme WOCE (World Ocean Circulation Experiment), les premiers profileurs autonomes ont été déployés en 1990 dans le passage de Drake. Des capteurs de température et de salinité ont ensuite été intégrés, respectivement en 1991 et en 1994 ([Davis *et al.*, 2001]). Les premiers déploiements pris en charge par le projet Argo ont été réalisés en 2000.

Fonctionnement

Le principe des profileurs autonomes Argo est simple et s'articule autour d'un cycle de n jours, le nombre n étant défini par le scientifique responsable du déploiement. Après avoir été mis à l'eau, le profileur descend jusqu'à sa profondeur d'ancrage. Arrivé à cette profondeur, il dérive selon les courants jusqu'au $n^{\text{ième}}$ jour, date à laquelle il entame sa remontée en surface. Pendant celle-ci, la température, la pression et la conductivité sont mesurées selon un rythme d'échantillonnage défini par le scientifique responsable. Une fois à la surface, le profileur dérive pendant 6 à 12 heures, le temps que les données acquises soient transmises par le système Argos, puis il entame un nouveau cycle. Ce mode de fonctionnement par défaut est appelé « simple mission operation » (Figure II. 5a).

Sur certains profileurs récents, le mode de fonctionnement est légèrement différent car la descente s'effectue en deux phases : c'est le « park and profile mission operation » (Figure II. 5b). Le profileur descend premièrement jusqu'à une profondeur dite de dérive puis au bout du n-1^{ème} jour, le profileur reprend sa descente jusqu'à la profondeur maximale où il commence à mesurer la température et la conductivité. Le nombre de jours passé en immersion et la profondeur d'ancrage ou de dérive sont déterminés par le responsable du déploiement. Pour la plupart des profileurs, n est égal à 10 jours, la profondeur d'ancrage à 2000 m et la profondeur de dérive à 1000 m. La salinité est calculée à partir des mesures de pression, température et conductivité.

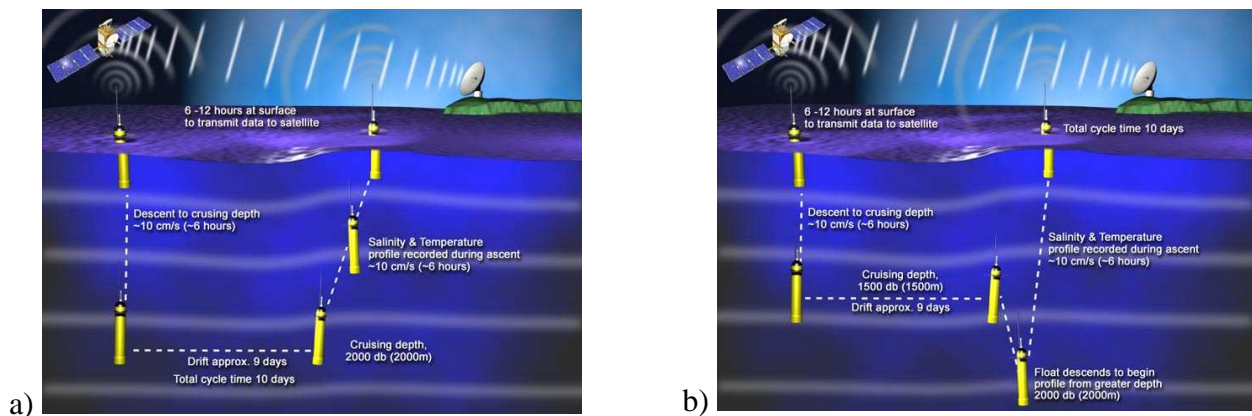


Figure II. 5 : Le fonctionnement général des profileurs Argo et les différentes étapes d'un cycle. Deux méthodes sont à distinguer : le a) « simple mission operation » et le b) « park and profile mission opération (http://www.Argo.ucsd.edu/How_Argo_Floats.html).

Répartition géographique

L'avantage de ces profileurs est d'avoir une couverture spatiale étendue et de fournir des données dans certaines zones difficilement accessibles par bateau. Cependant, même si le nombre de profileurs actifs augmente de manière exponentielle depuis 2000, leur couverture spatiale n'est ni uniforme, ni complète. Certaines zones de divergence de courant ne sont pas échantillonnées. L'Océan Sud reste également sous échantillonné par rapport aux autres zones océaniques. La densité du réseau Argo présentée dans la Figure II. 6 est défini comme le rapport entre le nombre de profileurs présents dans cette zone et le nombre attendu de profileurs dans cette zone (c'est-à-dire, le nombre de flotteurs dans cette zone lorsque l'objectif de 300 flotteurs sur l'ensemble du globe est atteint)

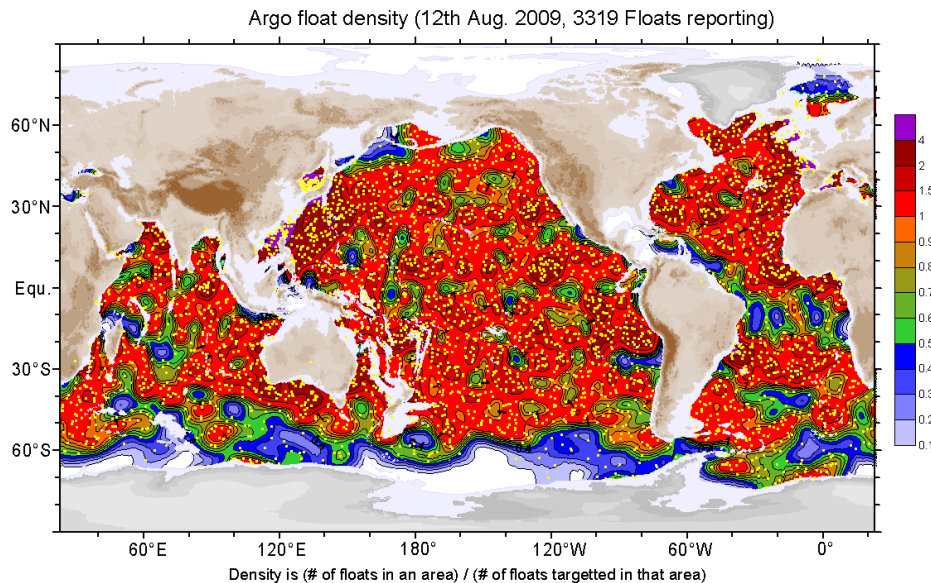


Figure II. 6: Densité des profileurs Argo le 12 Août 2009 dont la valeur est indiquée par la légende de couleur (<http://www.pac.dfo-mpo.gc.ca/sci/osap/projects/argo/images/EarthDensity.gif>.)

Le 19 août 2009, 3319 profileurs étaient recensés sur l'ensemble du globe.

Echantillonnage vertical

Il existe 3 principaux types de profileurs ARGO ayant chacun un mode d'échantillonnage particulier :

- Les profileurs de type APEX (Autonomous Profiling Explorer) produits par l'entreprise américaine Webb Research Corporation et déployés depuis 1997.
- Les profileurs de types Provor produits par l'entreprise française Martec en collaboration avec IFREMER
- Et les profileurs de types SOLO (Sounding Oceanographic Lagrangian Observer) produits par l'institution américaine Scripps Institution of Oceanography

Les deux derniers types de profileurs mesurent la température et la salinité en continu pendant leur remontée. Des moyennes entre deux profondeurs sont ensuite réalisées pour obtenir les données transmises par le profileur. A l'inverse, les profileurs APEX font du « spot sampling ». Leurs mesures de température et de salinité sont prises et transmises à des profondeurs fixes. Au 01/08/08, les profileurs APEX représentaient 65.2% des profileurs Argo actifs, les SOLO 28.1% et les Provor 5.3% (<http://argo.jcommops.org>).

La profondeur maximale des données dépend de la profondeur maximale atteinte par le profileur. Elle est généralement égale à 2000 ou 1000 m. L'échantillonnage vertical est décidé par le responsable du déploiement du profileur, il peut donc être complètement différent d'un profileur à l'autre et varie souvent avec la profondeur (entre 5 et 10 m près de la surface et proche de 50 m pour les profondeurs maximales).

En ce qui concerne les données de surface, une règle s'applique sur l'ensemble des profileurs. Pour éviter que des impuretés viennent boucher les capteurs et ainsi fausser les mesures suivantes, le pompage de l'eau est stoppé dès que le profileur atteint la profondeur de 5 m ([Riser et al., 2008]). Or sur les profileurs SOLO et Provor, la mesure de la température et de la salinité continue à être effectuée grâce à l'eau, prélevée à 5 m de profondeur et conservée dans la cellule de mesure. Le profil transmis peut donc comporter des mesures associées à une profondeur comprise entre 5 m et la surface mais celles-ci ne doivent pas être prises en compte.

Afin d'améliorer la phase d'étalonnage et de validation des satellites SMOS et Aquarius, il est nécessaire d'avoir des données de salinité précises et proches de la surface. Une solution de mesure par « spot sampling » au dessus de 5 m est aujourd'hui discutée par les membres du projet Argo et est notamment envisagée sur les profileurs Provor (paragraphe 2.6 du [Argo - France team, 14 - 15 mai 2009]). Des mesures de profileurs Argo plus nombreuses et plus proches de la surface font également partie des recommandations faites par le [US CLIVAR Salinity Working Group, 2007].

Précision annoncée des mesures

Elle dépend fortement des capteurs embarqués sur les profileurs. Les plus utilisés sont les capteurs produits par FSI (Falmouth Scientific Instruments) ou par SBE (Sea-Bird). Selon le constructeur, la précision de ces capteurs est de 0.002°C pour la température, 0.005 pss pour la salinité et 2.4 db pour la pression.

Contrôle Qualité

On différencie le contrôle des données « en temps réel » et celui « en temps différé ». Le contrôle en temps réel consiste en une succession de tests automatiques sur chaque profil transmis aux GDAC. Le contrôle en temps différé est effectué dès qu'un profileur est en activité depuis plus d'un an. Une mise à jour de ce contrôle est effectuée ensuite tous les 6 mois.

La description complète des différents tests de qualité est disponible en annexe B. Ils permettent de définir un coefficient de qualité pour chaque donnée de température, salinité et profondeur. La signification de ces coefficients est indiquée dans le Tableau II. 2. Elle varie légèrement entre le temps réel et le temps différé.

N°	Signification globale	Précision pour les données en temps réel	Précision pour les données en temps différé
0	Le contrôle qualité n'a pas été effectué		
1	Donnée considérée comme bonne	Tous les tests effectués ont été réussis	La valeur ajustée est statistiquement cohérente et l'estimation de l'erreur statistique est fournie
2	Donnée considérée comme probablement bonne		
3	Donnée probablement fausse mais corrigable	Au moins l'un des tests 15, 16 ou 17 a échoué alors que tous les autres tests ont été des succès. Cette donnée ne devrait pas être utilisée sans une correction scientifique.	Cette donnée a été ajustée mais la valeur peut être erronée
4	Donnée fausse	Au moins un des tests (excepté le test 16) a échoué	La donnée est fausse est non ajustable
5	Donnée modifiée		
8	Donnée interpolée		
9	Donnée manquante		

Tableau II. 2 : Signification des coefficients de qualité Argo

Les principales remarques à prendre en compte avant d'utiliser des données de salinité de surface issues de profileurs Argo sont les suivantes :

- **Vérifier les coefficients de qualité associés aux différentes données utilisées. Les données associées à un coefficient 4 sont à écarter de l'étude, celles associées à un coefficient égal à 2 ou 3 sont à prendre avec précaution.**

- **Connaître la méthode d'échantillonnage du profileur sélectionné. Une mesure de salinité, associée à la profondeur 5 m, transmise par un profileur APEX n'est pas équivalente à une mesure, associée à la même profondeur mais transmise par un profileur SOLO ou Provor.**

- **Ecarter de l'étude toute donnée de flotteur SOLO ou Provor associée à une profondeur inférieure à 4 m. Celle-ci ne correspond qu'à la mesure du reste d'eau puisée à 5 m et conservée dans la cellule de conductivité.**

II. b. 2) Le réseau TAO (Tropical Atmosphere Ocean) (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/disdeld/disdeld.html>)

Répartition géographique

Après le fort événement El Niño de 1982-1983, le besoin de données temps réel dans le Pacifique Tropical pour surveiller, prévoir et mieux comprendre ce phénomène a poussé le développement de mouillages fixes capables de mesurer en surface les conditions atmosphériques et en sub-surface des données océanographiques. Les premières bouées, nommées TAO (Tropical Atmosphere Ocean, [McPhaden *et al.*, 1998]) ont été déployées en 1985 le long de la longitude 110°W. Le réseau s'est ensuite développé en intégrant des bouées TRITON (TRIangle Trans-OceaN), en 1999, dans l'ouest du Pacifique, des bouées PIRATA (PIlot Research moored Array in the Tropical Atlantic) en 1997 et enfin, en 2000 des bouées RAMA (Research Moored Array for African-Asian-australian Monsoon Analysis and Prediction) dans l'Océan Indien.

Au total, 87 bouées TAO/TRITON ont été déployées (dont 74 toujours actives aujourd'hui), 18 bouées PIRATA (dont 15 toujours actives) et 8 bouées RAMA. Leur position recouvre l'ensemble des océans tropicaux avec, en moyenne, une distance de 2 – 3 degrés en latitude et 10 – 15 degrés en longitude (Figure II. 7). De nouveaux mouillages mesurant les flux air – mer ou des paramètres biogéochimiques comme la pression partielle de CO₂ ont été mis en place depuis 2005.

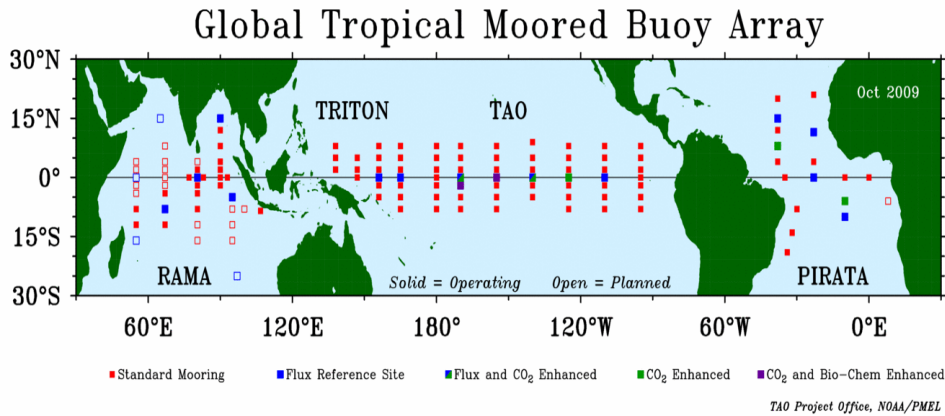


Figure II. 7 : Position des différentes bouées TAO/TRITON – PIRATA – RAMA au mois d’octobre 2009 (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/global/global.html>). Les carrés creux représentent les mouillages qui doivent être mis en place prochainement. Les mouillages standard sont représentés par des carrés rouges, les carrés bleus montrent la position des mouillages dits « de référence pour les flux air – mer ». Enfin les carrés vert et violet symbolisent la position d’un mouillage mesurant la pression partielle de CO₂.

Fonctionnement

Les mesures effectuées par ces bouées sont de deux types : les mesures atmosphériques à la surface de l’océan et les mesures océanographiques sur plusieurs niveaux de profondeur (1 m pour la moins profonde et plus de 500 m pour la plus profonde, Figure II. 8). Les données atmosphériques disponibles sont les composantes du vent (vitesse, direction, ... mesurées à 4 m au-dessus de la surface de l’eau), les radiations petites et grandes longueurs d’ondes, les précipitations (ces 3 paramètres sont mesurés à 3.5 m de hauteur), l’humidité relative, la température de l’air et la pression barométrique (mesurées à 3 m de hauteur). En ce qui concerne les données océanographiques, le profil vertical de température et de salinité est mesuré ainsi que le profil vertical des composantes du courant. Toutes ces mesures sont disponibles sur le site <http://www.pmel.noaa.gov/tao/disdel/disdel.html>. Elles sont effectuées en moyenne toutes les 2 minutes et sont disponibles selon plusieurs résolutions temporelles : trimestrielle, mensuelle, sur 5 jours, journalière ou selon la plus haute résolution disponible :

- 2 minutes pour les radiations petites et grandes longueurs d’ondes,
- 10 minutes pour les autres données météorologiques
- 10 minutes pour le profil de température et de courant
- une heure pour le profil de salinité

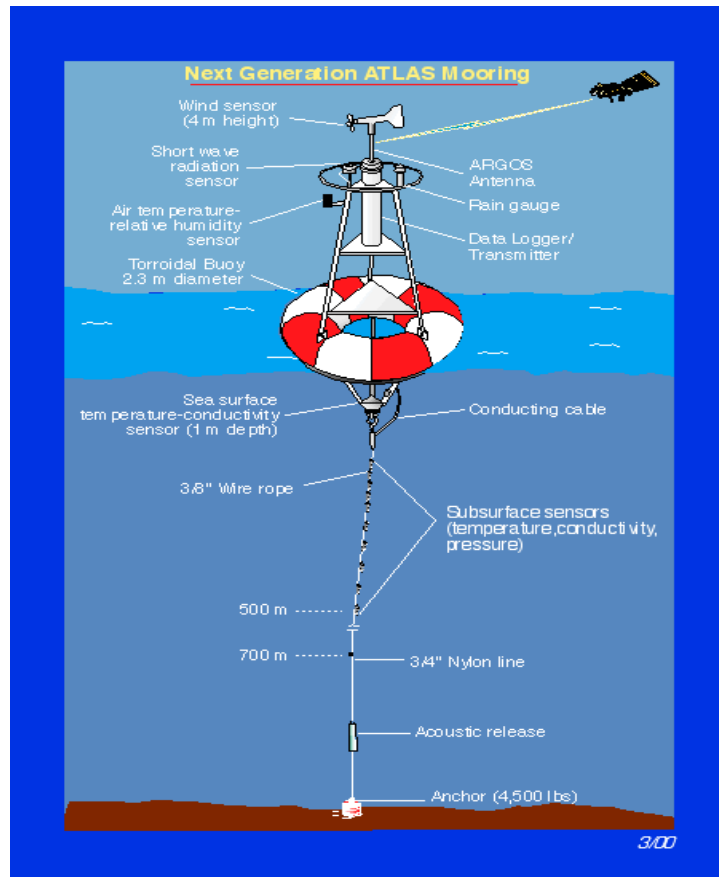


Figure II. 8 : Les différents éléments d'un mouillage TAO (http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/mooring.shtml).

Echantillonnage vertical

Le point commun entre tous les mouillages du réseau TAO/TRITON – PIRATA – RAMA est la profondeur de la mesure la plus proche de la surface. Chacun fournit une mesure de salinité proche de la surface : à 1 m de profondeur pour la plupart et jusqu'à 1.5 m de profondeur pour certains mouillages. Les autres niveaux de profondeur varient d'un mouillage à l'autre. Sur les premières bouées implantées, le deuxième niveau de mesure se situait à 20 m. Aujourd'hui, la plupart des mouillages mesurent la température et la salinité à 5 et 10 m de profondeur. L'échantillonnage vertical le plus fréquent est le suivant : 1, 5, 10, 20, 40, 80, 120 m, et est principalement utilisé sur les mouillages situés sur la longitude 95°W.

Précision annoncée

Les précisions annoncées pour les principaux paramètres, utilisés dans le cadre de ma thèse, sont données dans le Tableau II. 3 :

Paramètre	Précision annoncée	Paramètre	Précision annoncée
Température	0.003 – 0.02°C	Radiation de grande longueur d'onde	1%
Salinité	0.02 pss	Radiation de courte longueur d'onde	2%
Vitesse du vent	0.3 m.s ⁻¹	Précipitation	0.4 mm.hr ⁻¹ sur des données filtrées à 10 minutes

Tableau II. 3: Précision annoncée des différents paramètres mesurés sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA.

Contrôle Qualité

Chaque donnée météorologique et océanographique est accompagnée de 3 indices : l'indice ID indiquant le type de capteur utilisé, l'indice Q pour la qualité de la mesure allant de 0 à 5 et l'indice S dit « de source », allant de 0 à 7.

Pour attribuer l'indice Q, deux étapes de contrôle sont effectuées : en temps réel sur les données transmises par les balises Argos puis en temps différé lors de la récupération des mouillages. La distinction entre les données temps réel et temps différé est donnée par les indices S (Tableau II. 4)

Valeur de l'indice S	Signification
0	Capteur ou mesure absente
1	Temps réel
2	Dérivé à partir des données temps réel
3	Temporairement interpolé à partir des données temps réel
4	Indice inactif pour le moment
5	Temps différé
6	Dérivé à partir des données temps différé
7	Temporairement interpolé à partir des données temps différé

Tableau II. 4 : Signification des indices S associés aux mesures des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA.

En temps réel :

Les différentes étapes du contrôle de qualité sur les données journalières sont détaillées en annexe B, l'indice Q par défaut étant égal à 2. Dans un premier temps, la valeur des données est vérifiée : elle doit appartenir à un intervalle spécifique. Dans le cas contraire, elles sont automatiquement considérées comme manquantes : la mesure devient égale à -9.999 et son indice Q égal à 0. Puis, d'autres vérifications plus contraignantes sont effectuées (voir annexe B). Si celles-ci ne sont pas satisfaites, la mesure n'est pas écartée de la base de donnée mais un message d'alerte est émis. Des tests sont alors effectués sur les mesures suspectes pour vérifier leur validité. Si une erreur est détectée, l'indice Q est associé au chiffre 4, sinon il reste égal à 2.

En temps différé :

Avant son déploiement, chaque mouillage subit un premier étalonnage. Après plusieurs mois de mesure, les capteurs sont récupérés pour un deuxième étalonnage. Les indices Q sont déterminés en fonction des résultats de ces étalonnages pré et post-déploiement, en accord avec les règles suivantes :

➤ **Un indice Q égal à 0** correspond à une donnée manquante, un indice Q égal à 5 est attribué lors d'une déficience du capteur de mesure.

➤ **Un indice Q égal à 1** est associé à une donnée de qualité supérieure, c'est à dire pour laquelle l'étalonnage pré et post déploiement sont en accord

➤ **Un indice Q égal à 2** est décidé lorsque seul un des étalonnages (pré ou post-déploiement) a pu être effectué. C'est donc l'indice de qualité par défaut, lorsque le capteur est actuellement en fonctionnement, ou lorsque qu'il n'a pas pu être récupéré ou pas pu être étalonné après récupération. Un indice Q à 2 est également attribué lorsque l'étalonnage pré-déploiement est considéré comme invalide ou si aucune vérification post-déploiement ne peut être effectuée (perte du mouillage ou destruction du capteur).

➤ Les données ajustées sont associées à **un indice Q égal à 3**. Lorsque les étalonnages pré et post-déploiement diffèrent, lorsque les données originales ne sont pas en accord avec d'autres données (issues de la climatologie ou d'une autre plateforme de mesure voisine) ou

lorsque les données originales sont bruitées, les données sont alors ajustées linéairement afin de réduire l'erreur. Cependant, cet ajustement peut conduire à des données aberrantes comme nous le verrons plus loin (paragraphe II. c. 2)

➤ Enfin **l'indice Q égal à 4** est attribué aux données présentant les mêmes caractéristiques que pour l'indice $Q = 3$ mais ne pouvant être ajustées. Il correspond donc à une donnée de faible qualité.

Une dernière vérification est effectuée sur la dérive des capteurs : Si le critère de dérive est respecté (Tableau II. 5), l'indice Q devient égal à 1, s'il n'est pas respecté, il devient égal à 4.

Types de donnée	Critère de dérive
Température de l'air	0.4°C
Humidité relative	4%
Vitesse du vent	0.6 m.s ⁻¹
Température	0.02°C
Salinité	0.04 pss
Précipitation	0.6 mm.hr ⁻¹
Radiation ondes courtes	2 %

Tableau II. 5 : Les critères de dérive acceptés pour les mesures effectuées par les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA.

Les principales remarques à prendre en compte avant d'utiliser des données de salinité de surface issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA sont les suivantes :

- **Contrairement aux flotteurs ARGO, ces mouillages fournissent une mesure de la température et de la salinité à 1 m sous la surface.**
- **Parmi les données in situ présentées ici, ces mouillages sont les seuls à mesurer simultanément des paramètres météorologiques et océanographiques, permettant ainsi une étude poussée des relations entre ces différents paramètres.**

• **Les coefficients de qualité doivent être pris en compte avec précaution. L'indice Q égal à 2 peut être associé à une donnée biaisée. Dans le cas d'une dérive forte suivie d'une destruction ou d'une perte du capteur, les données sont associées à l'indice par défaut ($Q = 2$). De même, une donnée associée à un indice Q égal à 3, c'est à dire ajustée linéairement, peut être biaisée.**

Lorsque ces données sont disponibles, je recommande une comparaison entre les mesures effectuées à 1 m, 5 m et 10 m (voir le paragraphe II. c. 2) afin d'écartier les données suspectes.

- **Seules les données associées à un coefficient égal à 1 peuvent être utilisées sans vérification.**

La comparaison entre les significations des coefficients de qualité ARGO et des indices de qualité TAO/TRITON – PIRATA – RAMA montre l'incohérence qu'il peut exister dans ce domaine entre deux plateformes de mesure différentes. Connaître et prendre en compte la signification de ces coefficients est donc la première chose à faire avant d'utiliser des données en libre accès.

II. b. 3) Le World Ocean Database 2005 (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/pr_wod05.html)

Le World Ocean Database (noté par la suite WOD) a été mis en place en 1994 par le National Oceanographic Data Center (NODC) Ocean Climate Laboratory (OCL). Son objectif était de rassembler, dans une même base de données, des profils verticaux valides de température, salinité, oxygène, phosphate, nitrate et silicate ainsi que des analyses objectives de ces différents paramètres à certaines profondeurs.

Cette base de données a été au fil du temps améliorée et complétée avec d'autres paramètres comme des mesures de chlorophylle ou encore les paramètres du carbone (alcalinité, pression partielle de CO₂). Elle représente aujourd'hui la base de données la plus complète avec environ 7.9 millions de profils verticaux de température et 2.7 millions pour la salinité, répartis sur l'ensemble du globe. L'atlas produit à partir de cette base de données, le World Ocean Atlas (WOA) est devenue une référence en matière de paramètres océanographiques.

Les différents types d'instruments mesurant la température et la salinité, pris en compte dans cette base de données sont décrits dans le Tableau II. 6.

Dénomination utilisée dans le WOD05	Description
OSD	Bouteilles, CTD et XCTD basse résolution
CTD	CTD et XCTD haute résolution
MBT	Bathythermographes mécaniques, digitaux et micro-bathythermographes
XBT	XBT haute et basse résolution
SUR	Surface Only data
APB	Instruments installés sur des éléphants de mer
MRB	Mouillages et bouées fixes
PFL	Profileurs dérivants
DRB	Bouées dérivantes
UOR	Undulating Oceanographic Recorders ou capteurs ondulants
GLD	Gliders

Tableau II. 6 : Description des différents types d'instruments répertoriés dans le WOD05.

Répartition géographique, Echantillonnage vertical et Précision annoncée des mesures

Chaque type d'instrument possède ses propres caractéristiques et son propre mode d'échantillonnage. Les instruments détaillés par la suite sont ceux pour lesquels des données de température et de salinité sont disponibles :

- Les instruments de types OSD regroupent les mesures de températures et de salinité effectuées à partir de bouteilles ou de CTD (Conductivity – Temperature – Depth) et XCTD (eXpendable CTD) basse résolution. Le terme « basse résolution » se réfère à un petit ensemble de données généralement prises en surface ou sub-surface, contrairement aux CTD et XCTD haute résolution qui se réfèrent à un profil entier.

Les mesures contenues dans le WOD05 sont réparties sur l'ensemble du globe et ont été principalement effectuées entre 1960 et 2000 (78.4% des données ont été réalisées pendant cette période). La première donnée date de 1772 mais les premières campagnes importantes (plus d'une centaine de données par an) ont débuté en 1862.

- Les instruments de type CTD regroupent les données CTD et XCTD haute résolution. Les CTDs fournissent un profil vertical de température et de salinité pouvant aller jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur, avec un échantillonnage vertical majoritairement égal à 1 m. Les précisions annoncées varient entre 0.005°C et 0.001 °C pour la température, entre 0.02 et 0.003 pss pour la salinité et entre 0.08 et 0.015 % pour la pression. Leur répartition temporelle s'étend de 1961 à 2004 et les mesures se situent principalement près des côtes et dans l'Atlantique Nord.

Les données XCTD fournies par le WOD05 sont principalement situées dans le golfe du Mexique, les côtes japonaises et indonésiennes et dans l'océan Arctique. La précision annoncée varie selon le capteur utilisé ; elle est généralement égale à 0.02°C pour la température, 0.03 mS.cm⁻¹ pour la conductivité et 2% pour la profondeur.

- Les instruments de type MRB sont concentrés sur l'océan tropical. En effet la majorité des données sont issues des bouées TAO/TRITON (69.4 % sur l'ensemble des mesures), PIRATA (5 %) et RAMA (4.5%).

Les autres données proviennent de 3 mouillages situés près des côtes japonaises et contrôlés par la Japan Meteorological Agency, de bouées associées au projet MARNET (Marine Environmental Monitoring Network in the North Sea and Baltic sea) et enfin de bouées associées au projet SCSMEX (South China Sea Monsoon Experiment).

Le WOD05 regroupe les moyennes journalières de ces différentes bouées entre 1980 et Février 2005.

- Les instruments de types PFL regroupent principalement les flotteurs Argo mais se limitent aux données en temps réel. Les différents profils de température sont issus à 72 % de flotteurs Argo (88% pour la salinité), le reste provient de profileurs utilisés pendant le projet World Ocean Circulation Experiment (26% pour la température et 11% pour la salinité) et pendant le projet Global Temperature and Salinity Profile (2% pour la température et 1% pour la salinité).

- Les instruments de types DRB inclus dans le WOD05 se répartissent principalement dans le Nord de l'Océan Atlantique et dans l'Océan Arctique et sur les années 2000. Ces bouées dérivantes sont soit issues du programme international Artic Ocean Buoy soit ont été développées par le JAMSTEC (Japan Marine Science and Technology Center). Quelques mesures sont comptabilisées dans la Mer Méditerranée et dans le Nord de l'Océan Indien. Ces bouées dérivantes permettent de mesurer à la fois des données atmosphériques comme la température de l'air ou la pression barométrique mais également la température et la salinité à plusieurs niveaux de profondeur. Par exemple la température et la salinité sont mesurées à 10, 40, 70, 120, 200 et 300 m sur les bouées dérivantes du programme Artic Ocean Buoy.

La précision annoncée des mesures est de 0.01°C pour la température et de 0.001 S.m⁻¹ pour la conductivité.

- Les capteurs ondulants ou UOR (pour Undulating Oceanographic Recorders) sont tractés par bateaux et effectuent des ondulations entre la surface et 500 m (ou 100 m pour certains) à la vitesse de 6.5 – 12 nœuds. Ils mesurent alors des profils de température, de

salinité, de concentration de chlorophylle et de pression. La majeure partie des données contenues dans le WOD05 ont été mesurées entre 1992 et 1993 autour de l'équateur et le long de la longitude 155°E. Les autres données (comprises entre 1994 et 2000) se situent le long de la côte de l'Oregon, dans la zone du Front Polaire Antarctique, dans l'Océan Indien et dans le Nord-est de l'Océan Atlantique. Leur précision dépend du capteur intégré et du travail important d'étalonnage post-déploiement. Parmi les données d'UOR collectées par le WOD05, la plupart sont mesurées à partir d'un capteur Sea-Bird Electronics SBE9/11+ CTD. La précision annoncée par le constructeur est donc de 0.001°C pour la température et de 0.0003 S.m⁻¹ pour la conductivité.

- Les gliders sont, contrairement aux UOR, des instruments autonomes. Ils oscillent de la surface à une profondeur fixe en suivant une trajectoire oblique. La mesure des différents paramètres océanographiques (pression, température, conductivité, fluorescence ou oxygène) s'effectue lors de la remontée vers la surface. La précision annoncée de cet instrument varie entre 0.003 et 0.02 pss pour la salinité et entre 0.001 et 0.005°C pour la température.

Une seule série de mesures, située au Sud de l'île d'Hawaï, est incluse dans le WOD05.

- La catégorie des SUR, Surface-only data regroupe les données effectuées par des thermosalinographes (ou TSGs), placés sur des navires océanographiques ou marchands, ou effectuées à l'aide de bouteilles. La précision annoncée est alors de l'ordre de 0.02 pss pour les données issues de TSG et de 0.1 pss pour les données bouteilles. Leur répartition géographique s'étend principalement sur l'Océan Pacifique, l'Océan Atlantique Nord et l'Océan Arctique. 96% de ces données proviennent de 3 sources internationales : L'International Council for the Exploitation of the Sea, le Ship of Opportunity Programme et l'Institut français pour la Recherche et le Développement (IRD).

Le WOD05 permet de stocker dans une même base de données de nombreuses mesures de salinité et de température issues de plusieurs programmes internationaux. Il permet également, par le biais du World Ocean Atlas 2005 d'avoir accès à des cartes climatologiques, statistiques ou mensuelles des différents paramètres océanographiques à différentes profondeurs.

Les données provenant des programmes TAO et Argo, incluses dans le WOD05, sont uniquement des données temps réel. Par conséquent, elles ne sont pas mises à jour progressivement lorsque les organismes responsables de ces mesures les valident en temps différé. Une nouvelle édition du World Ocean database (WOD09, http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD09/pr_wod09.html) vient d'être mise à disposition. Elle prendra en compte les différentes mesures en temps différé des programmes ARGO et TAO et intégrera au fur et à mesure les différentes mises à jour (T. Boyer, communication personnelle, 2009).

Contrôle Qualité

En ce qui concerne la vérification et la qualité des mesures, chaque donnée est traitée par les équipes du WOD. L'objectif est de vérifier que :

- 1°) les données ont été correctement converties au format du WOD05
- 2°) les données n'ont pas été altérées lors de leur transmission
- 3°) les données sont présentes en un seul exemplaire
- 4°) les données sont de bonne qualité.

Les instruments de types UOR, trop récents, ne subissent qu'un contrôle d'appartenance à un intervalle type. Les autres mesures subissent différentes étapes de vérifications automatiques et subjectives avant d'être associées à un coefficient de qualité. De plus, lorsque les responsables des données fournissent leurs propres coefficients de qualité, ceux-ci sont ajoutés aux fichiers. C'est le cas notamment pour les données issues des programmes ARGO, TAO/TRITON – PIRATA – RAMA ou encore WOCE.

Les différentes étapes de vérification effectuées au sein du WOD05 sont les suivantes :

1°) L'augmentation en continu des données de profondeur est vérifiée pour éviter toute inversion ou duplicata.

2°) Les mesures doivent appartenir à un intervalle de référence. Cet intervalle est déterminé en fonction de la position géographique et verticale de la mesure. Les différents intervalles pris en compte pour la température et la salinité sont disponibles dans les appendices 9.1 et 9.2 de la documentation du WOD05 (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/docwod05.html>)

3°) Pour chaque profil vertical, la différence entre deux mesures consécutives, espacées de plus de 3 m de profondeur, est calculée et surveillée. Deux cas de figure sont étudiés : les cas de forts gradients (les mesures diminuent trop fortement avec la profondeur) et les cas d'inversion (les mesures augmentent avec la profondeur). Ce test est effectué sur les données de température et de salinité. Cependant, les différences de salinité acceptées sont suffisamment élevées pour rendre ce test non pertinent.

Suite à ces vérifications, les données de profondeur, température et salinité sont associées à différents coefficients de qualité. Les principaux sont explicités dans le Tableau II. 7 :

Mesure	Valeur du coefficient	Signification
Profondeur	0	Valeur acceptée
	1	Inversion ou duplication
Température ou Salinité	0	Valeur acceptée
	1	Valeur en dehors de l'intervalle de référence
	2	Cas d'inversion
	3	Cas de gradient

Tableau II. 7 : Les différents coefficients de qualité utilisés par le WOD05 et leur signification.

Les principales remarques à prendre en compte avant d'utiliser des données de salinité de surface issues du WOD05 sont :

- **Chaque type d'instruments possède ses propres caractéristiques qu'il est nécessaire d'avoir à l'esprit avant de mettre en commun les différentes informations.**
- **Quand ils sont disponibles, les coefficients de qualité déterminés par les responsables scientifiques sont à privilégier par rapport aux coefficients donnés par les équipes du WOD05**
- **Dans le cas où des données issues d'autres programmes sont utilisées (tel que Argo ou les mouillages TAO), il est nécessaire de bien sélectionner les données issues du WOD05, afin d'éviter les doublons.**

Lorsque cela est possible, je recommande de privilégier les données acquises auprès des programmes originaux plutôt que celles collectées par le WOD05. Les mises à jour et les corrections des données obtenues sont alors plus récentes.

• Dans le cas des données CTD, la mise à l'eau des instruments et la prise de mesures peuvent différer selon les pays (pas de stabilisation du capteur en surface, mesures effectuées lorsque le bateau est en mouvement, mesures effectuées uniquement à la remontée de la sonde ou également à la descente). Certaines méthodes engendrent un biais important dans les premiers mètres de profondeur à cause de bulles d'air emprisonnées dans les capteurs. Je recommande alors de n'utiliser que les mesures effectuées en dessous de 4 m de profondeur afin de laisser le temps au capteur de se stabiliser.

II. b. 4) Le serveur SISMER (Système d'Informations Scientifiques pour la Mer, http://www.ifremer.fr/sismer/index_FR.htm)

Créé en 1990 et rattaché depuis 1997 au département Informatique et Données Marines de l'IFREMER, le SISMER a pour objectif de collecter et mettre à disposition l'ensemble des données collectées par la communauté française ou sur des navires français. En ce qui concerne les données de température et de salinité, les données archivées au SISMER concernent à la fois des profils verticaux mesurés par CTD ou par bouteilles, mais aussi des données mesurées par TSG le long de la route des navires.

Répartition géographique et échantillonnage vertical

Elle est sensiblement la même pour les mesures CTD et les stations bouteilles. Elle se concentre autour des côtes Européennes et Africaines. Quelques campagnes de mesure dans l'Océan Pacifique, proche de l'équateur sont également disponibles, ainsi qu'entre l'Islande et Terre-Neuve. Plus de 42 000 stations bouteilles sont comptabilisées depuis le début du 20^{ème} siècle et plus de 30 000 stations CTD depuis le début des années 1970. L'échantillonnage vertical est généralement égal à 1 m pour les CTD ; pour les stations bouteilles, il varie d'une station à l'autre.

Contrôle Qualité

Les mesures sont contrôlées à l'aide du logiciel expert SCOOP (Système de Contrôle Orienté Océanographie Physique), qui permet à la fois d'effectuer des contrôles automatiques mais aussi des contrôles visuels. Selon les résultats obtenus lors de ces contrôles, chaque donnée est associée à un coefficient de qualité, entre 0 et 9 (Tableau II. 8).

Valeur du coeff. de qualité	Signification
1	La donnée est considérée comme bonne
2	La donnée est incohérente avec la climatologie
3	La donnée est considérée comme douteuse
4	La donnée est considérée comme fausse
5	La donnée a été modifiée
9	Valeur par défaut

Tableau II. 8 : Les différents coefficients de qualité utilisés par le serveur SISMER et leur signification.

Le logiciel SCOOP effectue 3 étapes successives :

- Le contrôle des Méta-données, comme le format ou les codes associés à chaque type d'instruments.

- La vérification de la route du navire et des entêtes stations. Le contrôle porte sur l'absence de doublons (dans le cas contraire, les données les moins complètes sont effacées de la base), la vitesse du navire, la localisation des stations par rapport au trait de côte, la profondeur maximale atteinte et la date des stations. Un contrôle visuel de la trajectoire du bateau, sa vitesse, la position et la date des stations peut être effectué.

En cas de vitesse du navire trop élevée ou d'erreur sur la position d'une station, la date, la latitude et la longitude des données sont associées à un coefficient de qualité égal à 4 ou 5, selon les possibilités de correction. Si la profondeur maximale est en désaccord avec la valeur attendue, elle est associée à un coefficient de qualité égal à 3, 4 ou 5

- Le contrôle des données. La vérification s'effectue sur les profils verticaux, de manière automatique et visuelle, afin de détecter les anomalies suivantes : des valeurs constantes sur tout un profil, une décroissance du paramètre de pression, des valeurs en désaccord avec des statistiques préexistantes (on différencie les mesures selon leur position géographique et verticale), une inversion de densité ou encore un gradient douteux entre 2 profondeurs successives. Le bon accord entre les mesures effectuées et les climatologies disponibles est également testé. Pour les profils verticaux, la valeur est considérée hors climatologie lorsqu'elle se différencie :

- de 5 écart-types pour un profil localisé sur le plateau continental (c'est à dire une profondeur océanique inférieure à 200 m).

- de 4 écart-types pour un profil localisé sur la pente du plateau continental (la profondeur océanique est comprise entre 200 et 400 m)

- de 3 écart-types pour les profils localisés dans l'océan profond (la profondeur océanique est supérieure à 400m)

Les climatologies utilisées sont celles de Levitus, Reynaud et Medar/Medatlas pour la Mer Méditerranée. Des contrôles visuels sur les séries temporelles sont effectués par un opérateur. La cohérence des données est vérifiée en juxtaposant et en superposant tous les profils du jeu de données. Les autres campagnes situées dans la même zone peuvent aussi être affichées.

Les coefficients de qualité attribués aux données selon les problèmes détectés sont indiqués dans le Tableau II. 9.

Erreur détectée	Coefficient de qualité attribué	Remarque
La mesure n'est pas cohérente avec les climatologies	2	
On observe un pic ou un gradient trop élevé	3	
La mesure est associée à une profondeur supérieure à la profondeur océanique attendue	3	
La mesure est en dehors de l'intervalle de valeur définie pour cette région.	4	Un minimum et un maximum sont définis pour chaque région
La pression n'est pas croissante	4	Ce coefficient n'est attribué qu'à la pression
Le profil est constant	4	Ce coefficient est attribué à l'ensemble du profil
On observe une inversion de densité supérieure au seuil fixé	4	Ce coefficient est attribué à la température et/ou à la salinité

Tableau II. 9 : Correspondance entre les tests et les coefficients de qualité pour les données présentes dans la base de données SISMER.

Les principales remarques à prendre en compte avant d'utiliser des données de salinité de surface issues du serveur SISMER sont :

- **Seules les données associées à un coefficient de qualité égal à 1 peuvent être utilisées sans précaution. Le coefficient de qualité égal à 2 se réfère à une valeur incohérente avec les climatologies donc douteuses.**

- **Certaines données SISMER sont également disponibles dans le WOD05. Il faut donc faire attention aux éventuels doublons.**

- **Comme le WOD05, le programme SISMER est un programme de collecte de données. Il est donc préférable, lorsque cela est possible, de récupérer les données auprès de l'organisme de mesure pour une mise à jour la plus récente possible.**

II. b. 5) Le projet ORE – SSS (Observatoire de Recherche en Environnement, <http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/>)

Ce projet, dirigé par le LEGOS à Toulouse (Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiale) et l'Observatoire Midi – Pyrénées a pour objectif d'acquérir, de valider, d'archiver et de mettre à disposition des scientifiques des observations de SSS réalisées pour la plupart à bord de navires marchands. Il contribue également au programme international GOSUD (Global Ocean Surface Underway Data).

Fonctionnement et précision des mesures

Le principe de ce projet est de développer des partenariats avec des bateaux marchands et d'installer sur ces navires des thermosalinographes mesurant la température et la salinité. Il fait suite au programme SOOP (Ship Of Opportunity Programs) dirigé depuis Brest en France et Nouméa en Nouvelle Calédonie. Des bateaux de recherche scientifiques (dont l'Alis et l'Astrolabe) participent également au projet.

Les TSGs sont équipés d'un capteur de salinité de type Sea-Bird 21. Les mesures de température et de salinité sont effectuées à une seule profondeur toutes les 15 secondes, puis moyennées toutes les 5 minutes, afin de réduire le bruit. Les données sont transmises toutes les heures par satellite. La précision des données en temps réel est faible : avant leur mise en place, les capteurs subissent un premier étalonnage dont les résultats ne sont bien souvent pas connus par le manipulateur. De même, les longues périodes en mer de certains navires peuvent détériorer la conservation des échantillons ([Hénin et Grelet, 1996]). La précision pour les données de salinité en temps réel est alors estimée de l'ordre de 0.2 pss. Le travail de vérification et de validation en temps différé, effectué au sein de l'ORE – SSS permet d'améliorer cette précision jusqu'à 0.02 pss.

Répartition géographique

Les premières mesures de SSS ont été enregistrées en 1998. Les bateaux associés au projet effectuent en moyenne 1 à 3 sections par saison selon un trajet régulier. Cette répétition permet d'obtenir des mesures de salinité au même endroit mais pour des périodes de temps différentes. La répartition géographique des mesures s'étend principalement sur l'Océan Atlantique Nord et sur l'Océan Pacifique Ouest. L'Astrolabe fournit des données entre la Tasmanie et le continent Antarctique (Figure II. 9)

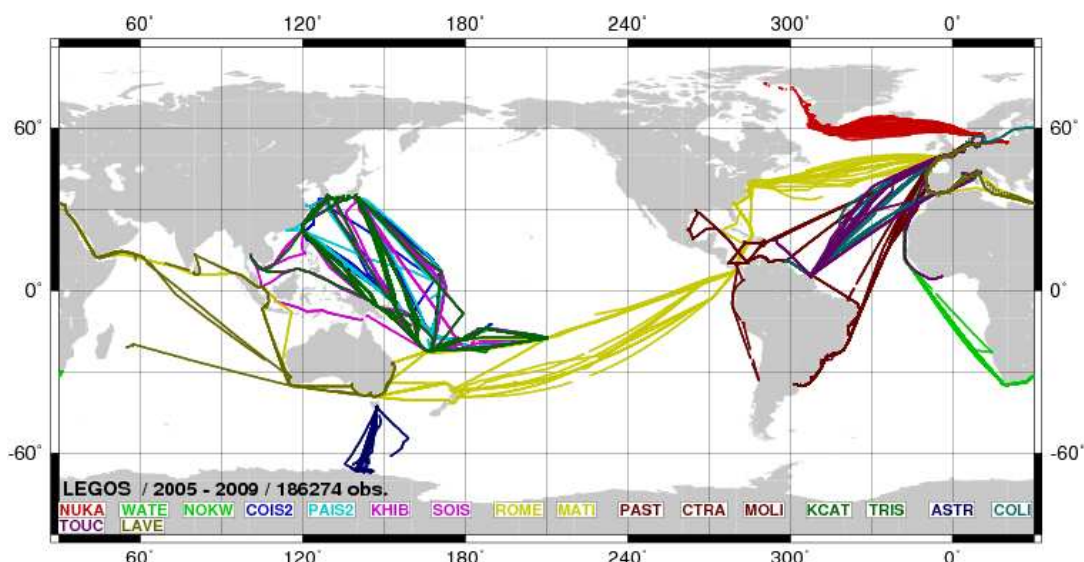


Figure II. 9 : Répartition géographique des données de SSS (entre janvier 2005 et août 2009). Chaque couleur représente un bateau dont le nom est indiqué en bas de la carte (<http://www.legos.obs-mip.fr/en/observations/sss/>, rubrique « Monitoring Système / Real Time Monitoring »).

Contrôle Qualité

On distingue 2 procédures de validation différentes selon le type de données recherchées :

- Les données en temps réel sont contrôlées de manière automatique. 11 tests, semblables aux tests effectués sur les flotteurs ARGO, sont réalisés avant de permettre l'accès aux données (Annexe B). Celles-ci sont d'ailleurs disponibles sur le site de GOSUD (hébergées par CORIOLIS, http://www.coriolis.eu.org/cdc/tsg_and_buoy_data.htm).

- Les données en mode différé sont vérifiées au sein des laboratoires partenaires du programme et sont disponibles sur le site de l'ORE – SSS. Les vérifications sont qualitatives et concernent la cohérence des mesures selon leur position géographique. Lorsqu'elles sont disponibles, des comparaisons sont faites avec des mesures simultanées effectuées par CTD ou bouteilles. Des comparaisons avec les profileurs Argo proches sont également effectuées. L'étalonnage des capteurs avant et après leur installation permet d'accepter, de corriger ou de rejeter les données. Enfin, les nombreuses données historiques recueillies dans l'océan Pacifique Tropical et dans la région Antarctique (suivant la trajectoire de l'Astrolabe) permettent de comparer les nouvelles données avec les moyennes climatologiques obtenues ([Delcroix, 1998] pour le Pacifique Tropical).

Les coefficients de qualité associés aux données sont définis par le programme GOSUD et leur signification est donnée dans le Tableau II. 10.

Valeur des coefficients de qualité	Signification
0	Valeur non vérifiée
1	Valeur considérée comme bonne
2	Valeur incohérente avec la climatologie
3	Valeur considérée comme douteuse
4	Valeur considérée comme fausse
5	Valeur modifiée (valable uniquement pour la position et la date)
9	Valeur manquante

Tableau II. 10 : Les différents coefficients de qualité utilisés par le SSS Observation Service et leur signification.

Les principales remarques à prendre en compte avant d'utiliser des données de salinité de surface issues du programme SSS Observation Service sont :

- **Les mesures de température et de salinité sont effectuées à un seul niveau de profondeur. Cette profondeur dépend du bateau utilisé, de sa vitesse et de l'emplacement du capteur. Les données sont alors représentatives de la salinité entre 0 et 10 mètres de profondeur ([Cravatte et al., 2009]).**

- **Les données en temps réel disponibles sur le site de GOSUD peuvent présenter des biais important. Je recommande donc d'utiliser les données en temps différé, corrigées et validées par les équipes de l'ORE – SSS, disponible sur le site <http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/>.**

II. b. 6) Récapitulatif

Au vu de cet inventaire, la disponibilité des données de salinité de surface est relativement importante. Leur répartition géographique reste étendue même si les zones côtières sont les plus échantillonnées. Malgré la diversité des instruments ou des programmes de mesure, plusieurs points communs existent :

1°) l'importance des coefficients de qualité, spécifiquement pour les données de surface. Si les salinités varient peu en profondeur et sont donc plus facilement vérifiables, les données de surface peuvent présenter de nombreuses erreurs (problème de pression, de bulles d'air ou d'impuretés coincées dans les capteurs). De plus, les significations des coefficients de qualité varient selon les programmes. Si le coefficient 1 est généralement consacré aux données considérées comme bonnes (excepté pour le WOD05 où il est remplacé par le 0), la signification des valeurs 2 et 3 changent selon l'organisme responsable des données. Il est donc important de vérifier la signification des différents coefficients de qualité.

2°) le risque de doublon. De nombreuses données sont disponibles sur plusieurs serveurs différents. Il faut donc être vigilant sur les différentes données récupérées et privilégier les données fournies par les programmes d'origine plutôt que celles contenues dans les bases de données générales (WOD05 ou SISMER).

3°) la profondeur des données de surface. Mises à part les données issues du programme TAO, la plupart des mesures de salinité de surface sont effectuées vers 5 m de profondeur. En ce qui concerne les mesures CTDs, si la méthode de mise à l'eau des capteurs est inconnue, je recommande de ne considérer que les mesures effectuées à partir de 4 m de profondeur afin d'éviter les biais. Dans le cas contraire, toutes les données de surface peuvent être utilisées.

II.c) Sélection et traitement des données de salinité utilisées dans l'étude de la variabilité verticale de la salinité

Les objectifs principaux de notre étude sur la variabilité verticale de la salinité dans les premiers mètres de la couche de surface océanique sont :

1°) d'identifier les zones où la comparaison des mesures de salinités SMOS peut être effectuée avec des mesures de salinité prises à 5 ou 10 m de profondeur.

2°) d'identifier les zones où l'étalonnage des mesures SMOS doit être réalisé avec des mesures de salinité prises le plus proche possible de la surface de l'océan. Ces zones seront alors privilégiées lors du déploiement de bouées dérivantes de surface, mesurant la salinité et la température dans le premier mètre (les bouées de type METOCEAN, [Reverdin *et al.*, 2007a], Pacific Gyre ou Surplis).

3°) de quantifier l'influence des conditions météorologiques sur ces différences verticales de salinité et de mettre en place une méthode d'estimation du biais de salinité attendu en cas de précipitations.

La profondeur des mesures in situ de salinité de surface se situant le plus souvent vers 5 m, nous avons limité notre étude à la couche située au dessus de 10 m de profondeur. Seuls les profils verticaux de salinité comprenant au moins 2 mesures entre la surface et 10 mètres de profondeur ont été conservés. En ce qui concerne la zone géographique de l'étude, [Boutin *et Martin*, 2006] ont montré que les différences verticales de salinité les plus fortes se situaient au niveau des tropiques. La confirmation de ce résultat par une étude préliminaire nous a amené à ne considérer que les latitudes comprises entre 30°N et 30°S, sur l'ensemble des 3 bassins océaniques.

Programmes de mesures sélectionnés

Les réseaux et instruments retenus pour cette étude sont les suivantes :

- les flotteurs Argo.
- les bouées TAO/TRITON – PIRATA – RAMA. Seules les données disponibles en haute résolution (une mesure de salinité toutes les heures) ont été utilisées.
- les données de type CTD et OSD issues du WOD05. Les données de types PFL et MRB n'ont pas été prises en compte afin d'éviter les doublons. Les données de type DRB ne possédaient qu'une seule mesure de salinité dans les 10 premiers m. Les données de type UOR et GLD ont été écartées car elles ne fournissaient pas de profil vertical « exact » (le profil fourni avait une position géographique différente à chaque niveau de profondeur).
- les mesures CTD issues du serveur SISMER.

Les navires inclus dans le programme de l'ORE – SSS ne sont équipés que d'un seul TSG. Ils ne fournissent donc qu'une seule mesure de salinité dans les 10 premiers mètres et n'ont pas été pris en compte.

Deux autres programmes de mesure ont été utilisés lors de cette étude :

- Le projet ARAMIS^① (Altimétrie sur un Rail Atlantique et Mesure In Situ, [Arnault *et al.*, 2004]) effectue deux fois par an depuis 2002 des lancers réguliers de sondes jetables (XBT pour la température ; XCTD pour la température et la salinité) entre l'Europe et l'Amérique du Sud (Figure II. 10). Des profils verticaux de 0 à 800 m de profondeur sont alors mesurés tous les 0.5° en alternant un lancer de XBT et un lancer de XCTD. L'échantillonnage spatial pour la salinité est donc de 1°. La précision annoncée en température est d'environ 0.01°C et de 0.05 pss pour la salinité.

^① Le projet ARAMIS vise à étudier les structures thermo-halines des couches de surface océaniques dans l'Atlantique tropical. Pour cela, un partenariat avec les navires marchands utilisant la ligne maritime (AX11 : 35°N, 20°W – 20°S, 40°W, Figure II. 10) a été établi. Cette ligne coïncide assez précisément avec la trace au sol des satellites altimétriques Jason et de son prédécesseur Topex/Poséidon.

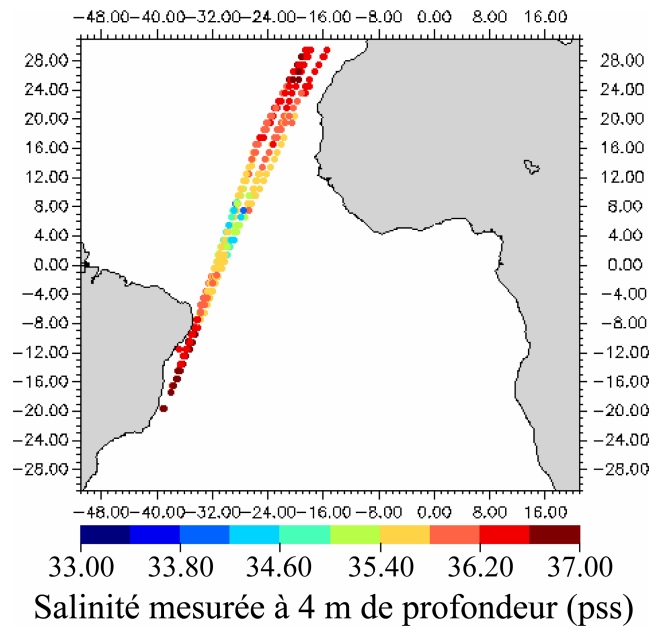


Figure II. 10 : Position des profils XCTD effectués dans le cadre du projet ARAMIS. Le code de couleur correspond à la salinité mesurée à 4 m de profondeur.

➤ Les données issues des TSG embarqués à bord du Polarstern. Ce navire de recherche scientifique allemand a la particularité d’être un brise-glace. Il est donc équipé de deux TSGs mesurant à deux niveaux de profondeur différents : 5 et 11 m, au cas où la glace empêcherait une mesure à 5 m. Il effectue chaque année un aller-retour entre l’Océan Arctique et l’Océan Antarctique en passant par l’Atlantique (Figure II. 11).

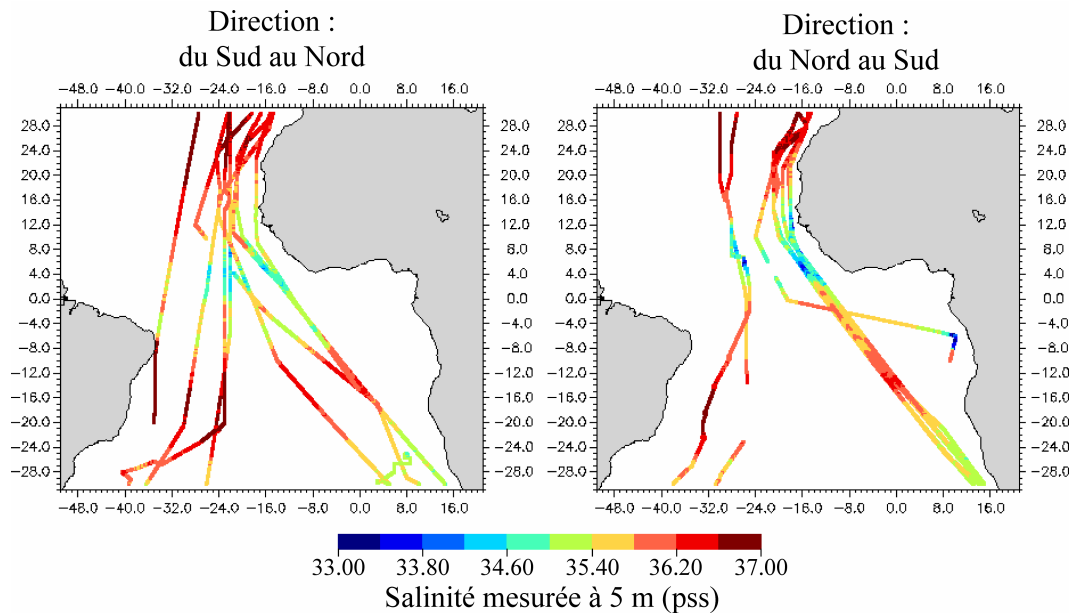


Figure II. 11 : Trajectoires du Polarstern selon la direction du bateau. Les couleurs représentent les mesures de salinité effectuée à 5m de profondeur.

La période temporelle a été fixée entre Janvier 2000 et décembre 2006, seules les données issues du Polarstern commencent en 1994.

Critères retenus pour la sélection et la correction des données

La validité des différents profils verticaux choisis pour l'étude a été vérifiée afin d'obtenir les résultats les plus fiables possibles. Les différences verticales de salinité attendues sont faibles, de quelques dixièmes de pss, et des erreurs ou des biais systématiques dans les mesures pourraient fausser le résultat. Notre méthode de vérification contient 3 étapes :

1°) Lorsqu'ils sont disponibles, les coefficients de validité ont été pris en compte. Les données de qualité supérieure ont été conservées en l'état alors que les données considérées comme fausses ont été systématiquement écartées de l'étude (Tableau II. 11).

Origine des données	Valeur de l'indice de qualité	
	des données conservées en l'état	des données écartées de l'étude
Profileurs Argo	1 et 2	≥ 3
Mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA	1	0, 4 et 5
WOD05 (indices de qualité fournis par le programme d'origine)	1 et 2	≥ 3
WOD05 (indices de qualité fournis par les équipes du WOD05)	0	1, 2 et 3
SISMER	1	2 à 9

Tableau II. 11 : Sélection des données selon l'indice de qualité associé.

2°) Pour certaines plateformes de mesures, des critères de sélection concernant un intervalle de valeur à respecter (WOD, SISMER) ou un mode d'échantillonnage particulier (Argo) ont été appliqués.

3°) Pour les données non qualifiées comme les données du POLARSTERN ou les données de qualité moyenne issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA (indice Q égal à 2 ou 3), nous avons instauré notre propre méthode de vérification des données.

Les paragraphes suivants détaillent, pour chaque plateforme de mesure, ces 3 différentes étapes. Il est à noter que la validation et l'étalonnage des mesures issues du projet ARAMIS ont été réalisés par l'équipe ARAMIS elle-même.

Définition des « positions verticales »

La diversité des plateformes de mesures et des échantillonnages verticaux (Tableau II. 12) amène une difficulté supplémentaire pour cette étude. Pour faciliter la compréhension des différents résultats, j'ai défini 3 types de différences verticales de salinité, appelées dans la suite « positions verticales ». Dans cette étude, les différences verticales de salinité sont toujours calculées en soustrayant la mesure la plus en surface à la mesure la plus profonde :

$$\Delta S_{10-5} = S([8 ; 11] \text{ m}) - S([4 ; 6] \text{ m}) \quad \text{Eq. II. 3}$$

avec S([8 ; 11]) représentant les salinités mesurées entre 8 et 11 m.

$$\Delta S_{5-1} = S([4 ; 6] \text{ m}) - S([0 ; 2] \text{ m}) \quad \text{Eq. II. 4}$$

$$\Delta S_{10-1} = S([8 ; 11] \text{ m}) - S([0, 2] \text{ m}) \quad \text{Eq. II. 5}$$

Une différence de salinité positive est donc la marque d'une dessalure en surface tandis qu'un ΔS négatif indique que la salinité diminue avec la profondeur.

Origine des données	Echantillonnage vertical entre 0 et 10 m
Profileurs Argo	Une mesure à 5 m et 10 m pour les flotteurs de type APEX.
Mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA	Une mesure à 1, 5 et 10 m
WOD05 (type CTD et OSD)	Une mesure tous les m à partir de 4 m
CTD SISMER	Une mesure tous les m à partir de 4 m
XCTD ARAMIS	Une mesure tous les m à partir de 4 m
TSG Polarstern	Une mesure à 5 m et 11 m

Tableau II. 12 : Echantillonnage vertical des différents types de mesures utilisées

II. c. 1) Données issues du programme Argo

Cette sélection a nécessité plusieurs étapes, notamment suite à la détection récente par l'équipe Argo de problèmes sur les capteurs de pression.

Le tri s'est effectué, dans un premier temps, sur les indices de qualité en ne conservant pour l'étude que les mesures associées à un indice de qualité égal à 1 ou 2. De plus, il nous fallait des flotteurs effectuant au moins deux mesures dans les 10 premiers mètres de la surface océanique.

Un fois ce tri réalisé, une première étude grossière des différences verticales de salinité a été réalisée. Plusieurs profils sont apparus suspects : issus des mêmes flotteurs, ils comportaient deux mesures de salinité, prises autour de 5 m et distantes de à 0.10 à 0.60 m. Or les différences de salinité entre ces deux mesures variaient de -0.95 à 0.54 pss. De même les différences de température associées variaient de -2.62 à 1.84°C.

Après avoir signalé ces mesures suspectes à l'équipe Coriolis, nous avons appris que ces mêmes flotteurs avaient été détectés comme douteux par une autre étude réalisée par Jérôme Gourrion. Nous avons donc décidé d'écarter toutes les mesures effectuées par ces flotteurs APEX n°3900130, 3900131, 3900132, 3900134 et 3900139.

Peu de temps après cet échange par mail, une première alerte concernant des problèmes de capteurs de pression a été envoyé aux utilisateurs de données Argo. Les profileurs de type SOLO utilisant des capteurs FSI n'associaient pas la bonne profondeur aux mesures de température et de salinité. Ces profileurs représentent la majorité de ceux déployés dans l'Atlantique Tropical. Cet avertissement nous a incité à distinguer dans notre étude les différences verticales de salinité observées par les profileurs de types Provor, SOLO et APEX.

A ce stade de l'étude, 76.5 % des flotteurs sélectionnées étaient de type APEX, 18.8% étaient de type SOLO et 4.7 % étaient de type Provor. L'échantillonnage vertical par « spot sampling » des flotteurs APEX nous a semblé plus cohérent avec notre étude que les mesures moyennées des flotteurs de type SOLO ou Provor. Par conséquent, seuls les profileurs APEX ont été pris en compte.

Il est à noter qu'un problème important de capteur de pression a été découvert en 2009 sur plusieurs flotteurs APEX. Leur déploiement a été suspendu jusqu'à la résolution de ce problème et vient de reprendre récemment. Cependant, il aurait été trop coûteux en temps et

en nombre de données de refaire cette étude en écartant les flotteurs détectés comme problématique. Nous n'avons donc pas pris en compte ce problème.

Après cette étape de sélection, plus de 25 000 profils verticaux de salinité ont été sélectionnés. Leur répartition géographique s'étend principalement sur l'Océan Indien et le Pacifique Est (Figure II. 12).

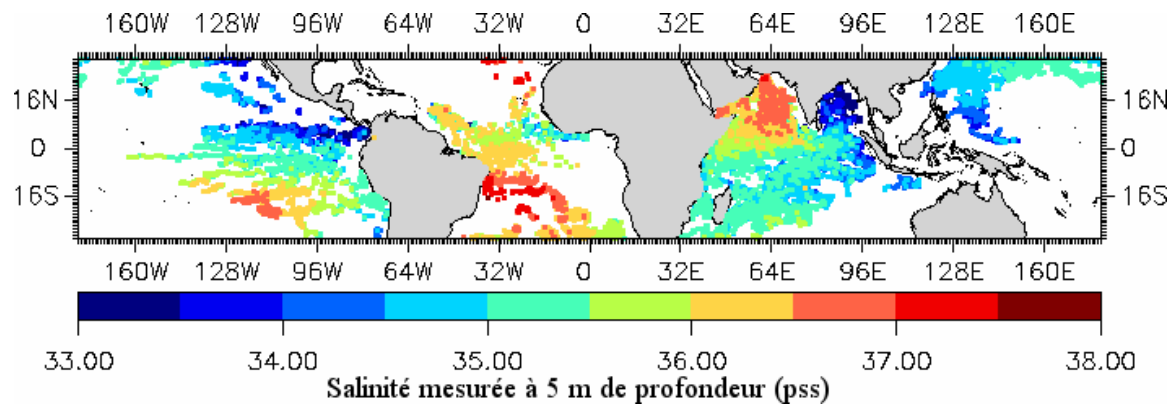


Figure II. 12 : Répartition géographique des profils verticaux de salinité issus des profileurs APEX retenus pour notre étude. La légende de couleur indique la valeur de la salinité mesurée vers 5 m de profondeur

II. c. 2) Données issues du programme TAO

Le traitement des données issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA a été réalisé en fonction des coefficients de qualité puis en étudiant l'évolution temporelle des différences verticales de salinité entre 10 et 5 m et entre 5 et 1 m de profondeur.

Le premier tri a été effectué sur la disponibilité des mesures. En effet, j'ai choisi de ne retenir que :

1°) les mouillages fournissant au moins deux mesures de salinité entre 0 et 10 m de profondeur

2°) les données comprises entre janvier 2000 et décembre 2006

3°) les données horaires de salinité

20 mouillages ont alors été sélectionnés dont 14 dans l'Océan Pacifique, 6 dans l'Océan Indien et 5 en Atlantique (Figure II. 13):

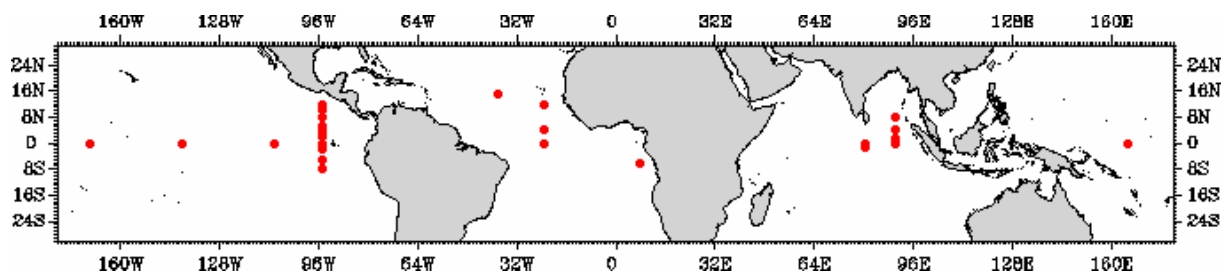


Figure II. 13 : Position des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA correspondant aux critères établis pour notre étude (avant l'étalonnage des données).

Les données de ces mouillages associées à un coefficient de qualité égal à 4 ont été écartées de l'étude tandis que les données associées à un coefficient égal à 1 ont été automatiquement retenues. Une étude plus spécifique a été réalisée pour les données de qualité égale à 2 ou 3. Afin d'écartier de l'étude des données faussées, l'évolution temporelle

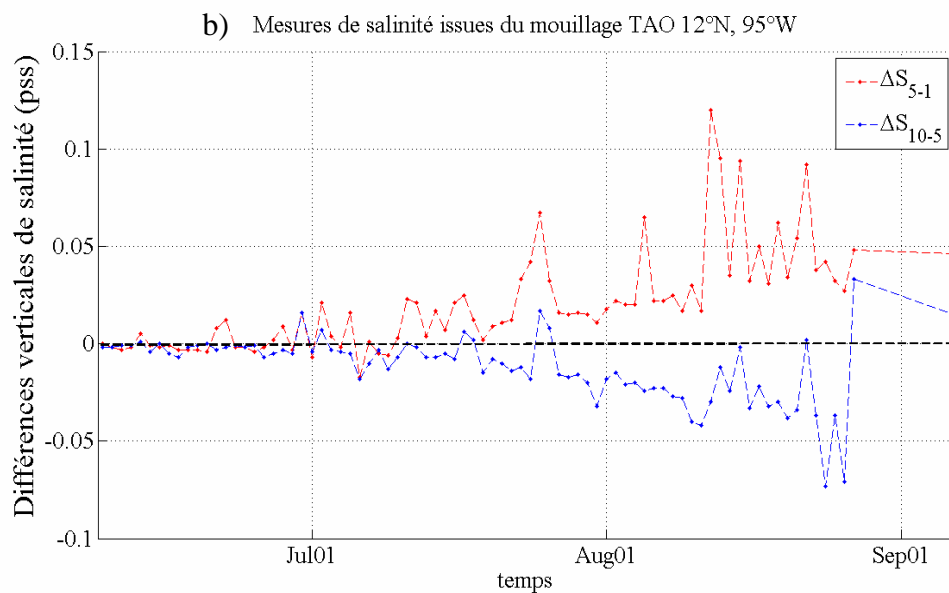
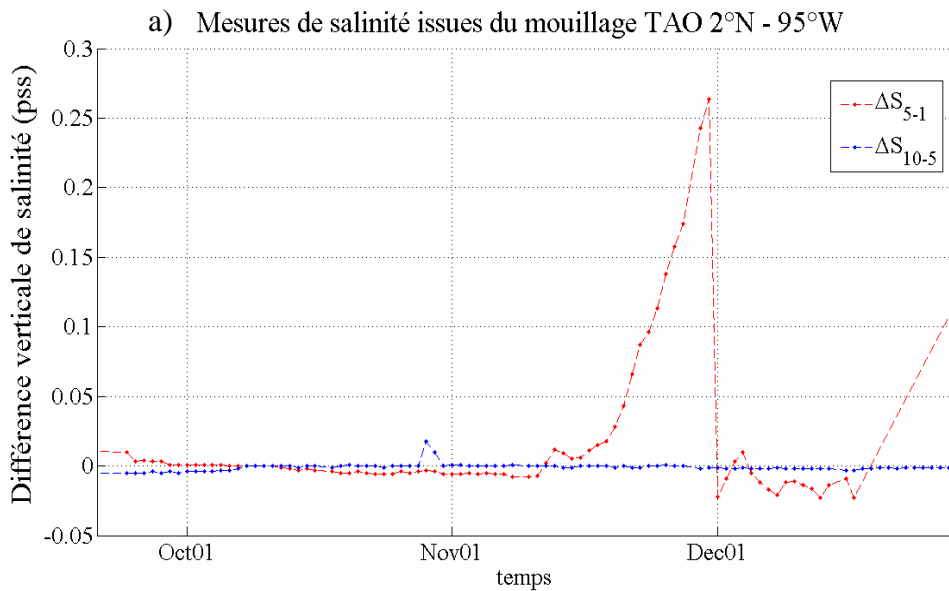
des différences de salinités ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} a été examinée pour chaque mouillage. Lorsque ces différences n'étaient pas disponibles, l'étude s'est portée sur l'évolution temporelle de ΔS_{10-1} .

Plusieurs comportements suspects ont été relevés et dans chaque cas, les mesures ont été écartées de l'étude :

- Les différences verticales ΔS_{5-1} ou ΔS_{10-5} , mesurées sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA peuvent enregistrer une hausse linéaire suivie d'un brusque retour à zéro, conséquence probable de la présence d'une impureté dans le capteur (Figure II. 14a).

- On écarte également de l'étude les données pour lesquelles les comportements de ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} sont symétriques, démontrant un dysfonctionnement du capteur situé à 5m (Figure II. 14b). Néanmoins, dans ce genre de cas de figure, où ΔS_{5-1} est très proche de ΔS_{10-5} , une correction de biais du capteur situé à 5 m de profondeur pourrait être déduite des points ou $\Delta S_{5-1} = -\Delta S_{10-5}$.

- Enfin les mesures de salinité montrant une évolution temporelle suspecte ou inexplicable sont également écartées de l'étude (Figure II. 14c).



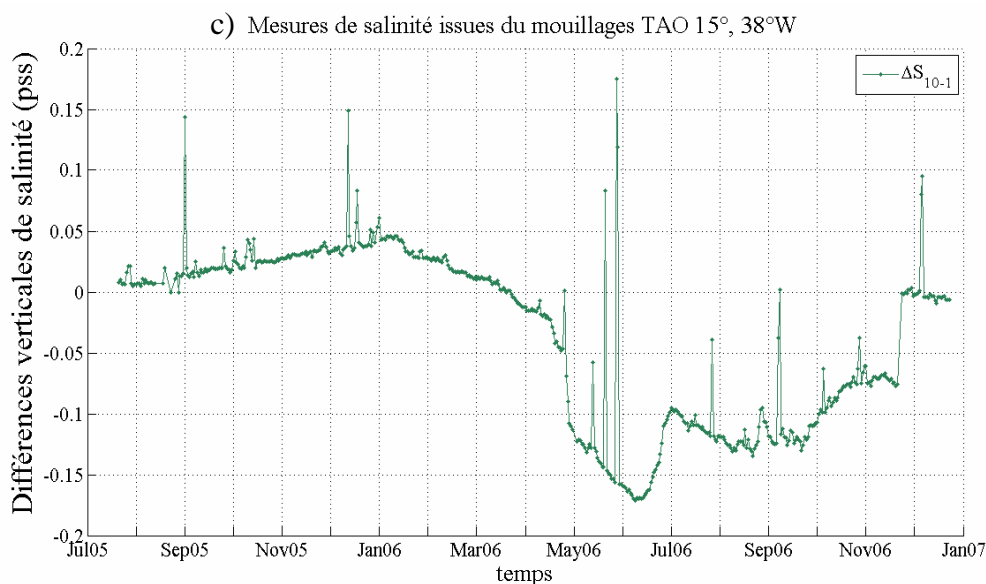


Figure II. 14 : Problèmes rencontrés avec les données issues de mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA situés (a) à 2°N – 95°W, (b) à 12°N – 95°W et (c) à 15°N – 38°W. L'évolution des différences de salinité ΔS_{5-1} est indiquée en trait rouge, celle de ΔS_{10-5} en bleue et ΔS_{10-1} en vert.

Au final, 13 sites ont été retenus dont 12 dans le Pacifique et 1 seul dans l'Atlantique^① (Tableau II. 13).

	Latitude	Longitude		Latitude	Longitude
Mouillages TAO/TRITON retenus	0°	140°W	Mouillages TAO/TRITON retenus	2°N	95°W
	0°	110°W		0°	95°W
	12°N	95°W		2°S	95°W
	10°N	95°W		5°S	95°W
	8°N	95°W		8°S	95°W
	5°N	95°W	Mouillage PIRATA	12°N	23°W

Tableau II. 13 : Position des mouillages TAO/TITON et PIRATA sélectionnés.

II. c. 3) Données issues des programmes WOD05, SISMER et ARAMIS

La première difficulté rencontrée avec les données issues du WOD05 a été la diversité des formats utilisés. En effet, selon les campagnes océanographiques concernées, les fichiers de données peuvent contenir soit la date et l'heure exacte de mesure soit uniquement le mois de la mesure. Le nombre de paramètres mesurés peut également varier d'un fichier à l'autre.

La sélection selon les coefficients de qualité a été effectuée en privilégiant les coefficients donnés par les responsables scientifiques. Lorsque ces coefficients n'étaient pas disponibles, seules les données associées à un coefficient de qualité WOD05 égal à 0 ont été prises en compte.

Une fois cette sélection faite, de nombreux problèmes subsistaient :

- Certains profils montraient des salinités inférieures à 20 pss en surface voire à 10 pss. En isolant ces profils, j'ai remarqué qu'ils provenaient tous du laboratoire japonais

^① Les périodes temporelles et les profondeurs des mesures sont indiquées page 204, Table 1

JAMSTEC. Or il est d'usage courant pour ce laboratoire de mesurer les profils verticaux de température et de salinité dans la phase descendante et ascendante des CTD sans observer de pause en surface. Les mesures peuvent alors être faussées par des bulles d'air ou par un temps d'adaptation de la cellule de conductivité trop faible. Par conséquent, j'ai décidé de ne garder pour l'étude que les mesures entre 4 et 10 m de profondeur et supérieures à 20 pss.

- Pour plusieurs profils, seul le mois de mesure était indiqué. Comme ces différences verticales de salinité devaient être reliées dans la suite de l'étude aux conditions météorologiques, la date précise de la mesure devait être connue. Ces données ont donc été écartées.

Les données issues de la base de données SISMER ont suivi le même traitement que les données WOD05 : une sélection selon les indices de qualité (seules les mesures associées à un coefficient de qualité égal à 1 ont été prises en compte) puis une étude globale des mesures de salinité. Pour ces données, principalement situées dans le golfe de Guinée et à l'est de l'Indonésie, j'ai rencontré les mêmes problèmes (données douteuses entre 0 et 4 m, salinité trop faible) et j'ai appliqué la même règle de tri : seules les données de salinités prises entre 4 et 10 m, supérieures à 20 pss sont considérées.

Suite à la phase de sélection des données, 8 178 différences verticales de salinité sont obtenues entre 5 et 10 m (Figure II. 15).

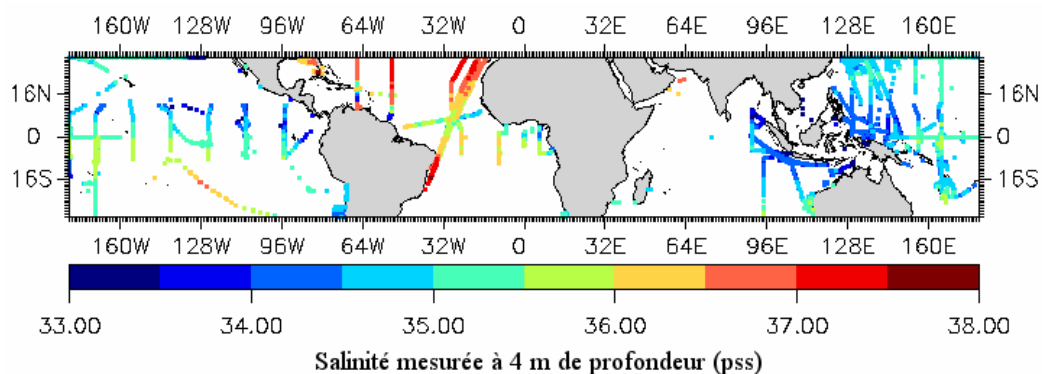


Figure II. 15 : Répartition géographique des différences verticales de salinité mesurées à partir de CTD ou XCTD. La légende de couleur indique la valeur de la salinité mesurée à 4 m de profondeur.

II. c. 4) Données issues du Polarstern

Les mesures effectuées à bord du Polarstern ont été les premières à être étudiées. Elles ont été fournies par l'AWI (Alfred – Wegener – Institut – für – Polar – und Meeresforschung, <http://www.awi.de/en/home/>) et ont permis de valider la zone d'étude (30°N – 30°S) avec un premier aperçu du comportement de la salinité dans les 10 premiers mètres sous la surface. Elles sont les seules à ne pas être associées à un coefficient de qualité et ont dû être entièrement validées et étalonnées par nos soins. Chaque traversée de l'océan Atlantique a été traitée individuellement :

Pour valider les mesures, j'ai calculé pour chaque passage $\Delta S = S(11 \text{ m}) - S(5 \text{ m})$ et $\Delta T = T(11 \text{ m}) - T(5 \text{ m})$ et tracé ces deux paramètres selon la latitude. Le premier problème détecté concerne la valeur de ces paramètres. Si le but de cette étude est de déterminer les différences de salinité dans les 10 premiers mètres de profondeur, nous nous attendions tout de même, de part l'existence de la couche de mélange océanique, à une différence de salinité

et de température entre 11 m et 5 m nulle dans la plupart des cas. Par conséquent, la valeur médiane de ΔT et ΔS devrait être égale à zéro entre 30°N et 30°S. Cela se vérifie pour ΔT (médiane comprise entre -0.07 et 0.01°C). En revanche, la valeur médiane de ΔS varie selon les passages entre -0.29 et 0.17 pss (Figure II. 16a).

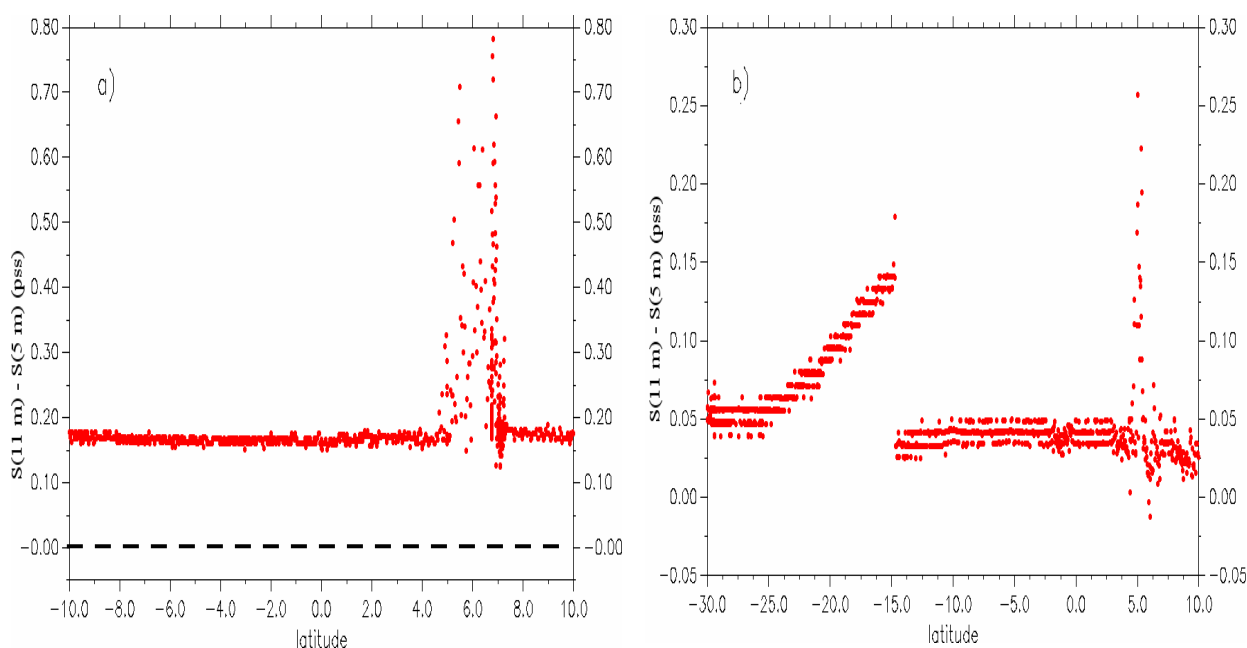


Figure II. 16 : Problèmes rencontrés avec les mesures prises à bord du Polarstern, a) la valeur médiane du ΔS n'est pas égale à zéro (mesures effectuées entre 26/10/94 et le 11/11/94) ; b) augmentation suspecte du gradient suivie d'un « saut » (mesures effectuées entre le 04/04/97 et le 18/04/97).

Après avoir communiqué ces résultats à G. Rohardt et à l'équipe scientifique du Polarstern, celle-ci nous a indiqué que le capteur de salinité situé à 5 m était calibré de manière plus fréquente et plus précise que le capteur situé à 11 m. J'ai donc ajusté la conductivité mesurée à 11 m pour obtenir une mesure médiane de ΔS égale à 0 entre 30°N et 30°S et recalculé la salinité. Les différentes corrections appliquées sont répertoriées dans le Tableau II. 14. Les différentes mesures de température ont été inchangées.

Date de la trajectoire	Correction appliquée ($S m^{-1}$)	Date de la trajectoire	Correction appliquée ($S m^{-1}$)
Oct. – Nov. 1993	-0.130	Mai 1999	-0.006
Juin 1994	-0.170	Déc. 1999	-0.273
Oct. – Nov. 1994	0.170	Jan 2000	-0.279
Mai 1995	-0.470	Mai – Juin 2000	-0.093
Juin 1996	0.005	Jan – Fév. 2003	0.000
Oct. 1996	0.000	Oct. – Nov. 2003	-0.032
Avril 1997	0.000	Mai 2004	0.000
Oct. – Nov. 1997	-0.004	Oct. 2004	-0.047
Déc. 1998	-0.014	Juin 2005	-0.090

Tableau II. 14 : Corrections appliquées aux données de conductivité mesurées à bord du Polarstern.

Le second problème détecté concerne l'évolution temporelle de ΔS et ne se détecte pas non plus sur les valeurs de ΔT . Sur certains passages du Polarstern, j'ai observé une augmentation continue et linéaire de ΔS suivie d'un brusque retour à la valeur zéro (Figure II. 16b). Selon l'équipe scientifique du Polarstern, ce problème correspond à une impureté coincée dans le capteur de conductivité. Le « retour à la normale » correspond au nettoyage du capteur. Ces séquences de données sont difficiles à corriger car l'amplitude de l'erreur augmente avec le temps et il n'y a pas d'indication sur les mesures réelles. J'ai donc décidé d'éliminer de l'étude les mesures faites pendant ce « décrochage ».

Au final, les mesures issues du Polarstern représentent 33 241 profils répartis entre 1994 et 2005 sur l'Océan Atlantique.

II. c. 5) L'importance du travail de correction et de sélection des données

Afin de montrer l'importance de la vérification et du tri des données dans le cadre de cette étude, une comparaison est faite entre les différences verticales de salinité calculées avant et après la correction des données.

Une attention particulière a été portée sur les données issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA et celles issues des TSG embarqués à bord du Polarstern. La continuité temporelle de ces deux types de données a permis de réaliser une correction précise des mesures de salinité. En ce qui concerne les données issues des TSGs embarqués à bord du Polarstern (Figure II. 17), les différences verticales obtenues après correction sont nettement moins bruitées et plus réalistes que celles calculées avant toute correction.

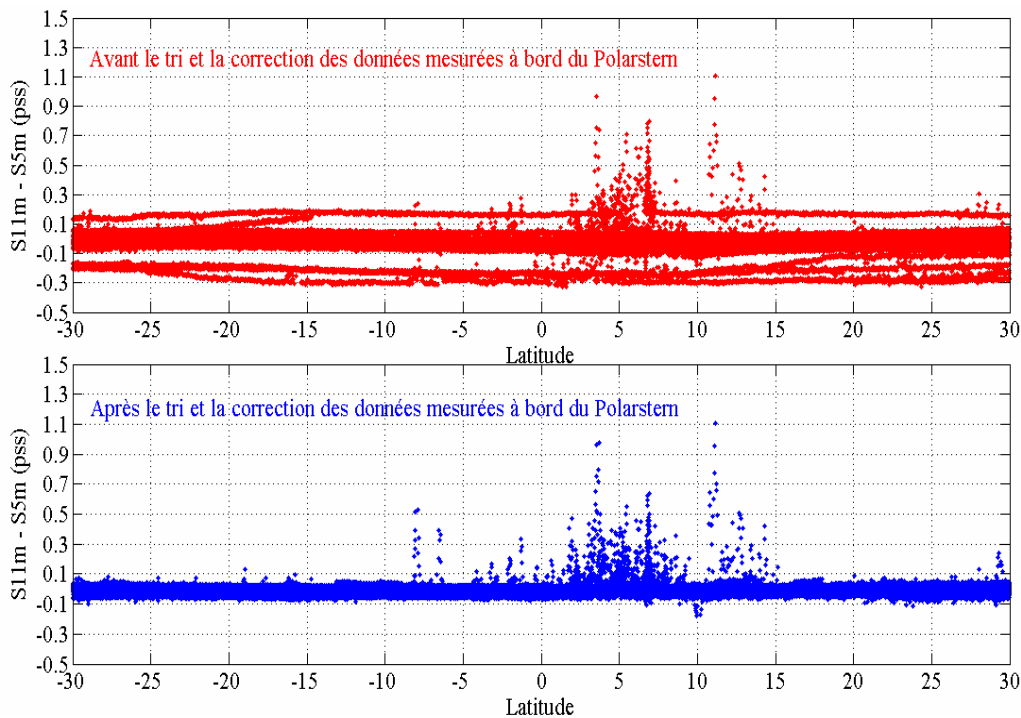


Figure II. 17 : Comparaison entre les différences verticales de salinité pré et post traitement.

La correction appliquée aux données est clairement visible, notamment au niveau des latitudes subtropicales, peu sujettes aux fortes événements pluvieux et donc aux différences verticales de salinité fortes.

En ce qui concerne les données TAO/TRITON – PIRATA, elles n’ont pas subi de correction. Seules les données douteuses ont été écartées de l’étude. Les bénéfices de ce tri sont particulièrement visibles sur les différences verticales de salinité calculées entre 5 m et 10 m de profondeur (Figure II. 18). Pour réaliser cette figure, j’ai, dans un premier temps, pris en compte toutes les mesures de salinités disponibles à 5 et 10 m de profondeur, entre 2000 et 2006, sur l’ensemble des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA. Seules les données associées à un indice de qualité Q = 4 sont écartées. J’ai ensuite calculé la moyenne mensuelle de toutes les différences verticales de salinité mesurées (tracée en rouge sur la Figure II. 18). Trois moyennes mensuelles consécutives sont supérieures à 0.4 pss. Ces moyennes étant effectuées sur l’ensemble des mouillages et sur un mois entier, de telles valeurs apparaissent suspectes. Si le même calcul est effectué sur les données retenues après le travail de sélection, les moyennes mensuelles, tracées en bleu sur la Figure II. 18, restent comprises entre 0.14 et -0.02 pss. Ces résultats montrent toute l’importance d’une sélection précise et rigoureuse avant de comparer des données de salinité in situ aux salinités SMOS.

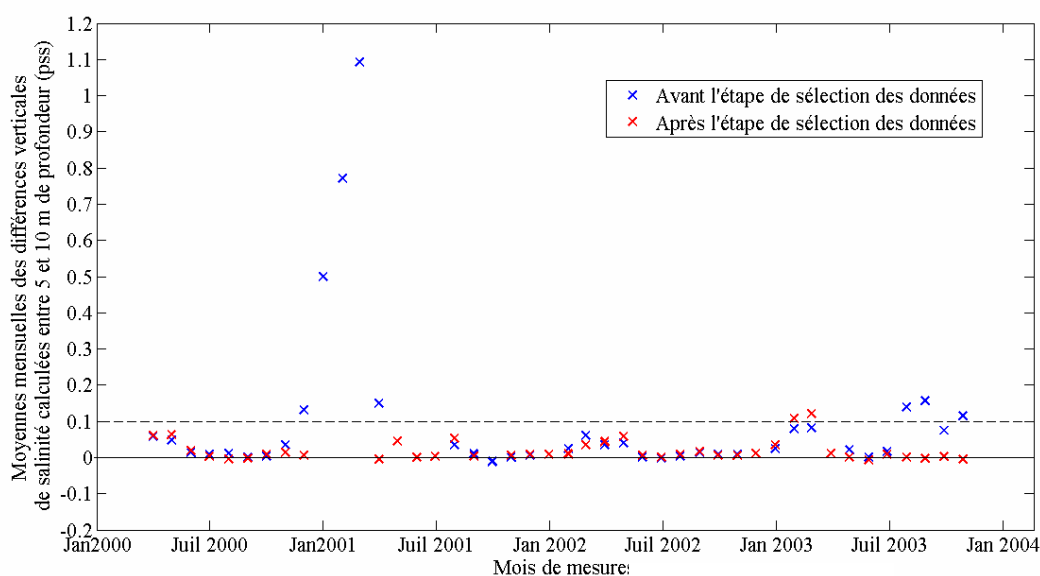


Figure II. 18 : Moyennes mensuelles des différences verticales de salinité entre 5 et 10 m de profondeur mesurées sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA. Les croix bleues correspondent aux mesures avant le travail de sélection des données et les croix rouges à celles retenues après ce travail.

II. c. 6) Caractéristiques générales de l’ensemble de données obtenu (30° N – 30°S)

A la fin du travail de sélection des données, 276 119 différences verticales de salinité sont répertoriées sur l’ensemble de la bande tropicale entre 30°N et 30°S. La répartition temporelle de cette base de donnée est la suivante (Tableau II. 15) :

Année	Nombre de profils verticaux	Année	Nombre de profils verticaux
1994	3 265	2001	45 655
1995	1 463	2002	75 816
1996	3 193	2003	49 873
1997	3 634	2004	17 102
1998	1 262	2005	24 877
1999	3 861	2006	14 873
2000	31 245		

Tableau II. 15 : Répartition temporelle de l'ensemble des données sélectionnées pour l'étude.

La répartition temporelle des données montre un pic en 2002 et une baisse importante du nombre de données en 2004 et 2005. 76% des différences verticales de salinités sont issues de mesures effectuées sur des mouillages TAO/TRITON – PIRATA. Ainsi le nombre total de profils reportés sur le Tableau II. 15 suit la répartition temporelle des mesures horaires TAO/TRITON – PIRATA (Figure II. 19). Les mesures issues des flotteurs Argo sont de plus en plus nombreuses avec le temps alors que les mesures issues de CTD/XCTD suivent une évolution décroissante.

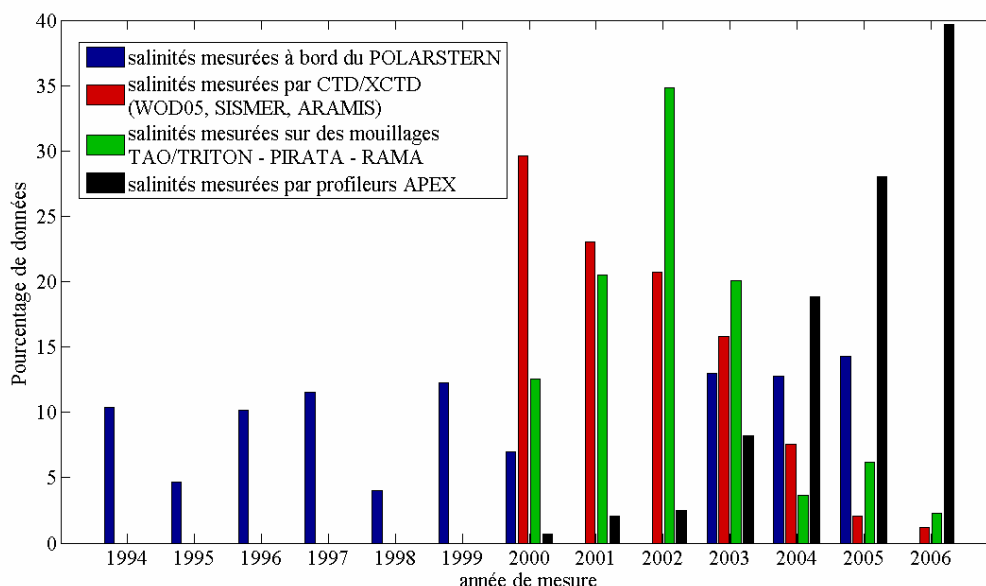


Figure II. 19 : Répartition temporelle de l'ensemble des données différenciées selon le type de mesure.

Les principales caractéristiques de l'ensemble de données utilisé pour analyser la variabilité verticale de la salinité sont les suivantes :

- Les profils verticaux de salinité pris en compte ont été mesurés entre Juin 1994 et décembre 2006 par différents types d'instruments : profileurs Argo, mouillages TAO/TRITON – PIRATA, mesures TSG, CTD et XCTD. Leur répartition spatiale s'étend sur l'ensemble des longitudes et de 30°N à 30°S en latitude.
- Sur chaque profil, la différence verticale de salinité ΔS est calculé comme la différence de salinité entre le niveau le plus profond moins celle du niveau le plus proche de la surface. Un ΔS positif est donc le signe d'une dessalure en surface.
- Pour simplifier la comparaison de ces différents ΔS , 3 « positions verticales » sont analysées : ΔS_{10-5} , ΔS_{5-1} et ΔS_{10-1} .

276 6119 différences verticales de salinité sont obtenues parmi lesquelles 46.5 % de ΔS_{10-5} , 30.9% de ΔS_{5-1} et 22.6% de ΔS_{10-1} ^①.

- Les positions verticales ΔS_{5-1} et ΔS_{10-1} sont uniquement composées de mesures issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA. De même, la grande majorité de ces ΔS proviennent de profils situés sur la longitude 95°W (93% pour ΔS_{5-1} et 82% pour ΔS_{10-1})

- La plupart des ΔS se situent dans l’océan Pacifique (80.7%) tandis que l’océan Atlantique compte 14.4 % des ΔS et l’océan Indien, 4.9%.

II.d) La variabilité verticale de la salinité au niveau des tropiques

Le calcul de l’ensemble de ces différences verticales de salinité nous permet de quantifier la variabilité de la salinité dans les Tropiques et de repérer les zones pour lesquelles l’étalonnage des mesures SMOS à partir de mesures in situ doit être réalisé avec précaution.

Dans la plupart des cas, les différences verticales de salinité restent proches de zéro, indiquant une couche de mélange homogène en salinité. 93.4% d’entre elles sont comprises entre -0.1 et 0.1 pss. La moyenne et la médiane sont d’ailleurs comprises dans cet intervalle, respectivement égales à 0.027 et 0.003 pss^②.

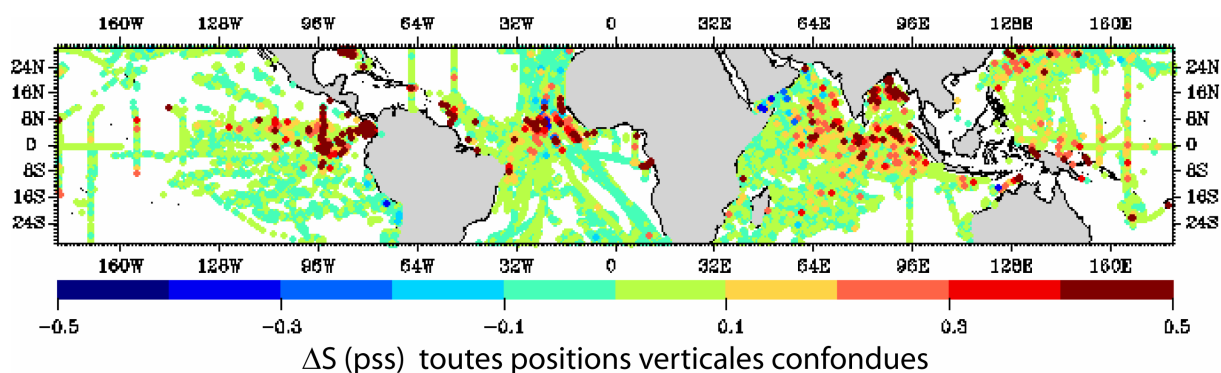


Figure II. 20 : Répartition spatiale des différences verticales de salinité. La légende de couleur indique la valeur des différences verticales de salinité. Lorsque plusieurs différences verticales sont mesurées au même endroit, seule la valeur absolue maximale est tracée.

Seules 0.1% des différences verticales de salinité calculées sont inférieures à -0.1, la valeur minimale enregistrée est de -0.68 pss. Elles sont situées principalement autour de la péninsule arabique (Figure II. 20).

Les ΔS supérieurs à 0.1 pss, correspondant à une dessalure en surface, sont plus nombreux et représentent 6.5 % de l’ensemble des différences verticales de salinité calculées. La différence maximale est égale à 6.82 pss et est située dans le golfe du Mexique. Ils se répartissent sur l’ensemble du golfe du Bengale, autour de l’équateur (entre 10°N et 5°S) dans l’Océan Pacifique, entre l’équateur et 15°N dans l’océan Atlantique et enfin proches des côtes et des embouchures de grands fleuves comme l’Amazone. Ces zones côtières regroupent les différences verticales de salinité les plus importantes.

Pour les 3 positions verticales, nous observons la même répartition géographique des dessalures en surface mais pas dans les mêmes proportions. Ainsi entre 10 m et 5 m, seules

^① Page 207, Table A2

^② Page 205, Table 2

4.2 % des différences verticales de salinité sont supérieures à 0.1 pss alors que ΔS_{5-1} en comptabilise 7.13%^①. Cette tendance s'accroît en prenant en compte ΔS_{10-1} et ses 10.27% de différences de salinité supérieures à 0.1 pss. Les pourcentages de ΔS inférieures à -0.1 pss ne varient pas selon la position verticale.

Pour expliquer la variabilité verticale de la salinité de surface, 3 cas différents sont distingués :

- Lorsque la salinité décroît avec la profondeur, c'est à dire lorsque les différences verticales de salinité sont négatives et inférieures à -0.1 pss. Ce cas est peu répandu et principalement situé près de la péninsule arabique
- Les différences verticales de salinité importantes (c'est à dire supérieures à 0.5 pss) proches des côtes et des embouchures de fleuves
- Les dessalures en surface mesurées en pleine mer, correspondant à un ΔS supérieur à 0.1 pss. Leur répartition géographique correspond à la position moyenne de la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale) et de la mousson indienne.

Avant d'étudier les relations entre les conditions météorologiques et les différences de salinités mesurées en pleine mer, nous allons approfondir les deux situations non traitées dans [Henocq et al., 2010] : les différences de salinités négatives et celles provoquées par les décharges fluviales.

II. d. 1) Accroissement de la salinité avec la profondeur ($\Delta S \leq -0.1$ pss)

Des cas de salinités plus grandes en surface qu'en profondeur sont observés près des côtes américaines, sur quelques mouillages TAO situés à 95°W et principalement autour de la péninsule arabique (Figure II. 21)

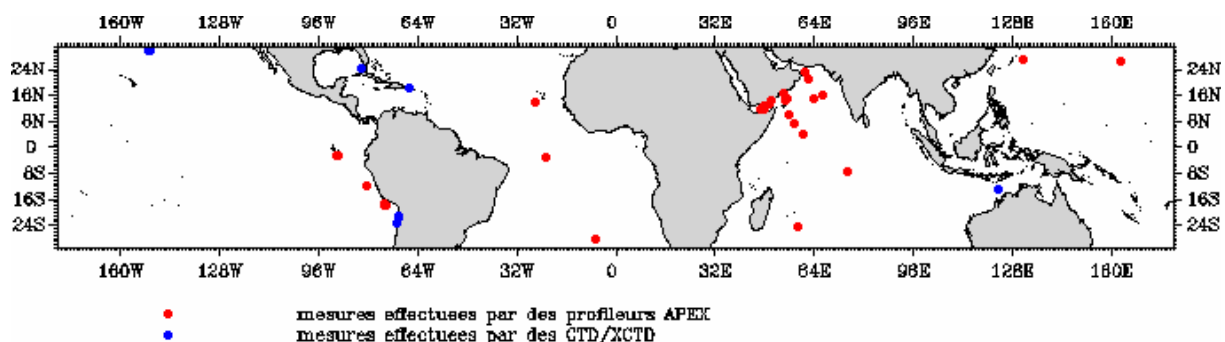


Figure II. 21 : Position des différences verticales de salinité inférieures à -0.1 pss. Les points rouges sont les différences calculées à partir de profilers Argo, les points bleus à partir de stations CTD/XCTD. Celles mesurées sur les mouillages TAO ne sont pas indiquées. Toutes ces différences verticales sont calculées entre 5 m et 10 m.

En ce qui concerne les mesures effectuées sur les mouillages TAO/TRITON situés à 95°W, des différences verticales de salinités négatives sont rares et les mesures des autres paramètres (précipitation, vitesse du vent ...) ne sont pas assez nombreuses pour pouvoir interpréter ces phénomènes. Elles sont observées sur le mouillage 10°N – 95°W mais semblent être dues à un bruit trop important des données (Figure II. 22).

^① Paragraphe 4, page 184, lignes 10 à 17 et Fig 4, page 212.

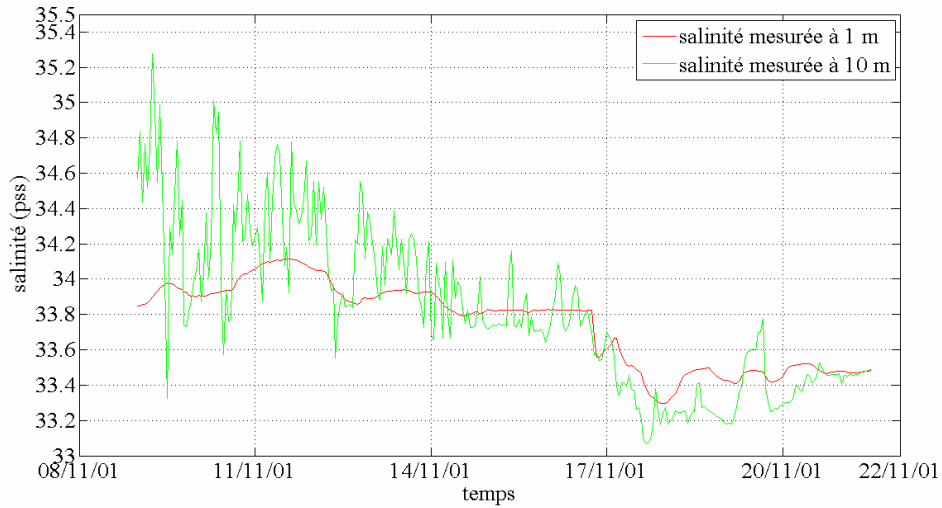
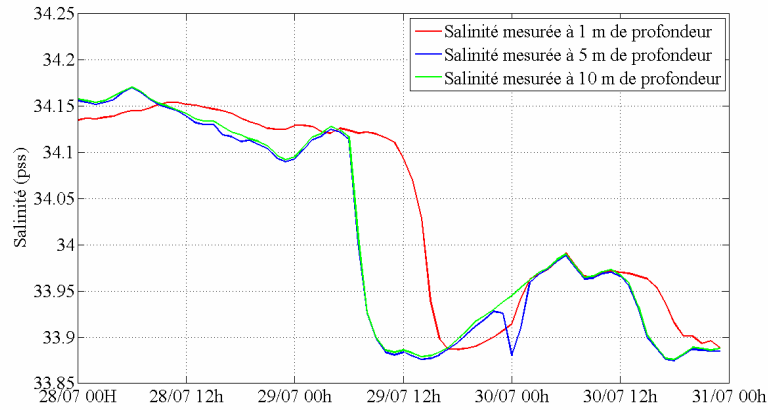


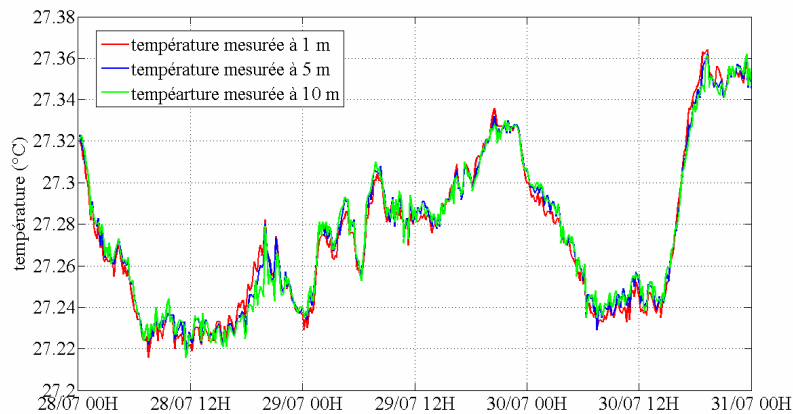
Figure II. 22 : Salinité mesurée à 1 et 10 m de profondeur entre le 08/11/2001 et le 22/11/2001 par le mouillage TAO situé à 10°N – 95°W.

Nous observons également des ΔS_{5-1} négatives sur le mouillage 5°N – 95°W entre le 28/07/02 et le 31/07/02 (Figure II. 23a). La salinité à 5 et 10 m enregistre simultanément une baisse rapide de 34.13 pss à 33.87 pss. Cette baisse de salinité n'est observée à 1 m de profondeur que plus de 6 heures après. Pendant ces trois jours, la température est restée uniforme entre 1 et 10 m de profondeur (Figure II. 23b).

Malheureusement, les données de précipitation, de radiation courtes ondes ou de courant ne sont pas disponibles pendant cette période sur ce mouillage et ne peuvent nous donner d'indication sur l'origine de ce décalage entre la salinité à 5 – 10 m et la salinité à 1 m.



(a)



(b)

Figure II. 23 : (a) Salinité et (b) température mesurées à 1, 5 et 10 m de profondeur entre le 28/07 et le 31/07/2002 par le mouillage TAO situé à 5°N – 95°W.

Pour expliquer le phénomène observé près de la péninsule arabe, nous avons étudié les profils de salinité et de température. Un même flotteur Argo échantillonne cette zone océanique depuis son déploiement et 6 de ses profils montrent une différence verticale de salinité inférieure à - 0.1 pss entre 5 et 10 m (Figure II. 24). Les profils verticaux de température et de salinité montrent une couche mélangée inexistante : la salinité et la température décroissent dès la surface.

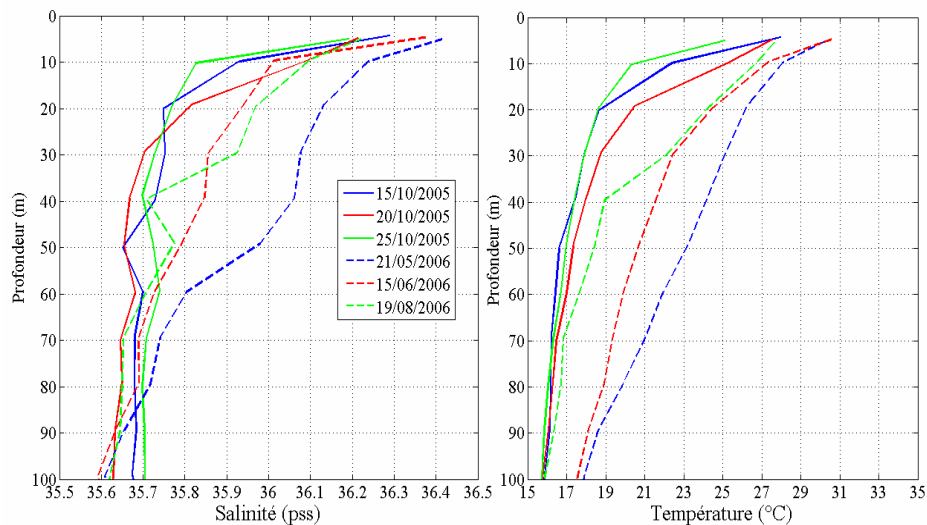


Figure II. 24 : Profils verticaux de salinité (gauche) et de température (droite) mesurés par le profileur ARGO 2900392 entre le 15/10/2005 et le 25/10/2005 et entre le 21/05/2006 et le 19/08/2006.

La fiabilité des mesures effectuées par ce flotteur est en partie justifiée par des profils effectués par d'autres profileurs proches, en temps et en espace, montrant la même décroissance de température et de salinité dans les 10 premiers mètres sous la surface océanique (Figure II. 25).

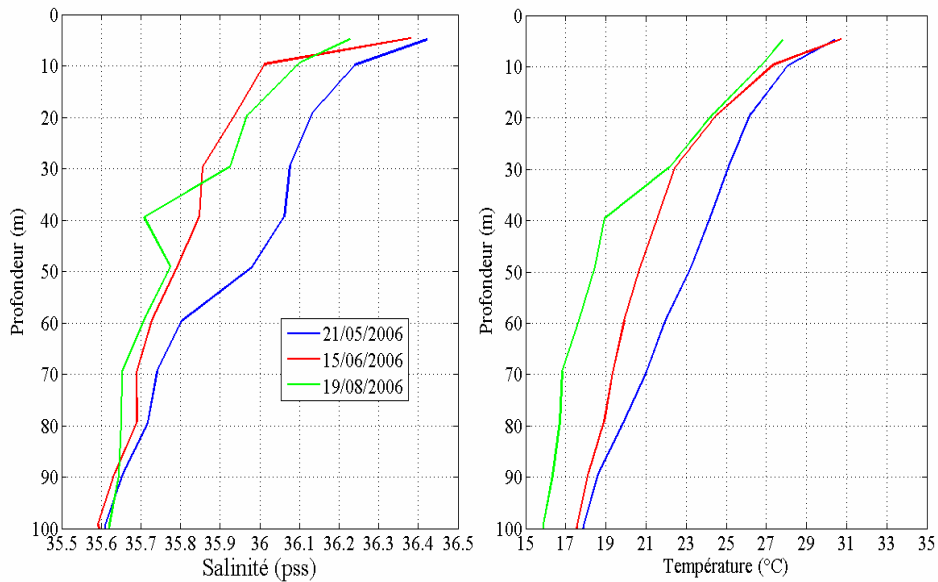


Figure II. 25 : Profils verticaux de salinité (gauche) et de température (droite) mesurés par le profileur Argo 2900342 entre le 15/06/2006 et le 19/08/06.

Le flotteur 2900392 a été déployé à l'extrémité du canal de Suez et effectué depuis des profils verticaux tous les 5 jours (Figure II. 26). Son échantillonnage vertical important nous permet de suivre l'évolution temporelle de la salinité (Figure II. 27a) et de la température (Figure II. 27b) verticalement et dans le temps.

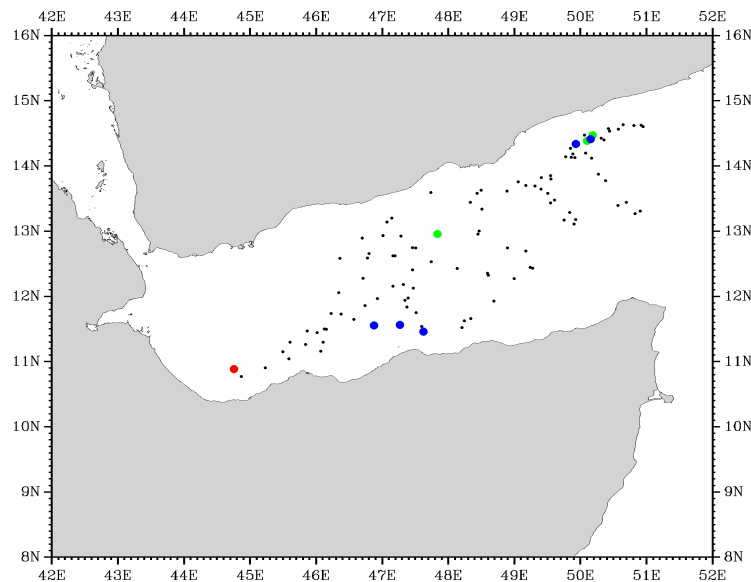
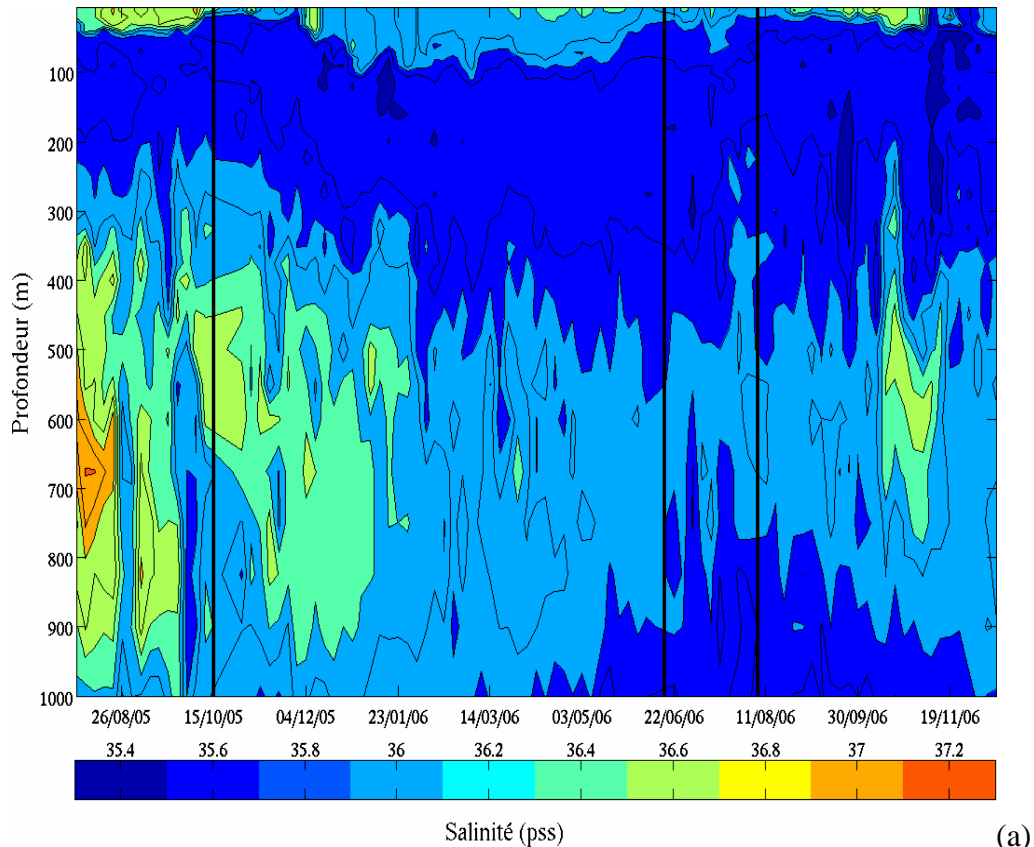
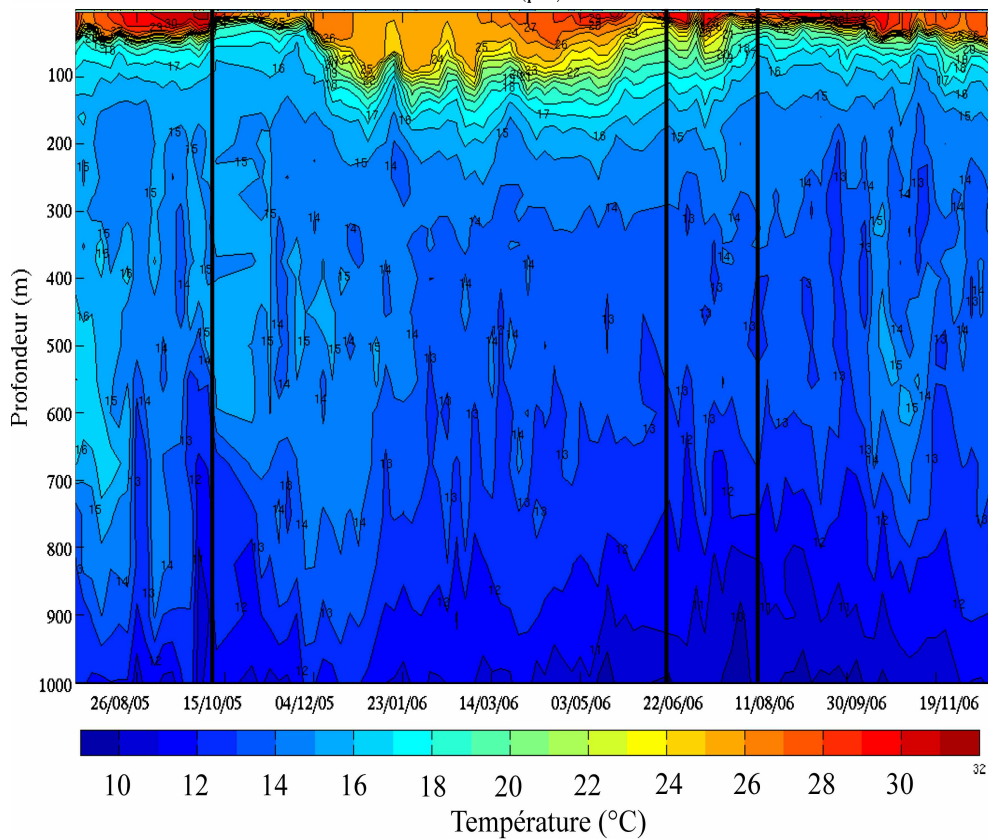


Figure II. 26 : Positions des profils verticaux échantillonnés par le profileur Argo 2900392 depuis son déploiement (point rouge) le 22/07/2005. Les points bleus représentent les profils marqués par un ΔS_{10-5} négatif (Figure II. 24), les points verts marquent la position des profils échantillonnés par le profileur 2900342 tracés sur la Figure II. 25.



(a)



(b)

Figure II. 27 : Stratification verticale de (a) la salinité et (b) de la température entre la surface et 1000 m mesurée par le profileur Argo 2900392 entre le 01/08/2005 et le 01/12/2006. Les isohalines sont tracées tous les 0.2 pss et les isothermes toutes les 1 °C. Des traits noirs représentent les dates des profils verticaux caractérisés par un ΔS_{10-5} négatif.

Nous observons une couche de salinité plus faible entre 50 et 200 m évoluant au dessus d'une masse d'eau beaucoup plus salée (en particulier en début de vie du flotteur lorsqu'il se trouve le plus proche de l'extrémité du canal) et des augmentations fortes de salinité en surface autour des mois d'août – sept et sur de courtes périodes pendant l'année. Ces augmentations de salinités, plus visibles sur les Figure II. 28a et b provoquent ces différences verticales de salinité négatives soit au début de ces afflux de salinité fortes en surface soit à la fin. Elles sont accompagnées d'une augmentation de la température de surface jusqu'à 30°C. La température décroît ensuite progressivement avec la profondeur (Figure II. 27).

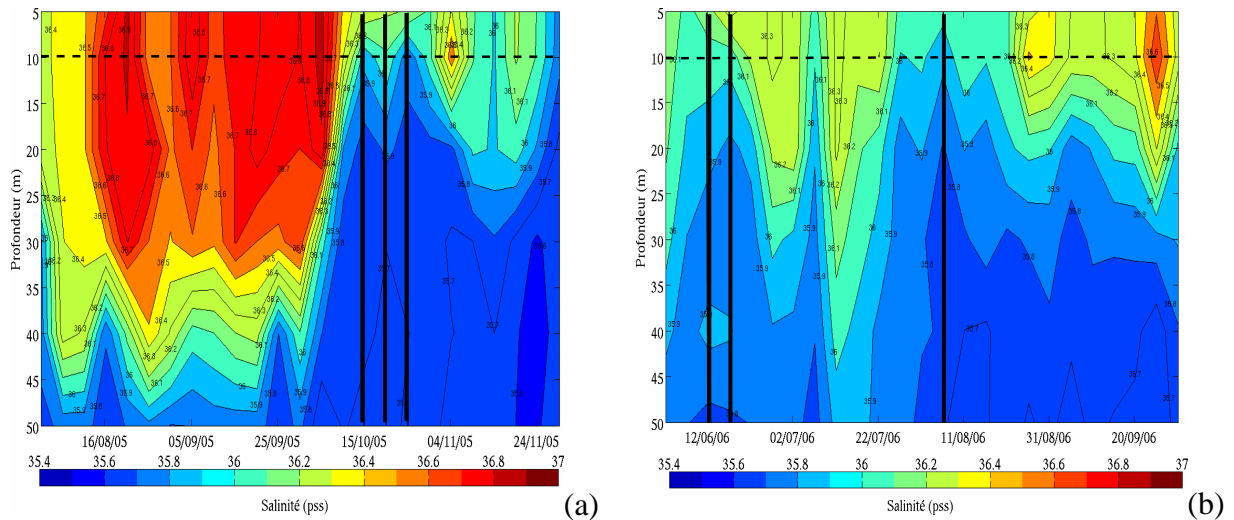


Figure II. 28 : Stratification verticale de salinité entre la surface et 50 m de profondeur mesurée par le profileur Argo 2900392 entre (a) le 01/08/2005 et le 01/12/2005 et (b) le 01/06/2006 et le 01/10/2006. Les isohalines sont tracées tous les 0.1 pss. Des traits noirs représentent les dates des profils verticaux caractérisés par un ΔS_{10-5} négatif, tandis que le trait pointillé souligne la profondeur 10 m.

Le Golfe d'Aden est caractérisé par un vent très faible (Figure II. 29), dû à sa position enclavée entre la Somalie et le Yémen ; il y a donc peu de mélange en surface. Une évaporation importante associée à un faible mélange en surface explique les différences de salinité observées.

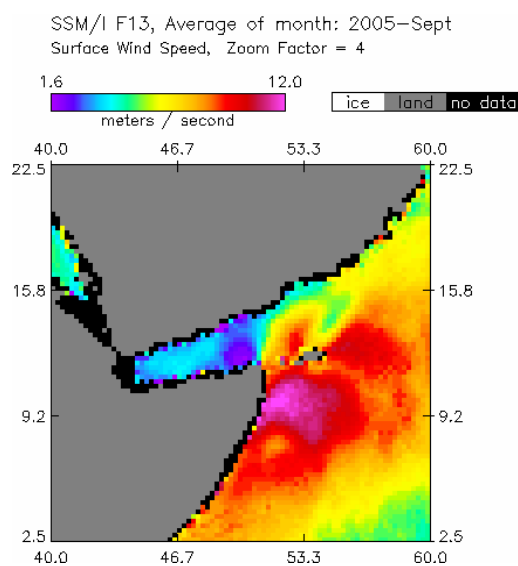


Figure II. 29 : Moyenne mensuelle de la vitesse du vent mesurée en Septembre 2009 par le satellite SSM/I F13 (http://www.remss.com/idx/ion-p.exe?page=ssmi_monthly.ion).

La présence d'une masse d'eau peu salée en profondeur près de la côte et des augmentations de salinité en surface ont également été observée lors des campagnes WOCE dans les années 1990 (campagne IR1S sur http://www-pord.ucsd.edu/whp_atlas/indian_index.html). Notons que cette région ne sera pas échantillonnée par le satellite SMOS car elle est située à moins de 50 km d'un trait de côte.

II. d. 2) Les dessalures en surface observées près des embouchures de fleuves ($\Delta S \geq 1$ pss)

Les différences verticales de salinité les plus importantes sont observées près des côtes, plus précisément près des embouchures de grands fleuves comme l'Amazone, l'Orénoque ou le Niger. Certaines différences de salinité supérieures à 1 pss sont également observées dans le golfe du Mexique, à l'ouest du canal de Panama et sur certains mouillages TAO/TRITON (Figure II. 30).

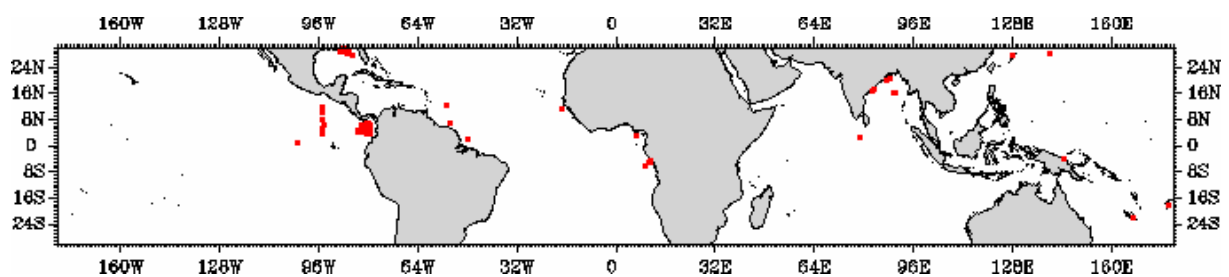


Figure II. 30 : Distribution géographique des différences de salinités supérieures à 1 pss.

Les différences verticales de salinité supérieures à 1 pss mesurées sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA s'expliquent par de forts événements pluvieux (voir paragraphe II.a). En ce qui concerne l'ouest du canal de Panama, ces fortes dessalures en surface s'expliquent par la circulation océanique particulière de cette zone ([Chaigneau et al., 2006]): une gyre cyclonique va piéger en surface les eaux douces continentales et, associée à un vent faible pendant les mois de Janvier à Mars (2 – 3 m.s-1 en moyenne mensuelle), elle va engendrer ces différences verticales de salinités supérieures à 1 pss.

En ce qui concerne les différences verticales de salinité proches de côtes ou des embouchures de fleuves, cette stratification importante de la salinité en surface est due aux décharges fluviales et aux apports de chlorophylle et de matière organique dissoute colorée (notée CDOM pour Colored dissolved organic matter) ou dans l'océan. En effet, des profils verticaux échantillonnés dans le panache de l'amazone montre une température plus élevée et une salinité moins élevée en surface par rapport à des profils verticaux échantillonnés en dehors du panache amazonien ([Del Vecchio et Subramaniam, 2004]). La présence de ces lentilles d'eaux chaudes et peu salées en surface crée cette importante différence verticale de salinité.

Le profileur Argo 3900129 a été déployé près de l'embouchure de l'amazone et a mesuré le 10/06/2000 une différence verticale de salinité entre 5 et 10 m supérieure à 1 pss (Figure II. 31). Cette date correspond à l'entrée du flotteur dans le panache de l'Amazone (Figure II. 32).

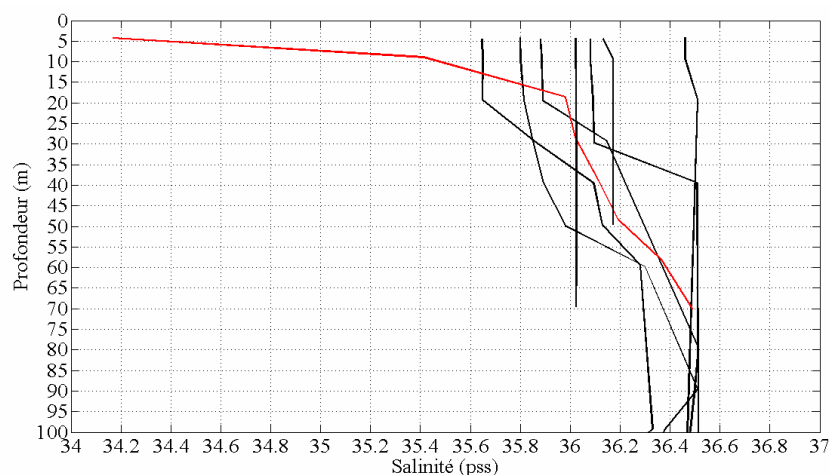


Figure II. 31 : Profils verticaux de salinité mesurés par le profileur 3900129 au large de l’embouchure de l’amazone entre le 07/04/2000 et le 01/07/2000. Le profil rouge, mesuré le 10/06/2000 montre un ΔS_{10-5} supérieur à 1 pss.

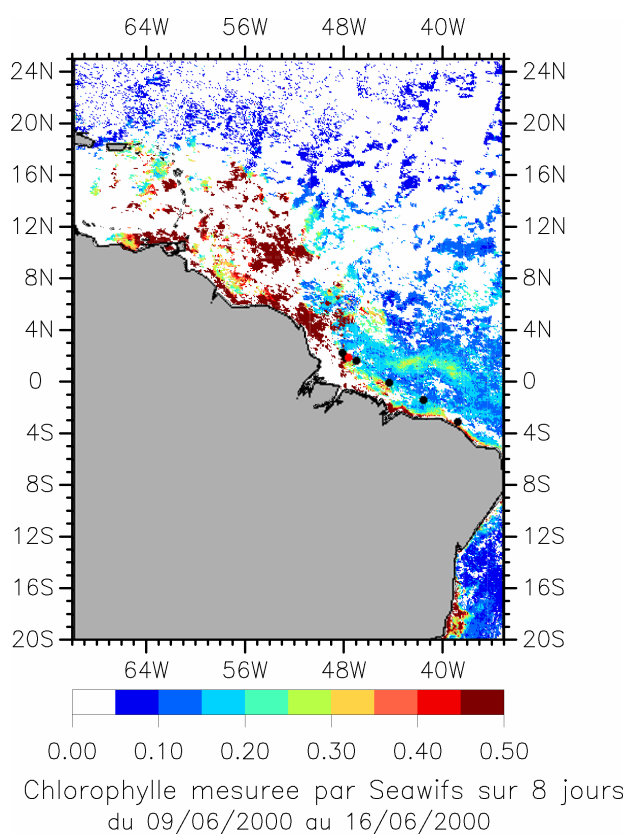


Figure II. 32 : Mesures de chlorophylle prises par Seawifs entre le 09/06/2000 et le 16/06/2000 dans la région de l’embouchure de l’Amazon. Les points noirs représentent la position des profils verticaux mesurés par le flotteur Argo 3900129 (Figure II. 31), le point rouge indique la position du flotteur le 10/06/2000. Les zones blanches correspondent aux zones non échantillonnées pendant ces 8 jours à cause de la couverture nuageuse.

Pour comprendre les différences verticales de salinité dues aux décharges fluviales, j’ai réalisé une étude comparative entre des mesures de salinité et des produits de couleurs de l’eau fournis par David Antoine (Laboratoire d’Océanographie de Villefranche). La couleur de l’eau est un indicateur à la fois de la qualité de l’eau mais également de ses constituants

biologiques. A partir des moyennes mensuelles de chlorophylle et de réflectance^① mesurées par satellite, D. Antoine a créé un indicateur de la couleur de l'eau :

$$\delta = R_{555 \text{ mesurée}} / R_{555 \text{ modèle}} \quad \text{Eq. II. 6}$$

Le nombre 555 correspond à la longueur d'onde utilisée pour la mesure de la réflectance, 555 nm étant associé à la couleur verte. Le $R_{555 \text{ modèle}}$ est déduit des mesures de chlorophylle et représente la valeur de R_{555} si les eaux sont supposées être du cas 1 (c'est à dire, situés au large et non affectées par les apports fluviaux). δ permet alors de distinguer les eaux « vertes », riches en matière en suspension comme les sédiments, des eaux « jaunes », c'est à dire riche en matière organique dissoute d'origine terrestre. Si δ est supérieur à 1, la matière contenue dans l'eau est dite « verte », si δ est inférieur à 1, elle est « jaune ». Lorsque les décharges fluviales dans l'océan de l'Amazonie sont importantes, des eaux « vertes » sont observées le long des côtes et des eaux « jaunes » sont présentes au large (Figure II. 33b)

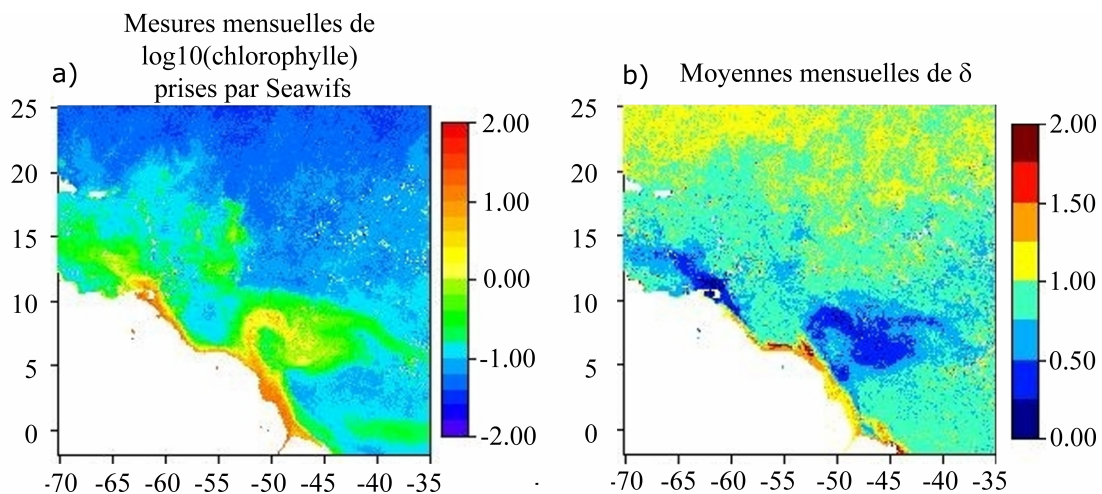


Figure II. 33 : (a) Mesures mensuelles de chlorophylle prises par Seawifs en août 2003 dans la région de l'embouchure de l'Amazonie et (b) les moyennes mensuelles de δ correspondantes.

Pour trouver un lien entre la salinité et la valeur de δ , nous avons utilisé les mesures de TSG effectuées à bord du Toucan et du Colibri, deux bateaux marchands effectuant plusieurs fois dans l'année la traversée de l'Océan Atlantique entre l'Europe et Kourou en Guyane (Figure II. 34). La mesure de la température et de la salinité est effectuée entre 3 et 5 m de profondeur.

^① La réflectance $R(\lambda)$ est définie comme le rapport entre l'éclairement ascendant qui émerge juste sous la surface de l'eau et l'éclairement descendant qui y pénètre. Ses variations sont dues notamment aux substances dissoutes ou aux particules en suspension dans l'eau et nous renseignent sur la « couleur de l'eau ».

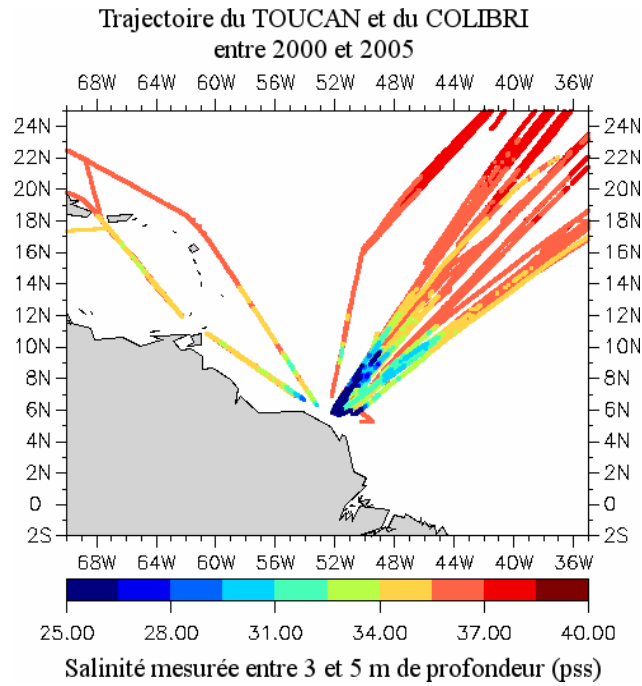


Figure II. 34 : Trajectoire du TOUCAN entre Septembre 2000 et Mai 2005. Le code de couleur indique la salinité mesurée à chaque traversée.

J'ai colocalisé, dans un rayon de 25 km, chaque mesure de salinité avec la moyenne mensuelle de δ correspondante puis calculé le coefficient de corrélation linéaire entre ces deux paramètres. Celui-ci varie selon les saisons entre 0.05 et 0.92, le maximum étant atteint en Juillet – septembre (Figure II. 35).

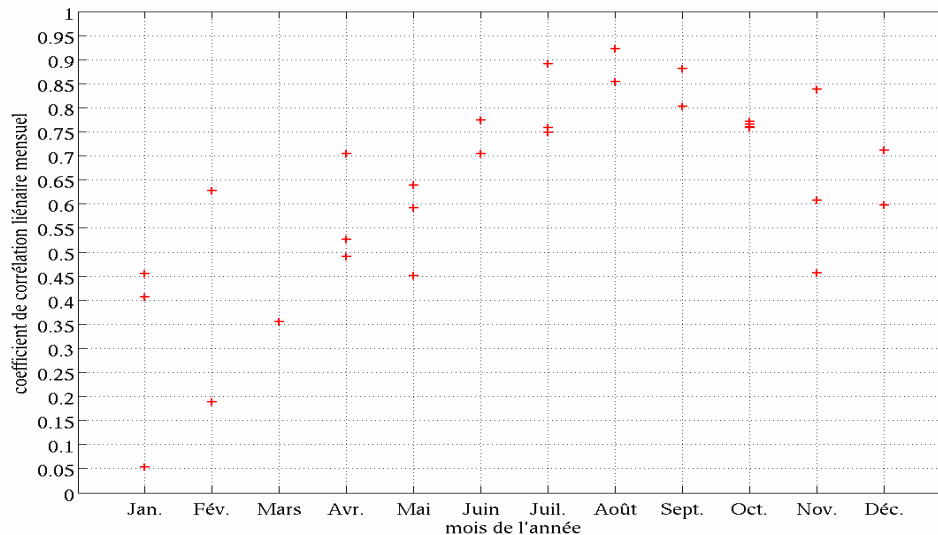


Figure II. 35 : Coefficient de corrélation linéaire entre la salinité mesurée à bord du Toucan et du Colibri et le rapport δ . Chaque coefficient est calculé pour un mois de l'année, la distribution temporelle des données étant de 5 années (2000 – 2005).

Si cette étude a montré des résultats encourageants, nous avons décidé de ne pas poursuivre, au vu de la difficulté d'obtenir dans cette région des données de couleur de l'eau à plus haute résolution temporelle. D'autres études ont été publiées sur le lien entre couleur de l'eau et salinité de surface. Elles montrent une corrélation intéressante et la possibilité de détecter de forts gradients de salinité à partir des mesures satellitaires AMSR-E ([Reul *et al.*, 2009])

II.e) L'influence des conditions météorologiques

Pour comprendre ces différences verticales de salinité et déterminer une méthode de prédiction de ces différences, j'ai étudié l'influence des précipitations sur la stratification de la salinité proche de la surface.

Comme nous l'avons vu au paragraphe II.a), pour modéliser l'évolution temporelle de la SSS, une simple information sur le taux de précipitation ne suffit pas. Il faut également prendre en compte les conditions géophysiques comme la vitesse du vent, les échanges de chaleur au niveau de la surface, les courants d'advection, etc. Tous ces paramètres sont difficiles à mesurer et ne sont pas facilement disponibles. Pour élaborer une méthode applicable à l'ensemble de la bande tropicale et compatible avec des mesures de salinité in situ, j'ai choisi d'utiliser uniquement les mesures de précipitation et de vitesse de vent effectuées par radiométrie et des méthodes statistiques.

Dans la suite de ce mémoire, paragraphe III.a), nous étudierons grâce au modèle de mélange unidimensionnel PWP ([Price et al., 1986]), l'influence de paramètres géophysiques autres que la pluie et le vent sur la stratification de la salinité dans les premiers mètres de la couche de mélange.

II. e. 1) Définition d'un paramètre de pluie utilisable lors de l'étalonnage / validation SMOS

Contrairement aux mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA, la plupart des plateformes de mesure de salinité in situ ne sont pas munies de capteur mesurant la pluie ou les caractéristiques du vent. Pour combler ce manque, j'ai eu recours à la colocalisation entre les différences verticales de salinité et les mesures de précipitations et de vitesse de vent effectuées par satellite. Cette méthode simple est facilement utilisable dans le cadre de la validation des mesures SMOS

Les cartes satellitaires produites par la société ReMote Sensing System (<http://www.remss.com/>) de taux de pluie (deux cartes journalières, orbite ascendante et descendante, à une résolution de 0.25°) ont été utilisées. Il est intéressant de noter que le fait de réaliser des calculs statistiques sur des salinités ponctuelles colocalisées avec des produits satellitaires de résolution 0.25° les rend représentatifs de ce qui serait obtenu avec des SSS SMOS à 0.25° de résolution. Dans le cadre de cette étude, 7 satellites différents ont une distribution temporelle coïncidant avec celles des différences verticales de salinités calculées^① (Tableau II. 16):

Satellites utilisés	Première carte disponible	Dernière carte disponible
<u>SSM/I :</u>		
F10	08 Déc. 1990	14 Nov. 1997
F11	03 Déc. 1991	16 Mai 2000
F13	03 Mai 1995	Toujours en activité
F14	08 Mai 1997	Toujours en activité
F15	18 Déc. 1999	13 Août 2006
TMI	07 Déc. 1997	Toujours en activité
AMSR-E	01 Juin 2002	Toujours en activité

Tableau II. 16 : Disponibilité temporelle des satellites utilisés.

^① Paragraphe 2.2) b, page 179 et Appendix, paragraphe b, pages 195 – 196.

L'inconvénient principal des mesures radiométriques de précipitation est l'absence de données continues. En effet, les données radiométriques ne fournissent qu'une « image » de la pluie tombée à un endroit donné, à un moment donné, sans aucune indication sur l'historique de cet événement pluvieux comme sa date de début, sa durée ou son intensité totale. Or ce sont ces éléments qui sont à prendre en compte dans la prévision des différences verticales de salinité.

Pour pallier ce manque d'information, j'ai créé un paramètre de pluie nommé « taux d'accumulation maximum sur 3 jours » ou 3d_MRA (pour « 3 days Maximun Rain rate Accumulation »^①). Le calcul de ce paramètre se fait en plusieurs étapes. En considérant un profil de salinité ou une différence verticale de salinité mesurée le jour J à la position géographique P :

1°) Les mesures du taux de précipitation effectués par chaque satellite à la position P et le jour J sont récupérés (nous obtenons alors au maximum 10 mesures, 2 mesures par satellite) et la mesure maximale est relevée.

2°) La même recherche est effectuée pour le jour J-1 et le jour J-2 (c'est à dire la veille et l'avant-veille de la mesure du profil de salinité)

3°) Les 3 maxima sélectionnés sont additionnés pour obtenir le 3d_MRA associé au profil ou à la différence verticale de salinité.

Notre choix s'est porté sur 3 jours afin de concilier un nombre suffisant de données et un résultat conforme à la réalité. La répartition géographique des 3d_MRA importants, c'est à dire supérieurs ou égaux à 10 mm.hr⁻¹ est à comparer avec la distribution géographique des différences verticales de salinités importantes, c'est à dire supérieures ou égales à 0.5 pss (Figure II. 36a et b). Les zones enregistrant des 3d_MRA forts sont également les zones où les dessalures en surface sont importantes.

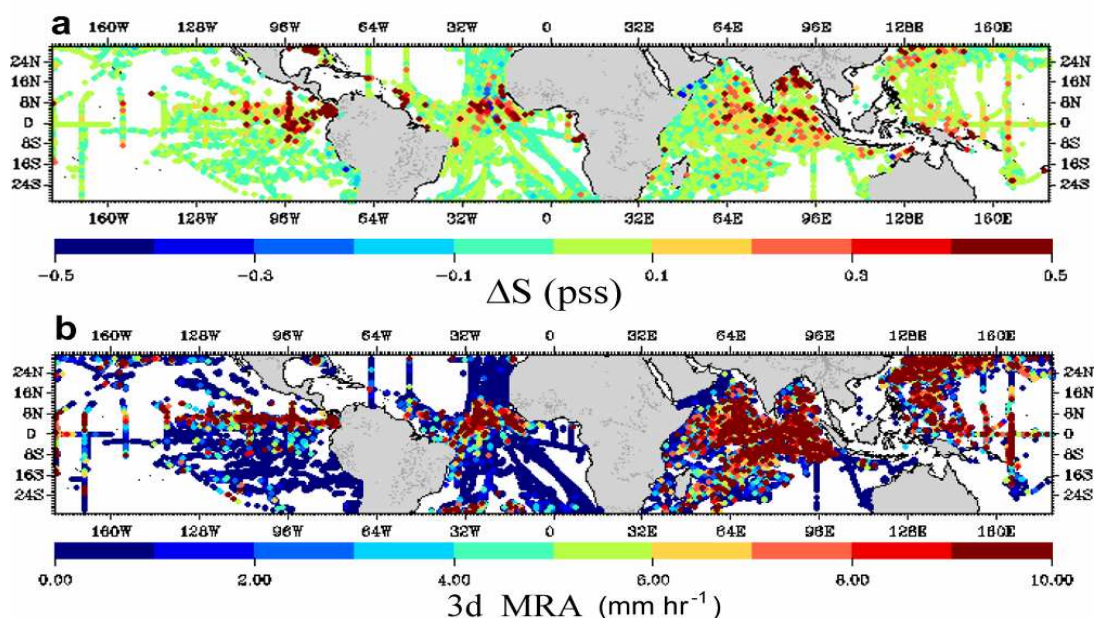


Figure II. 36 : Répartition géographique a) des différences verticales de salinités, toutes positions verticales confondues et b) des paramètres de pluie 3d_MRA associées aux différences verticales de salinité. Les légendes de couleurs représentent respectivement les valeurs des différences de salinités et les valeurs des 3d_MRA associés. Lorsque plusieurs paramètres sont calculés au même endroit, seule la valeur absolue maximale est tracée.

^① Le paramètre de pluie est nommé « 3d max rain rate » dans l'article. Page 179, lignes 11 à 16.

La proportion de différences verticales de salinité supérieure à 0.5 pss est plus grande lorsque seules les différences verticales de salinité associées à un 3d_MRA supérieur ou égal à 10 mm/hr⁻¹ sont considérées (environ 2% de l'ensemble de données), confirmant l'influence des précipitations sur la variabilité verticale de la salinité^①.

II. e. 2) Définition d'un paramètre de vitesse de vent utilisable lors de l'étalonnage / validation SMOS

De part son influence sur le mélange vertical des couches de surface de l'océan, la vitesse du vent est un élément essentiel à la compréhension de la variabilité verticale de salinité. Ce paramètre est mesuré par les mêmes radiomètres SSM/I, TMI et AMSR-E. Le diffusiomètre QuikScat s'ajoute à cette liste et fournit des estimations de vitesse vent à 10 m au dessus de la surface océanique depuis Juillet 1999.

Contrairement à la pluie dont l'historique joue sur la valeur de la différence verticale de salinité, le vent a un effet à plus court terme sur le mélange vertical dans la couche de surface océanique. Le paramètre de vent pris en compte est donc la mesure de vitesse de vent maximum effectuée par un des satellites à l'endroit du profil et dans l'heure précédant l'échantillonnage du profil. Ce paramètre est noté 1hr_WS.

Seules 37% des différences verticales de salinité calculées ont pu être associées avec un paramètre de vent.

II. e. 3) Relations statistiques entre les différences verticales de salinité in situ et les paramètres 3d_MRA et 1hr_WS.

Avant d'utiliser des méthodes statistiques pour définir l'influence des conditions météorologiques sur la variabilité verticale de la salinité de surface, nous avons écarté de notre ensemble de données les différences de salinité disparates. Pour cela, nous avons choisi d'éliminer les données distantes de +/- 5 écart type par rapport à la moyenne des différences de salinité (calcul effectué sur chaque classe de 3d_MRA^②).

Pour définir un lien statistique entre le 3d_MRA et les différences verticales de salinité, une régression linéaire est calculée par méthode des moindres carrés sur l'ensemble du nuage de points (3d_MRA, différence de salinité associée), puis en distinguant les 3 positions verticales (Figure II. 37).

Nous avons également divisé l'ensemble des couples (3d_MRA, différence de salinité associée) selon la valeur du paramètre 3d_MRA : 3d_MRA compris entre 0 et 2 mm.hr⁻¹, entre 2 et 4 mm.hr⁻¹, ... jusqu'à 3d_MRA supérieur ou égal à 10 mm.hr⁻¹. Pour chaque classe, la moyenne des différences verticales de salinité a été calculée. Si les moyennes n'augmentent pas continuellement lorsque le paramètre 3d_MRA augmente, elles restent proches des régressions linéaires calculées^③.

^① Paragraphe 4, page 184, ligne 18 à 22 ; Table 2, page 205 et Fig. 4b page 212.

^② Appendix paragraphe c, page 197.

^③ Fig 5, page 213.

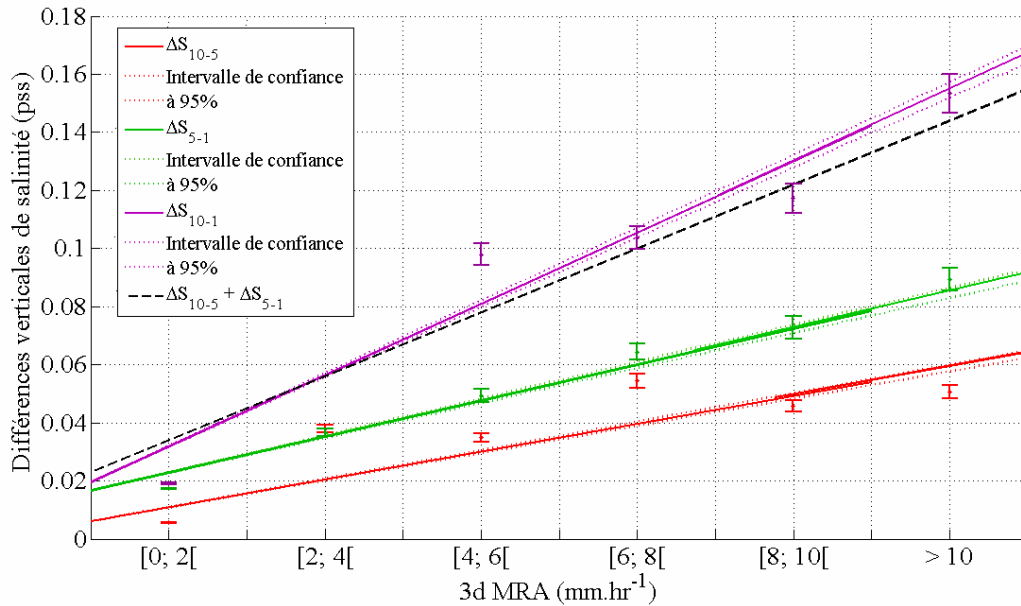


Figure II. 37 : Les régressions linéaires sur l'ensemble de données sont représentées par des lignes. Les intervalles de confiance à +/- 95% calculées sur les pentes sont représentés par des pointillés. Les éléments de couleur rouge se réfèrent à la position verticale ΔS_{10-5} , la couleur verte à ΔS_{5-1} et la couleur violette à ΔS_{10-1} . La courbe en pointillés représente la somme des régressions linéaires associées à ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} . Les moyennes des différences verticales de salinités calculées sur les classes de pluies ([0 ; 2], [2 ; 4], ..., >10) sont indiquées par les points (même code couleur que les régressions linéaires. Les barres d'erreurs symbolisent l'écart type associé à ces moyennes.

Les différentes positions verticales montrent l'importance de prendre en compte la profondeur des différentes mesures utilisées : les différences de salinité comprises dans ΔS_{10-1} sont toujours plus importantes que celles comprises dans ΔS_{5-1} et ΔS_{10-5} . En moyenne, les différences de salinité entre 10 et 1 m de profondeur dépassent 0.1 pss pour une 3d_MRA supérieur à 5 mm.hr^{-1} . Ces résultats impliquent qu'après de fortes pluies (> 10 mm.hr^{-1}), on s'attend à observer des différences systématiquement biaisées de plus de 0.1 pss entre SSS SMOS et SSS in situ, mesurées à plusieurs mètres sous la surface.

Stabilité de l'analyse statistique

Pour vérifier la stabilité de cette analyse statistique, une comparaison est effectuée entre la régression linéaire associée à ΔS_{10-1} (en violet) et la somme des régressions linéaires associées à ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} (en pointillés noirs). Alors que plus de 60% des différences verticales de salinité comprises dans ΔS_{10-5} ne proviennent pas des mêmes profils que ceux utilisés pour calculer les différences verticales de salinité comprises dans ΔS_{5-1} , ces deux droites sont très proches. Elles se rejoignent pour $3d_MRA = 3 \text{ mm.hr}^{-1}$ et leur distance est en moyenne de 0.0045 pss.

J'ai également testé la robustesse de ces régressions linéaires, ainsi que l'influence de l'échantillonnage spatio-temporel des données prises en compte, en effectuant la même étude statistique mais en ne prenant en compte que les mesures in situ effectuées entre 2003 et 2006 (soit environ 39% de l'ensemble de données pris en compte pour la Figure II. 37)

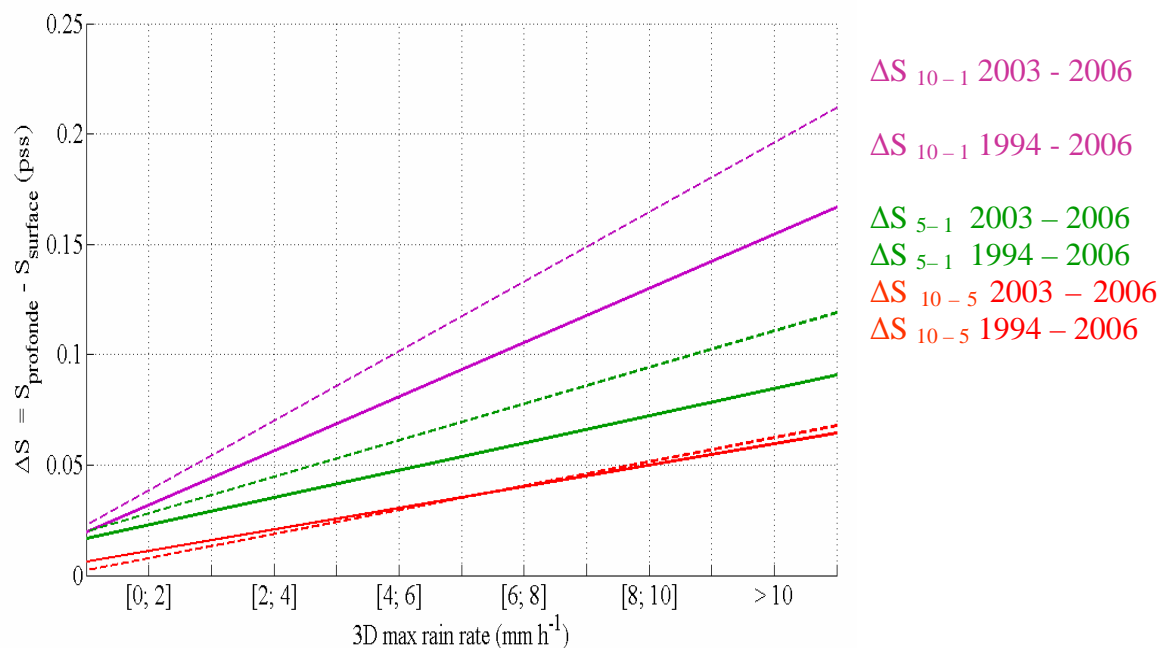


Figure II. 38 : Les régressions linéaires sur l'ensemble de données 1994 – 2006 sont représentées par des lignes pleines, celles associées à l'ensemble de données 2003 – 2006 à des traits pointillés. Les éléments de couleur rouge se réfèrent à la position verticale ΔS_{10-5} , la couleur verte à ΔS_{5-1} et la couleur violette à ΔS_{10-1} .

Si la pente de la régression linéaire associée à ΔS_{10-5} reste proche quelque soit l'ensemble de données utilisé (Figure II. 38), les pentes associées aux positions verticales ΔS_{10-1} et ΔS_{5-1} varient légèrement. Pour un paramètre de pluie supérieur à $10 \text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$, l'écart entre les deux ensemble de données ne dépasse pas 0.05 pss.

Cette différence est due à la répartition spatiale des données. En effet, alors que les données comprises dans ΔS_{10-5} sont réparties sur l'ensemble de la zone, les données utilisées pour calculer ΔS_{10-1} et ΔS_{5-1} proviennent uniquement des mouillages TAO/TRITON – PIRATA, principalement sur la longitude 95W.

Prise en compte de la vitesse du vent

Les régressions linéaires de chaque position verticale ont été recalculées en différenciant les différences verticales de salinité associées à un 1hr_WS faible ou fort. Pour déterminer la limite entre 1hr_WS faible et fort, j'ai calculé la moyenne de tous les 1hr_WS : $6.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Pour un paramètre de pluie donné, l'écart entre la différence verticale de salinité en cas de fort 1hr_WS et en cas de faible 1hr_WS peut atteindre 0.05 pss. Les différences verticales de salinité augmentent de manière inversement proportionnelle à la vitesse du vent (Figure II. 39).

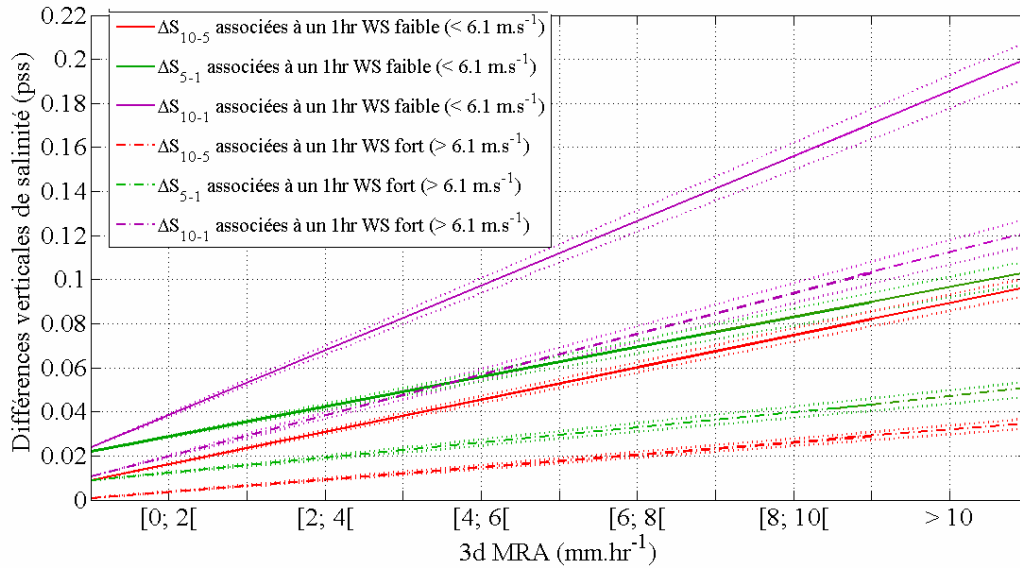


Figure II. 39 : Les régressions linéaires sont calculées à partir de l'ensemble des différences verticales en fonction de leur position verticale et de l'intensité du paramètre 1hr_WS associé. Les lignes en point – pointillé représentent les différences verticales de salinité associées à une vitesse de vent forte (c'est à dire supérieure à 6.1 m.s^{-1}) et les traits pleins correspondent aux différences de salinité associées à une vitesse de vent faible (inférieure à 6.1 m.s^{-1}). Les traits pointillés indiquent les intervalles de confiance des régressions linéaires à $\pm 95\%$.

Améliorations possibles

Le manque de données au-dessus de 1 m de profondeur est le point faible de notre étude. Or, si l'hypothèse d'une salinité uniforme dans le premier mètre est raisonnable dans le cas d'un 3d_MRA fort, le comportement de la salinité en surface dans le cas de pluie faible est peu connu.

Un nombre plus important de profils verticaux comprenant des salinités mesurées à 1 m de profondeur permettrait de préciser les régressions linéaires présentées ici. Il serait en effet intéressant de pouvoir refaire ce travail en différenciant les régions océaniques ou les mois de l'année. Le calcul des régressions linéaires peut être effectué en différenciant les océans ou encore, en différenciant les zones présentant des différences verticales de salinité supérieures à 0.1 pss des zones où la stratification en sel reste uniforme dans les 10 premiers mètres de la couche océanique. La délimitation de ces zones peut être effectuée grâce à la Figure II. 15 :

- pour l'océan Atlantique, les ΔS_{10-5} supérieurs à 0.1 pss sont observés de 15°N à l'équateur
- pour l'océan Pacifique, de 10°N à 5°S
- et pour l'océan Indien, au-dessus de 10°S

Cette étude est perfectible mais elle nécessite pour cela un nombre plus important de mesures, notamment à 1 m de profondeur. L'utilisation de sorties modèles fournissant des données de salinité à 1 m sur l'ensemble du globe nous est apparu une alternative pour combler ce manque de mesures in situ. Nous avons donc vérifié le bon accord entre la variabilité verticale de la salinité observée in situ et celle simulée par un modèle couplé océan – atmosphère (paragraphe III.b).

Enfin, une dernière amélioration envisageable concerne le calcul des paramètres 3d_MRA et 1hr_WS à l'aide de mesures, non plus radiométriques, mais in situ. Le paramètre de vent peut être facilement adaptable si des mesures in situ de vitesses de vent sont disponibles. En revanche, si des mesures continues de pluies sont disponibles, la définition du paramètre de pluie pourra être modifiée. L'accumulation de pluie pourra être calculée en continu et non plus en ne prenant que les maxima de chaque jour. De même, la durée temporelle du paramètre de pluie pourra être revue à la baisse : 24 au lieu de 72 heures.

II.f) Recommandations et conclusions pour l'étalonnage validation.

Les paramètres de vent et de pluie définies dans ce mémoire sont calculés à partir de données satellites disponibles librement. Ils peuvent donc être calculés sur chaque point du globe et utilisés facilement. De même, les régressions linéaires peuvent être mise en équation^① et donc programmables informatiquement.

La résolution des produits satellite est de 25 km, les paramètres 3d_MRA et 1hr_WS sont donc représentatifs d'une zone légèrement plus étroite que celle d'un pixel SMOS (allant de 30 x 30 km² à 50 x 50 km², [Font et al., 2004]). En considérant que la salinité est uniforme dans le premier mètre de la couche océanique, une hypothèse raisonnable en cas de fortes pluies, les régressions linéaires calculées précédemment permettent d'estimer un ordre de grandeur de la différence verticale de salinité attendue entre la mesure SMOS et une mesure in situ.

A partir des résultats présentés dans cette seconde partie, j'ai déterminé plusieurs recommandations qui permettraient à la fois d'améliorer la précision de cette étude mais également de dégager de nouvelles techniques de validation des données SMOS.

Concernant les mesures de salinité in situ :

1°) la nécessité d'augmenter le nombre de données de salinités mesurées à 1 m. Les positions verticales ΔS_{10-1} et ΔS_{5-1} sont uniquement constituées de mesures issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA. Elles ne sont donc représentatives que d'une petite région océanique, principalement située le long de 95°W. De plus, dans les régions à forte pluviométrie, la comparaison entre salinités SMOS et salinités in situ doit être réalisée avec des mesures les plus proches possibles de la surface afin de réduire les biais. Des mesures de salinités à 1 m, voire moins profondes, plus fréquentes et plus dispersées géographiquement sont donc indispensables. Cette recommandation a également été mise en avant par [US CLIVAR Salinity Working Group, 2007]

2°) le développement de bouées dérivantes mesurant dans le premier mètre de la couche de mélange. La variabilité verticale de la salinité dans le premier mètre est peu connue, en particulier en cas de pluie faible. Des bouées mesurant dans le premier mètre sous la surface ont été récemment développées et déployées. C'est le cas du Skin Depth Experimental Profiler ([Ward et al., 2004]) qui fournit un profil vertical de température et de salinité avec une résolution de l'ordre du millimètre ou de la bouée METOCEAN ([Reverdin et al., 2007a]) qui mesure la température et la salinité entre 30 et 50 cm^②.

^① Paragraphe 4, Page 186 lignes 4 à 13

^② Des mesures effectuées par une bouée METOCEAN déployée au large de l'embouchure de l'Amazone sont détaillées dans le paragraphe 5, page 187 – 188 et figure 7, page 215.

Concernant le travail d'étalonnage et de validation :

1°) Adapter les méthodes de validation selon les régions et la précision recherchée.
Les gradients verticaux de la salinité proche de la surface océanique ne constituent pas un problème si la précision attendue du satellite est de plusieurs dixièmes de pss. Par contre, si les équipes chargées de l'étalonnage/ validation des mesures SMOS veulent atteindre une précision de 0.1 – 0.2 pss sur des cartes moyennées sur 10 jours et sur 200 km x 200 km, elles doivent prendre en compte la dessalure provoquée par les événements pluvieux. Dans ce cas, la profondeur des mesures de salinité in situ utilisées doit être déterminée selon les régions océaniques :

- Dans les régions de plein océan peu sujettes aux forts événements pluvieux (au dessus de 15°N et en dessous de l'équateur dans l'océan Atlantique ; au dessus de 10°N et en dessous de 5°S dans l'Océan Pacifique ; en dessous de 10°S dans l'Océan Indien) des données de salinité in situ mesurées à plusieurs mètres de profondeur peuvent être utilisées.
- Dans les régions côtières ou caractérisées par une pluviométrie importante (15°N – 0° dans l'Atlantique, 10°N – 5°S dans le Pacifique et au dessus de 10°S dans l'océan Indien), seules des mesures effectuées entre la surface et 1 m de profondeur doivent être utilisées.

2°) Calculer les paramètres 3d MRA et 1hr WS pour anticiper les écarts entre salinités SMOS et salinité in situ. A partir de ces paramètres et en admettant la salinité uniforme entre la surface et 1 m, ΔS , entre les données in situ mesurées à 5 ou 10 m de profondeur et les salinités SMOS peut être estimé. Plusieurs utilisations de ΔS peuvent améliorer le travail d'étalonnage et de validation des mesures SMOS :

- Il peut faire office d'indice d'acceptation des mesures: si le ΔS calculé dépasse un certain seuil, seules les salinités in situ mesurées à 1 m doivent être utilisées.
- Lorsque les seules données disponibles sont mesurées à plusieurs mètres de profondeur, il permet de justifier les différences observées entre ces salinités et les salinités SMOS ou d'estimer une salinité en surface comparable aux salinités SMOS.

TROISIEME PARTIE :

L'APPORT DES MODELES POUR

L'ETUDE DE LA VARIABILITE

DE LA SALINITE DE SURFACE

Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA sont les seules plateformes de mesures fournissant en point fixe des données de salinité fiables à 1 m de profondeur. Nos connaissances sur la salinité de surface à cette profondeur se limitent donc aux positions de ces mouillages, c'est à dire principalement la région équatoriale Pacifique, Atlantique et le nord de l'océan Indien. Dans le cadre de notre étude sur la variabilité de la salinité entre la surface et 10 m de profondeur, deux limitations dues à l'utilisation de mesures in situ sont apparues :

1°) l'absence de mesures de salinité au dessus de 5 m de profondeur dans les régions tropicales ou subtropicales, en dehors de la zone 10°S – 10°N.

2°) l'absence totale de mesures entre la surface et 1 m de profondeur.

Pour combler ce manque, je me suis intéressé aux modèles théoriques existants et ai testé leur validité dans le cadre d'une étude sur la surface de l'océan. Deux modèles différents ont été utilisés :

- Un modèle calculant l'influence des forçages atmosphériques (précipitation, flux de chaleur et d'eau douce) sur la couche de surface de l'océan : le modèle PWP (Price, Weller and Pinkel, [Price et al., 1986]).

- Un modèle de circulation océanique couplé à un modèle de circulation atmosphérique, le modèle NEMO-ECHAM utilisé sur la grille ORCA ½°. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Sébastien MASSON, chercheur au LOCEAN.

Le paragraphe III.b) se consacre aux résultats obtenus avec le modèle PWP et le paragraphe III.a) à ceux obtenus avec le modèle couplé.

III.a) La variabilité de la salinité de surface dans le modèle PWP

Le modèle PWP, pour Price, Weller et Pinkel ([Price et al., 1986]), calcule la profondeur de la couche de mélange en réponse aux conditions atmosphériques (flux de chaleur, flux d'eau douce, vent) et en fonction des conditions océanographiques (température, salinité). L'intégration de ces paramètres est effectuée sur une seule dimension, la dimension verticale. Le premier objectif de ce modèle est de comprendre et de schématiser le cycle diurne de la couche de surface de l'océan. Ce cycle diurne apparaît lorsque le soleil chauffe et, ainsi, stabilise la surface de l'océan. L'accent est donc mis sur le comportement de l'océan sous l'effet conjoint du flux solaire et du mélange dû au vent.

L'influence des précipitations sur la surface de l'océan est également prise en compte. La résolution verticale, définie par l'utilisateur, nous permet d'étudier l'évolution de la salinité dans le premier mètre de la couche de mélange en cas de pluie. Cependant, pour savoir si les sorties de ce modèle peuvent être utilisées entre 0 et 1 m de profondeur, j'ai voulu vérifier le comportement de la salinité du modèle par rapport aux observations in situ effectuées sur les mouillages du projet TAO.

Le résultat de ces comparaisons, ainsi que certaines conclusions sur l'amélioration du modèle, seront exposés dans la suite de ce paragraphe, après une description du fonctionnement du modèle PWP.

III. a. 1) Fonctionnement du modèle PWP

La couche de mélange est définie comme une surface quasi-uniforme dont la limite inférieure se caractérise par une différence verticale de température entre deux couches successives supérieure à 0.02°C et une différence verticale de vitesse horizontale supérieure à 0.01 m.s⁻¹. Le modèle PWP calcule également la profondeur de la couche de transition, définie comme la couche stratifiée en densité et en vitesse verticale située entre la couche de mélange et les eaux plus profondes ([Price, 1979]).

Définition des équations et des paramètres du modèle

Le cycle diurne est modélisé en prenant en compte à la fois le mélange vertical et les flux de surface. Le modèle étant unidimensionnel, les équations d'état s'écrivent :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{-1}{\rho_0 c} \frac{\partial F}{\partial z} \quad \text{Eq. III. 1}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = - \frac{\partial E}{\partial z} \quad \text{Eq. III. 2}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -f \times V - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial G}{\partial z} \quad \text{Eq. III. 3}$$

avec T, la température en °C, S la salinité en pss, V la vitesse horizontale, ρ_0 et c, la densité et la capacité thermique de l'eau de mer, f le coefficient de Coriolis et z la profondeur.

Les flux sont définis comme F le flux de chaleur, E le flux d'eau douce et G le stress du vent :

➤ En surface, le flux de chaleur est défini par $F(0) = Q = I + L$ avec I le flux solaire et L la perte de chaleur. Dans le modèle PWP, L ne s'applique qu'à la surface tandis que I est intégrée sur l'ensemble du profil selon la formulation de [Kraus, 1972] :

$$I(z) = I(0) [I_1 \exp(-z/\lambda_1) + I_2 \exp(-z/\lambda_2)] \quad \text{Eq. III. 4}$$

Les paramètres I_1 , I_2 , λ_1 et λ_2 sont déterminés selon le type de région océanique par [Paulson et Simpson, 1977]. Ils sont respectivement égaux, pour des régions de plein océan, à 0.62, 0.38 (c'est à dire, $1 - 0.62$), 0.6 m et 20 m.

➤ Le flux d'eau douce est uniquement calculé en surface et correspond à la différence évaporation – précipitation.

➤ Le stress du vent à la surface de l'océan est calculé selon la formule suivante :

$$G(0) = \tau = \rho_a C_D U^2 \quad \text{Eq. III. 5}$$

avec ρ_a la densité de l'air égale à 1.23 kg.m⁻³, U la vitesse du vent et C_D , le coefficient de traînée défini par [Large et Pond, 1981].

Le principe de calcul du modèle unidimensionnel PWP s'appuie sur une superposition de couches océaniques de même épaisseur, définie par l'utilisateur. Le mélange entre ces différentes couches est calculé suivant 3 critères de stabilité :

- La stabilité statique : la densité doit augmenter avec la profondeur.

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} \geq 0 \quad \text{Eq. III. 6}$$

avec ρ la densité calculée à partir de la salinité et de la température de chaque couche.

- La stabilité de la couche de mélange : le nombre de Richardson « bulk » doit être supérieur à un seuil critique. Ce mélange correspond à l'approfondissement de la couche de mélange par relaxation. Le seuil critique est défini par défaut à 0.65.

$$R_b = \frac{g \Delta \rho h}{\rho_0 (\Delta V)^2} \geq 0.65 \quad \text{Eq. III. 7}$$

avec h la profondeur de la couche de mélange et V la vitesse horizontale, définie notamment à partir du stress du vent. Le signe Δ symbolise la différence calculée à l'interface entre la couche de mélange et la couche océanique juste en dessous.

- La stabilité due au courant de cisaillement : le nombre de Richardson de gradient doit être supérieur à un seuil critique, défini par défaut à 0.25.

$$R_g = \frac{g \partial \rho / \partial z}{\rho_0 (\partial V / \partial z)^2} \geq 0.25 \quad \text{Eq. III. 8}$$

L'utilisation du nombre de Richardson de gradient représente la différence fondamentale entre le modèle PWP et d'autres modèles de couche de mélange ([Denman, 1973] ou [Price et al., 1978] par exemple). Ces modèles définissent la limite de la couche de mélange par un « saut » de densité et de vitesse horizontale à sa base. Or, les observations in situ utilisées par [Price et al., 1986] montrent que ce « saut » abrupt n'existe pas mais est remplacé par une couche de transition, dans laquelle l'évolution de la densité et de la vitesse est progressive. L'épaisseur de cette couche de transition est alors définie grâce au nombre de Richardson de gradient. Une fois les flux de surface pris en compte, ces trois instabilités sont testées successivement afin de calculer la profondeur de la couche de mélange.

Calcul de la profondeur de la couche de mélange

Le calcul est effectué à chaque pas de temps au bout de 5 étapes :

1°) Les flux de chaleur et d'eau douce sont intégrés uniquement dans la couche de surface (c'est à dire la première couche définie par l'utilisateur) et leur influence sur la densité de cette première couche est calculée.

2°) Tout le profil vertical de densité est calculé et ajusté pour satisfaire le critère de stabilité statique. Si la densité d'une couche est inférieure à celle de la couche située juste au-dessus, les eaux de ces deux couches sont mélangées. Le procédé est itéré jusqu'à ce que le critère Eq. III.6 soit respecté. Une première analyse de la profondeur de la couche de mélange est alors effectuée : sa profondeur, notée h_0 , est caractérisée par un « saut » de densité.

3°) L'influence du stress de vent est calculée sur l'ensemble de cette couche de mélange intermédiaire afin d'obtenir le ΔV nécessaire au calcul du nombre de Richardson « bulk ». Pour rappel, ΔV est la différence verticale de vitesse horizontale calculée à

l'interface entre la base de la couche de mélange et la couche située juste au dessous, c'est à dire à l'interface située à h_0 m de profondeur.

4°) La valeur du nombre de Richardson « bulk » est testé selon l'Eq. III. 7. Si cette condition n'est pas respectée, la couche située juste en dessous de la profondeur h_0 est intégrée à la couche de mélange et tous les paramètres sont homogénéisés. Ce procédé est itéré jusqu'à ce que R_b soit supérieur à 0.65 et une nouvelle profondeur de couche de mélange h_1 est déterminée.

5°) La valeur de R_g est calculée à chaque interface séparant les premières couches verticales situées sous la profondeur h_1 . La valeur minimale est ensuite repérée et testée selon le seuil défini pour l' Eq. III. 8. Si cette condition n'est pas vérifiée, les deux couches verticales situées de part et d'autre de l'interface donnant la valeur minimum de R_g , sont mélangées partiellement de sorte que R_g augmente jusqu'à 0.3. Le procédé est ensuite itéré sur les couches inférieures et ainsi de suite jusqu'à l'obtention d'une valeur minimale de R_g supérieure à 0.25. Les profondeurs de la couche de mélange et de la couche de transition sont alors définies.

Cette méthode de calcul de profondeur de couche de mélange est très utilisée car elle reste assez simple. Elle a notamment été adaptée pour calculer le mélange vertical dans le modèle océanique HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model, www.hycom.org). Une traduction de ce modèle en fortran est disponible sur la page Internet personnelle de James Price (<http://www.whoi.edu/sbl/liteSite.do?litesiteid=8232&articleId=12187>). C'est ce programme que j'ai utilisé pour comparer les résultats donnés par le modèle PWP en cas de précipitations avec nos observations in situ.

III. a. 2) Influence de la pluie sur la salinité de surface à partir du modèle PWP.

Le programme PWP fournit le profil vertical de température et de salinité à chaque pas de temps. Les calculs sont effectués sur une période définie par l'utilisateur. J'ai voulu vérifier que l'influence de la pluie sur la stratification de la salinité en surface calculée par le modèle PWP était proche de celle observée in situ. Pour cela, j'ai comparé l'évolution temporelle de la salinité mesurée par les mouillages du réseau TAO avec celle estimée par le modèle PWP en cas de pluie.

Pour chaque mouillage TAO/TRITON – PIRATA – RAMA, j'ai recherché les journées comprises entre le 01/01/2000 et le 31/12/2008 satisfaisant les conditions suivantes :

- Les taux de précipitations sont disponibles et leur indice de qualité est compris entre 1 et 3
- Le maximum des taux de précipitation mesurés est supérieur à 10 mm.hr^{-1} .
- Les mesures de température de l'air et d'humidité relative sont disponibles et associées à un indice de qualité compris entre 1 et 3.
- Les mesures de composantes de vent U et V sont disponibles et associées à un indice de qualité compris entre 1 et 3.
- Les mesures de radiation courtes et longues longueur d'ondes sont disponibles et associées à un indice de qualité compris entre 1 et 3.
- Les mesures de température et de salinité sont disponibles à 1, 5 et 10 m et associées à un indice de qualité compris entre 1 et 3.

Les données atmosphériques sont utilisées comme paramètre d'entrée du programme PWP. Les constantes d'entrée (Tableau III. 1a) sont fixées pour l'ensemble de la période. Les

valeurs des autres paramètres (Tableau III. 1b) peuvent être soit fournies une seule fois au temps t_0 initial, soit définies par leur évolution temporelle sur toute la période de calcul. Dans cette étude, j'ai choisi d'effectuer les calculs sur une journée en fournissant au programme l'évolution temporelle sur cette journée des paramètres d'entrée.

a) Constantes d'entrée	Valeurs par défaut	Valeurs utilisées	b) Paramètres d'entrée
λ_1 et λ_2 (Eq III.6)	0.6 et 20 m	0.6 et 20 m	Intensité du flux solaire en surface (I_0 , Eq III.6, en $W.m^{-2}$)
Latitude	31°	Latitude du mouillage TAO utilisé	Perte de chaleur ($W.m^{-2}$)
L'échelle temporelle de décroissance du courant (U_{drag}).	9999 jours	9999 jours	Le stress du vent suivant la direction x (composante U, en Pa)
Pas de temps Δt	1000 s	600 s	Le stress du vent suivant la direction y (composante V, en Pa)
Nombre de jours de calcul	1 jour	1 jour	E – P ($m.s^{-1}$)
Echantillonnage vertical Δz	1 m	20 cm	
Nombre de Richardson « bulk » critique (R_b)	0.65	0.65	
Nombre de Richardson de gradient critique (R_g)	0.25	0.25	
Le profil initial de salinité et de température	S = 36 pss (0 – 250 m) T = 20°C (0 – 10 m) T = 10°C (11 – 250 m)	Selon les mesures des mouillages TAO	

Tableau III. 1 : (a) Constantes et (b) paramètres d'entrée du programme PWP. Les paramètres d'entrée sont calculés à partir des mesures atmosphériques in situ des mouillages du réseau TAO.

Il est à noter que, n'ayant aucune donnée d'évaporation sur les bouées du réseau TAO, le paramètre E – P est remplacé par la valeur inverse du taux de précipitation. Cela est justifié par le fait que je m'intéresse à la variation haute fréquence de la salinité, à l'échelle de la journée, due à de fortes précipitations. Sur une journée, l'ordre de grandeur de l'évaporation dans les tropiques est de 0.2 mm.hr^{-1} tandis que les taux de précipitation pris en compte sont de plusieurs mm.hr^{-1} .

L'échantillonnage vertical choisi est de 0.20 m, le modèle PWP calcule donc pour chaque pas de temps (toutes les 10 minutes, Δt est défini par l'échantillonnage temporel des mesures haute résolution des mouillages TAO) la salinité et la température tous les 20 cm. Cependant, pour comparer ces résultats aux mesures TAO, je ne me suis intéressée qu'à la salinité et la température mesurées à 1, 5 et 10 m.

36 simulations différentes ont été réalisées, réparties sur 5 mouillages TAO (2°S – 95°W, 3.5°N – 95°W, 5°N – 95°W, 5°S – 95°W, 8°N – 95°W) et 1 mouillage RAMA (8°S – 67°E). Les différents résultats présentés ici sont valables pour chacune des 36 simulations.

Les mesures fournies par le mouillage TAO 5°N – 95°W le 28/02/2003 sont pour la majorité associées à un coefficient de qualité égal à 1, c'est à dire de qualité supérieure. Seules les mesures des composantes du vent et de l'humidité relative sont associées au coefficient de qualité par défaut, égal à 2.

Les mesures de précipitation montrent un événement pluvieux important (Figure III. 1) entre 16H20 et 18H50. Le taux maximal de pluie est de 54.16 mm.hr⁻¹ et l'accumulation totale est de 38.62 mm. Le vent varie peu tout au long de la journée et reste proche de 5 m.s⁻¹.

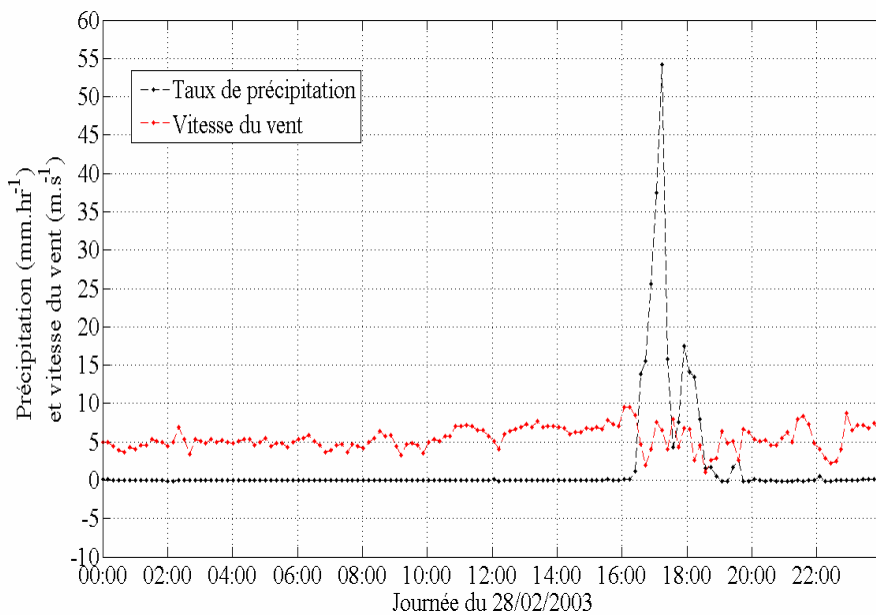


Figure III. 1 : Précipitation et vitesse de vent mesurées sur le mouillage TAO 5°N – 95°W le 28/02/2003.

L'évolution temporelle de la salinité calculée par le modèle PWP montre une décroissance de la salinité en surface et à 1 m de profondeur dès le début des événements pluvieux (Figure III. 2a). Cette décroissance est plus rapide en surface où elle atteint son maximum lors du maximum de pluie. Le mélange avec les eaux plus profondes et plus salées s'effectue rapidement car la salinité en surface retrouve sa valeur d'origine peu de temps (environ 60 minutes) après la fin de l'événement pluvieux. Nous observons la même évolution temporelle sur la température calculée par le modèle PWP (Figure III. 2c).

La réponse de la couche de surface océanique aux événements pluvieux est plus rapide dans le modèle que sur les observations in situ : un écart de plus de deux heures est observé entre le minimum de salinité à 1 m calculée par le modèle et le minimum mesuré par le mouillage (Figure III. 2b). La diminution maximale de salinité (température) calculée par le modèle à 1 m de profondeur est de 0.55 pss (0.40 °C) ; la mesure par le mouillage donne une diminution maximale de 0.45 pss (0.20 °C). Nous observons également que, contrairement à la salinité qui reste uniforme entre 5 m et 10 m de profondeur, la température à 5 m de profondeur est influencée par les précipitations et le modèle calcule une différence verticale de température entre 5 et 10 m.

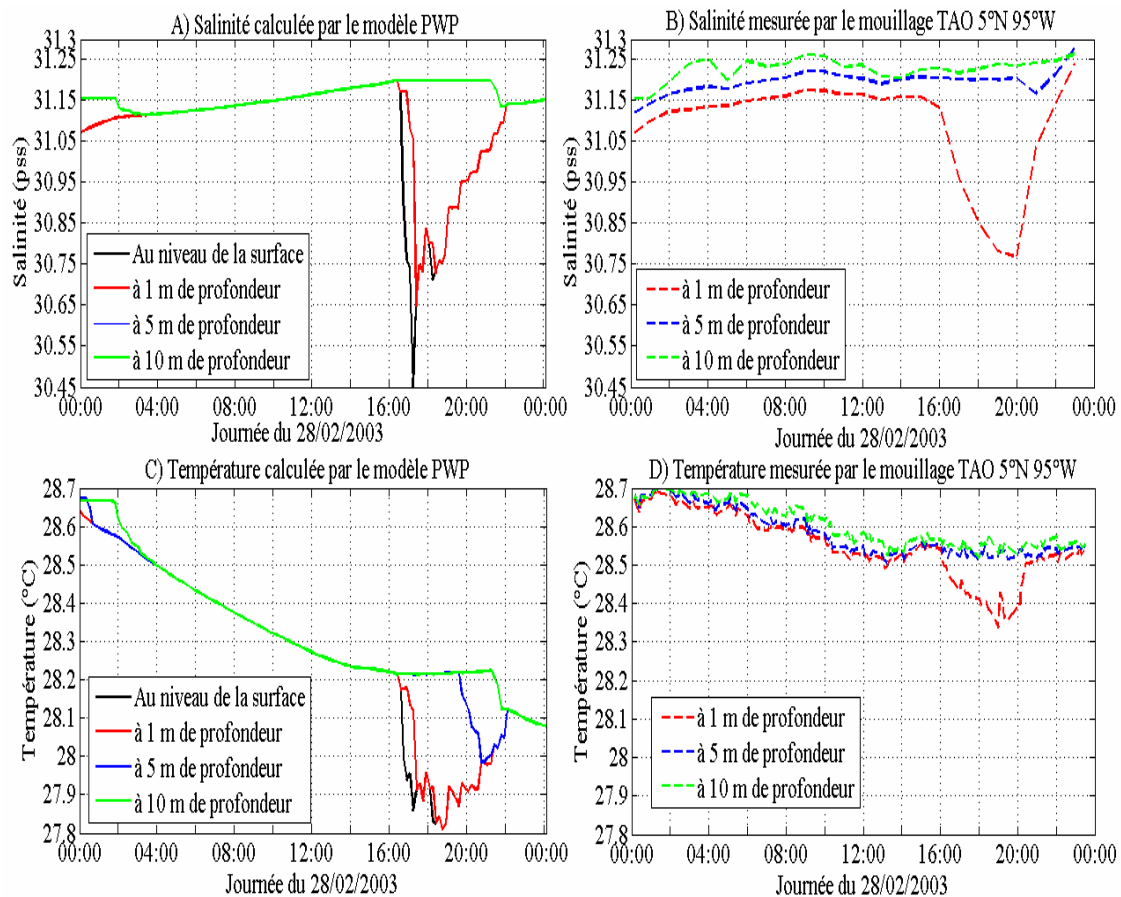


Figure III. 2 : Evolution temporelle de (a) la salinité et de (c) la température calculées au niveau de la surface, à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur par le modèle PWP en cas de pluie. Ces résultats sont mis en parallèle avec l'évolution temporelle de (b) la salinité et de (d) la température mesurées par le mouillage TAO 5°N – 95°W à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur le 28/02/2003. Lorsque la salinité/température calculée par le modèle à 5 m est identique à celle calculée à 10 m, seule cette dernière s'affiche.

La mise en parallèle de ces résultats avec les mesures effectuées sur le mouillage TAO 5°N - 95°W met en évidence plusieurs points.

En ce qui concerne la salinité :

- La dessalure de salinité maximale mesurée à 1 m est du même ordre de grandeur que la dessalure maximale de salinité calculée par le modèle à 1 m de profondeur : 0.55 pss pour le modèle et 0.45 pss effectivement mesurée. Cependant, l'écart entre ces dessalures est de l'ordre du dixième de pss, c'est à dire équivalent aux dessalures que nous souhaitons détecter.
- La dessalure survenue à 1 m de profondeur à partir du début de la pluie est trop rapide par rapport aux observations.

En ce qui concerne la température :

- La température calculée par le modèle décroît tout au long de la journée quelque soit le niveau de profondeur, ce qui n'est pas le cas dans les mesures effectuées par le mouillage.
- Nous observons le même phénomène que pour la salinité : si la diminution maximale de salinité mesurée à 1 m est du même ordre de grandeur que celle calculée à la même profondeur par le modèle (0.20°C pour la mesure et 0.40°C pour le modèle), la diminution maximale de la température du modèle est atteinte trop rapidement.

Dans l'exemple précédent, la salinité à 1 m calculée par le modèle et celle mesurée par le mouillage retrouvent leur valeur initiale (c'est à dire avant l'événement de précipitation) au même moment, vers 22H. Or, la valeur minimale de la salinité à 1 m calculée par le modèle est plus petite que celle mesurée par le mouillage, il lui faut donc plus de temps pour retrouver sa valeur initiale. Le mélange proche de la surface semble trop important dans le modèle PWP. La réponse rapide calculée par le modèle en début d'événement pluvieux nous amène à nous interroger sur le comportement du modèle PWP lorsque plusieurs événements pluvieux se succèdent.

Trois événements pluvieux successifs ont été mesurés par le mouillage TAO 3.5°N – 95°W pendant la journée du 28/01/2003 (Figure III. 3). Notons que les mesures de salinité et de température effectuées sur le mouillage sont associées à un coefficient de qualité égal à 3, les données ont donc été ajustées.

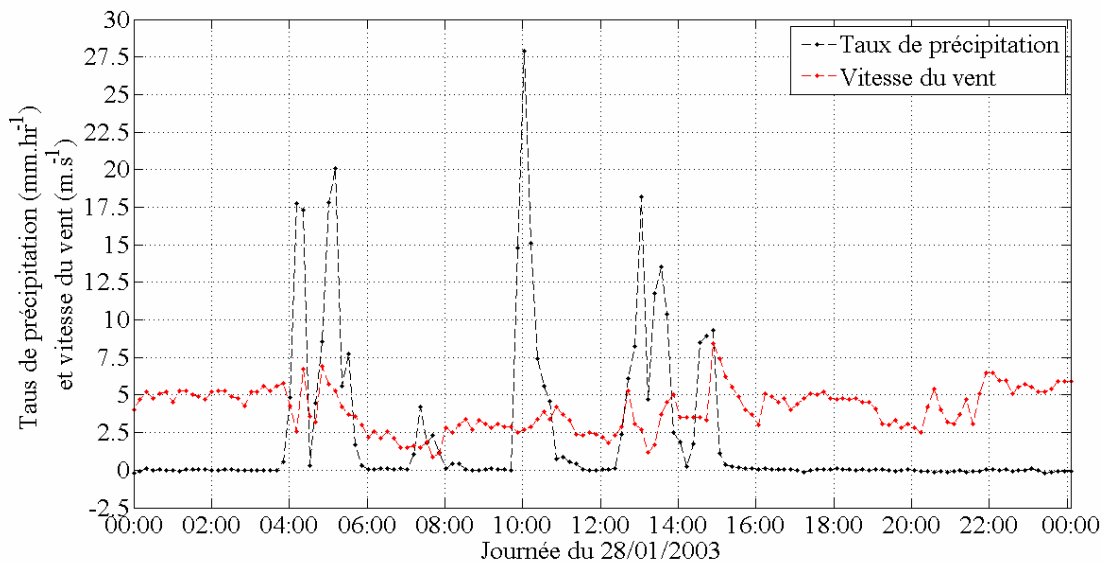


Figure III. 3 : Précipitation et vitesse de vent mesurées sur le mouillage TAO 3.5°N – 95°W le 28/01/2001

Cet exemple confirme l'hypothèse d'une réponse trop rapide de la salinité et de la température aux événements pluvieux dans le modèle. Alors que les mesures du mouillage montrent une salinité et une température à 1 m de profondeur qui décroissent au fur et à mesure de la journée, les événements de précipitation étant trop proche pour leur laisser le temps de retrouver leurs valeurs initiales (Figure III. 4b et d), celles calculées par le modèle montrent 3 diminutions successives, correspondantes aux trois événements pluvieux successifs (Figure III. 4a et c). De ce fait, les dessalures observées sur la salinité à 1 m donnée par le modèle, successivement 0.29, 0.23 et 0.26 pss, sont très inférieures à la dessalure effectivement mesurée par le mouillage égale à 1.15 pss. Cette différence est moins importante pour les mesures de température : le modèle calcule des refroidissements successifs de 0.33, 0.33 et 0.38°C tandis que le mouillage mesure une diminution de la température à 1 m de profondeur de 0.56°C.

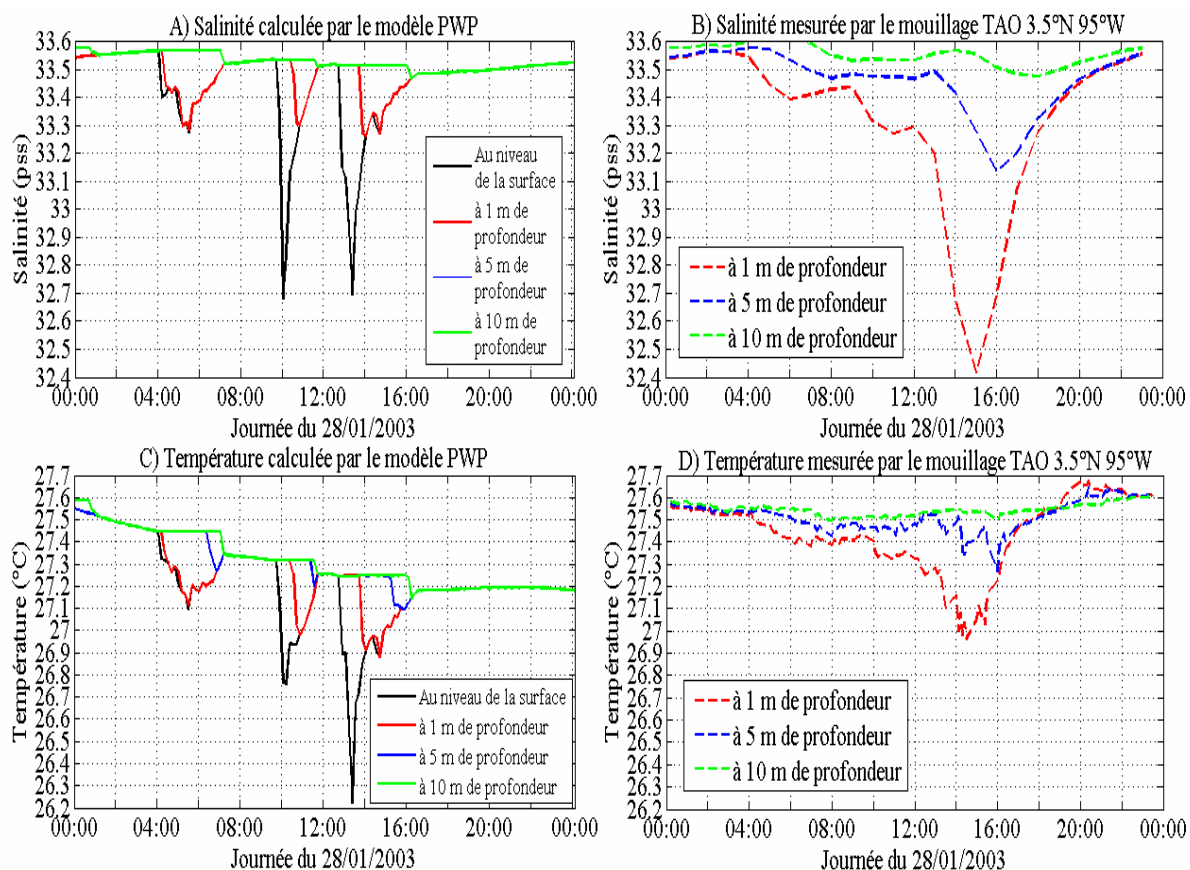


Figure III. 4 : Evolution temporelle de (a) la salinité et de (c) la température calculées au niveau de la surface, à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur par le modèle PWP en cas de pluie. Ces résultats sont mis en parallèle avec l'évolution temporelle de (b) la salinité et de (d) la température mesurées par le mouillage TAO 3.5°N – 95°W à 1 m, 5 m et 10 m de profondeur le 28/01/03. Lorsque la salinité/température calculée par le modèle à 5 m est identique à celle calculée à 10 m, seule cette dernière s'affiche.

Les résultats obtenus avec le modèle PWP restent éloignés des observations. Si les décroissances maximales de salinité et de température calculées à 1 m sont du même ordre de grandeur que celles observées in situ, l'écart vaut plusieurs dixièmes, ce qui représente la valeur des différences verticales que nous souhaitons détecter. Le comportement de la salinité et de la température calculées par le modèle suite à un événement pluvieux montre également une différence importante avec les observations in situ : il reflète un état accéléré de la réalité. La dessalure maximale en surface est toujours calculée par le modèle lors du pas de temps suivant le début de la pluie. En ce qui concerne 1 m de profondeur, le délai entre le début de la pluie et la dessalure maximale dépend des conditions de vitesse de vent et du taux de précipitation. De même, le mélange entre les différents niveaux de profondeur s'effectue trop rapidement et la salinité à 1 m calculée par le modèle retrouve sa valeur initiale trop peu de temps après la fin de l'événement pluvieux par rapport aux observations in situ. Cette réponse trop rapide de la salinité aux précipitations dans le modèle accentue les différences entre le modèle et les observations in situ lorsque plusieurs événements pluvieux se succèdent.

III. a. 3) Amélioration du modèle PWP

Afin d'améliorer la comparaison entre les résultats du modèle et les observations in situ, j'ai effectué de nouvelles simulations en modifiant les valeurs seuils utilisées par le modèle. Le pas de temps n'a pas été modifié car celui-ci correspond également à

l'échantillonnage temporel des paramètres d'entrée. L'utilisation des mesures de précipitations, vent, radiations ... effectuées par les mouillages TAO limite ce pas de temps à 10 minutes.

J'ai également testé des échantillonnages verticaux différents (1 m et 10 cm) qui ne montraient aucune amélioration. Ces résultats ne sont pas représentés dans ce mémoire.

Ces simulations – tests ont été réalisées sur les mouillages et les jours satisfaisants deux critères :

1°) Un seul événement de pluie doit survenir pendant les 24 heures considérées. Ainsi la réponse de la salinité in situ à cet événement n'est pas influencée par une dessalure survenue dans les heures précédentes.

2°) Toutes les mesures de salinité à 1, 5 et 10 m effectuées par le mouillage pendant ces 24 heures doivent être associées à un coefficient de qualité égal à 1. Ainsi les observations in situ, sur lesquelles s'appuient ces tests sont fiables.

Un seul exemple, parmi les 36 simulations sélectionnées, remplissait ces deux critères : les mesures effectuées par le mouillage TAO 5°N – 95°W le 28/02/2003 (Figure III. 2 et Figure III. 3). J'aurais voulu imposer également un coefficient de qualité égal à 1 pour les composantes du vent et pour les mesures de taux de précipitation, mais toutes ces conditions n'étaient réunies sur aucun mouillage.

Les résultats montrés ici se consacrent à l'évolution temporelle de la salinité. Le cas de référence correspond à la simulation réalisée au paragraphe III. a. 2), c'est à dire avec les valeurs par défaut des constantes d'entrée indiquées dans le Tableau III. 1.

Les résultats des différentes simulations sont exposés dans la Figure III. 5. Je me suis concentrée sur l'évolution temporelle de la salinité calculée par le modèle au niveau de la surface (trait noir) et à 1 m de profondeur (trait rouge). L'évolution temporelle de la salinité mesurée à 1 m de profondeur par le mouillage a été ajoutée dans chaque panneau (trait pointillé rouge) afin de rendre les améliorations du modèle par rapport aux observations in situ plus visibles. Les différentes simulations sont indiquées dans le Tableau III. 2

	Description de la simulation
A)	La simulation de référence
B)	Les valeurs des paramètres λ_1 et λ_2 , permettant de calculer le flux solaire, correspondent au cas d'une eau de type 1, c'est à dire située entre la surface et 50 m : $\lambda_1 = 1.2$ m et $\lambda_2 = 28$ m ([Jerlov, 1968])
C et D)	La valeur du seuil critique du nombre de Richardson « bulk », R_b , utilisée pour le critère de stabilité de la couche de mélange, a été respectivement doublée (égale à 1.30) puis divisée par deux (égale à 0.325)
E et F)	La valeur du seuil critique du nombre de Richardson de gradient, R_g , utilisée pour le critère de stabilité due au courant de cisaillement, a été respectivement doublée (égale à 0.50) puis divisée par deux (égale à 0.125)

Tableau III. 2 : Description des différentes simulations.

Aucun changement notable n'est observé pour la simulation B c'est à dire lorsque λ_1 , λ_2 sont modifiées (Figure III. 5 B) : la dessalure maximale calculée par le modèle à 1 m de profondeur reste la même, 0.55 pss.

Les modifications de la valeur seuil de R_b (Figure III. 5 C et D) et de la valeur seuil de R_g (Figure III. 5 E et F) ont un impact à la fois sur les dessalures calculées en surface et à 1 m de profondeur (Tableau III. 3) mais également sur le temps de réponse de la salinité à un événement pluvieux.

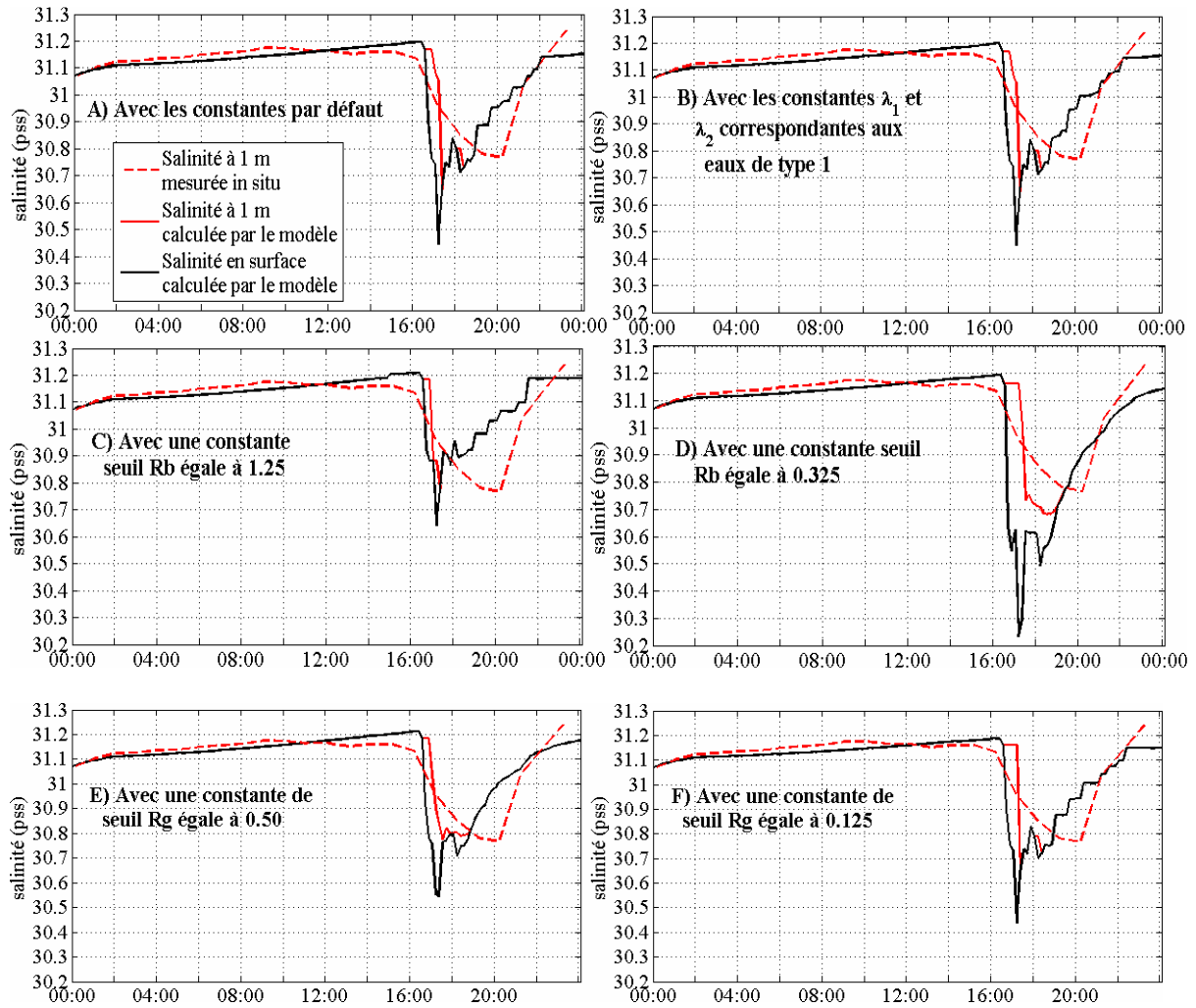


Figure III. 5 : Résultats des différentes simulations. Les limites des axes X et Y sont les mêmes pour tous les panneaux et la légende du panneau A) est valable également pour tous. Lorsque la salinité calculée à 1 m de profondeur est la même que la salinité calculée à la surface, seule cette dernière est tracée.

Particularité de la simulation	Dessalure maximale calculée à 1 m de profondeur	Dessalure maximale calculée en surface
Cas de référence	0.55 pss	0.75 pss
Constante de seuil $R_b = 1.25$	0.43 pss	0.56 pss
Constante de seuil $R_b = 0.325$	0.51 pss	0.96 pss
Constante de seuil $R_g = 0.50$	0.44 pss	0.67 pss
Constante de seuil $R_g = 0.125$	0.55 pss	0.74 pss

Tableau III. 3 : Dessalures calculées à 1 m de profondeur et en surface selon les simulations.

Plus R_b est petit, plus la dessalure en surface est importante, et réciproquement. Par contre la dessalure calculée à 1 m de profondeur ne montre qu'un changement restreint. Le même raisonnement est valable avec les variations de R_g mais les différences sur la dessalure en surface sont moins marquées.

Le changement des seuils R_b et R_g modifie la réponse de la salinité aux événements pluvieux. Lorsque R_b est faible, le mélange entre les différentes couches s'effectue de manière plus lente, avec un contraste en salinité entre les différents pas de temps moins marqué. De même,

avec un seuil R_g multiplié par deux, le contraste de salinité entre deux pas de temps est moins marqué mais le temps de réaction de la salinité à 1 m ne change pas par rapport à la simulation standard.

Les Eq. III. 9 et III. 10 nous permettent d'expliquer ces résultats. Lorsque le seuil R_b est fixé à une valeur faible, le critère de stabilité de la couche de mélange est rapidement atteint. Le mélange des différentes couches verticales s'arrête plus tôt que dans la simulation de référence et toute l'influence de l'eau douce se répartit sur les couches de surface. La dessalure en surface est donc plus importante que dans le cas de référence. Lors des pas de temps suivants, le mélange s'effectue sur un nombre restreint de couches verticales, c'est à dire avec une couche plus salée mais peu volumineuse, ce qui explique le changement plus lent et moins marqué de la salinité calculé à 1 m.

Un raisonnement similaire peut être effectué pour expliquer les dessalures calculées en surface et à 1 m de profondeur moins importants lorsque que le seuil R_g augmente. Le critère de stabilité due au courant de cisaillement va être plus difficile à satisfaire et la couche de transition sera plus épaisse. L'influence de l'eau douce sera répartie sur un nombre plus grand de couches verticales d'où une dessalure moins importante.

La réaction trop rapide de la salinité à 1 m calculée par le modèle peut donc se corriger en diminuant le seuil R_b . Cependant, cette modification augmente considérablement la dessalure maximale calculée en surface et les mesures effectuées sur les mouillages TAO ne nous permettent pas de vérifier la fiabilité de ce calcul. De plus, cette modification n'est pas suffisante dans le cas de plusieurs événements pluvieux successifs (Figure III. 6)

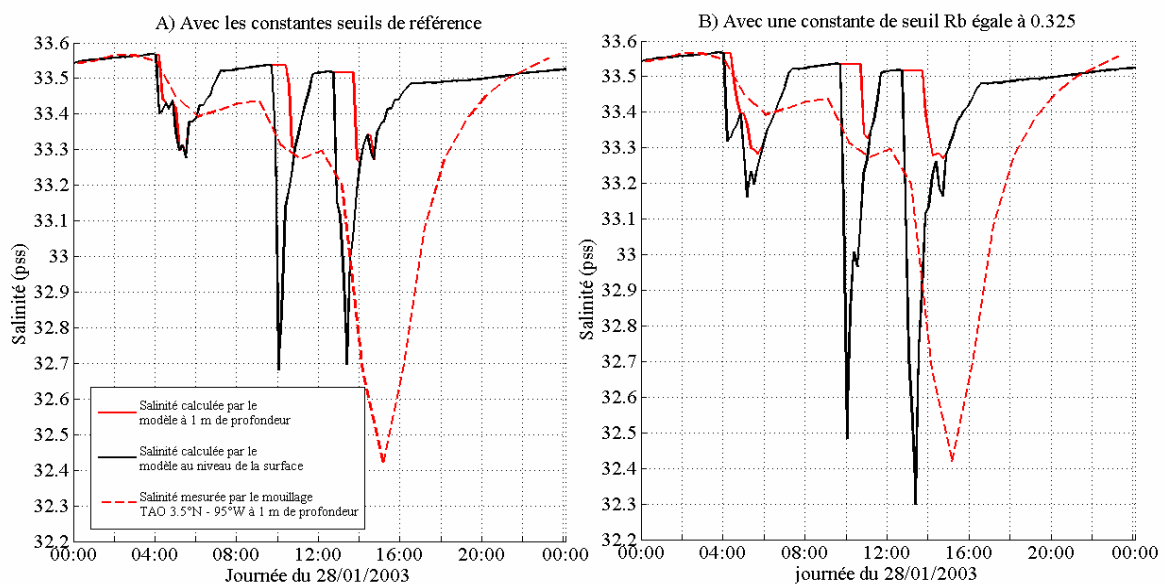


Figure III. 6 : Simulations à partir des mesures effectuées sur le mouillage TAO 3.5°N – 95°W le 28/01/2003 avec (A) les constantes seuils de référence et (B) la constante seuil R_b égale à 0.325. La légende du panneau A est valable également pour B. Lorsque la salinité calculée à 1 m de profondeur est la même que la salinité calculée à la surface, seule cette dernière est tracée.

III. a. 4) Conclusion

La comparaison entre des mesures in situ et les résultats du modèle PWP en cas d'événements pluvieux donne des résultats satisfaisants dans un contexte particulier : un seul

événement pluvieux et une précision attendue de 0.2 – 0.3 pss. Dans ce cas, le modèle nous donne une valeur réaliste de la dessalure à 1 m de profondeur.

Cependant, dès que nous nous éloignons de ce contexte, plusieurs problèmes apparaissent. L'écart entre la dessalure à 1 m calculée par le modèle et mesuré in situ peut atteindre plusieurs dixièmes de pss, ce qui est l'ordre de grandeur des dessalures que nous souhaitons détecter. La réponse trop rapide dans le modèle de la salinité et de la température aux événements pluvieux donne des résultats très éloignés de la réalité. De plus, l'advection verticale de masses d'eaux n'est pas prise en compte dans ce modèle unidimensionnel, ce qui peut fausser la simulation.

L'amélioration de ce modèle est très probablement possible, en jouant sur les critères de stabilité et les constantes seuils, mais elle nécessite plus de temps et beaucoup plus de données in situ de température, de salinité et de taux de précipitation validées. Les dessalures calculées en surface n'ont pu être validées à cause du manque de données. Il reste des éléments à étudier comme l'influence de la vitesse du vent sur le temps de réponse de la salinité et de la température ou sur la valeur de la dessalure, l'influence de l'évaporation, etc. L'influence de l'advection de masses d'eaux différentes est également à prendre en compte dans le choix des mesures in situ car elle peut modifier la réponse de la salinité et de la température aux précipitations et créer des biais avec les résultats du modèle PWP.

Tant que les résultats du modèle PWP n'ont pas été validés en surface et que des études plus poussées sur l'amélioration du modèle ou l'influence du vent n'auront pas été effectuées, l'utilisation du modèle PWP pour estimer la différence verticale entre la salinité en surface et à plusieurs mètres de profondeur semble risquée.

III.b) La variabilité de la salinité de surface dans le modèle NEMO – ECHAM

La plateforme NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) calcule l'état et l'évolution de l'océan en trois dimensions à partir d'une modélisation de la circulation océanique au niveau régional et global ([*Madec, 2008*]). Son fonctionnement s'appuie sur un maillage en 3 dimensions où chaque volume élémentaire possède ses propres caractéristiques et interagit avec ses voisins. NEMO est d'ailleurs utilisé dans 2 des 15 modèles climatiques cités dans le rapport 2007 du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC, [*IPCC et al., 2007*]).

L'objectif des simulations utilisées est l'étude de l'influence d'un forçage atmosphérique à très haute fréquence (2 heures maximum) sur l'océan, les simulations étant effectuées sur plusieurs années. Des données de forçage atmosphérique n'étant pas disponibles à une telle résolution (les réanalyses des modèles atmosphériques, NCEP ou ECMWF, ne sont sauvegardées que toutes les 6 heures et les observations satellitaires sont au mieux journalières), le modèle NEMO a été couplé à un modèle atmosphérique : le modèle ECHAM. Développé par le Max Planck Institute for Meteorology (Hambourg), il modélise la circulation générale de l'atmosphère ([*Roeckner et al., 2003*]).

Le maillage utilisé est celui de la grille ORCA $\frac{1}{2}^\circ$, c'est à dire un découpage horizontal à l'équateur d'environ 55 km.

Les sorties modèles fournies par S. MASSON sont réparties sur 51 positions correspondant à 51 mouillages TAO/TRITON – PIRATA –RAMA (Figure III. 7). Pour

chaque « mouillage », un profil de 301 niveaux, dont un niveau tous les mètres entre 0.5 m et 99.5 m, est calculé toutes les deux heures pendant 3 ans. Ces 3 ans ne correspondent pas à une période temporelle précise mais représentent l'évolution de l'océan pendant 3 années « normales », c'est à dire sans événement El Niño ou La Niña importants.

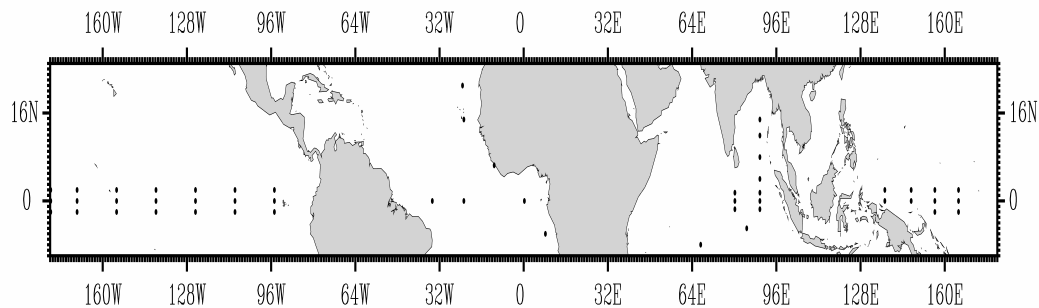


Figure III. 7 : Positions des différentes sorties modèles (un mouillage n'est pas affiché sur cette carte, il se situe en 37°S - 150°W).

Les différents paramètres calculés à chaque profondeur sont :

- la température ($^{\circ}\text{C}$), la salinité (pss)
- le courant zonal et méridien (en m.s^{-1})
- la vitesse verticale (en m.s^{-1}) et la diffusivité verticale due aux tourbillons ($\text{en m}^2.\text{s}^{-1}$)
- le flux d'eau douce à la surface de l'océan, c'est-à-dire le paramètre « E - P » (Evaporation - Précipitation, en mm.jr^{-1}) et le flux de chaleur net (en W.m^{-2})
- le rayonnement courtes longueurs d'ondes (en W.m^{-2})
- la profondeur de la couche de mélange calculée selon 3 critères différents (en m)
- la profondeur de la thermocline et des isothermes 20 et 28 $^{\circ}\text{C}$ (en m)
- l'épaisseur de la couche barrière (en m)
- le contenu de chaleur à 300 m (en m)
- le stress du vent, c'est-à-dire la force horizontale appliquée par le vent sur la surface de l'eau (en N.m^{-2})

Dans le cadre du travail d'étalonnage et de validation des données SMOS, le modèle couplé NEMO – ECHAM permettrait de simuler les différences verticales de salinités attendues, en cas de fortes pluies, entre des mesures de surface et des mesures plus profondes, sur l'ensemble du globe. Cependant, la fiabilité des résultats des modèles de circulation globale océanique est plus souvent testée à plusieurs mètres de profondeur qu'au niveau de la surface océanique. La modélisation de la surface est simplifiée par rapport aux modèles consacrés à la dynamique de surface (paragraphe III.a). Je me suis intéressée dans un premier temps à une comparaison entre les profils de salinités simulés par le modèle et ceux mesurés in situ, puis à la comparaison des différences verticales de salinité dans les premiers mètres sous la surface océanique calculées par le modèle et mesurées in situ.

III. b. 1) Comparaison entre les profils de salinités modélisés et mesurés in situ

Pour savoir si le modèle NEMO peut être utilisé pour simuler des différences verticales de salinité dans les 10 premiers mètres de la couche océanique en cas de

précipitations, j'ai tout d'abord vérifié la validité des salinités calculées en surface en les comparant à des salinités mesurées in situ.

Les sorties du modèle ne représentent pas d'année particulière, seules les périodes temporelles de l'ordre du mois sont significatives. Des comparaisons journalières entre les salinités mesurées in situ et les salinités calculées par le modèle ne sont donc pas justifiées. Cependant, sur de longues périodes de temps, c'est à dire de un à plusieurs mois, ces comparaisons peuvent nous donner une indication sur la compatibilité entre les salinités in situ et celles calculées par le modèle au niveau de la couche de surface.

J'ai choisi d'utiliser des données in situ de salinité mesurées entre le 01/07/2003 et le 30/06/2006 afin d'éviter les mesures effectuées pendant les événements El Niño de 2002 et de fin 2006 (Figure III. 8). De plus, j'ai décidé de n'utiliser que des mesures sélectionnées pour l'étude de variabilité (paragraphe II.c) dont la fiabilité a été vérifiée.

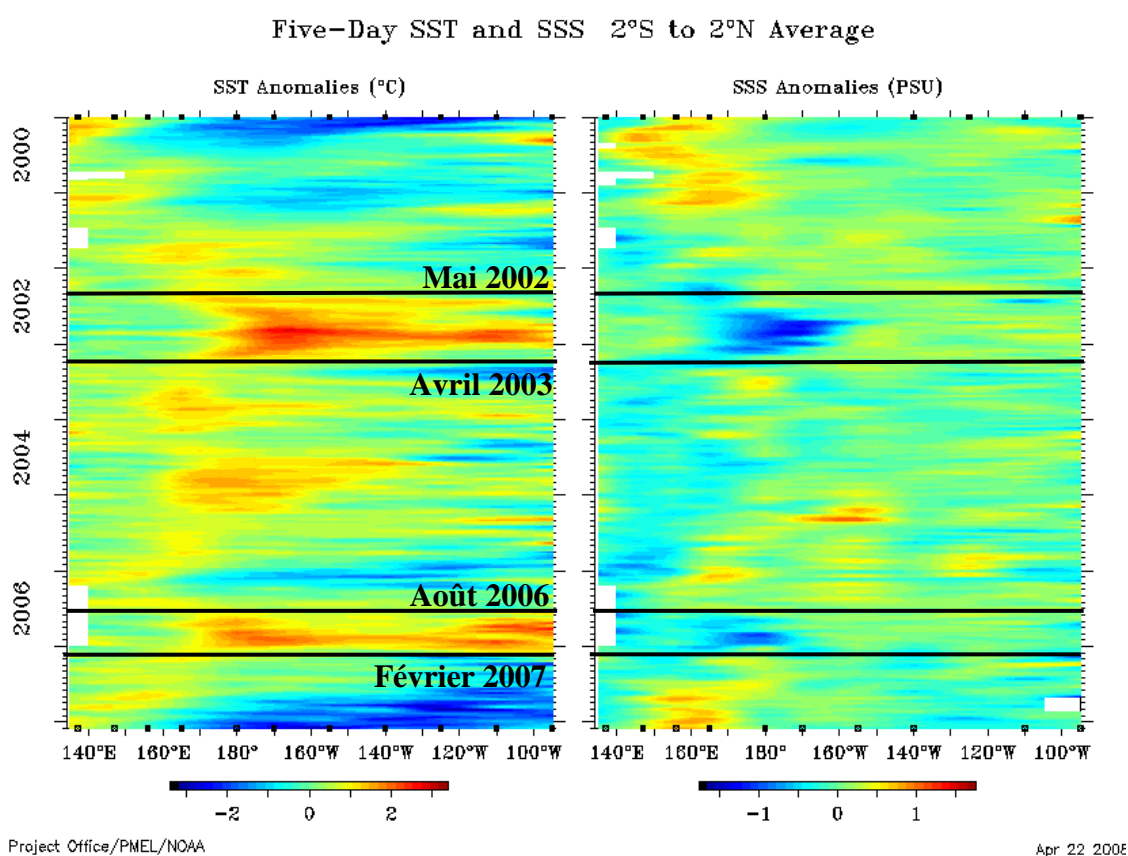


Figure III. 8 : Anomalies sur 5 jours des SST et des SSS mesurées par les mouillages TAO/TRITON entre 2000 et 2008, sur la région 2°S - 2°N, ; 130°E - 90°W (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/clim/clim.html>.)

Sur l'ensemble des mouillages TAO/TRITON – PIRATA retenus pour l'étude de variabilité (Tableau II. 13), seuls 5 sites sont présents dans les sorties modèles : 0° – 140°W, 0° – 110°W, 0° – 95°W, 2°N – 95°W, 2°S – 95°W. En ne prenant en compte que les données échantillonnées entre le 01/07/2003 et le 30/06/2006, il ne nous reste plus que deux mouillages : le mouillage 0° – 110°W entre le 17/04/2005 et le 31/07/2005 (les mesures sont effectués à 1, 5, 10, 20 et 25 m, Figure III. 9a) et le mouillage 0° – 140°W entre le 23/05/2004 et le 01/03/2005 (les mesures sont effectuées à 1, 5, 10, 20, 25 et 40 m de profondeur, Figure III. 9b). Cette étude se consacre à la salinité dans la couche de surface, les comparaisons sont donc ici effectuées entre 0 et 30 – 40 m de profondeur.

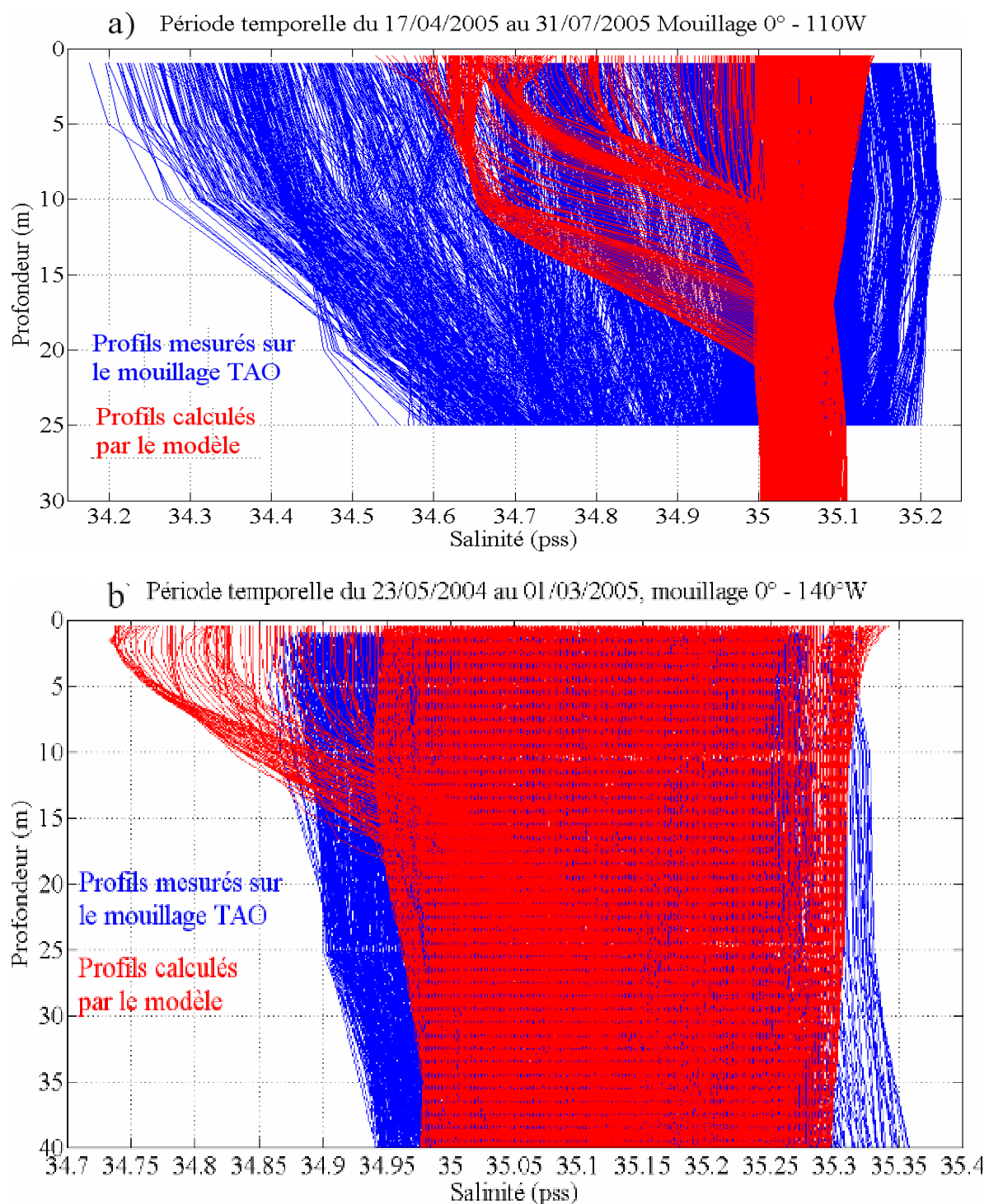


Figure III. 9 : Comparaison des profils de salinité mesurés in situ sur les mouillages TAO (en bleu) situés à (a) 0° - 110°W et (b) 0° - 140°W et donnés par le modèle (en rouge). Les données sont tracées de la surface à 30 – 40 m de profondeur. Un profil est tracé toutes les heures pour les mesures in situ et toutes les deux heures pour les sorties modèles.

La gamme de salinités, c'est à dire $[S_{\min} ; S_{\max}]$, calculée par le modèle en surface est la même à 0.1 pss près que celui obtenu avec les mesures du mouillage 0° – 140°W (Figure III. 9b). Dans le cas du mouillage 0° – 110°W, l'écart entre la valeur minimale de SSS calculée par le modèle et celle mesurée in situ est de 0.35 pss et de 0.1 pss pour les valeurs maximales. Nous observons dans les deux cas, des différences verticales de salinités de plusieurs dixièmes de pss calculées par le modèle entre la surface et 15 m de profondeur :

- de 34.7 pss en surface à 35 pss à 10 m de profondeur pour le mouillage 0° - 110°W.
- de 34.75 pss en surface à 34.95 pss à 15 m de profondeur pour le mouillage 0° - 140°W.

De telles différences de salinités ne sont pas mesurées sur ces mouillages TAO pendant les deux périodes temporelles étudiées mais sont cohérentes avec celles observées dans les tropiques dans le paragraphe II.d).

Pour augmenter le nombre de comparaisons entre les salinités calculées par le modèle et celles mesurées in situ, je me suis intéressée aux données issues des flotteurs Argo. Pour cela :

1°) Pour chaque mouillage pris en compte dans les sorties modèles, j'ai repéré les profileurs Argo dont au moins l'un des profils verticaux est échantillonné dans un rayon de 100 km autour de ce mouillage entre le 01/07/2003 et le 30/06/2006.

2°) J'ai sélectionné des périodes temporelles pendant lesquelles au moins un profil vertical Argo est mesuré près de ce mouillage tous les 10 jours.

3°) Enfin j'ai comparé tous les profils de salinité des couples (Argo, modèle) sélectionnés comme mentionné ci-dessus.

Sur l'ensemble des mouillages pris en compte dans les sorties modèle, 11 d'entre eux ont été colocalisés avec des flotteurs APEX retenus pour l'étude de variabilité, sur plusieurs périodes temporelles. Au total 25 comparaisons ont pu être effectuées (Tableau III. 4).

Position du mouillage	Période temporelle	Position du mouillage	Période temporelle
0° – 90°E	07/06/2004 – 07/07/2004	0° – 155°W	11/11/2004 – 18/12/2004
0° – 90°E	12/03/2006 – 25/05/2006	0° – 155°W	13/01/2005 – 19/02/2005
0° – 23°W	12/10/2004 – 07/11/2004	0° – 155°W	17/03/2005 – 12/04/2005
8°N – 90°E	03/12/2004 – 06/02/2005	0° – 155°W	04/11/2005 – 30/11/2005
8°N – 90°E	24/09/2005 – 16/01/2006	0° – 125°W	25/09/2005 – 02/11/2005
8°N – 90°E	21/02/2006 – 26/04/2006	0° – 125°W	26/01/2006 – 06/03/2006
0° – 147°E	19/10/2004 – 12/01/2005	0° – 95°W	26/07/2005 – 22/09/2005
0° – 147°E	16/02/2005 – 13/03/2005	0° – 95°W	17/03/2006 – 27/06/2006
0° – 147°E	19/11/2005 – 14/12/2005	2°N – 95°W	05/09/2003 – 29/12/2003
0° – 165°E	25/08/2004 – 29/10/2004	2°S – 110°W	15/10/2003 – 17/12/2003
0° – 165°E	02/01/2005 – 26/02/2005	2°N – 110°W	04/09/2003 – 25/09/2003
0° – 165°E	21/03/2005 – 15/08/2005		

Tableau III. 4 : Position des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA dont les données de salinités calculées par le modèle ont été comparées aux mesures effectuées par des flotteurs Argo. La période temporelle retenue pour cette comparaison est également indiquée.

Les Figure III. 10a – b et les Figure III. 11a – b illustrent deux exemples de comparaisons entre des profils calculés par le modèle et les profils mesurés par des flotteurs Argo au niveau de deux mouillages différents et sur deux périodes distinctes (entre le 25/08/2004 et le 29/10/2004 pour le mouillage 0° – 165°E et entre le 24/09/2005 et le 16/01/2006 pour le mouillage 8°N – 90°E).

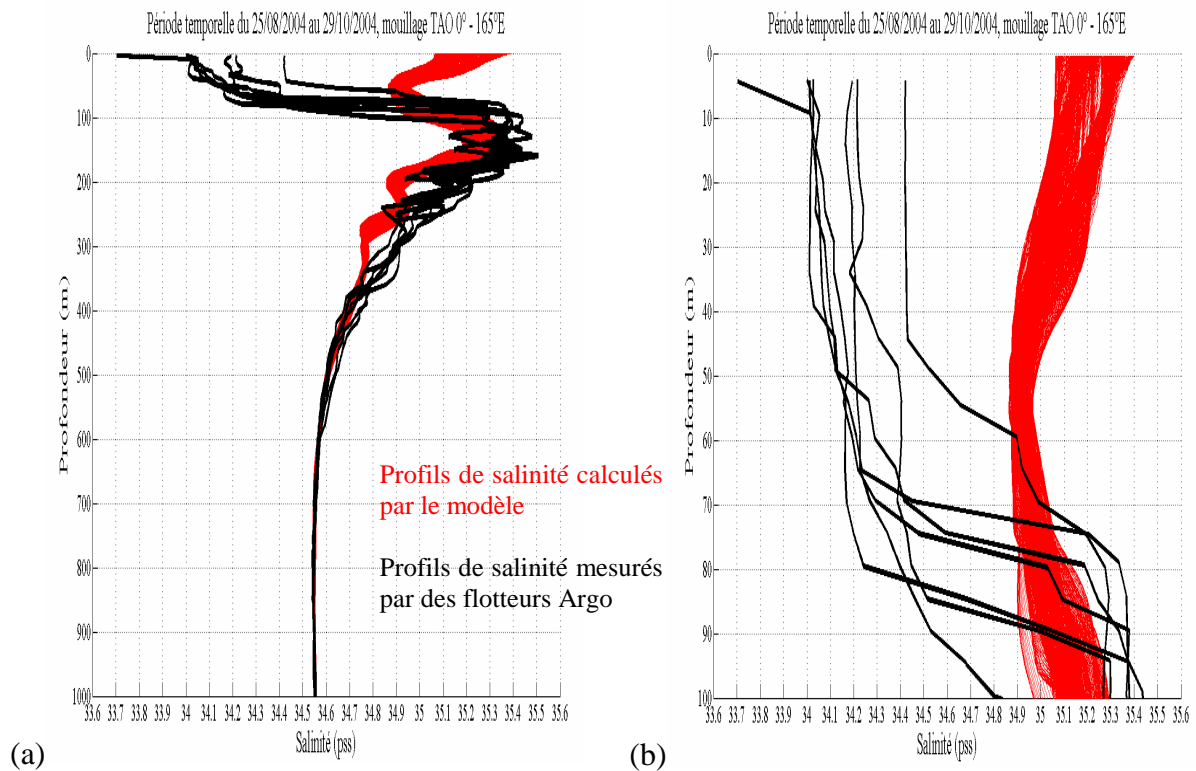


Figure III. 10 : comparaison des profils de salinité mesurés par des profileurs Argo (en noir) et simulés par le modèle (en rouge) autour du mouillage TAO 0° – 165°E pour la période temporelle du 25/08/2004 au 29/10/2004. Les données sont tracées de la surface à (a) 1000 m et (b) 100 m.

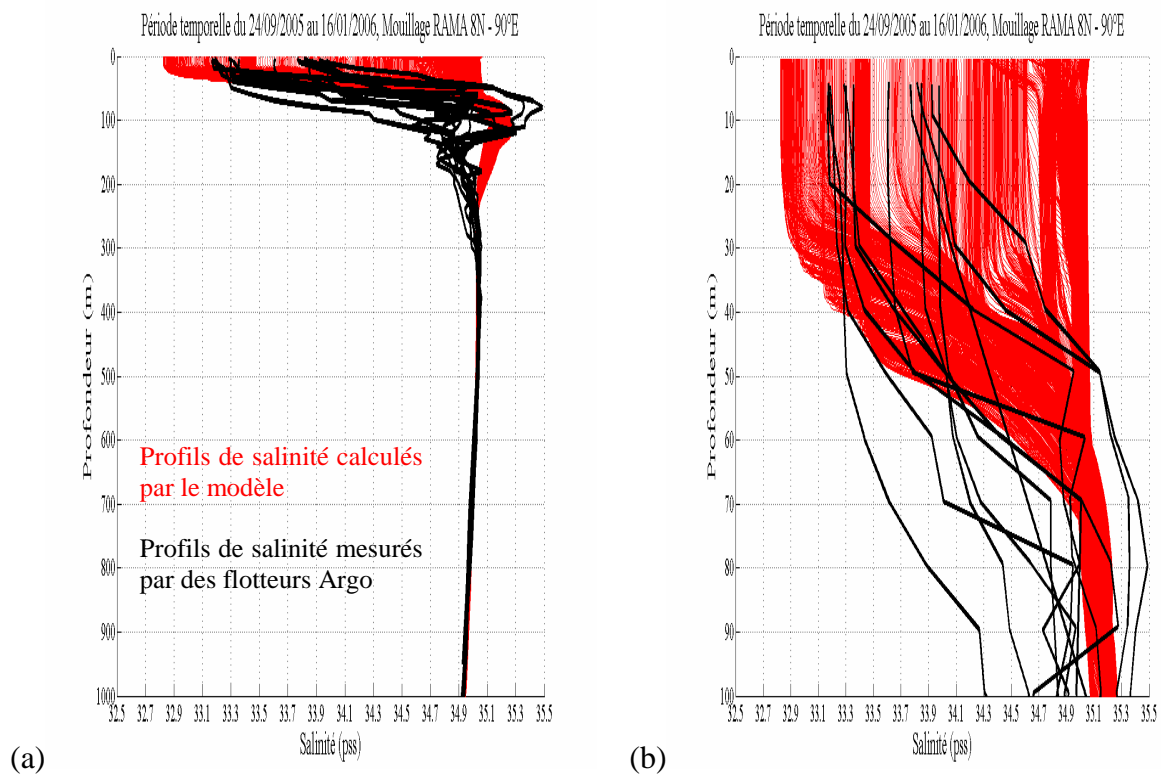


Figure III. 11 : comparaison des profils de salinité mesurés par des profileurs Argo (en noir) et simulés par le modèle (en rouge) autour du mouillage RAMA 8°N – 90°E pour la période temporelle du 24/09/2005 au 16/01/2006. Les données sont tracées de la surface à (a) 1000 m et (b) 100 m.

A partir de 500 m de profondeur, les résultats de ces comparaisons restent les mêmes: les profils verticaux de salinité calculés par le modèle sont très proches de ceux mesurés par les flotteurs Argo. En revanche, entre la surface et 500 m de profondeur, les résultats sont très variables d'un mouillage à l'autre et d'une période temporelle à l'autre :

- Sur les 100 premiers mètres de profondeur, les écarts entre les intervalles de valeurs $[S_{\min}^{\text{Modèle}}; S_{\max}^{\text{Modèle}}]$ et $[S_{\min}^{\text{In-situ}}; S_{\max}^{\text{In-situ}}]$ s'étendent de 0.1 à 1 pss.

- Entre 100 et 500 mètres, ces écarts se réduisent à quelques dixièmes de pss mais les profils de salinité mesurés par les flotteurs Argo ne montrent pas les mêmes différences verticales que celles calculées par le modèle.

- Les différences verticales de salinité calculées par le modèle entre la surface et 10 m de profondeur varient de 0 à plusieurs dixièmes de pss. Elles sont donc du même ordre de grandeur que celles mesurées dans les Tropiques.

Des écarts de plusieurs dixièmes de pss peuvent donc être observés entre les salinités calculées en surface par le modèle et les salinités mesurées in situ. Ces écarts perdurent jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Une explication de ces écarts et des différences observées sur les profils verticaux pourrait être étudiée en comparant les vitesses de vent ou les flux de chaleur calculés par le modèle et mesurés in situ. Mais cela dépasse le sujet de cette étude centrée sur les différences verticales de salinité dans les 10 premiers mètres et notamment sur la réponse de la salinité à un événement pluvieux.

III. b. 2) Influence des précipitations et différences verticales de salinité calculées par le modèle NEMO

La couverture temporelle et verticale importante de ces sorties modèles permet de suivre le comportement de la salinité en cas de pluie (Figure III. 12, ce résultat est valable pour chaque mouillage pris en compte par les sorties modèles). La salinité de surface chute rapidement après l'apparition d'un événement pluvieux (autour du 30/12/2004 sur la Figure III. 12). La dessalure observée en surface va ensuite se propager à l'intérieur de la couche de mélange, jusqu'à une dizaine de mètres. La salinité de surface atteint son minimum à la fin de l'événement pluvieux et retrouve peu à peu son état initial. Le comportement de la salinité modélisé suite à un événement pluvieux est proche de celui observé sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA (paragraphe II.a)

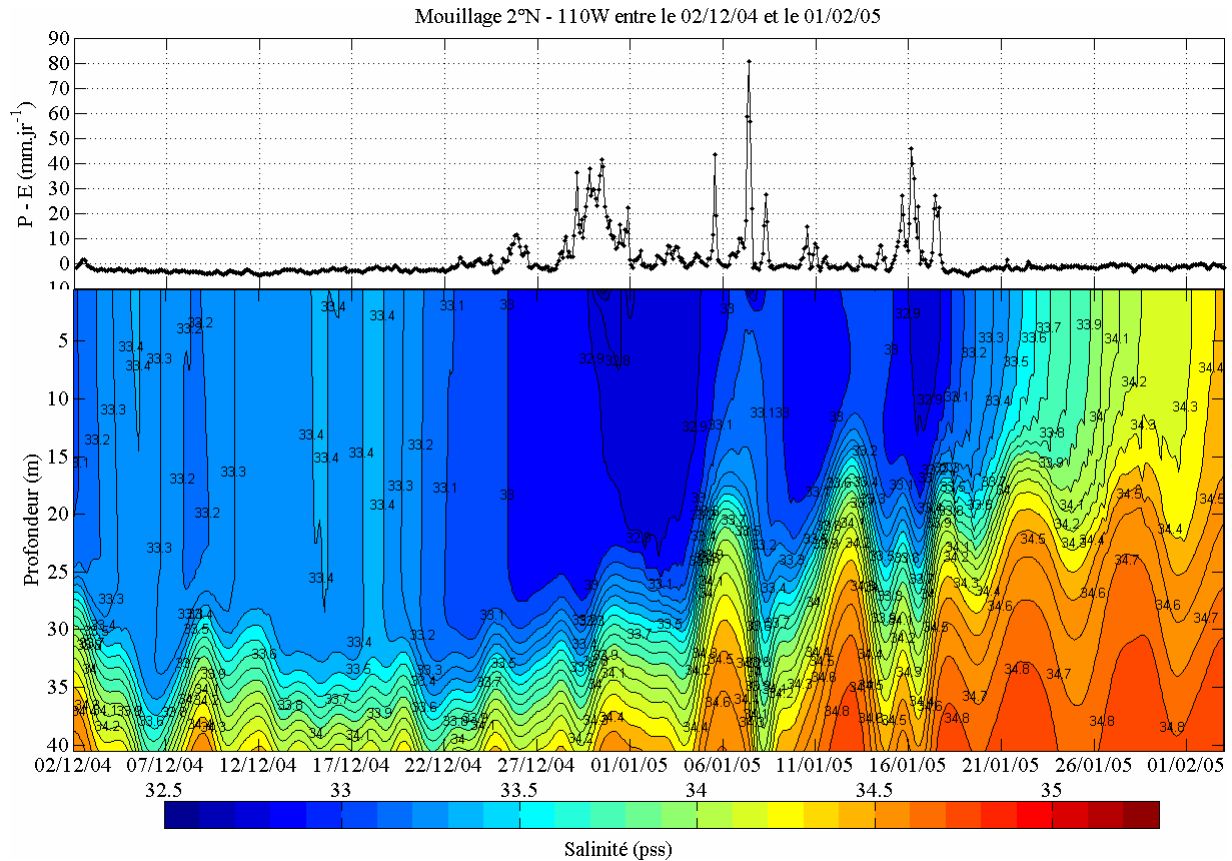


Figure III. 12 : Evolution de la salinité en cas de pluie. Les résultats affichés sont ceux obtenus à la position 2°N – 110°W pour une période de 2 mois (du 02/12/2004 au 01/02/2005). Les points noirs, sur le premier panneau, représentent le paramètre P – E calculé par le modèle. Les traits pleins, sur le second panneau, marquent les isohalines tous les 0.1 pss.

Pour comparer les sorties du modèle aux résultats obtenus à partir des mesures in situ, j'ai calculé pour chaque profil les différences verticales de salinité équivalentes aux deux premières positions verticales définies dans la seconde partie de ce manuscrit :

$$\Delta S_{10-5} = S(9.5 \text{ m}) - S(4.5 \text{ m}) \quad \text{Eq. III. 9}$$

$$\Delta S_{5-1} = S(4.5 \text{ m}) - S(0.5 \text{ m}) \quad \text{Eq. III. 10}$$

Le ΔS_{10-1} n'a pas été pris en compte car il peut être retrouvé facilement, dans le cas des sorties modèles, en additionnant ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} .

De même, j'ai calculé l'équivalent du paramètre de pluie défini au paragraphe II. e. 1) : le 3d_MRA. Pour cela, le flux net d'eau douce a été converti en précipitation (en mm.hr^{-1}), le taux d'évaporation étant négligé, puis j'ai déterminé la précipitation maximale enregistrée le même jour (seules les heures précédentes sont prises en compte), la veille et l'avant-veille. Enfin, la somme des 3 précipitations maximales a été effectuée pour obtenir le 3d_MRA correspondant.

J'ai dans un premier temps comparé les ordres de grandeurs des différences de salinités ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} calculées sur l'ensemble des sorties modèles et celles observées in situ. Seules les mesures in situ effectuées sur des mouillages TAO/TRITON – PIRATA ont été prises en compte.

Les résultats montrent une surestimation par le modèle des différences verticales de salinité entre 5 m et 10 m de profondeur et, à l'inverse, les ΔS_{5-1} calculées par le modèle sont statistiquement plus faibles que les ΔS_{5-1} observées in situ (Figure III. 13a et b).

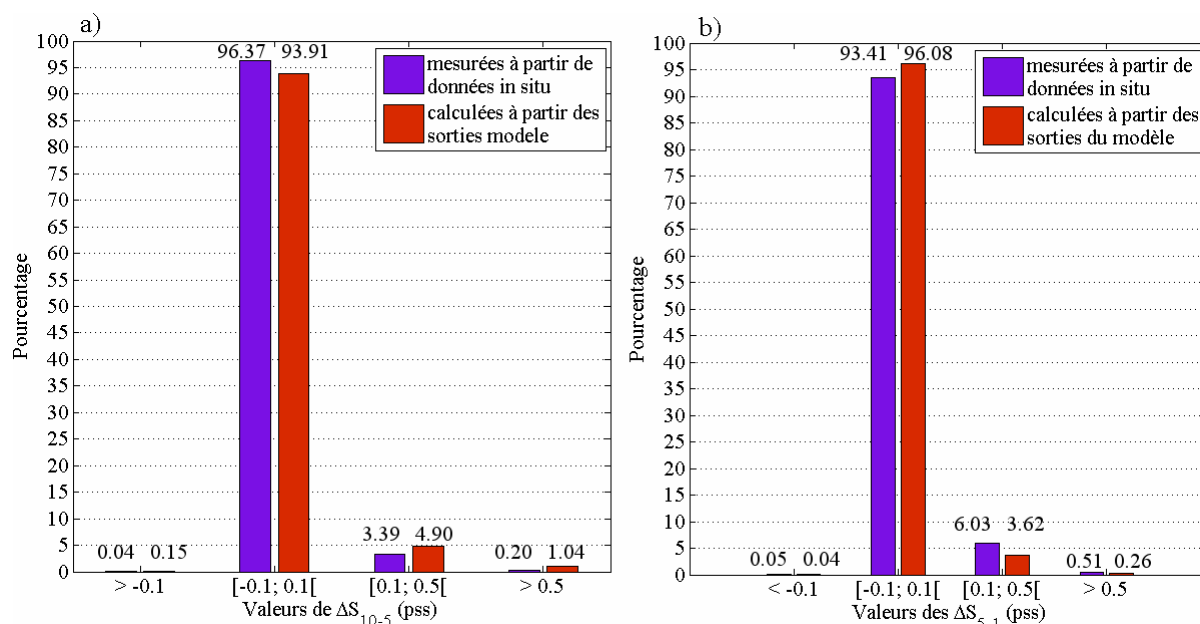


Figure III. 13. : Histogramme des valeurs de ΔS_{10-5} et (b) ΔS_{5-1} mesurées in situ, en bleu, et calculées par le modèle, en rouge. Toutes les sorties modèles sont prises en compte. Dans le cas des mesures in situ, seules les différences verticales de salinités mesurées sur les 13 sites TAO/TRITON – PIRATA retenus pour l'étude variabilité (Tableau II. 13) sont prises en compte.

Ce résultat, contradictoire avec l'idée intuitive de différences verticales plus fortes en surface en cas de pluie, se confirme en prenant en compte le paramètre 3d_MRA. Les mêmes calculs statistiques, présentés dans le paragraphe II. e. 3) sont effectués sur les sorties modèles : pour chaque position verticale, une régression linéaire aux moindres carrés est calculée entre les différences verticales de salinités et les 3d_MRA associés (Figure III. 14).

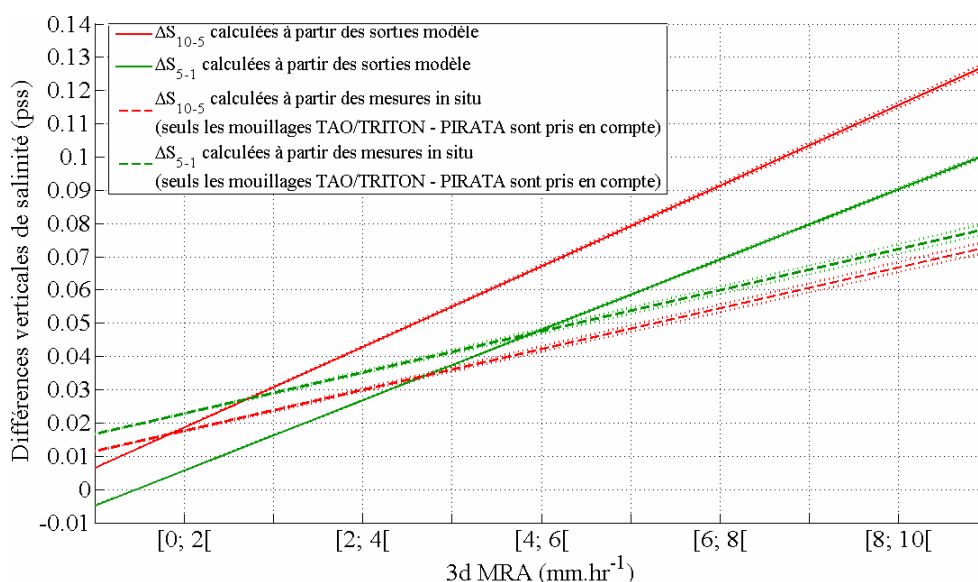


Figure III. 14 : Comparaisons des régressions linéaires obtenues avec les différences verticales de salinités calculées par le modèle (traits pointillés) et mesurées sur les mouillages TAO/TRITON - PIRATA (traits pleins). Les traits points – tirets de part et d'autre de chaque courbe indiquent les intervalles de confiance à +/- 95 % des régressions linéaires. Dans le cas des sorties modèles, l'incertitude est tellement faible que les traits points – tirets ne se distinguent pas des régressions linéaires calculées.

Les résultats, comparés à ceux obtenus avec les observations in situ, mettent en avant deux différences.

1°) Ils confirment une surestimation par le modèle des différences verticales de salinité entre 5 et 10 m de profondeur, indifféremment du paramètre 3d_MRA.

2°) Quelle que soit l'intensité de 3d_MRA, en prenant en compte les régressions linéaires calculées à partir des sorties modèles, les différences verticales de salinité attendues entre 10 m et 5 m sont toujours plus importantes que celles attendues entre 5 m et 1 m. Ce résultat est à l'opposé de celui obtenu avec les données in situ. En effet, lorsque l'on prend en compte l'ensemble des données in situ retenues pour l'étude de variabilité (Figure II. 37), les différences verticales de salinités entre 1 m et 5 m de profondeur sont toujours supérieures en moyennes aux ΔS_{10-5} . Si seules les mesures effectuées par les mouillages TAO/TRITON – PIRATA sont prises en compte, ces deux positions verticales sont statistiquement équivalentes.

Ces deux différences pouvant avoir des causes variées, nous avons choisi d'en étudier deux :

- une incohérence entre les précipitations prises en compte dans le modèle et celles mesurées in situ
- la présence d'une halocline, c'est à dire une couche caractérisée par un fort gradient de salinité, entre la surface et 10 m de profondeur.

III. b. 3) Etude des précipitations

Les sorties modèles fournissent toutes les deux heures le paramètre évaporation – précipitation (E – P) en mm par jour. Les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA fournissent des mesures de taux de précipitation toutes les 10 minutes en mm.hr⁻¹. Pour vérifier l'intensité des précipitations estimées par le modèle, j'ai comparé les accumulations de pluie mesurées en mm par les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA toutes les deux heures avec les valeurs données par le modèle.

Plusieurs étapes ont été nécessaires pour effectuer cette comparaison :

1°) Toutes les données de précipitation disponibles en haute résolution sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA entre le 01/07/2003 et le 30/06/2006 ont été récupérées, en privilégiant les mouillages compris dans les sorties modèles. Les mesures de précipitations ont été récupérées sur 18 mouillages (Tableau III. 5)

Position des mouillages		
0° - 0°	0° - 180°	2°N – 165° E
0° - 110° W	0° - 23° W	2°S – 165° E
0° - 140° W	0° - 35° W	2°N – 95° W
0° - 155° W	0° - 90° E	2°S – 95° W
0° - 165° E	0° - 95° W	6°S – 10° W
0° - 170° W	2°N – 140° W	2°S – 140° W

Tableau III. 5 : Positions des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA pour lesquels des données de précipitations sont disponibles entre Juillet 2003 et Juillet 2006 et présents dans les sorties modèles.

2°) Les mesures de précipitations en mm.hr⁻¹ effectuées toutes les dix minutes sur les mouillages du projet TAO sont ramenées à des taux d'accumulation de pluie en mm, puis sommées pour obtenir un taux d'accumulation de pluie en mm toutes les 2 heures. Les sommes sont effectuées sur les mesures prises entre 0H et 2H exclu, entre 2H et 4H exclu, ... et enfin entre 22H et 0H exclu.

3°) Nous n'avons pris en compte que les mesures de précipitation TAO non faussées, c'est-à-dire associées à un indice de qualité différent de 4.

4°) Parallèlement, les valeurs de $E - P$ en mm.jr^{-1} des sorties modèles sont également transformées en valeurs d'accumulation de pluie en mm toutes les deux heures. Pour cela, le taux d'évaporation est négligé (nous ne nous intéressons qu'à des précipitations de l'ordre du mm.hr^{-1}) et le paramètre $E - P$ est donc équivalent au paramètre $-P$.

Deux conclusions se dégagent de cette comparaison :

- Alors que certains mouillages TAO mesurent des accumulations de pluie atteignant 50 mm pendant deux heures, les accumulations de pluies données par les sorties modèles dépassent rarement les 10 mm (Figure III. 15a et b). L'intensité des précipitations, en terme d'accumulation de pluie en mm toutes les deux heures est donc sous estimé dans le modèle.

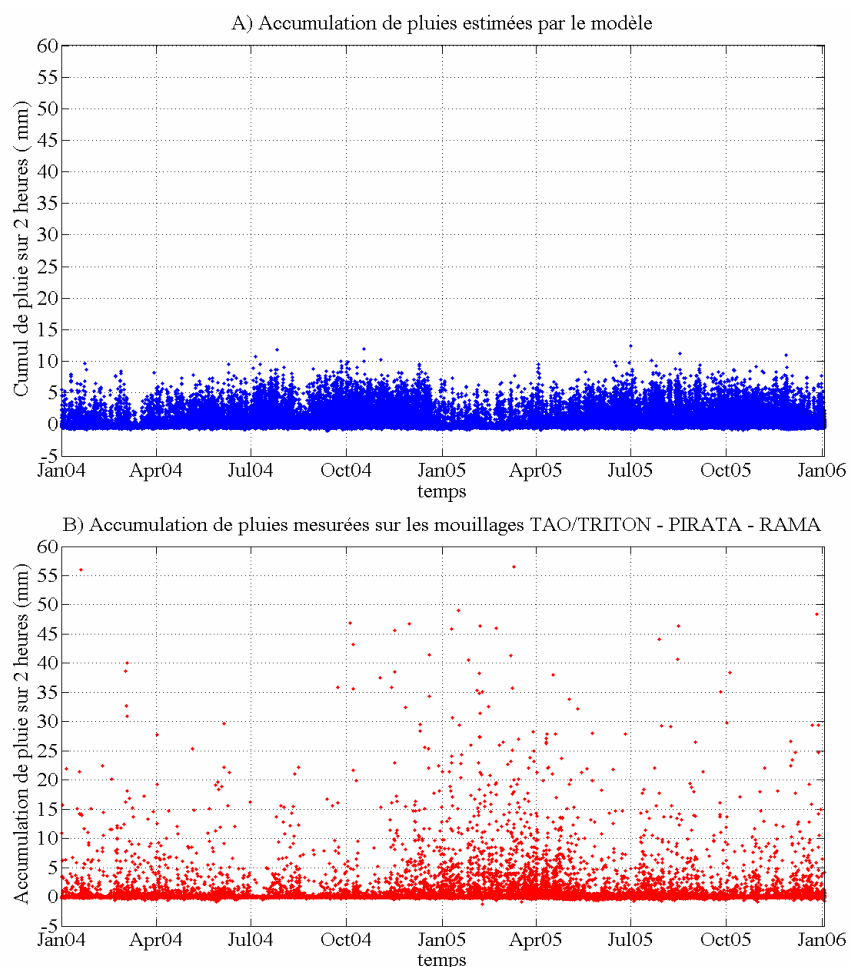


Figure III. 15 : Accumulations de pluie toutes les deux heures sur les 18 mouillages sélectionnés (a) estimées par le modèle et (b) mesurées in situ, sur une période de deux ans (2004 – 2005 pour les mesures in situ) (en mm).

Cette différence pourrait être due au fait que les mesures des précipitations sur les mouillages TAO sont effectuées sur un point fixe, tandis que les précipitations estimées par le modèle sont moyennées dans une région d'un demi degré (environ 55 km à l'équateur). La comparaison entre les 3d_MRA calculés à partir des données de précipitations du modèle et ceux calculés à partir de mesures satellitaires associées aux ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} de l'étude de variabilité (paragraphe II. e. 1), représentatifs d'une région de 25 Km montre que la majorité des 3d_MRA associés aux sorties modèles sont compris entre 0 et 10 mm.hr^{-1} (Figure III. 16).

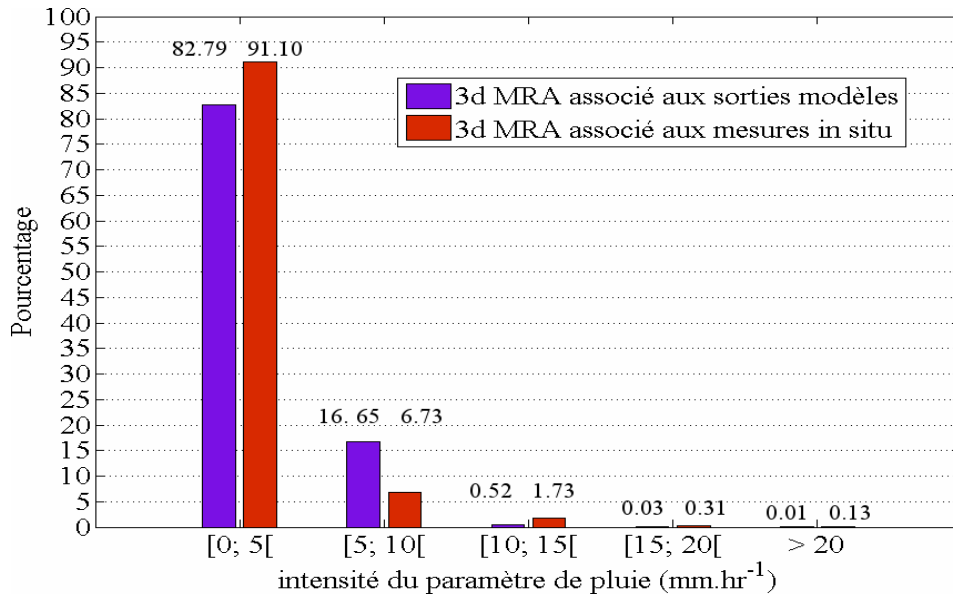


Figure III. 16 : Histogramme des 3d_MRA en mm.hr⁻¹ associés aux ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} calculées par le modèle (en bleu) et aux ΔS_{10-5} et ΔS_{5-1} mesurées in situ sur les mouillages TAO/TRITON – PIRATA (en rouge).

▪ Par contre, si leur intensité est en général plus faible, la durée et l'occurrence des précipitations sont beaucoup plus élevées dans les sorties modèle que dans les mesures in situ effectuées sur les mouillages TAO. Les événements pluvieux successifs, même s'ils sont de faible intensité, vont faire baisser la salinité en surface et rendre le mélange vertical plus difficile. En effet une salinité très basse en surface va engendrer une stratification plus forte et donc une extension de la dessalure aux eaux situées entre la surface et 5 m de profondeur plus difficile (entre le 05 et le 20 mail 2004 sur la Figure III. 17), expliquant la sous- estimation des ΔS_{5-1} par le modèle.

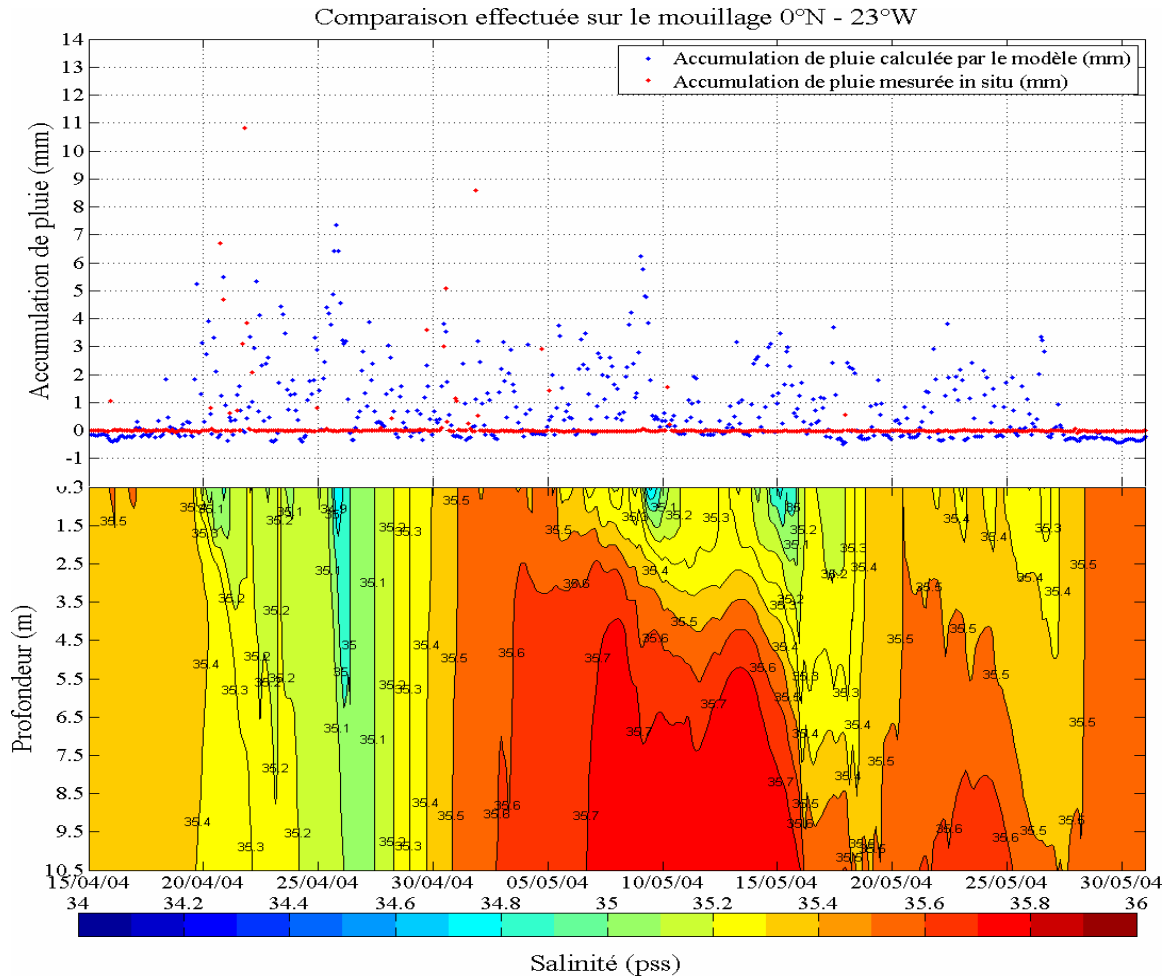


Figure III. 17 : Le panneau du haut compare les accumulations de pluies mesurées par le mouillage PIRATA 0°N – 23°W (en rouge) et estimées par le modèle (en bleu) entre le 15/04/2004 et le 31/05/2004. Le panneau du bas nous montre l'évolution de la salinité entre la surface et 10 m de profondeur estimée par le modèle pendant cette période. Les traits pleins, sur le panneau du bas, traduisent une différence de salinité de 0.1 pss.

III. b. 4) Présence d'une halocline dans les 10 premiers mètres.

Pour comprendre pourquoi les sorties modèles montrent des différences verticales de salinité plus importantes en moyenne entre 10 m et 5 m qu'entre 5 m et 1 m, nous avons étudié si ce phénomène était commun à tous les mouillages pris en compte par les sorties modèles ou si une tendance spatiale se dégagait. Pour cela j'ai calculé, pour chacun des mouillages, la moyenne sur toute la période temporelle des différences verticales de salinité calculées entre 1 et 5 m de profondeur et entre 5 et 10 m de profondeur (Figure III. 18)

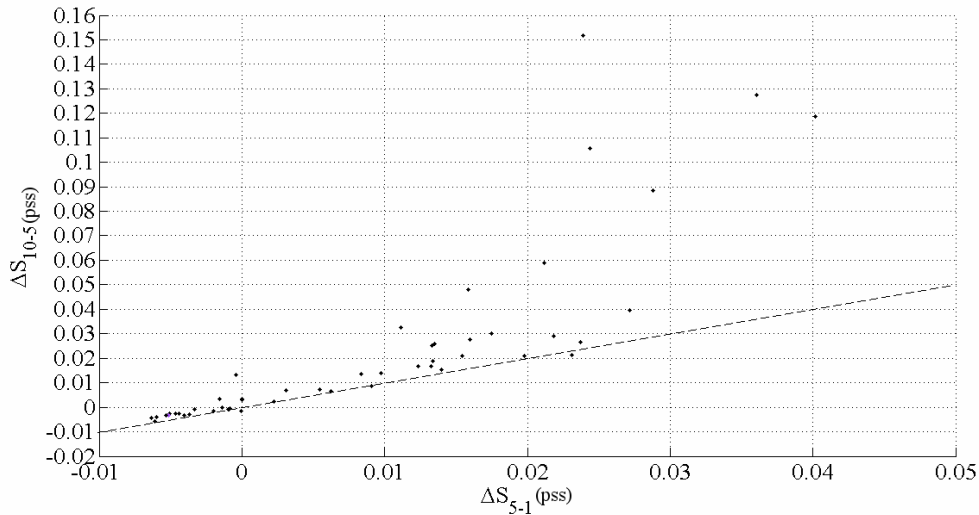


Figure III. 18 : Tracé de ΔS_{10-5} moyen en fonction de ΔS_{5-1} moyen. La ligne en pointillé symbolise la droite $x = y$.

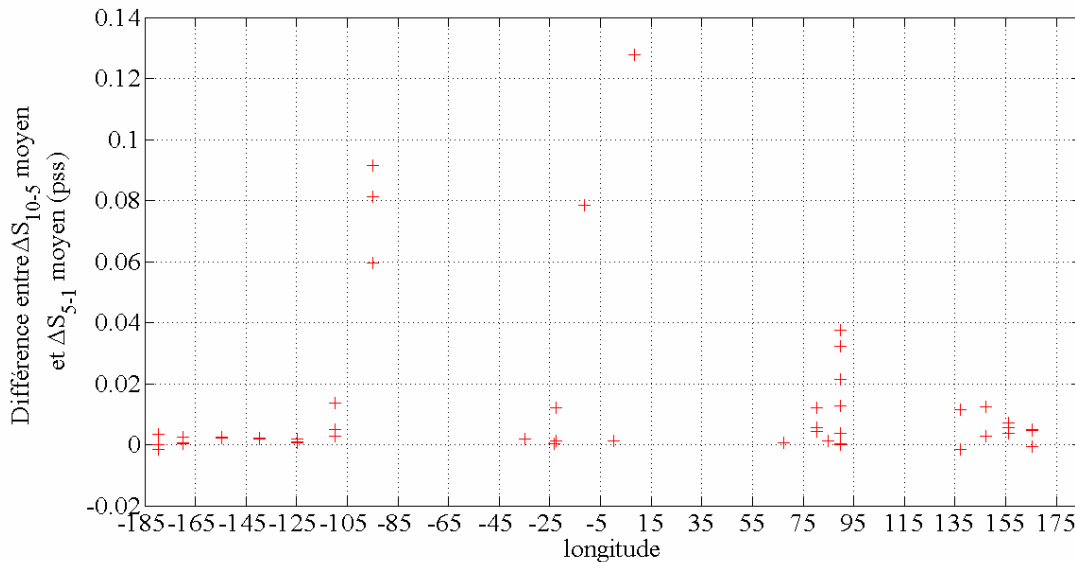


Figure III. 19 : Différence entre le ΔS_{10-5} moyen et de ΔS_{5-1} moyen en fonction de la longitude.

Le ΔS_{10-5} moyen reste toujours supérieur au ΔS_{5-1} moyen mais leur écart varie en fonction de la longitude (Figure III. 19) : la différence atteint 0.05 pss pour les mouillages situés à $95^\circ W$, $10^\circ W$ et $10^\circ E$. Pour les mouillages situés dans l'indien ($90^\circ E$), l'écart dépasse 0.01 pss.

Ces mouillages sont situées dans des zones caractérisées par des événements pluvieux importants et des différences de salinités fortes (Figure II. 15), mais ce sont également des zones où la couche de mélange océanique est peu profonde selon les périodes de l'année ([De Boyer Montégut et al., 2004], figure 5).

J'ai donc étudié l'évolution temporelle et verticale de la salinité pour ces mouillages et observé une remontée des isohalines au-dessus de 10 m de profondeur (Figure III. 20) pendant les mois de Décembre – Janvier et à la fin du mois d'Avril. La présence d'une halocline entre 5 et 10 m permet d'expliquer les fortes différences verticales de salinité entre 5 m et 10 m de profondeur. Un gradient de température est également présent entre 5 et 10 m.

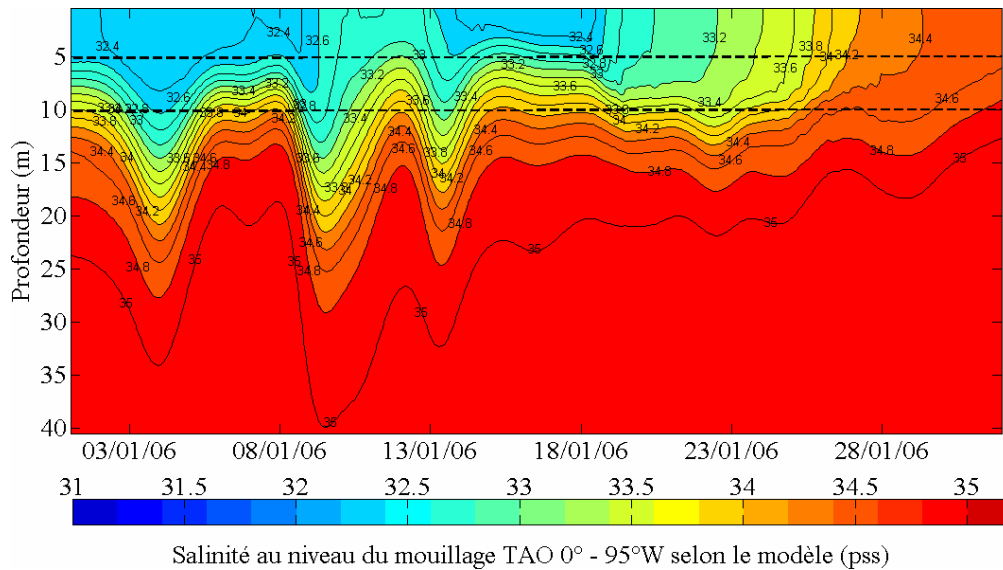


Figure III. 20 : Evolution de la salinité selon le modèle entre la surface et 40 m de profondeur au niveau du mouillage TAO 0° - 95°W au mois de janvier 2006. Les traits pleins traduisent une différence de salinité de 0.2 pss.

Ce phénomène pourrait s'expliquer par une vitesse verticale trop importante dans le modèle. Cependant, le faible échantillonnage vertical des mouillages TAO, associé à un nombre de données in situ disponibles insuffisant, ne nous permet pas de vérifier la cohérence d'une couche de mélange aussi peu épaisse.

III. b. 5) Conclusion

L'étude comparative effectuée entre les sorties du modèle couplé NEMO – ECHAM et les mesures in situ montre des résultats encourageants. Cependant, il reste plusieurs points à approfondir avec l'équipe NEMO et à corriger avant de pouvoir utiliser les résultats de ce modèle pour estimer les différences verticales de salinité en surface liées à la présence de pluie :

- des précipitations trop faibles mais trop récurrentes et trop longues dans le modèle entraînant des salinités de surface trop faibles
- la présence d'une halocline entre 5 m et 10 m de profondeur entraînant un ΔS_{10-5} trop important.

L'apport de données in situ plus nombreuses en surface nous permettraient de mieux appréhender l'évolution de la salinité entre 0 et 10 m de profondeur et ainsi corriger les paramètres du modèle.

CONCLUSIONS – PERSPECTIVES

Mesurer la salinité des océans depuis l'espace est le défi que se sont lancées les équipes de SMOS et d'Aquarius. Ce défi est d'autant plus difficile que nous savons peu de choses sur la variabilité de la salinité dans les 5 premiers mètres sous la surface océanique. L'établissement de recommandations ou d'améliorations pour le travail d'étalonnage et de validation des données SMOS a été mon premier objectif lors de ce travail de thèse. J'ai montré que la valeur de la salinité peut être très différente selon qu'elle est mesurée à plusieurs mètres de profondeur ou dans le premier mètre sous la surface océanique.

A partir d'une analyse de profils verticaux de salinités, j'ai démontré que cette différence, observable dans les régions affectées par la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale) ou par la mousson indienne, est principalement due aux dessalures en surface suite à un événement pluvieux. Elle peut atteindre plusieurs dixièmes de pss entre 1 m et 5 m de profondeur et est encore plus importante entre 1 m et 10 m de profondeur, dépassant le pss en cas de fortes précipitations. Selon l'intensité des événements pluvieux, cette différence peut perdurer pendant plusieurs jours. La vitesse du vent joue également un rôle important sur la valeur et la persistance de cette différence verticale de salinité, de part son action sur le mélange des eaux de surface.

Ce travail a nécessité une étude approfondie des différentes données de salinité disponibles : leur mode d'échantillonnage, leur validité et les différents indices de qualités correspondants. J'ai ainsi mis en avant les difficultés rencontrées lors de l'utilisation de plateformes de mesures différentes et établi, pour chacune d'entre elles, une liste de points à prendre en compte afin d'utiliser de manière fiable ces données de salinité. A cette liste, s'ajoute des techniques de validation et de sélection de données que j'ai mis en place lors de mon travail de thèse. Celles-ci s'adressent plus particulièrement aux équipes chargées d'établir un ensemble de données fiables pour l'étalonnage et la validation des données SMOS, mais sont également valables pour toute étude scientifique.

La première conclusion que j'ai tirée de l'étude des différences verticales de salinité vis-à-vis de l'étalonnage et de la validation des données SMOS concerne la disponibilité des données in situ : si il est facile de trouver des données de salinité mesurées à plusieurs mètres sous la surface pour l'ensemble du globe, les données de salinités mesurées dans le premier mètre sous la surface sont beaucoup plus rares. Or, pour atteindre une précision de 0.1 – 0.2 pss, l'étalonnage et la validation des salinités satellitaires devront être effectués avec des mesures fiables et proches de la surface, en particulier dans les zones caractérisées par de fortes différences verticales de salinité :

entre 0° et 15°N dans l'Océan Atlantique

entre 5°S et 10°N dans l'Océan Pacifique

au – dessus de 10°S dans l'Océan Indien.

Des flotteurs mesurant la salinité dans le premier mètre ont déjà été déployés dans ces 3 régions océaniques, mais leur nombre reste insuffisant. Il faut donc multiplier et automatiser ces déploiements afin d'acquérir un ensemble de données de salinité de surface suffisamment important et ainsi assurer la fiabilité des mesures satellitaires dans ces régions.

En attendant de disposer de ces données de salinité de surface, j'ai étudié et établi des estimations statistiques de la différence verticale de salinité moyenne attendue à partir de données in situ et de modèles théoriques. L'utilisation des mesures satellitaires de taux de précipitation et de vitesse de vent m'a permis de construire un outil statistique calculant la

valeur des différences moyennes de salinités attendues entre 1 m, 5 m et 10 m. Lors de l'étalonnage / validation des mesures SMOS, cet outil peut faire office d'indice d'acceptation des données in situ ou permettre d'estimer la différence attendue entre une salinité mesurée à plusieurs mètres de profondeur et une mesure plus en surface. Cependant, il reste un outil empirique dont les résultats dépendent de l'ensemble de données utilisé et la différence verticale de salinité entre le 1 m et le premier cm n'a pas été étudiée faute de mesures disponibles. Des salinités in situ mesurées à 1 m de profondeur plus nombreuses et plus étendues spatialement ainsi que des mesures in situ de taux de précipitation et de vitesse du vent permettraient d'améliorer cet outil.

Le recours à des modèles théoriques permettrait de combler le manque de données de salinité proches de la surface. Mon étude se consacrant à l'influence des événements pluvieux sur la salinité de surface, j'ai donc étudié leur capacité à simuler le comportement de la salinité dans les 10 premiers mètres sous la surface océanique en cas de précipitations. La comparaison entre les résultats obtenus à partir de données in situ et à partir de simulations réalisées avec le modèle coupé NEMO – ECHAM a mis en avant deux problèmes : des précipitations trop fréquentes et d'intensité trop faible et la présence suspecte d'une halocline entre 5 et 10 m de profondeur. De même, j'ai établi, grâce à l'utilisation du modèle de mélange unidimensionnel PWP de Price, Weller et Pinkel ([Price *et al.*, 1986]), les points de divergence entre la réponse de la salinité in situ en cas de précipitations et sa réponse dans le modèle. Les différences entre salinités in situ et salinités simulées, estimées à plusieurs dixièmes de pss, sont trop importantes par rapport aux dessalures que nous souhaitons détecter, de l'ordre de 0.1 à 0.2 pss. Une étude approfondie suivie d'une correction du comportement de ces modèles en surface est nécessaire avant de pouvoir utiliser ces modèles pour simuler les différences verticales de salinité attendues lors de l'étalonnage et la validation des mesures satellitaires de salinité.

Ce travail de thèse a permis de mettre en avant notre méconnaissance du comportement de la salinité dans le premier mètre sous la surface océanique et le besoin de mesures in situ proche de la surface. Des instruments de mesure à très haute résolution ont été développés et ont commencé à être utilisés dans plusieurs campagnes océanographiques. L'étude de ces mesures permettrait à la fois d'avoir une idée des valeurs réelles de la salinité dans le premier centimètre de la couche de mélange mais également de valider les simulations effectuées en surface par le modèle PWP. De même, l'arrivée des premières mesures SMOS va nous permettre de cibler les principaux problèmes rencontrés par la mesure radiométrique en bande L et ainsi, de recentrer cette étude sur les zones océaniques montrant les biais les plus forts.

BIBLIOGRAPHIE

Agarwal, N., R. Sharma, S. Basu, and V. K. Agarwal (2007), Derivation of Salinity Profile in the Indian Ocean from Satellite Surface Observations, *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, 4(2), 322 - 325.

Allen, M. R. et W. J. Ingram (2002), Constraints on Future Changes in Climate and the Hydrologic Cycle, *Nature*, 419, 224 - 232.

Anterrieu, E. et A. Khazaal (2008), Brightness Temperature Map Reconstruction from Dual-Polarimetric Visibilities in Synthetic Aperture Imaging Radiometry, *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, 46(3), 606 - 612

Antonov, J., R. A. Locarnini, T. Boyer, A. V. Mishonov, and H. E. Garcia (Eds.) (2006), *World Ocean Atlas 2005, Volume 2 : Salinity*, 182 pp., Washington, DC.

Argo - France team (14 - 15 mai 2009), Compte- Rendu De La 5ième Réunion Argo France Sur Le "Contrôle Qualité En Temps Différé Des Données Argo", in http://wwz.ifremer.fr/lpo/content/download/48749/364407/file/CR_reunion_Argofrance.pdf, edited, Rapport interne LPO, Ifremer, centre de brest.

Arnault, S., N. Chouaib, D. Diverres, S. Jacquin, and O. Coze (2004), Comparison of Topex/Poseidon and Jason Altimetry with Aramis in Situ Observations in the Tropical Atlantic Ocean, *Marine Geodesy*, 27:1, 15-30.

Ballabrera-Poy, J., R. Murtugudde, and A. J. Busalacchi (2002), On the Potential Impact of Sea Surface Salinity Observations on Enso Predictions, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8007, doi:8010.1029/2001JC000834.

Ballabrera-Poy, J., B. Moure, E. Garcia-Ladona, A. Turiel, and J. Font (2009), Linear and Non-Linear T-S Models for the Eastern North Atlantic from Argo Data : Role of Surface Salinity Observations, *Deep Sea Research I*, 56, 1605 - 1614.

Barre, H. M. J. P., B. Duesmann, and Y. Kerr (2008), Smos : The Mission and the System, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(3), 587-593.

Bingham, F. M., S. D. Howden, and C. J. Koblinsky (2002), Sea Surface Salinity Measurements in the Historical Database, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8019, doi:8010.1029/2000JC00076.

Blanch, S. et A. Aguiasca (2004), Seawater Dielectric Permittivity Model from Measurements at L-Band, in *IEEE International Geosciences and Remote Sensing Symposium*, edited, Anchorage (Alaska).

Blume, H.-J. C. et B. M. Kendall (1982), Passive Microwave Measurements of Temperature and Salinity in Coastal Zones, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 20, 394 - 404.

Bohme, L. et U. Send (2005), Objective Analyses of Hydrographic Data for Referencing Profiling Float Salinities in Highly Variable Environments, *Deep Sea Res. II*, 52, 651-664.

- Bosc, C., T. Delcroix, and C. Maes (2009), Barrier Layer Variability in the Western Pacific Warm Pool from 2000 to 2007, *J. Geophys. Res.*, *114*(C06023), doi:10.1029/2008JC005187.
- Boutin, J., P. Waldteufel, N. Martin, G. Caudal, and E. Dinnat (2004), Surface Salinity Retrieved from Smos Measurements over Global Ocean: Imprecisions Due to Surface Roughness and Temperature Uncertainties, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *21*, 1432-1447.
- Boutin, J. et N. Martin (2006), Argo Upper Salinity Measurements: Perspectives for L-Band Radiometers Calibration and Retrieved Sea Surface Salinity Validation, *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, *3*(2), 202-206.
- Boutin, J., L. Merlivat, C. Henocq, N. Martin, and J. B. Sallée (2008), Air-Sea Co2 Flux Variability in Frontal Regions of the Southern Ocean from Carbon Interface Ocean Atmosphere Drifters, *Limnol. Oceanogr.*, *53*(5, part 2), 2062 - 2079.
- Boyer, T., S. Levitus, J. Antonov, R. A. Locarnini, and H. E. Garcia (2005), Linear Trends in Salinity for the World Ocean, 1955 - 1998, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(L01604), doi:10.1029/2004GL021791.
- Broecker, W. S. (1991), The Great Conveyor Belt, *Oceanography*, *4*, 79 - 89
- Chaigneau, A., R. A. Del Rio, and F. Colas (2006), Lagrangian Study of the Panama Bight and Surrounding Regions, *J. Geophys. Res.*, *111*(C09013), doi:10.1029/2006JC003530. .
- Claassen, J. P. et A. K. Fung (1974), The Recovery of Polarized Apparent Temperature Distribution of Flat Scenes from Antenna Temperature Measurements, *IEEE Trans. Antennas and Propag.*, *AP-22*(3), 433 - 442.
- Corbella, I., N. Duffo, M. Vall-Ilossera, A. Camps, and F. Torres (2004), The Visibility Function in Interferometric Aperture Synthesis Radiometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *42*(8), 1677 - 1682.
- Cravatte, S., T. Delcroix, D. Zhang, M. McPhaden, and J. Leloup (2009), Observed Freshening and Warming of the Western Pacific Warm Pool, *Climate Dyn.*, *33*, 565 - 589.
- Cronin, M. F. et M. J. McPhaden (1999), Diurnal Cycle of Rainfall and Surface Salinity in the Western Pacific Warm Pool, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(23), 3465-3468.
- Davis, R. E., J. T. Sherman, and J. Dufour (2001), Profiling Alaces and Other Advances in Autonomous Subsurface Floats, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *18*(6), 982 - 993.
- De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), Mixed Layer Depth over the Global Ocean : An Examination of Profile Data and a Profile-Based Climatology, *J. Geophys. Res.*, *109*(C12003), doi:10.1029/2004JC002378. .
- Del Vecchio, R. et A. Subramaniam (2004), Influence of the Amazon River on the Surface Optical Properties of the Western Tropical North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *109*(C11001), doi:10.1029/2004JC002503.

- Delcroix, T., C. Henin, V. Porte, and P. Arkin (1996), Precipitation and Sea-Surface Salinity in the Tropical Pacific Ocean, *Deep Sea Research I*, 43(7), 1123 - 1141.
- Delcroix, T. (1998), Observed Surface Ocean and Atmospheric Variability in the Tropical Pacific at Seasonal and Enso Timescales: A Tentative Overview, *J. Geophys. Res.*, 103(C9), 18611 – 18633.
- Delcroix, T. et M. McPhaden (2002), Interannual Sea Surface Salinity and Temperature Changes in the Western Pacific Warm Pool During 1992 - 2000, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8002, doi:8010.1029/2001JC000862.
- Delwart, S., C. Bouzinac, P. Wursteisen, M. Berger, M. Drinkwater, M. Martin-Neira, and Y. H. Kerr (2008), Smos Validation and the Cosmos Campaigns, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(3), 695 - 704.
- Denman, K. L. (1973), A Time-Dependent Model of the Upper Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 173-184.
- Dickson, B., I. Yashayaev, J. Meincke, B. Turrel, S. Dye, and J. Holfort (2002), Rapid Freshening of the Deep North Atlantic Ocean over the Past Four Decades, *Nature*, 416, 832 - 836.
- Dinnat, E., J. Boutin, G. Caudal, J. Etcheto, and A. Camps (2003), Issues Concerning the Sea Emissivity Modeling at L-Band for Retrieving Surface Salinity, *Radio Science*, 38(4), 8060, doi:8010.1029/2002RS002637.
- Droppelman, J. D., R. A. Mennella, and D. E. Evans (1970), An Airborne Measurement of the Salinity Variations of the Mississippi River Outflow, *J. Geophys. Res.*, 75, 5909 - 5913.
- Durden, S. L. et J. F. Vesecky (1985), A Physical Radar Cross-Section Model for a Wind-Driven Sea with Swell, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 10(4), 445-451.
- Elliott, G. W. (1974), Precipitation Signatures in Sea-Surface-Layer Conditions During Bomex, *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 498-501.
- Font, J., G. S. E. Lagerloef, D. M. LeVine, A. Camps, and O. Z. Zanifé (2004), The Determination of Surface Salinity with the European Smos Space Mission, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42, 2196-2205.
- Gabarro, C., J. Font, J. Miller, A. Camps, D. Burrage, J. Wesson, and A. R. Piola (2008), The Use of a Semi-Empirical Emissivity Model for a Rough Estimation of Sea Surface Salinity from an Airborne Radiometer, *Sci. Mar.*, 27, 329 - 336.
- Ganachaud, A. et C. Wunsch (2003), Large - Scale Ocean Heat and Freshwater Transports During the World Ocean Circulation Experiment *J. Clim.*, 16, 696 - 705.
- Gordon, A. et C. Giulivi (2008), Sea Surface Salinity Trends over 50 Years within the Subtropical North Atlantic, *Oceanography*, 21, 20 - 29.

Gould, J., D. Roemmich, S. Wijffels, H. Freeland, M. Ignaszewsky, X. Jianping, S. Pouliquen, Y. Desaubies, U. Send, K. Radhakrishnan, K. Takeuchi, K. Kim, M. Danchenkov, P. Sutton, B. King, B. Owens, and S. Riser (2004), Argo Profiling Floats Bring New Era of in Situ Ocean Observations, *Eos Trans. AGU*, 85(19), doi:10.1029/2004EO190002. .

Hénin, C. et J. Grelet (1996), A Merchant Ship Thermo-Salinograph Network in the Pacific Ocean, *Deep Sea Research I*, 43(11-12), 1833 - 1855.

Henocq, C., J. Boutin, F. Petitcolin, G. Reverdin, S. Arnault, and P. Lattes (2010), Vertical Variability of near-Surface Salinity in the Tropics: Consequences for L-Band Radiometer Calibration and Validation, *J. Atmos. Oceanic Technol.*(27 (1)), 192 - 209.

Hosoda, S., T. Suga, N. Shikama, and K. Mizuno (2009), Global Surface Layer Salinity Change Detected by Argo and Its Implication for Hydrological Cycle Intensification, *Journal of Oceanography*, 65, 579 - 586.

IPCC, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (2007), Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change., 996 pp, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, .

Jerlov, N. G. (1968), *Optical Oceanography*, 194 pp.

Katsaros, K. et K. Buettner (1969), Influence of Rainfall on Temperature and Salinity of the Ocean Surface, *J. Appl. Meteor*, 8(1), 15 - 18.

Kerr, Y., P. Waldteufel, J. P. Wigneron, J. M. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger (2001), Soil Moisture Retrieval from Space: The Soil Moisture and Ocean Salinity Mission (Smos), *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 1729-1735.

Kerr, Y., P. Waldteufel, J. P. Wigneron, F. Cabot, M.-J. Escorihuela, J. Font, N. Reul, C. Gruhier, S. Juglea, S. Delwart, M. Drinkwater, A. Hahne, and M. Martin-Neira (2009), The Smos Mission: A New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle, *Proceedings of the IEEE*, preprint.

Klein, L. A. et C. T. Swift (1977), An Improved Model for the Dielectric Constant of Sea Water at Microwave Frequencies, *IEEE Trans. Antennas and Propag.*, AP-25, 104-111.

Kraus, E. B. (1972), *Atmopshere - Ocean Interactions*, 275 pp., Oxford, England.

Kudryavtsev, V. N., V. K. Makin, and B. Chapron (1999), Coupled Sea Surface-Atmosphere Model. Part 2. Spectrum of Short Wind Waves, *J. Geophys. Res.*, 104(C4), 7625-7639.

Lagerloef, G. (2001), Satellite Measurements of Salinity, *Encyclopedia of Ocean Sciences*(J. Steele, S. Thorpe, and K. Turekian, Eds, Academic Press, London,), 2511 - 2516.

Lagerloef, G. et T. Delcroix (2001), Sea Surface Salinity; a Regional Case for the Tropical Pacific, *Observing the Oceans in the 21st Century; a Strategy for Global Observations*, 604 pp, Melbourne, Australia.

Lagerloef, G., J. Boutin, J. Carton, Y. Chao, T. Delcroix, J. Font, J. Lilly, N. Reul, R. Schmitt, S. Riser, and F. Wentz (2009), Resolving the Global Surface Salinity Field and Variations by Blending Satellite and in Situ Observations, *OceanObs'09 Community White Paper*.

Lagerloef, G. S. E., C. F. Swift, and D. M. L. Vine (1995), Sea Surface Salinity: The Next Remote Sensing Challenge, *Oceanography*, 8, 44-50.

Lang, R., C. Utku, J. Janiczek, Y. Tarkocin, and D. LeVine (2007), Accurate L-Band Measurements of the Dielectric Constant of Seawater, in *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, edited, pp. 5255 - 5257, Barcelona, Spain.

Large, W. et S. Pond (1981), Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324 - 336.

Le Vine, D. M., G. S. E. Lagerloef, F. R. Colomb, S. H. Yueh, and F. A. Pellerano (2007), Aquarius: An Instrument to Monitor Sea Surface Salinity from Space, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45(7), 2040-2050.

Lefèvre, N., D. Diverres, F. Gallois, G. Parard, J. Boutin, G. Caniaux, L. Beaumont, and T. Danguy (2009), Autonomous CO₂ Measurements in the Tropical Atlantic, *Newsletter Mercator, à paraître*.

Lerner, R. M. et J. P. Hollinger (1977), Analysis of 1,4 Ghz Radiometric Measurements from Skylab, *Remote Sens. Environ.*, 6, 251 - 269.

LeVine, D. M. et S. Abraham (2002), The Effect of the Ionosphere on Remote Sensing of Sea Surface Salinity from Space: Absorption and Emission at L-Band, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40, 771-782.

Lukas, R. et E. Lindstrom (1991), The Mixed Layer of the Western Equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96(C4), 3343 - 3357.

Madec, G. (2008), Nemo Ocean Engine, *Note du pole de modélisation, Institu Pierre-Simon Laplace (IPSL), France* 27(<http://www.nemo-ocean.eu/About-NEMO/Reference-manuals>) ISSN No 1288 - 1619.

Maes, C. (2000), Salinity Variability in the Equatorial Pacific Ocean During the 1993 - 98 Period, *Geophys. Res. Lett.*, 27(11), 1659 - 1662.

Maes, C., J. Picaut, and S. Belamari (2002), Salinity Barrier Layer and Onset of El-Nino in a Pacific Coupled Model, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (24), 2206, doi:2210.1029/2002GL016029. .

Maes, C., J. Picaut, and S. Belamari (2005), Importance of the Salinity Barrier Layer for the Buildup of El Nino, *J. Clim.*, 18, 104 - 118.

Maes, C. (2008), On the Ocean Salinity Stratification Observed at the Eastern Edge of the Equatorial Pacific Warm Pool, *J. Geophys. Res.*, 113(C03027), doi:10.1029/2007JC004297. .

McPhaden, M. J., A. J. Busalacchi, R. Cheney, J. Donguy, K. S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G. T. Mitchum, P. P. Niiler, J. Picaut, R. W. Reynolds, N. Smith, and K.

- Takeuchi (1998), The Tropical Ocean-Global Atmosphere Observing System: A Decade of Progress, *J. Geophys. Res.*, *103*, 14169-14240.
- Miller, J. R. (1976), The Salinity Effect in a Mixed Layer Ocean Model, *J. Phys. Oceanogr.*, *6*, 29-35.
- Ostapoff, F., Y. Tarbeye, and S. Worthem (1973), Heat Flux and Precipitation Estimates from Oceanographic Observations, *Science*, *180*, 960 - 962.
- Paulson, C. A. et J. J. Simpson (1977), Irradiance Measurements in the Upper Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *7*, 952 - 956.
- Picaut, J., M. Ioualalen, T. Delcroix, F. Masia, R. Murtugudde, and J. Vialard (2001), The Oceanic Zone of Convergence on the Eastern Edge of the Pacific Warm Pool : A Synthesis of Results and Implications for Enso and Biogeochemical Phenomena, *J. Geophys. Res.*, *106*(C2), 2363 - 2386.
- Price, J. F., C. N. K. Mooers, and J. C. Van Leer (1978), Observation and Simulation of Storm-Induced Mixed-Layer Deepening, *J. Phys. Oceanogr.*, *8*, 582-599.
- Price, J. F. (1979), Observation of a Rain-Formed Mixed Layer, *J. Phys. Oceanogr.*, *9*, 643-649.
- Price, J. F., A. Weller, and R. Pinkel (1986), Diurnal Cycling: Observations and Models of the Upper Ocean Response to Diurnal Heating, Cooling, and Wind Mixing, *J. Geophys. Res.*, *91*, 8411 - 8427.
- Reul, N. et B. Chapron (2001), "Improvements in Emissivity Models", *SMOS-salinity Data processing study*, WP 1100, ESA contract N°15165/15101/NL/SF.
- Reul, N., S. Saux-Picart, B. Chapron, D. Vandemark, J. Tournadre, and J. Salisbury (2009), Demonstration of Ocean Surface Salinity Microwave Measurements from Space Using Amsr - E Data over the Amazon Plume, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(L13607), doi:10.1029/2009GL038860. .
- Reverdin, G., P. Blouch, J. Boutin, P. P. Niiler, J. Rolland, W. Scuba, A. Lourenco, and A. F. Rios (2007a), Surface Salinity Measurements - Cosmos 2005 Experiment in the Bay of Biscay, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *24*, 1643-1654.
- Reverdin, G., E. Kestenare, C. Frankignoul, and T. Delcroix (2007b), Surface Salinity in the Atlantic Ocean (30°S - 50°N), *Prog. Oceanogr.*, *73*, 311 - 340.
- Riser, S. C., L. Ren, and A. Wong (2008), Salinity in Argo, *Oceanography*, *21*(1), 56-67.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornbluh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, and A. Tompkins (2003), The Atmospheric General Circulation Model Echam5, Part 1: Model Description., http://www.mpimet.mpg.de/fileadmin/models/echam/mpi_report_349.pdf, Report No. 349.

- Sallée, J. B., K. Speer, and R. Morrow (2008), Response of the Antarctic Circumpolar Current to Atmospheric Variability, *J. Clim.*, 21(12), 3020 - 3039.
- Schlüssel, P., A. V. Soloviev, and W. J. Emery (1997), Cool and Freshwater Skin of the Ocean During Rainfall, *Boundary Layer Meteorol.*, 82, 437-472.
- Schmitt, R. W. (1995), The Ocean Component of the Global Water Cycle : Us National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991 - 1994, *Rev. Geophys.*, 33 (supplement), 1395-1409.
- Schmitt, R. W. (2008), Salinity and the Global Water Cycle, *Oceanography*, 21(1), 12-19.
- SCOR/IAPSO Working group 127 (2008), Improved Seawater Thermodynamics : How Should the Proposed Change in Salinity Be Implemented?
- Skou, N. (2002), Faraday Rotation and L-Band Oceanographic Measurements, *Radio Science*, 38(4), 8059, doi:8010.1029/2002RS002671. .
- SMOS L2 OS team (Avril 2009), Smos L2 Os Algorithm Validation Test Procedure Report.
- Soloviev, A. et R. Lukas (1997), Observation of Large Diurnal Warming Events in the near-Surface Layer of the Western Equatorial Pacific Warm Pool, *Deep Sea Research I*, 44, 1055-1076.
- Talley, L. D., J. L. Reid, and P. E. Robbins (2003), Data-Based Meridional Overturning Streamfunctions for the Global Ocean, *J. Clim.*, 16(19), 3213 - 3226.
- UNESCO (1981), Tenth Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards, *Technical papers in marine science*, 36.
- US CLIVAR Salinity Working Group (2007), Report of the U.S. Clivar Salinity Science Working Group, 46 pp, http://www.usclivar.org/Pubs/Salinity_final_report.pdf
- Waldteufel, P. et G. Caudal (2002), Off-Axis Radiometric Measurements; Application to Interferometric Antenna Designs, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40(6), 1435-1439.
- Waldteufel, P., N. Floury, E. P. Dinnat, and G. Caudal (2004), Ionospheric Effects for L-Band 2-D Interferometric Radiometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42(1), 105 - 118.
- Ward, B., R. Wanninkhof, P. J. Minnett, and M. J. Head (2004), Skindeep: A Profiling Instrument for Upper-Decameter Sea Surface Measurements, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21, 207-222.
- Wijesekera, H. W., C. A. Paulson, and A. Huyer (1999), The Effect of Rainfall on the Surface Layer During a Westerly Wind Burst in the Western Equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 612-632.
- Wilheit, T. T., A. T. C. Chang, G. P., and A. S. Milman (1980), Tests of Retrievals of Ocean Surface Parameters from the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (Smmr) in COSPAR-SCOR-IUCRM, *Symp. on Oceanography from Space*, edited, Venice, Italy.

Wong, A., G. Johnson, and B. Owens (2003), Delayed-Mode Calibration of Autonomous Ctd Profiling Float Salinity Data by Θ - S Climatology, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20(2), 308 - 318.

Yu, L. (2007), Global Variations in Oceanic Evaporation (1958 - 2005) : The Role of the Changing Wind Speed, *J. Clim.*, 20, 5376 - 5390.

Yu, L. et A. Weller (2007), Objectively Analysed Air -Sea Fluxes for the Global Ice-Free Oceans (1981 - 2005), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 527 - 539.

Yueh, S. H., R. West, W. J. Wilson, K. K. Li, E. G. Njoku, and Y. Rahmat-Samii (2001), Error Sources and Feasibility for Microwave Remote Sensing of Ocean Surface Salinity, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 1049-1060.

Zine, S., J. Boutin, P. Waldteufel, J. L. Vergely, T. Pellarin, and P. Lazure (2007), Issues About Retrieving Sea Surface Salinity in Coastal Areas from Smos Data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45(7), 2061 - 2072.

Zine, S., J. Boutin, J. Font, N. Reul, P. Waldteufel, C. Gabarro, J. Tenerelli, F. Petitcolin, J.-L. Vergely, M. Talone, and S. Delwart (2008), Overview of the Smos Sea-Surface-Salinity Prototype Processor, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(3), 621 - 645.

ANNEXE A :

VALIDATION DU PROTOTYPE D'INVERSION DES SALINITES SMOS

SMOS sera le premier radiomètre en bande L embarqué sur un satellite pouvant permettre une mesure de la salinité des océans. Si le principe de mesure est connu et a déjà été testé notamment avec des radiomètres aéroportés, son application depuis l'espace et sa capacité à fournir des mesures de salinités avec la précision définie par GODAE n'ont encore jamais été testées. Différentes étapes de vérification et de validation ont donc été définies. La phase d'étalonnage / validation des mesures SMOS n'est programmée que 6 mois après le lancement du satellite. Durant ces 6 premiers mois, la phase de recette en vol permettra aux Laboratoires Scientifiques Experts d'étudier les premières mesures du satellite et éventuellement d'améliorer les modèles directs, l'algorithme d'inversion ... afin de fournir la meilleure donnée de salinité de surface possible dans un temps restreint. La qualité des données devrait encore s'améliorer pendant la phase d'étalonnage / Validation qui, dans le cadre d'un instrument aussi novateur que SMOS, devrait durer plusieurs années. Le prototype d'inversion des mesures SMOS a été lui-même l'objet d'une vérification rigoureuse avant le lancement afin de corriger les erreurs d'implémentation du programme ou de vérifier son comportement dans certains cas de figure (SST faible, vent fort ...).

Dans le cadre de ma thèse, j'ai été amené à travailler sur plusieurs phases du projet SMOS. Les études effectuées en préparation de la phase d'étalonnage / validation ont été présentées dans les parties précédentes, celle-ci sera donc consacrée aux tests de sensibilités réalisés dans le cadre de la validation du prototype d'inversion (partie IV.A). Le paragraphe 0 est consacré à une étude réalisée sur la disponibilité et la qualité des mesures TAO/TRITON – PIRATA – RAMA, en vue de leur utilisation pour surveiller en temps réel la qualité des SSS SMOS.

I) Validation du prototype d'inversion

Ce travail de validation du prototype d'inversion des salinités SMOS a été réalisé principalement par les ingénieurs d'ACRI-St, F. Petitcolin et JL Vergely, par S. Zine et X. Yin, post-doctorants au LOCEAN, puis par C. Mugerin, ingénieur chez ARGANS. Cette filiale d'ACRI-St a pris la direction des activités de validation de l'algorithme à la fin du contrat d'ACRI-ST avec l'Agence Spatiale Européenne.

Ma participation à ce travail concerne deux aspects :

1°) la réalisation des tests de validation en collaboration avec Sonia Zine. Les travaux présentés ici ont été réalisés à la fin de son post-doctorat. Mon travail a ainsi permis de faire le lien entre le départ de S. Zine et l'arrivée de son remplaçant X. Yin, mais également entre la fin du contrat d'ACRI-St et l'arrivée d'ARGANS dans le projet SMOS.

2°) l'utilisation de l'interface graphique (ou GUI pour Graphical User Interface). Cette interface a été réalisée par les ingénieurs d'ACRI-St et permet de configurer facilement les différents paramètres de l'algorithme d'inversion SMOS. Afin de vérifier le bon fonctionnement de cette interface et de remonter les éventuels problèmes auprès de l'équipe SMOS d'ACRI-St, j'ai réalisé les différents tests de validation à partir de cette interface.

Les modes de fonctionnement de l'antenne MIRAS

Le passage des mesures de température de brillance aux valeurs de SSS s'effectue de manière itérative en minimisant, pour chaque point de la surface du globe, les différences entre les températures de brillance mesurées en ce point à différents angles d'incidence et les températures de brillance simulées à partir d'un modèle direct ([Zine *et al.*, 2008]). Cet algorithme de calcul, décrit plus loin, a été rédigé et implémenté dans une chaîne de traitement informatique nommée « Level 2 Salinity Prototype Processor » (L2SPP).

Les températures de brillance mesurées par l'antenne MIRAS sont décrites selon un repère de référence défini au niveau de l'antenne noté (S, S_X, S_Y). Les modèles directs décrivent à la fois les processus physiques régissant les émissions au niveau de la surface océanique mais aussi les effets subis par ces émissions lors de leur passage dans l'atmosphère. Les températures de brillance simulées sont décrites dans un repère terrestre situé en haut de l'atmosphère. Pour comparer les T_{bs} simulées avec les T_{bs} réellement mesurées, il est donc nécessaire d'effectuer un changement de repère ([Waldteufel *et Caudal*, 2002]):

$$\begin{bmatrix} A_X \\ A_Y \\ A_3 \\ A_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos^2\alpha & \sin^2\alpha & -\cos\alpha.\sin\alpha & 0 \\ \sin^2\alpha & \cos^2\alpha & \cos\alpha.\sin\alpha & 0 \\ \sin(2\alpha) & -\sin(2\alpha) & \cos(2\alpha) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_h \\ T_v \\ T_3 \\ T_4 \end{bmatrix} \quad \text{Eq. A. 1}$$

avec A_X, A_Y, A₃ et A₄ les températures de brillance dans le plan de l'antenne, T_h, T_v, T₃ et T₄, les T_{bs} dans le plan terrestre et $\alpha = -\phi - \psi - \omega$, l'angle de rotation calculé à partir de ω , l'angle de la rotation Faraday qui dépend du TEC (c'est à dire du contenu total en électron^①, [Waldteufel *et al.*, 2004]), ϕ l'azimut dans le champ de l'antenne et ψ l'angle de rotation défini par [Claassen *et Fung*, 1974].

La structure particulière de l'antenne MIRAS constitué de 3 bras (Figure I. 8) permet de mesurer les T_{bs} selon plusieurs modes de polarisation :

- Le mode HH : les 3 bras mesurent les T_{bs} selon la polarisation horizontale H
- Le mode VV : les 3 bras mesurent les T_{bs} selon la polarisation verticale V
- Le mode HV : un bras mesure des T_{bs} selon la polarisation H et les deux autres selon la polarisation V
- Le mode VH : un bras selon la polarisation V et les deux autres selon la polarisation H.

L'antenne MIRAS peut fonctionner selon deux modes opératoires :

- le mode dit « de polarisation double » pour lequel les mesures des 3 bras sont faites à la même polarisation, en alternant polarisation horizontale et verticale. Cela permet de mesurer alternativement T_h et T_v.
- le mode dit « de polarisation totale » pour lequel des mesures de polarisation croisées (mode HV et VH) sont effectuées permettant le calcul de T₃ et T₄ en plus de celui de T_h et T_v.

L'avantage du mode opératoire de polarisation double est un plus faible bruit sur T_h et T_v du fait d'un temps d'intégration des mesures plus long. L'avantage du mode opératoire de polarisation totale et de fournir via T₃ une information indépendante sur l'angle de la rotation Faraday.

Pour obtenir la valeur des salinités mesurées, trois modes d'inversion sont possibles :

^① Le TEC est le nombre total d'électrons présent entre deux points d'une même trajectoire. Il se calcule en unité d'électrons par m² selon la convention suivante : 10¹⁶ électrons/m² = 1 unité de TEC (TECU).

- Le mode d'inversion en polarisation double (noté dans la suite DP pour Dual Pol retrieval mode) qui ne prend en compte que les mesures de Tbs effectuées selon la polarisation H et V (mode HH et VV). Dans ce cas, le passage du champ terrestre au champ de l'antenne est simplifié et l'équation Eq. IV. 1 devient :

$$\begin{bmatrix} A_x \\ A_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos^2\alpha & \sin^2\alpha \\ \sin^2\alpha & \cos^2\alpha \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_h \\ T_v \end{bmatrix} \quad \text{Eq. A. 2}$$

- Le mode d'inversion en polarisation totale (noté dans la suite FP pour Full Pol retrieval mode) où toutes les mesures effectuées en mode HH, VV, HV et VH sont prises en comptes.

- Le mode d'inversion selon le premier paramètre de Stockes, noté $ST_1 = T_h + T_v = A_x + A_y$, qui a l'avantage d'être indépendant de la rotation Faraday.

Le principe de l'inversion

Les valeurs des salinités SMOS sont obtenues, à partir des mesures de température de brillance, suivant une méthode de convergence itérative. Je me suis consacrée dans mon travail au modèle de rugosité développé au LOCEAN : le modèle double – échelle.

En chaque point du globe, à partir de la valeur supposée de SSS, SST, de la vitesse du vent de surface et du TEC et grâce au modèle de rugosité, les températures de brillances associées à chaque angle d'incidence sont simulées dans le plan de l'antenne. Les paramètres utilisés pour effectuer ce calcul (SSS, SST, ...) sont appelés paramètres auxiliaires et varient selon le modèle de rugosité utilisé.

Les paramètres auxiliaires sont alors ajustés pour minimiser de façon itérative la fonction de coût suivante :

$$\chi^2 = \sum_{n=1}^N \frac{[A_n^{meas} - A_n^{simul}(\theta_n, P_i \dots)]^2}{\sigma_{A_n}^2} + \sum_{i=1}^M \frac{[P_i - P_{i0}]^2}{\sigma_{P_{i0}}^2} \quad \text{Eq. A. 3}$$

avec N le nombre de mesures disponibles, tous angles d'incidence et polarisations H et V confondus,

A_n^{meas} , les Tbs mesurées dans le champ de l'antenne

A_n^{simul} , celles calculées à partir des paramètres auxiliaires P_i , M étant le nombre de P_i considérés et P_{i0} est leur valeur initiale,

θ_n est l'angle d'incidence

σ_{A_n} est la somme du bruit de l'instrument et de l'erreur due au modèle

$\sigma_{P_{i0}}$ est l'erreur à priori du paramètre auxiliaire P_i .

Une fois que cette fonction de coût est minimisée, les valeurs inversées des paramètres auxiliaires sont données par les valeurs de P_i .

Les différents tests de validation du prototype

Cette méthode a été vérifiée et été implémentée dans le prototype d'inversion L2SPP. Afin de vérifier son bon fonctionnement, plusieurs tests de sensibilité ont été déterminés. Ils sont réitérés après chaque mise à jour ou amélioration de l'algorithme. Les tests sont réalisés pour chaque modèle de rugosité et pour chaque mode d'inversion : DP, FP et ST1. Ce dernier mode d'inversion peut être réalisé lorsque le mode opératoire de l'antenne MIRAS est en polarisation double (noté ST1D) ou en polarisation totale (ST1F).

J'ai travaillé sur deux types de tests :

➤ Les tests dits « Etude du bruit » vérifient le comportement du L2SPP dans différentes conditions géophysiques et sa sensibilité aux incertitudes a priori des paramètres auxiliaires et de la SSS.

➤ Les tests dits « Etude du biais » étudient la sensibilité de l'algorithme à d'éventuels biais sur les paramètres auxiliaires.

Pendant ces tests, la zone géographique utilisée est supposée uniforme pour tous les paramètres utilisés. Le cas de référence présente les caractéristiques suivantes (Tableau A. 1) :

Paramètres P_i	P_{i0}	$\sigma_{P_{i0}}$
SSS	35 pss	100 pss
SST	288 Kelvin (15 °C)	1 K
Vitesse du vent	7 m.s ⁻¹	1.5 m.s ⁻¹
TEC (Total Electronic Content)	10 TECu	5 TECu

Tableau A. 1 : Les valeurs et précisions des différents paramètres auxiliaires dans le cas de référence.

A partir de ces caractéristiques, les températures de brillance correspondantes sont calculées grâce au modèle double échelle, elles sont ensuite bruitées avec un bruit instrumental simulé puis utilisées comme données d'entrée du L2SPP.

Pendant l'étude de bruit, une simulation est faite avec le cas de référence puis les précisions des différents paramètres sont modifiées (Tableau A. 2) pour chacune des 5 configurations suivantes :

- 1°) le cas de référence
- 2°) avec une forte SSS (38 pss) et une forte SST (298 K c'est à dire 25 °C)
- 3°) avec une faible SSS (33 pss) et une faible SST (278 K c'est à dire 5 °C)
- 4°) avec un vent fort (15 m.s⁻¹)
- 5°) avec un vent faible (3 m.s⁻¹)

Paramètres P_i	Les différentes valeurs de $\sigma_{P_{i0}}$
SST	0 puis 2 K
Les composantes du vent U et V	0 puis 3 m.s ⁻¹
SSS	5 puis 2 pss

Tableau A. 2 : Les différents tests effectués, dans le cadre de l'étude de bruit avec le modèle double échelle pour chacun des 4 modes d'inversion et chacune des 5 configurations. L'erreur associée au TEC reste toujours égale à 5 TECu

Pendant l'étude de biais, les simulations sont effectuées uniquement sur le cas de référence en modifiant les biais sur les paramètres auxiliaires (Tableau A. 3). Les erreurs $\sigma_{P_{i0}}$ restent les mêmes que dans le cas de référence, excepté pour le premier test où σ_{SSS0} est modifié.

Paramètres P_i	Biais	σ_{SSS0}
SSS	1 pss	2 puis 5 puis 10 pss
SST	0.5 puis 1 puis 2 K	100 pss
Les composantes du vent U et V	1 puis 2 m.s ⁻¹	100 pss
TEC	5 puis 10 TECu	100 pss

Tableau A. 3 : Les différents tests effectués, dans le cadre de l'étude de biais avec le modèle double échelle pour chacun des 4 modes d'inversion.

Les résultats de ces différents tests ont été présentés lors de réunions de travail avec les responsables de l'Agence Spatiale Européenne.

Résultats des tests

Les résultats de ces différents tests sont présentés sous forme de graphes mettant en évidence la valeur de l'erreur sur la SSS inversée en fonction de sa distance par rapport à la trace du satellite. Toutes les salinités inversées sur la région océanique étudiée sont divisées en 8 zones, selon leur distance à la trace (Tableau A. 4). La convention suivante est appliquée : la trace du satellite correspond à la position zéro, pour une orbite ascendante (descendante), les points à gauche (droite) de la trace sont situés à une distance comprise entre - 600 et 0 km et réciproquement, les points à droite (gauche) de la trace sont situés à une distance comprise entre 0 et 600 km. Les erreurs sur les salinités sont ensuite moyennées sur chaque zone.

Zone	Intervalle de distance	Position sur les Figure A. 3 et Figure A. 4
1	[- 600 ; -450]	x = -525
2] - 450 ; - 300]	x = -375
3] - 300 ; - 150]	x = - 225
4] - 150 ; 0]	x = - 75
5] 0 ; 150]	x = 75
6] 150 ; 300]	x = 225
7] 300 ; 450]	x = 375
8] 450 ; 600]	x = 525

Tableau A. 4 : Intervalle de distance sur lesquels les erreurs sur les salinités inversées sont moyennées.

Les simulations sont effectuées sur une zone de l'océan Pacifique contenant un nombre de points suffisamment grand pour réduire le bruit et améliorer la fiabilité des erreurs statistiques (Figure A. 1). Cette zone doit également être éloignée des côtes et ne contenir aucune île, la proximité de la terre créant des biais sur les mesures SMOS ([Zine *et al.*, 2007]).

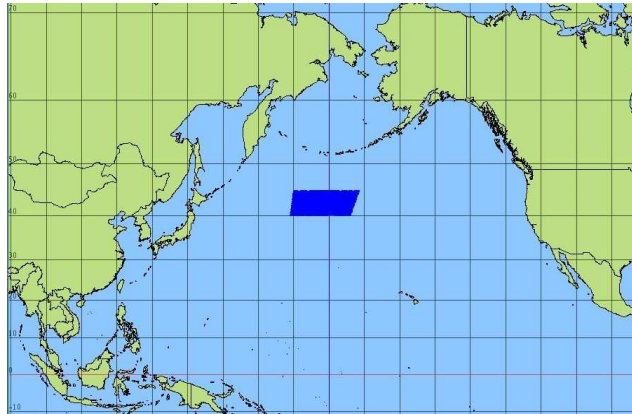


Figure A. 1 : Zone utilisée pour l'étude de bruit et l'étude de biais. Elle contient plus de 4000 points.

La vitesse du vent a une grande influence sur l'inversion des salinités (Figure A. 2). Si on compare la salinité « vraie » (c'est à dire la salinité imposée sur la zone étudiée, 35 pss dans le cas de référence) avec la salinité inversée par l'algorithme, l'écart calculé dépend de la vitesse du vent et de la distance à la trace du satellite.

Les résultats de l'étude de bruit montrent l'influence de l'erreur sur la vitesse du vent dans le cas de référence (SSS = 35 pss, SST = 15°C, Figure A. 3a et b) et en cas de fortes SSS/SST (38 pss, 25°C, Figure A. 3c et d) et faibles SSS/SST (33 pss, 5°C, Figure A. 3 e et f). Les figures de gauche sont réalisées avec le mode d'inversion DP et les figures de droite avec le mode d'inversion FP. Les résultats présentés sont ceux obtenus en milieu d'année 2008.

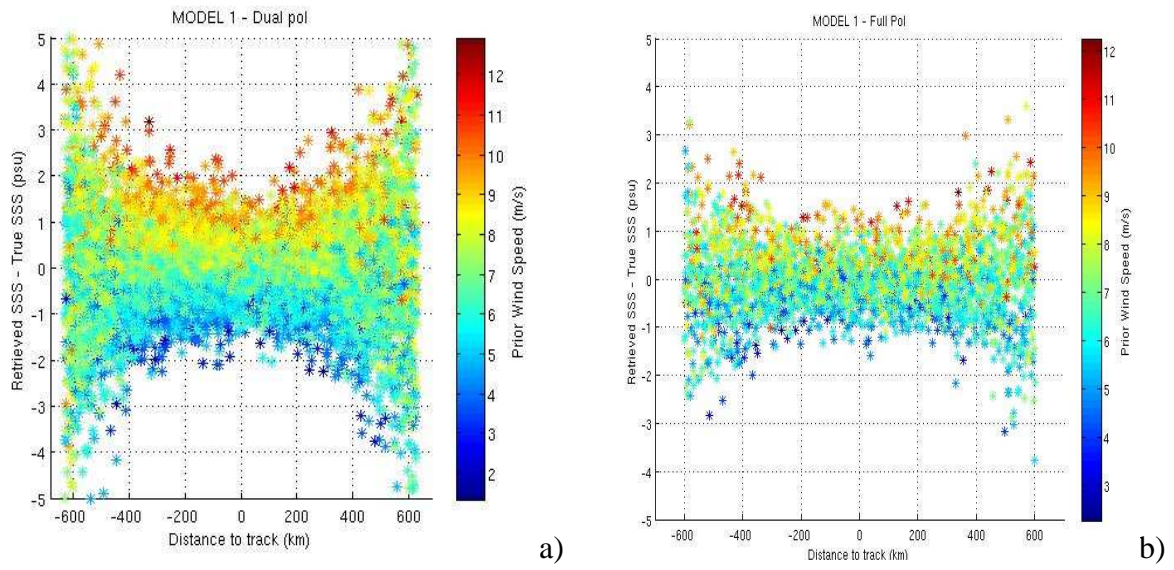
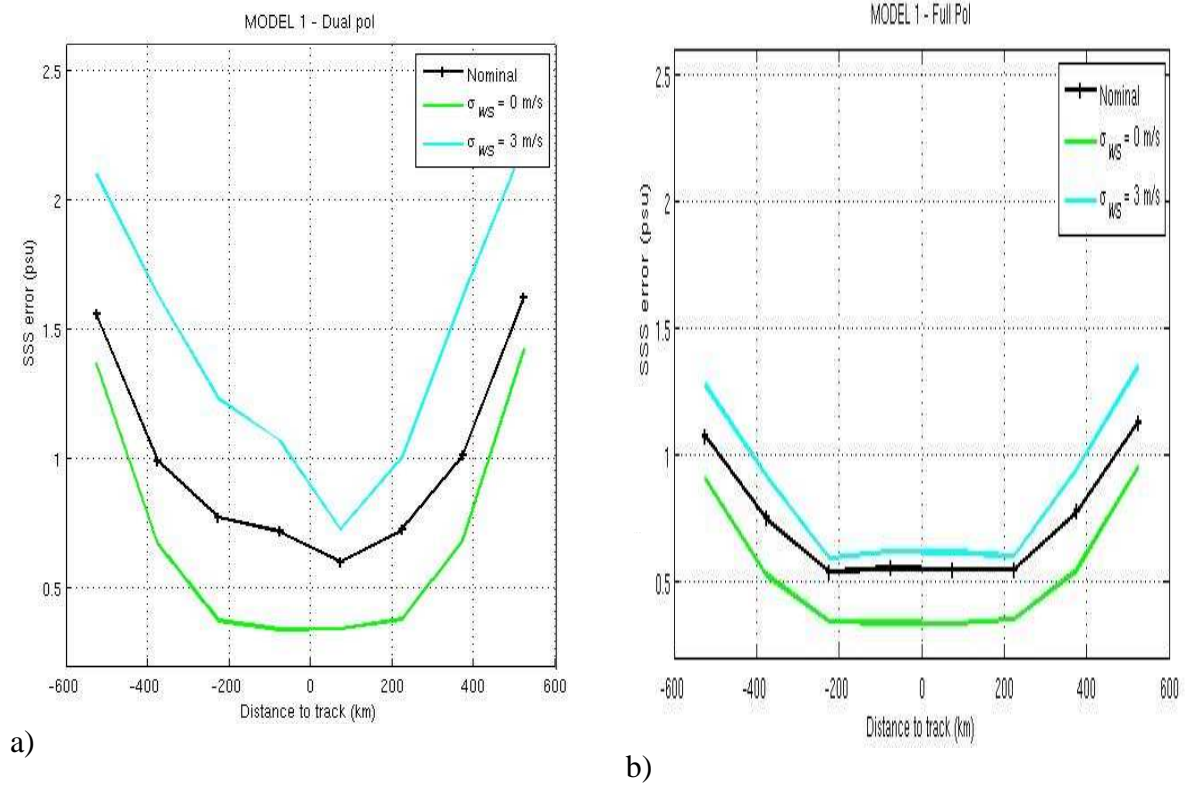
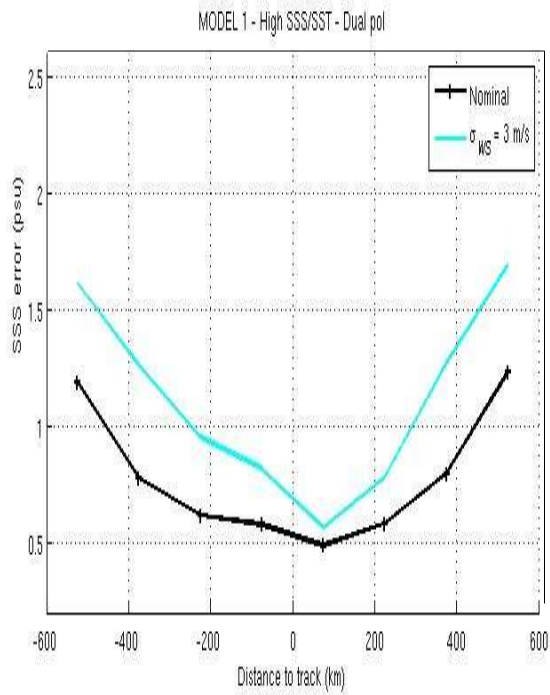
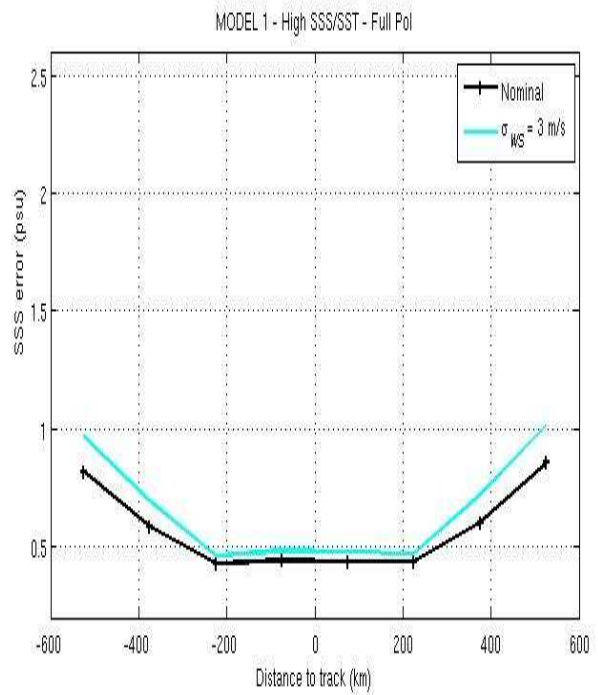


Figure A. 2 : Ecart entre la salinité inversée par l’algorithme et la salinité « vraie » en fonction de la distance à la trace, lorsque la simulation est faite en mode d’inversion DP (a) ou en mode d’inversion FP (b). Le code de couleur indique la vitesse du vent en $m.s^{-1}$.

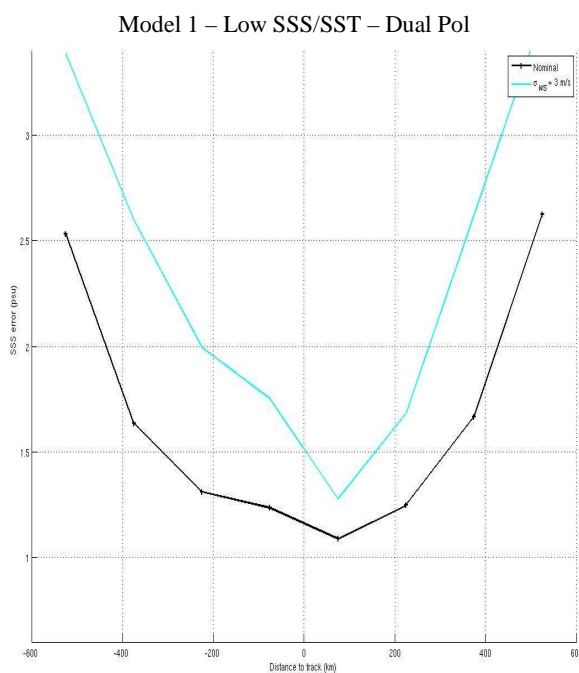




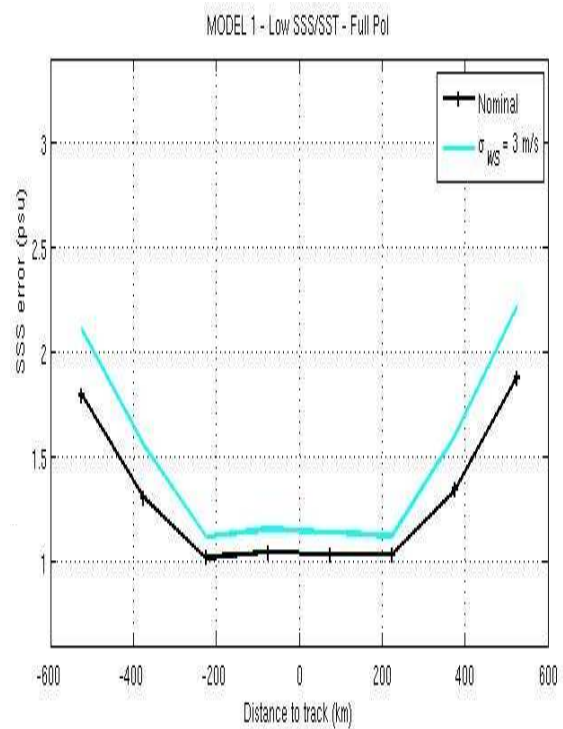
c)



d)



e)



f)

Figure A. 3 : Erreurs théoriques sur la SSS observées avec une précision sur la vitesse du vent égale à 1.5 m.s^{-1} (noir), égale à 0 (vert) ou égale à 3 m.s^{-1} (bleu). Les conditions sur la SSS et la SST sont normales (a et b), fortes (c et d) puis faibles (e et f). Les figures de gauche concernent l'inversion DP, les figures de droite l'inversion FP.

L'erreur augmente avec la distance à la trace et avec l'incertitude sur la vitesse du vent. L'utilisation de la polarisation totale permet quant à elle de réduire l'erreur sur les salinités. De la même manière, les résultats de l'étude de biais montrent un biais sur la SSS inversée qui

augmente lorsque le biais sur la vitesse du vent augmente et une inversion en polarisation totale donnant de meilleurs résultats qu'en polarisation double (Figure A. 4).

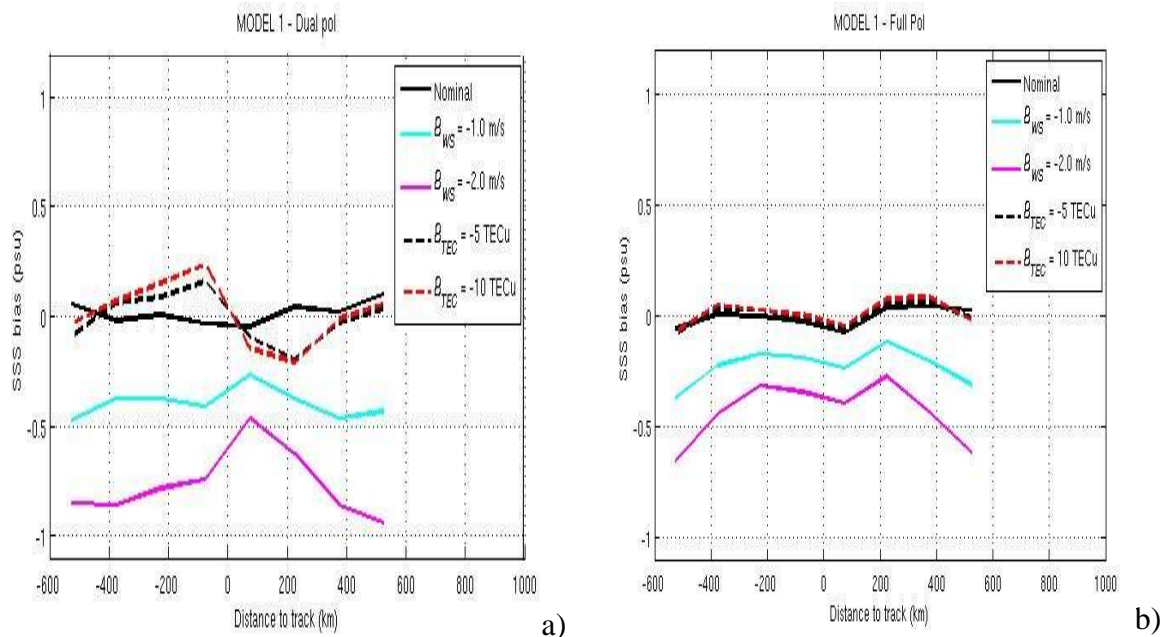


Figure A. 4 : Biases de la SSS inversée dans le cas de référence (noir plein), lorsque le biais sur le TEC est égal à 5 TECu (noir pointillé) ou 10 TECu (rouge pointillé) ou lorsque le biais sur la vitesse du vent est égal à 1 m.s⁻¹ (bleu) ou 2 m.s⁻¹ (violet). L'inversion est effectuée en polarisation double (a) et totale (b).

Le problème de la polarisation ST1F

Les différents tests effectués en mode d'inversion DP ou FP donnent des résultats satisfaisants et conformes aux résultats attendus. Mais lorsque ces mêmes tests ont été effectués avec le mode d'inversion ST1F, ils ont révélé un problème dans le calcul du premier paramètre de Stokes. En effet, selon les modifications apportées à l'algorithme, les simulations effectuées avec le mode ST1F montraient soit des erreurs importantes (pour une salinité « vraie » égale à 35 pss, certaines salinités inversées étaient négatives, Figure A. 5), soit ne semblaient effectuer aucune inversion. Ces résultats ont été exposés lors des réunions de travail organisées par l'ESA et le problème, pris en charge par les ingénieurs d'ACRI-St, est aujourd'hui résolu. Les derniers tests de validation de l'algorithme réalisés par ARGANS montrent une inversion de la salinité cohérente avec les résultats théoriques pour chaque configuration (cas de référence, SSS et SST élevées, ...) et pour chaque mode d'inversion (Figure A. 6).

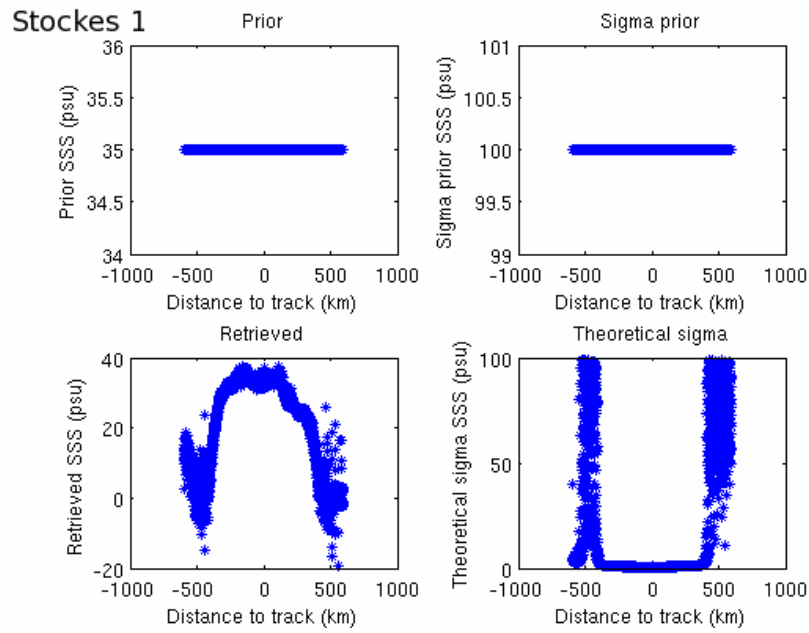
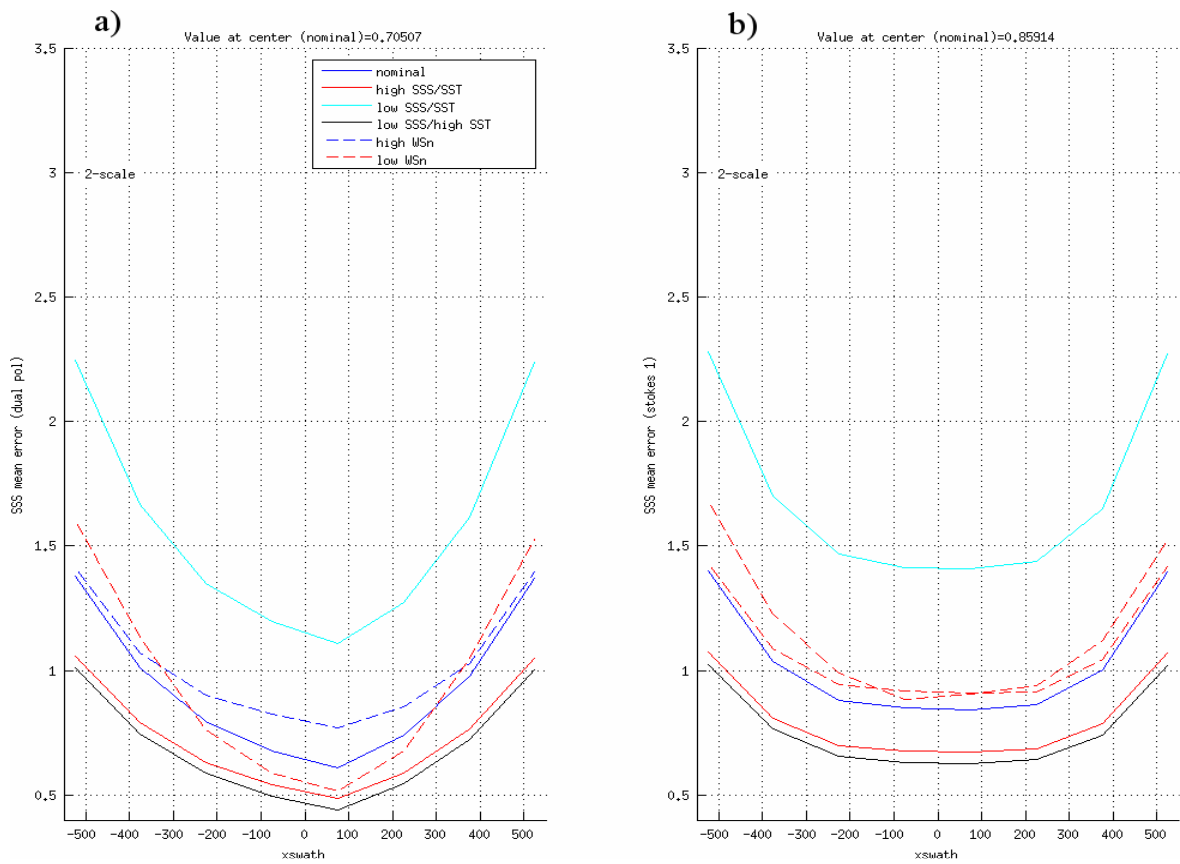


Figure A. 5 : Résultats de l'inversion effectuée en mode ST1F sur les salinités avant la correction d'un bug. Les figures du haut indiquent respectivement les valeurs « vraies » de la salinité et de son erreur. Les figures du bas montrent les salinités et leurs erreurs obtenues après l'inversion.



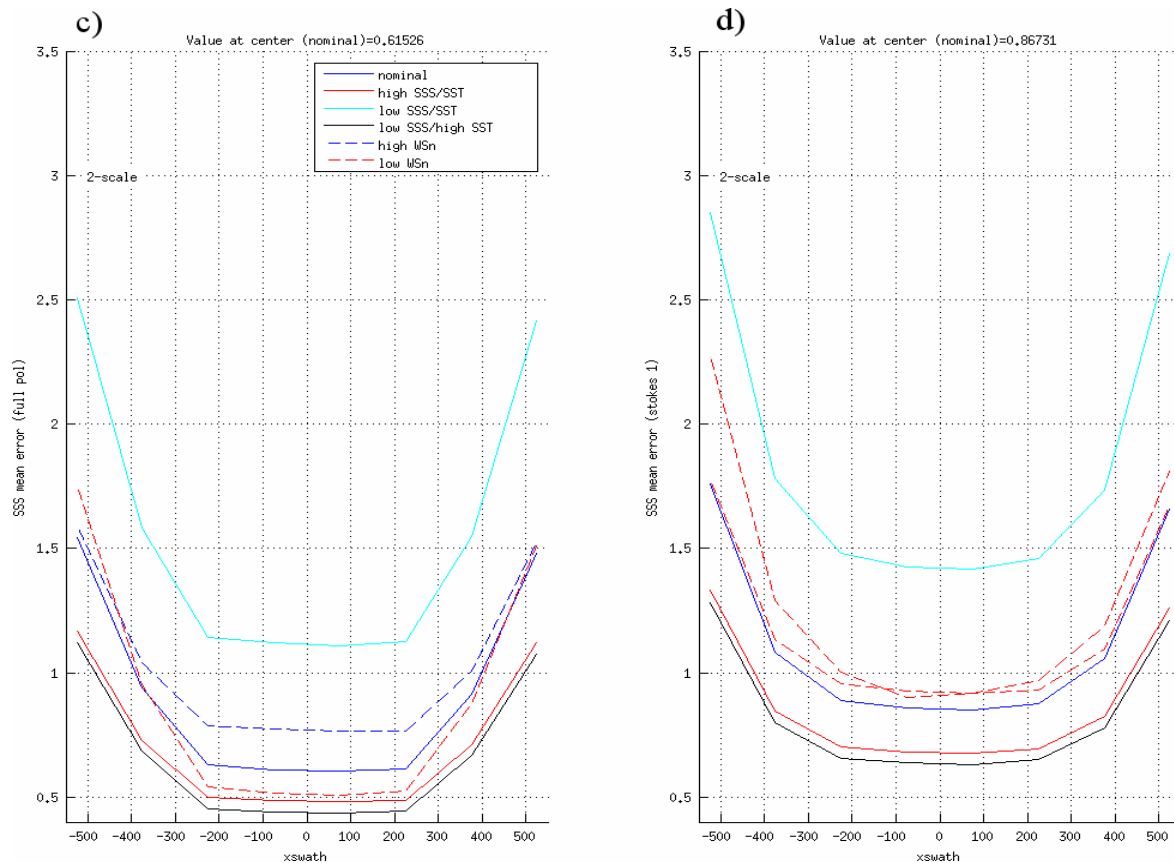


Figure A. 6 : Derniers résultats en date des tests de l'étude de bruit sur les inversions effectuées avec le modèle Double – échelle, en mode (a) polarisation double, (b) ST1D, (c) polarisation totale et (d) ST1F [SMOS L2 OS team, Avril 2009].

II)Disponibilités des mesures TAO /TRITON – PIRATA – RAMA pour la surveillance de la qualité des SSS inversées

Afin de surveiller des dérives éventuelles de la SSS inversée, l'ESA a sollicité mon expertise sur l'utilisation de mesures de SSS sur la bande équatoriale. Il s'agit de sélectionner les régions océaniques pour lesquelles les critères suivants sont vérifiés :

- une bonne connaissance de la variabilité spatiale ou temporelle de la SSS,
- un échantillonnage in situ important.

J'ai réalisé une étude sur la disponibilité des mesures issues de mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA, ainsi qu'un inventaire des indices de qualité. Cette étude, réalisée en avril 2008, a fait l'objet d'une présentation au cours d'une réunion de travail SMOS avec les responsables de l'ESA. Après avoir extrait toutes les mesures de SSS (c'est à dire la salinité mesurée à 1 m) disponibles à haute résolution sur les mouillages entre le 1^{er} janvier 2000 et le 1^{er} janvier 2008, j'ai considéré deux cas :

- Les mesures associées à un indice de qualité égal à 1 ou 3
- Les mesures associées à un indice de qualité égale à 1, 2 et 3

Les mois correspondant à un événement El Niño ou La Niña ont été écartés de cette étude (entre Mai 2002 et Avril 2003 et entre Août 2006 et Février 2007, Figure III. 8), car ils correspondent à une variabilité particulière de la SSS.

J'ai ainsi fait l'inventaire des mouillages fournissant de 1 à plus de 4 années de mesures (continues ou non). Sur 105 sites TAO/TRITON – PIRATA – RAMA, seuls 15 mouillages fournissent plus de 4 années de mesures avec des indices de qualité égaux à 1 et 3 ; 13 d'entre eux sont situés dans le Pacifique (Figure A. 7). Tous les mesures issues des mouillages RAMA sont, au moment de l'étude, associées à un indice de qualité égal à 2.

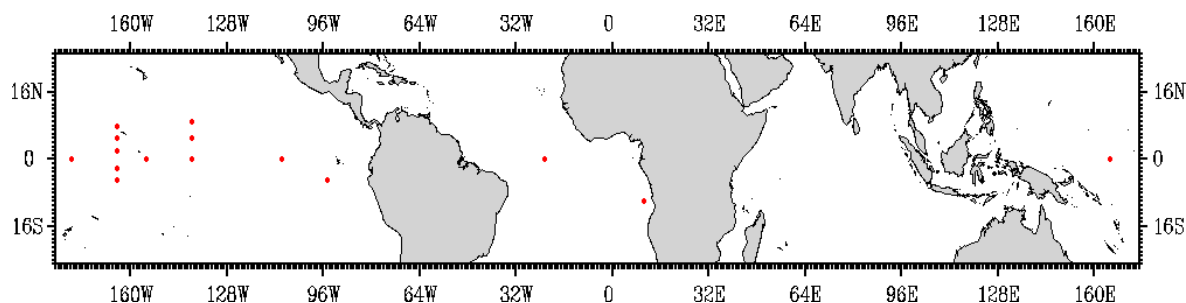


Figure A. 7 : Positions des mouillages TAO/TRITON – PIRATA fournissant plus de 4 années de mesures de SSS à haute résolution entre 2000 et 2008. Seules les mesures associées à un indice de qualité égal à 1 ou 3 sont pris en compte.

En prenant en compte également les mesures de SSS associées à un indice de qualité égal à 2, nous arrivons à 50 mouillages : 7 RAMA, 9 PIRATA et 34 TAO/TRITON.

Au vu de ces résultats, mes conclusions pour la sélection de données utilisables pour surveiller d'éventuelles dérives sont les suivantes :

- Dans un premier temps, pour vérifier que les SSS SMOS sont cohérentes, une comparaison avec la climatologie mensuelle fournie par le World Ocean Atlas (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html) est suffisante.
- Dans un deuxième temps, pour des études plus poussées, il est préférable d'utiliser des mouillages fournissant plus de 4 années de mesures de SSS en haute résolution, ces mesures étant associées à un indice de qualité égale à 1 ou 3 (15 sites inventoriés, Figure A. 7). Pour les autres mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA, nous conseillons de créer une climatologie à 5 jours encadrée par les valeurs extrêmes mesurées pendant ces 5 jours.

Cette étude a été réalisée en Avril 2008. Si le nombre de sites à privilégier a augmenté avec la mise à jour des indices de qualité, les conclusions de cette étude restent les mêmes.

ANNEXE B :

Les différents contrôles qualité des programmes ARGO, TAO et ORE – SSS.

I°) Le projet ARGO

a) Le contrôle qualité en temps réel :

Les tests suivants sont effectués sur le profil vertical de salinité et de température:

- 1°) **Platform identification** : le numéro d'identification du flotteur est vérifié.
- 2°) **Impossible date test** : vérification de la date et de l'heure. Par exemple, le mois doit être compris entre 1 et 12 et l'heure entre 0 et 23.
- 3°) **Impossible location test** : De même la position du flotteur est vérifiée. La latitude doit être comprise entre -90° et 90° et la longitude entre -180° et 180° .
- 4°) **Position on land test** : Le flotteur est-il bien situé dans une zone océanique et non continentale ?
- 5°) **Impossible speed test** : La vitesse de dérive du flotteur est calculée en prenant en compte les différentes positions en surface et le temps entre deux remontées. Elle ne doit pas être supérieure à 3 m.s^{-1} .
- 6°) **Global range test** : une vérification « grossière » de la valeur de la température et de la salinité est effectuée. La température doit être comprise entre $-2,5$ et 40°C et la salinité entre 2 et 41 pss.
- 7°) **Regional range test** : une vérification supplémentaire est effectuée pour les données se situant dans la Mer Méditerranée et la Mer Noire. Les intervalles de validation de la température et de la salinité sont restreints à $[21,7 ; 40]^\circ\text{C}$ et $[2 ; 41]$ pss pour la mer rouge. Ils sont égaux à $[10 ; 40]^\circ\text{C}$ et $[2 ; 40]$ pss pour la Mer Méditerranée.
- 8°) **Pressure increasing test** : Chaque profil Argo est transmis de la pression la plus faible à la pression la plus forte. La pression doit augmenter au fur et à mesure du profil.
- 9°) **Spike test** : cette vérification porte sur la différence entre une mesure de température et de salinité et les deux mesures adjacentes. Pour cela, le quotient suivant est calculé :

$$\tau_{\text{spike}} = \frac{|V_n - (V_{n+1} + V_{n-1})/2|}{|(V_{n+1} - V_{n-1})/2|} \text{ avec } V_n \text{ la mesure testée et } V_{n+1}, V_{n-1} \text{ les mesures adjacentes.}$$

Les données de température sont jugées suspectes si τ_{spike} est supérieur à $6,0^\circ\text{C}$, pour des pressions inférieures à 500 dB, ou si τ_{spike} est supérieur à 2°C pour des pressions supérieures ou égales à 500 dB. En ce qui concerne la salinité, la donnée est jugée fautive si τ_{spike} est supérieur à 0,9 pss en dessous de 500 dB et si τ_{spike} est supérieur à 0,3 pss si la pression est égale ou supérieure à 500 dB.

10°) **Top and bottom spike test**: Ce test n'est plus utilisé.

11°) **Gradient test** : Il est considéré comme un échec quand la différence entre deux données verticalement adjacentes est trop forte. Pour cela, le calcul suivant est effectué:

$\tau_{\text{gradient}} = |V_n - (V_{n+1} + V_{n-1})/2|$. Pour les données de température, le test est considéré comme un échec si τ_{gradient} est supérieur à $9,0^\circ\text{C}$, pour des pressions inférieures à 500 dB, ou si τ_{spike} est supérieur à 3°C pour des pressions supérieures ou égales à 500 dB. En ce qui concerne la salinité, la donnée est jugée fautive si τ_{spike} est supérieur à 1,5 pss en dessous de 500 dB et si τ_{spike} est supérieur à 0,5 pss si la pression est égale ou supérieure à 500 dB.

12°) Digit rollover test : Ce test vérifie que les valeurs de température et de salinité ne dépassent la capacité de mémoire du flotteur.

13°) Stuck value test : cette étape vérifie que toutes les mesures de température et de salinité d'un même profil ne soient pas identiques

14°) Density inversion : la densité à chaque profondeur est calculée à partir des mesures de température et de salinité. Puis le profil de densité du fond à la surface et de la surface au fond est vérifié. La densité doit augmenter avec la profondeur et inversement, diminuer en remontant vers la surface. Si ces variations ne sont pas respectées, le profil est considéré comme erroné.

15°) Grey list : ce flotteur ne doit pas appartenir à la « grey list ». Cette liste, disponible auprès des GDACs, recense les flotteurs qui ne fonctionnent plus correctement.

16°) Gross salinity or temperature drift : Ce test vérifie que le flotteur ne montre pas de dérive au niveau du capteur de profondeur. Pour cela les données de température et de salinité les plus profondes sont utilisées. Sur les 100 derniers dBar du profil, la moyenne des données de salinité et de température est calculée et comparées aux valeurs obtenues sur le dernier profil jugé correct. Si la différence en salinité dépasse 0,5 pss ou la différence en température est supérieure à 1°C, le profil entier est considéré comme suspicieux.

17°) Visual quality control : un contrôle visuel de l'intégralité du profil est effectué par un opérateur. Pour éviter des retards, ce test n'est pas obligatoire pour la distribution en temps réel.

18°) Frozen profile test : Pour plusieurs cycles consécutifs, un profileur endommagé peut transmettre le même profil ou un profil de température et de salinité relativement semblable. Les différences entre deux profils consécutifs sont généralement de l'ordre de 0,001 pss pour la salinité et 0,01 pour la température.

19°) Deepest pressure test : Le profil ne doit pas contenir de profondeur supérieure à la profondeur maximale (définie par le responsable du déploiement) + 10%. Ce test est le premier à être appliqué. Les tests sont ensuite effectués dans l'ordre.

En temps réel, les contrôles 1 à 7 sont également effectués sur la trajectoire du flotteur.

b) Le contrôle qualité en temps différé :

Il s'agit de vérifier la valeur des coefficients de qualité en utilisant une analyse objective puis de corriger les profils erronés par la méthode OW, développée par Annie Wong et Breck Owens. Il s'agit d'un "mélange" des études de [Bohme et Send, 2005] et de [Wong et al., 2003]. Le travail de [Sallée et al., 2008] sur la position du front polaire est également pris en compte par le GDAC Coriolis. Les comparaisons sont effectuées en prenant en compte les profils historiques de CTD (contenues dans le World Ocean Database 2005) et les données récentes.

II°) Le programme TAO

Plusieurs vérifications sont effectuées sur les différents paramètres mesurés par les mouillages. Sont distinguées :

- 1°) les intervalles de validation que les données doivent respecter. Dans le cas contraire, elles sont considérées comme manquantes
- 2°) les tests engendrant un message d'erreur
- 3°) et les vérifications supplémentaires.

Toutes ces étapes sont résumées dans le tableau ci-dessous :

Données	Intervalle de vérification (les valeurs indiquées sont celles que doit satisfaire la mesure)	Conditions engendrant un message d'erreur	Vérifications supplémentaires
Direction du vent		<ul style="list-style-type: none"> - Si la mesure reste constante ou égale à zéro. - Si la direction varie de plus de 90° par rapport à la veille. 	Inspection visuelle de la moyenne glissante sur 5 jours du vecteur de vent en fonction de la climatologie.
Vitesse du vent		<ul style="list-style-type: none"> - Si la vitesse varie de plus de 5 m.s⁻¹ par rapport à la veille. 	
Humidité relative	< 99,9%	<ul style="list-style-type: none"> - Si la moyenne journalière est en dehors de l'intervalle 65 – 99 %. - Si les données horaires restent en dehors de l'intervalle 50 – 100 % depuis les deux dernières semaines. - Si la différence par rapport à la veille est supérieure à 20%. 	
Température de l'air	> -9°C et < 33°C	<ul style="list-style-type: none"> - Si la différence entre la moyenne journalière et celle de la veille est supérieure à 5°C. - si la différence entre la moyenne journalière de la température de l'air et de la SST est supérieure à 1,4°C. - Si la moyenne journalière est en dehors de l'intervalle 6 – 32 °C. - Si la moyenne horaire reste en dehors de l'intervalle 15°C – 33°C depuis les deux dernières semaines. 	
SST	> -9°C et < 33°C	<ul style="list-style-type: none"> - Si la différence avec la mesure de la veille est supérieure à 5°C. - Si la différence entre la mesure en surface et la mesure prise à 20 ou 25 m est supérieure 	Inspection visuelle de la moyenne glissante sur 5 jours de la SST en fonction du vecteur de vent.

		à 0,2 °C. - Si la moyenne horaire est en dehors de l'intervalle 20 – 30°C depuis les deux dernières semaines.	
Température	> -9°C et < 99,99°C	- Si la température varie de plus de 5°C par rapport à la veille. - Si la différence verticale entre deux capteurs adjacent est trop importante. - Si la température est non conforme aux valeurs climatologiques, c'est-à-dire écartée de la moyenne climatologique sur 90 jours de +/- 3 écarts type.	Inspection visuelle du profil.
Précipitation		- Le capteur transmet des mesures identiques à chaque pas de temps. - Si la moyenne journalière est en dehors de l'intervalle -0,1 – 10 mm.hr ⁻¹ . - Si la moyenne journalière est < 0,1 mm.hr ⁻¹ alors qu'il a plu pendant plus de 6 heures.	
Radiation ondes courtes	< 1400 W.m ⁻² . Si, sur l'ensemble de la journée, la moyenne, l'écart type ou le maximum sont égaux à zéro, toutes les données de ce jour sont considérées comme manquantes.	- Le capteur transmet des mesures nulles ou identiques à chaque pas de temps. - Si la moyenne journalière est en dehors de l'intervalle 50 – 325 W.m ⁻² . - Si le maximum dépasse 1350 W.m ⁻² .	Inspection visuelle et comparaison entre les séries temporelles fournies par les mouillages voisins.
Radiation ondes longues		- Si la moyenne journalière est en dehors de l'intervalle 350 – 500 W.m ⁻² . - Si la différence entre la moyenne journalière et celle de la veille est supérieure à 50 W.m ⁻² .	
Pression		- Si la mesure varie de plus de 5 mb par	Inspection visuelle et comparaison avec les

barométrique		<p>rapport à la veille.</p> <ul style="list-style-type: none"> - Si la moyenne journalière est en dehors de l'intervalle 990 – 1018 mb. - Si la moyenne horaire reste en dehors de l'intervalle 990 – 1018 mb depuis les deux dernières semaines. 	séries temporelles fournies par les mouillages voisins.
Salinité	Elle est calculée uniquement si la mesure de conductivité est comprise entre 30 et 70 mS.cm ⁻¹ et que la température associée est > 0.	<ul style="list-style-type: none"> - Si, à la même profondeur, la salinité varie d'une mesure à l'autre de plus de 0,5 pss. - Si les inversions de densité calculées à partir des moyennes journalières de température et de salinité sont supérieures à 0,05 kg.m⁻³. - Si la salinité est non conforme aux valeurs climatologiques, c'est à dire espacées de la moyenne climatologique sur 90 jours de +/- 3 écarts type. 	
Direction du courant	Si la moyenne journalière est calculée sur moins de 50% des données journalières ponctuelles, cette mesure est considérée comme manquante.	- Si la différence avec la mesure effectuée la veille est nulle ou supérieure à 90°.	
Vitesse du courant	Si la moyenne journalière est calculée sur moins de 50% des données journalières ponctuelles, cette mesure est considérée comme manquante.	- Si la différence avec la mesure effectuée la veille est nulle ou supérieure à 50 cm.s ⁻¹ .	
Position	Les données éloignées de plus de 1° en latitude et 5° en longitude de leur point d'attache sont exclues de la base de données.	- Si le mouillage s'est déplacé de sa position de déploiement de plus de 6 nm.	

III°) L'ORE – SSS

Les critères de validation de ces données sont ceux établis par le GOSUD. Les données temps réel subissent 11 contrôles automatiques. Les tests 1 à 7 sont identiques aux tests effectués sur les flotteurs ARGO (« platform identification », « impossible date », « impossible location », « Position on land test », « impossible speed », « global ranges », « regional ranges »). Les tests 8 et 9 sont équivalents aux tests 9 et 11 du contrôle de qualité ARGO (« Spike » et « gradient tests »). Les deux derniers tests sont spécifiques au programme GOSUD :

- **Test 10, climatology test** : les mesures sont comparées avec les climatologies existantes. La salinité est comparée aux moyennes annuelles climatiques déterminées sur une grille de 1° x 1° et à 10 m de profondeur par le World Ocean Atlas 2005. Elle doit appartenir à l'intervalle [moyenne climatique +/- 3 écarts type]. La température est comparée aux valeurs moyennes de Reynolds déterminées pour la semaine précédente +/- trois fois l'écart type. Si les données du TSG sont comprises dans ces intervalles, leurs coefficients de qualité associés seront égaux à 1. Dans le cas contraire, ils seront égaux à 2.

- **Test 11, Instrument comparison** : Dans le cas où deux capteurs mesurent le même paramètre, la différence entre ces deux mesures ne doit pas dépasser un certain seuil. Sur les navires de recherche par exemple, la différence entre la température mesurée par le TSG et celle mesurée par le capteur de température installé sur la coque du navire ne doit pas dépasser 1°C. Dans le cas contraire, les mesures des deux instruments sont considérées comme fausses.

ANNEXE C :

Valorisation des compétences des docteurs

«Un nouveau chapitre de la thèse ®»

Au cours de mes trois années de thèse, j'ai eu l'occasion de suivre plusieurs formations dont « le nouveau chapitre de thèse » organisé par l'Association Bernard Grégory. Réservée aux doctorants de 3^{ème} année, elle a pour objectif de les aider à analyser leur thèse comme une première expérience professionnelle et à mettre en avant ce travail lors d'un éventuel entretien d'embauche. Elle s'adresse donc plus particulièrement aux doctorants ne souhaitant pas poursuivre leur carrière dans la recherche académique.

Cette formation est divisée en deux parties :

1°) 4 ou 5 doctorants sont regroupés autour d'un « mentor », consultant en ressources humaines ou spécialiste du recrutement. Il s'agit, au cours de ces réunions de savoir présenter le déroulement de sa thèse comme une gestion de projet, de dégager les compétences acquises et de réfléchir aux différentes pistes professionnelles possibles.

2°) Le doctorant rédige un rapport de synthèse.

Ce rapport, disponible dans les pages suivantes, reprend les réflexions développées pendant ces réunions. La partie A place le sujet de ma thèse et ses enjeux dans un contexte plus général. L'environnement de travail (partie B) et les différentes activités effectuées pendant ma thèse (partie C) sont ensuite décrits. La partie D est consacrée à la gestion de mon projet de thèse. Il s'agit de lister les différentes étapes du projet en mettant en avant les responsabilités que j'ai prises au fur et à mesure. Les deux dernières parties concernent les compétences acquises (partie E) et mon projet professionnel (partie F).



*Valorisation des compétences des docteurs
«Un nouveau chapitre de la thèse ®»*

Claire HENOCQ

Ecole doctorale :

Ecole doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France

Université ou organisme de rattachement :

Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)

Nom du "mentor" : Philippe BERTRAND

**Le Projet SMOS : Validation de la chaîne
de traitement et préparation de la phase
d'étalonnage des données**



Nom du directeur de thèse : Mme Jacqueline BOUTIN et Mr François PETITCOLIN

Date probable de soutenance de la thèse : Décembre 2009

A) Introduction :

Le changement climatique est un des grands défis du 21^{ème} siècle. En Février 2007, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) a estimé que « l'essentiel de l'accroissement observé sur la température moyenne globale depuis le milieu du 20^{ème} siècle est dû, à plus de 90%, à l'augmentation observée de gaz à effet de serre anthropiques ». Cette affirmation est le résultat à la fois de simulations numériques mais aussi et surtout d'observations atmosphériques et océanographiques comme la concentration en CO₂, la température de surface de l'océan ou l'élévation du niveau de la mer.

Suivre l'évolution de la salinité de surface des océans (notée SSS) est une des pistes retenues par les organisations scientifiques pour surveiller les impacts du réchauffement climatique. En effet, plusieurs études scientifiques ont montré le lien entre l'évolution de la SSS et les phénomènes d'évaporation et de précipitation, une des composantes du cycle hydrologique global. Ce cycle est directement impacté par le changement climatique et, en cas de modification, peut engendrer inondations ou sécheresses.

La salinité est également, avec la température de l'océan, une des clés majeures pour comprendre la circulation océanique. Les contrastes de température et de salinité entre les différentes masses d'eaux vont engendrer une circulation océanique globale appelée la circulation thermohaline. Celle-ci permet d'équilibrer les flux de chaleur entre les différentes latitudes : une perte de chaleur de l'océan vers l'atmosphère au niveau des hautes latitudes, compensée par un gain de chaleur au niveau des tropiques.

Aujourd'hui, malgré l'augmentation du nombre de flotteurs dérivants autonomes mesurant la température et la salinité, leur couverture spatiale et temporelle n'est ni suffisante ni homogène selon les régions. Pour combler ce manque d'information et obtenir tous les 3 jours une carte complète de la SSS, l'acquisition de données par satellite est la voie privilégiée des institutions mondiales. Ainsi le dernier projet de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), le satellite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), est programmé pour mesurer l'humidité des sols et la SSS. Il doit être lancé en Novembre 2009 et sera le premier à utiliser la radiométrie en bande L (1.4 GHz).

C'est un projet ambitieux et ses enjeux sont nombreux et importants :

- du point de vue scientifique, il permettra pour la première fois d'avoir une couverture globale et répétitive de la SSS. Ceci permettra de mieux comprendre l'évolution de la salinité et son interaction avec les autres paramètres géophysiques mais aussi d'améliorer les modèles de circulation océanique existants.

- du point de vue technologique, l'utilisation pour la première fois d'un radiomètre interférométrique en bande L ainsi que les études de faisabilité et les premières données transmises permettront d'améliorer notre savoir faire en matière de télédétection

- enfin, comme expliqué précédemment, ce projet possède également un enjeu environnemental avec la surveillance de l'évolution de la SSS et de l'humidité et donc l'évolution des précipitations.

La précision requise sur la SSS pour les études océanographiques, associée à la faible sensibilité des émissions terrestres à la SSS, nous oblige à un contrôle rigoureux et précis des mesures effectuées. Le passage de la mesure radiométrique à la mesure géophysique et la

validation des données sont étudiés et développés en parallèle par deux grands groupes distincts :

- le groupe SM consacré à l'humidité des sols
- et le groupe OS consacré à la mesure de la SSS. Dans le cadre de mon projet de thèse, j'appartiens à ce groupe, constitué d'une entreprise française ACRI-St et de plusieurs laboratoires scientifiques, français et espagnols.

Ma thèse s'inscrit dans deux phases importantes dans le déroulement du projet :

- La validation de la chaîne de traitement informatique effectuant l'inversion des mesures SMOS, c'est-à-dire le passage entre la mesure du rayonnement terrestre et la donnée de salinité. Cette chaîne de traitement a été définie par les laboratoires experts (ou ESL pour Experts Support Laboratories) et l'industriel ACRI-St a ensuite été chargé de définir l'architecture logicielle et de coder informatiquement l'algorithme d'inversion.

Depuis Août 2006, le bon fonctionnement de cet algorithme est testé afin de vérifier que les résultats obtenus avec l'outil industriel sont conformes aux différentes simulations réalisées en interne dans les ESL. Pour faciliter l'utilisation de cet algorithme et la définition des différents paramètres, ACRI-St a également conçu une interface graphique.

- La phase d'Etalonnage/Validation qui consiste à étudier les premières salinités mesurées par SMOS après son lancement et vérifier leur validité. Pour cela, des comparaisons entre les mesures de salinité SMOS et des mesures in situ sont envisagées.

Le statut particulier de ma thèse CIFRE (Convention Industrielle de Formation par la Recherche) m'a permis de travailler sur ces deux phases, à la fois avec ACRI-St mais aussi avec le Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques (LOCEAN), un des laboratoires experts associés au projet SMOS. Les deux autres ESL sont l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) à Brest et l'Instituto de Ciencias del Mar (ICM) à Barcelone. Mon travail de thèse se classe dans la catégorie de la recherche appliquée et du traitement et analyse de données et se divise donc en deux axes :

- 1°) un axe industriel centré sur la validation de la chaîne de traitement
- 2°) un axe scientifique majeur centré sur la préparation de la phase d'Etalonnage / Validation, notée par la suite « Etude de variabilité »

En ce qui concerne l'axe industriel, le travail de validation était effectué depuis deux ans par Sonia Zine, post-doctorante au LOCEAN. Il s'agissait donc pour moi de la soutenir dans son travail et d'assurer l'intérim entre son départ et l'arrivée de son remplaçant. De plus, j'ai été formé au sein d'ACRI-St à l'utilisation de l'interface graphique. Un des enjeux principaux de mon travail était donc :

- 1°) de vérifier le bon fonctionnement de cette interface graphique
- 2°) de l'utiliser pour valider la chaîne de traitement d'inversion des mesures
- 3°) et de former mes collègues du LOCEAN à son utilisation.

Cette interface devant être distribuée aux utilisateurs de SMOS après le lancement, mon travail a permis à ACRI-St d'avoir un référent pour ce logiciel auprès des laboratoires de recherche.

L'étude de variabilité a représenté plus de 85% de mon travail de thèse. Elle part du constat suivant : l'étalonnage et la validation des mesures SMOS seront effectués par

comparaison avec des données in situ de salinité. Or les salinités SMOS sont représentatives du premier centimètre sous la surface de l'océan et les mesures in situ sont réalisées à plusieurs mètres de profondeur. En première approximation, on estime que des salinités mesurées à 5 ou 10 m sont identiques à celle mesurée à la surface de l'océan. Mais en cas de fortes précipitations, une différence significative de plusieurs dixièmes de pss peut se créer entre ces deux niveaux de profondeur. La problématique de ma thèse est donc la suivante : Quelle est la variabilité verticale de la salinité dans les premiers mètres sous la surface ? Que représente une salinité mesurée à 1 cm ?

J'ai essayé de répondre à ces questions en me consacrant à la variabilité verticale de la salinité dans les 10 premiers mètres de la couche océanique, au niveau des tropiques. Ce travail présente plusieurs intérêts :

1°) pour le projet SMOS : il permet de distinguer les zones où l'étalonnage des données SMOS peut se faire en utilisant des données mesurées à plusieurs mètres sous la surface et les zones où ce travail doit être plus détaillé et plus précis (en prenant en compte uniquement des données dans le premier mètre sous la surface).

2°) pour la communauté scientifique : c'est la première étude sur l'ensemble de la bande tropicale de l'influence des conditions météorologiques sur la variabilité verticale de la salinité dans la couche de surface océanique. Elle peut donc faire office de référence.

3°) pour ACRI-St : La phase d'Etalonnage/Validation des données SMOS sera prise en charge par le Centre d'Analyse et de Traitement des Données SMOS à Brest. Mon travail justifie la participation d'ACRI-St à cette phase post-lancement et légitime une éventuelle réponse à un appel d'offres.

Résumé : La salinité est un paramètre important dans l'étude du climat. Le projet spatial européen SMOS permettra, à partir de novembre 2009, une observation globale et uniforme de la SSS sur l'ensemble des océans. Mais cette technique novatrice, fondée sur la radiométrie en bande L, impose des phases d'étalonnage et de validation à la fois de la chaîne de traitement informatique interne au satellite mais également des premières mesures effectuées. Ces deux aspects sont au cœur de mon projet de thèse, effectué en collaboration avec l'entreprise ACRI-St et le laboratoire de recherche LOCEAN.

B) Les organismes d'accueil

Après trois années de Classes Préparatoires aux Grandes Ecoles et deux années d'école d'ingénieur, la recherche ne faisait pas partie de mon projet professionnel : je me destinais à une carrière d'ingénieur. Ma seule certitude était le secteur dans lequel je souhaitais travailler : l'océanographie.

Afin de rejoindre ce domaine qui m'attirait depuis 1998, j'ai décidé, pour ma 3^{ème} année d'école d'ingénieur, de suivre le master Océan, Atmosphère, Climat et Télédétection de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC). En fin de master, j'ai cherché un stage axé sur le traitement et l'analyse de données. Celui proposé par Jacqueline Boutin sur l'étude de bouées dérivantes dans l'Océan Sud m'a intéressé et j'ai donc intégré le LOCEAN, pour 4 mois.

A la fin de ces 4 mois, Jacqueline, contente de mon travail m'a proposé de poursuivre avec elle en thèse. Cela m'a paru une bonne opportunité de nouer des contacts, un atout indispensable pour réussir dans un domaine restreint. Cependant, je tenais à conserver des liens avec le domaine industriel et je préférais travailler en recherche appliquée plutôt qu'en recherche fondamentale.

Une thèse CIFRE s'est donc imposée comme la meilleure solution et le projet SMOS et son côté novateur m'intéressaient. Cela me permettait d'approfondir mes connaissances en physique de l'océan, mais aussi en télédétection, tout en suivant de près le déroulement d'un projet grâce aux nombreuses réunions de travail entre l'ESA, ACRI-St et les différents partenaires scientifiques. La problématique de ma thèse a ensuite été définie avec Jacqueline et François Petitcolin. De même la répartition du temps de travail s'est décidée dès le départ : mon point de chute resterait le laboratoire parisien et des séjours au sein d'ACRI-St à Sophia-Antipolis seraient envisagés lorsque le travail le demanderait.

ACRI-St est une société française de recherche et développement, spécialisée dans le développement, la validation et l'exploitation des toutes les techniques d'observation (principalement l'observation de la terre), de modélisation ou d'inversion de données permettant d'apporter une réponse scientifique et d'améliorer la gestion d'une problématique environnementale. Elle est une des trois filiales du groupe ACRI créée en 1989 par 5 ingénieurs et chercheurs, dont Philippe Bardey, actuel Président Directeur Général du groupe et Odile Fanton D'Andon, Directrice Générale d'ACRI-St. Les deux autres filiales du groupe sont ACRI-In, un bureau d'étude spécialisé dans le génie civil et côtier et GENIMAR, un laboratoire spécialisé en hydrodynamique navale et côtière. Ces 3 entreprises sont basées dans le sud de la France, à Sophia-Antipolis et regroupent une cinquantaine de personnes. Les partenaires professionnels d'ACRI-St sont à la fois des organismes internationaux (ESA), des organismes et entreprises françaises (CNES, EADS, Thalès, ...) ou régionales (Région Provence – Alpes – côtes d'Azur).

Ainsi, ACRI-St est un acteur reconnu dans le domaine de la télédétection à la fois au niveau régional mais également, et surtout, au niveau européen. Dans le cadre de ma thèse, j'ai été intégré au groupe SMOS dirigé premièrement par François Petitcolin, puis à partir de mai 2008, par Odile Fanton D'Andon. Ce groupe comprend 6 personnes dont Jean-Luc Vergely, basé en région parisienne. Mon insertion dans ce groupe s'est fait grâce à plusieurs séjours au sein de l'entreprise. De plus les nombreuses réunions et l'utilisation du mail ont permis des échanges réguliers pendant ces 3 ans.

Le LOCEAN, consacré à l'étude des processus de la variabilité océanique et de leurs interactions avec la variabilité climatique, travaille sous la tutelle de différents organismes :

- le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS)
- l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC)
- l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
- et le Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (MNHN).

Il fait partie, avec 5 autres laboratoires spécialisés en science de l'environnement, de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Cet institut, de renommée internationale, collabore sur de nombreux projets environnementaux et joue un rôle important au sein du GIEC, dont le travail a été récompensé en 2007 par le prix Nobel de la paix.

Le LOCEAN comprend 7 équipes selon les thématiques étudiées au sein de ce laboratoire :

- le couplage physique-biogéochimie-carbone (équipe PHYBIOCAR)
- les problématiques liées aux océans austral et boréal (AUSTRAL-BOREAL)
- la variabilité climatique tropicale et globale (VARCLIM-TG)
- la régionalisation et l'interaction entre climat, environnement et société (RICLES)
- les paléoclimats, proxies et processus (PALEOPROXUS)
- les méthodes mathématiques et statistiques avancées (MMSA)
- les échanges dans la couche de surface : des pôles aux tropiques (SURF).

J'ai été intégré à cette dernière équipe dans le cadre de ma thèse. Celle-ci est composée de 15 chercheurs, 2 ingénieurs et une dizaine de post-doctorants et doctorants. A l'intérieur de cette équipe, le groupe SMOS est constitué principalement de 5 personnes : Jacqueline Boutin, Gilles Reverdin, Nicolas Martin, Xiaobin Yin (en remplacement de Sonia Zine depuis 2009) et moi-même. Mon insertion dans ce groupe s'est fait facilement grâce à mon stage de fin d'études. De plus, le nombre important de doctorant au sein du laboratoire facilite l'intégration des nouveaux arrivants.

L'avantage d'une thèse CIFRE est de pouvoir travailler dans deux univers différents, une entreprise privée et un laboratoire de recherche. ACRI-St, spécialisée notamment dans le développement de chaînes de traitement pour des satellites d'observation de l'environnement, est une PME à rayonnement national et européen grâce à ses partenariats fréquents avec l'ESA. Le LOCEAN, spécialisé dans plusieurs domaines océanographiques comme l'étude de la couche de surface océanique, jouit d'une réputation internationale solide grâce à sa présence au sein de l'IPSL. La majorité de ma thèse a été effectuée au sein de l'équipe SURF au LOCEAN tout en ayant des contacts réguliers avec le groupe SMOS d'ACRI-St.

C) Les activités conduites pendant la thèse

Pendant ces 3 années de thèse, j'ai été amenée à jongler entre différentes activités liées directement à mon travail de thèse ou à ma formation de doctorant. On peut différencier :

- le traitement et l'analyse de données effectués soit au LOCEAN soit au sein d'ACRI-St. 75% de mon temps y a été consacré.
- la rédaction d'un article scientifique pour le Journal of Atmospheric and Oceanic Technology et la rédaction de ce mémoire de thèse
- ma participation à des réunions ou meetings internationaux et francophones
- ma participation à différentes formations

Cela m'a permis, à la fois d'enrichir mon travail grâce aux interactions avec d'autres scientifiques lors des réunions mais aussi, pendant les formations, de découvrir d'autres domaines scientifiques. La répartition temporelle de ces activités est indiquée dans le tableau 1 à la fin de ce paragraphe après une brève description de chacune de ces activités.

Grâce à mon contrat CIFRE, je bénéficie à la fois du statut d'étudiant de l'Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France (EDSE) mais aussi du statut d'ingénieur de recherche au sein d'ACRI-St. 90 heures de formation sont demandées aux doctorants de l'EDSE. J'ai choisi d'assister à deux types de formations :

1°) les cours organisés par l'EDSE. Mon premier choix de formation a été de suivre un cours consacré au « traitement du signal » et un autre traitant de « l'analyse statistique des données ». J'ai également suivi un cours général sur le fonctionnement des satellites. Ces trois cours, d'environ 50 heures au total, ont permis de combler mon manque de connaissance dans le domaine de la télédétection

2°) les séminaires organisés par l'Agence Nationale de la Recherche et de la Technologie (l'ANRT, qui subventionne à hauteur de 50% les thèses CIFRE) sur la propriété intellectuelle.

En marge des ces formations, j'ai également suivi les Doctoriales, un séminaire d'une semaine organisé par l'Association Bernard Grégory, consacrée à l'innovation.

Les différentes conférences ou réunions de travail auxquelles j'ai pu assister m'ont permis de nouer des contacts et de partager mon expérience avec d'autres scientifiques éventuellement extérieurs à la communauté SMOS.

On peut distinguer deux types de réunions de travail :

- Les AlgoValPlan Progress Meetings (ou réunions d'avancement) sont les plus fréquentes. Il s'agit de réunions de travail spécifiquement consacrées au projet SMOS et plus spécifiquement à la partie « Validation de l'algorithme ». Elles ont lieu tous les deux mois environ et regroupent à la fois les responsables de l'ESA, un ou deux représentants de chaque ESL et de l'industriel associé au projet (ACRI-St jusqu'en 2008, remplacée ensuite par ARGANS). Elles permettent de rendre compte à l'ESA de l'avancement du projet mais aussi, pour les ESLs, de se mettre d'accord avec le partenaire industriel sur les corrections à apporter à l'algorithme et pour l'industriel, de spécifier quelles questions doivent être approfondies par les ESLs.

- Le deuxième type de conférence est plus général : il concerne à la fois les réunions de travail scientifiques françaises (réunions de travail du groupe CNES/GLOSCAL consacré à la préparation de l'étalonnage et de la validation des mesures SMOS et réunions ARGO-France sur l'utilisation et le fonctionnement de flotteurs autonomes) et les conférences internationales dédiées soit au projet SMOS (workshop ESA), soit aux mesures télédéteectées en général (conférence IGARSS).

Type d'activité	Description	Temps passé en mois	
Analyse et traitement de données	Projet « Etude de variabilité »	20,2	56,6 %
	Projet « AlgoValPlan »	3,8	10,6 %
Travail de rédaction	Article scientifique et mémoire de thèse	9,0	25,2 %
AlgoValPlan Progress Meetings		0,9	2,5 %
Séminaires et conférences	A l'étranger	0,4	1,1 %
	En France	0,8	2,2 %
Formation	Cours EDSE	0,3	0,8 %
	Séminaires ANRT	0,1	0,3 %
	Les Doctoriales	0,2	0,6 %
Total		35,7	

Tableau 1 : Répartition du temps de travail. Les pourcentages sont calculés sur la base de 3 années de travail, avec une moyenne de 22 jours ouvrés par mois et 8h de travail par jour. Les 35,7 mois correspondent aux 39 mois de thèse moins 3,3 mois de congés.

On peut être étonné par la répartition du temps de travail entre les deux axes de ma thèse : seulement 11% sur l'AlgoVal et 56% sur l'étude de variabilité. Cette différence ne s'explique qu'en partie par la distance géographique entre le LOCEAN et ACRI-St. Plusieurs événements ont accentué l'écart entre l'axe scientifique et technique de mon projet de thèse. Suite à la décision de l'ESA de mieux répartir géographiquement ses subventions, ACRI-St a vu ses financements diminuer. Afin de ne pas perdre les compétences acquises depuis 2001, la coordination du projet a été reprise par ARGANS, la filiale anglaise d'ACRI-St. Les méthodes de travail et la répartition des tâches entre les laboratoires scientifiques et l'entreprise ont changé. De plus, l'accomplissement des principaux tests prévus dans le plan de validation et l'arrivée de Xiaobin en janvier 2009 ont marqué la fin de mon travail sur l'AlgoValPlan et m'ont permis de me consacrer pleinement à l'axe scientifique de ma thèse.

D) Gestion du projet de recherche

Les deux axes de mon projet de thèse, la validation de l'algorithme et l'étude de variabilité ont été traités simultanément. Cependant les équipes projet et les étapes étant différentes, nous les distinguerons par la suite.

1°) l'AlgoVal

Comme indiqué dans l'introduction, les objectifs de cet axe de travail était :

- de vérifier le bon fonctionnement de l'interface graphique conçue pour l'utilisation de l'algorithme d'inversion des mesures SMOS.
- d'utiliser cette interface pour la validation de l'algorithme.
- de former mes collègues du LOCEAN à l'utilisation de cette interface graphique.
- de soutenir et suppléer Sonia Zine dans son travail de validation de l'algorithme

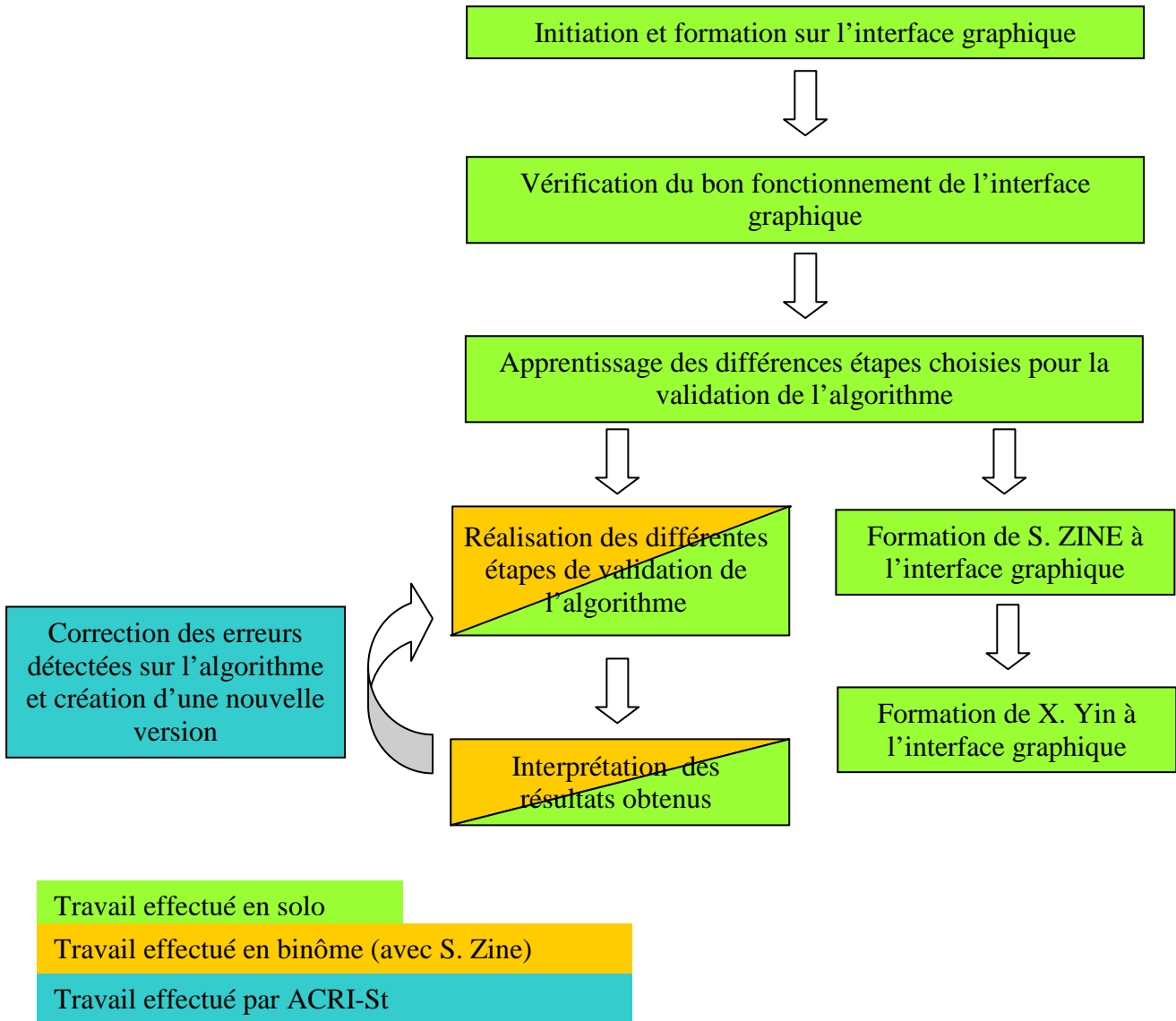
Pour cela, j'ai dû dans un premier temps me familiariser avec les termes techniques et les différentes variables utilisées, puis dans un deuxième temps, comprendre les contraintes scientifiques de la télédétection de la salinité en bande L. Cette mise à niveau s'est effectuée grâce aux documents techniques du projet SMOS, à des séjours au sein d'ACRI-St et aux différents AlgoValPlan Progress meetings.

Le travail en collaboration avec Sonia Zine, François Petitcolin et Jean-Luc Vergely m'a permis d'intégrer plus rapidement le projet et d'en comprendre les enjeux. Les différents partenaires et le temps de travail consacrés à ce projet sont indiqués dans le Tableau 2.

NOM	AFFECTATION	FONCTION	DUREE PASSEE SUR CE PROJET (MOIS)
Claire HENOCQ	ACRI-St / LOCEAN	Doctorante /IR	4,7 (analyse/ traitement de données + AlgoValPlan Progress Meetings)
Sonia ZINE	LOCEAN	Post - Doctorante	1
Xiaobin YIN	LOCEAN	Post - Doctorant	0,1
Jacqueline BOUTIN	LOCEAN	DR	1
Nicolas MARTIN	LOCEAN	IR	0,7
François PETITCOLIN	ACRI-St	IR	1
Jean-Luc VERGELY	ACRI-St	IR	0,7
César MUGERIN	ARGANS	IR	0,2
Total en ETP (Equivalent Temps Plein)			2 ETP

Tableau 2 : Les différents membres de l'équipe travaillant sur la validation de l'algorithme. Les différentes fonctions sont les suivantes : IR pour Ingénieur de Recherche, DR pour Directeur de Recherche. Pour calculer le total en ETP, on considère qu'un temps plein correspond au temps que j'ai passé sur ce projet, c'est à dire 4,7 mois.

Après cette mise à niveau, les différentes étapes du projet ont été les suivantes :



Le suivi de ce projet a été très régulier grâce aux AlgoValPlan Progress Meetings et aux différents échanges de mail avec F. Petitcolin ou J.L. Vergely dès qu'un problème se présentait. Mon rôle, de simple collaboratrice au départ, s'est accentué lors du départ de Sonia en Avril 2008. J'ai ensuite passé le relais à Xiaobin à son arrivée en janvier 2009.

2°) L'étude de variabilité

Cette étude représente le point central de mon travail de thèse. J'ai collaboré avec plusieurs personnes et leurs compétences techniques ou scientifiques m'ont été précieuses pour élaborer et développer mon projet. De plus, celui-ci étant essentiellement basé sur du traitement et de l'analyse de données, l'apport des différents organismes de mesures in situ a été primordial. Le Tableau 3 résume l'ensemble des personnes et des collaborations impliquées dans ce projet.

NOM	AFFECTATION	FONCTION	DUREE PASSEE SUR CE PROJET (MOIS)
Claire HENOCQ	ACRI-St / LOCEAN	Doctorante /IR	24,4 (analyse/ traitement de données + rédaction et correction de l'article scientifique + diverses réunions et conférences)
Jacqueline BOUTIN	LOCEAN	DR	5
Nicolas MARTIN	LOCEAN	IR	5
Gilles REVERDIN	LOCEAN	DR	1
Sabine ARNAULT	LOCEAN	DR	0,3
Philippe LATTES	LOCEAN	IE	0,05
François PETITCOLIN	ACRI-St	IR	0,3
Marco TALONE	UPC / LOCEAN	Doctorant	0,5
Total en ETP			1,5 ETP

Collaborations avec

ORGANISMES	COMMUNAUTE SCIENTIFIQUE	PERSONNES INDIVIDUELLES
CORIOLIS	ARGO-France	Fabienne GAILLARD
SISMER	CNES/TOSCA	Thierry DELCROIX
National Oceanographic Data Center		Sébastien MASSON
Remote Sensing Systems		Jérôme GOURRION
TAO Project Office		Gerd ROHARDT

Tableau 3 : Les différents membres de l'équipe travaillant sur l'axe « étude de variabilité ». Les différentes fonctions sont les suivantes : IR pour Ingénieur de Recherche, DR pour Directeur de Recherche et IE pour Ingénieur d'Etude. Pour calculer le total en ETP, on considère qu'un temps plein correspond au temps que j'ai passé sur ce projet, c'est à dire 24,4 mois.

Plusieurs travaux liés à la préparation de la phase d'étalonnage et validation des mesures SMOS ont été réalisés. Parallèlement à l'étude de la variabilité verticale de salinité dans les dix premiers mètres de la couche de surface océanique, j'ai collaboré avec un doctorant espagnol, Marco TALONE, sur la modélisation de l'influence de la pluie sur la salinité dans le premier mètre sous la surface océanique. Pendant son séjour au sein du laboratoire le LOCEAN, nous avons chacun travaillé sur un modèle existant, le modèle de Schlüssel et le modèle de Price-Weller-Pinkel, testé ces modèles avec des données in situ issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA et comparé nos résultats. De plus, j'ai eu l'occasion de travailler directement pour l'ESA en réalisant une étude de disponibilité de mesures in situ. Peu de temps après le lancement du satellite, une vérification rapide et un étalonnage automatisé vont être effectués sur plusieurs zones. Pour déterminer les zones test possibles, j'ai étudié la disponibilité et la qualité des mesures de salinité de surface issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA et identifié les mouillages les plus adéquats pour cette étape de vérification automatisée.

Les objectifs de l'étude de la variabilité verticale de la salinité se sont diversifiés suite aux différents résultats obtenus et aux échanges avec d'autres scientifiques lors des meetings et des réunions de travail. Leur évolution (indiqué en italique, couleur rouge), ainsi que les différentes étapes de ce projet, sont résumées dans le Tableau 4.

Mon rôle a également évolué. Si j'ai toujours réalisé le travail de traitement de données, mon implication dans la partie « analyse de données » et « évolution des objectifs » a augmenté avec le temps. La première zone d'étude et les premières données étudiées m'ont été fournies par ma directrice de thèse. Par la suite, j'ai été en charge des différents choix et critères de sélection de données ainsi que du choix des paramètres d'étude. Quant au travail

de vérification et de correction de données, il a du être renouvelé plusieurs fois suite aux informations fournies par les organismes de mesures et aux messages d'alerte signalant des problèmes de capteurs sur certains flotteurs autonomes. Cependant l'expérience et les routines informatiques que j'ai mises en place ont rendu ce travail de moins en moins fastidieux et de plus en plus rapide.

Comme indiqué sur le Tableau 4, deux étapes clés ont fait évoluer ce projet. La présentation de l'étude de variabilité sur une zone restreinte et la rédaction d'un article scientifique. La première a permis de vérifier l'utilité et l'intérêt de cette étude auprès de la communauté SMOS et plus généralement de la communauté scientifique. Cela m'a renforcée dans l'idée de poursuivre l'étude sur une zone plus étendue. L'écriture de l'article et surtout sa relecture par des référés scientifiques désignés par le Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, ont permis de clarifier et enrichir l'étude.

De plus, des réunions de travail fréquentes avec J. Boutin, des réunions annuelles avec mon comité de thèse et des présentations orales de mon travail, notamment lors des conférences annuelles du groupe GLOSCAL (Global Ocean Sea surface Salinity CALibration and validation for SMOS), m'ont permis de valider ou de modifier mes choix.

ETAPES DU PROJET	METHODES UTILISEES
<i>Evaluer la variabilité verticale de la salinité dans les 10 premiers mètres de la surface océanique</i>	
1°) Vérifier la pertinence de l'étude et délimiter une première zone d'investigation (zone A)	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Bibliographie ➤ Etude « grossière » d'une première série de données
<i>Etude de cette variabilité verticale dans une première zone restreinte (zone A)</i>	
2°) Récupérer, trier et valider les données in situ de salinité (Zone A)	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Collaboration avec différents organismes de mesure de la salinité ➤ Vérification et correction des données selon les caractéristiques connues de la zone d'étude
<i>Etablir un lien entre taux de pluie et les différences verticales de salinité observées (Zone A)</i>	
3°) Récupérer des données satellite de pluie, créer un paramètre de pluie cohérent avec notre étude, et étudier le lien pluie – différences verticales de salinité (Zone A)	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Etude statistique entre l'intensité du paramètre de pluie choisi et les différences de salinité observées
4°) Présentation des résultats à diverses conférences	
<i>Etude de cette variabilité verticale dans une deuxième zone (Zone B = Zone A élargie)</i>	
5°) Reprise des étapes 2 et 3 sur la nouvelle zone d'étude (Zone B)	
6°) Ecriture d'un article scientifique	
<i>Etablir une relation mathématique entre le paramètre de pluie, un paramètre de vitesse de vent et les différences verticales de salinité (Zone B)</i>	
7°) Récupérer des données de vitesse de vent, créer un paramètre de vent cohérent avec notre étude et analyser le lien entre pluie, vent et différence verticale de salinité (Zone B)	
<i>Automatiser l'obtention de résultats pour la zone d'étude la plus large possible</i>	
8°) Recherche et utilisation d'un modèle théorique	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Bibliographie ➤ Etude et utilisation de modèles existants : modèle simple à une dimension et modèle couplé océan - atmosphère

Tableau 4 : Récapitulatif des différentes étapes du projet « étude de variabilité » avec les méthodes associées. L'évolution des objectifs d'étude est indiquée en couleur rouge et en italique.

3°) le budget engagé

Dans le budget présenté dans le Tableau 5, les deux axes de travail ont été pris en compte.

a) Montants en euros TTC

	Nature de la dépense	Détails *		Coûts totaux (euros TTC)			
				Nombre d'unités	Coût unitaire moyen	Quote-part utilisation	Total
1	Ressources Humaines	Salaire brut	Charges				
1.1	Doctorant	65 127	32 564	1	97 691	1	97 691
1.2	Encadrant 1	27 200	13 600	1	244 800	1/6	40 800
1.3	Prime Encadrement	/	/	/	/	/	/
1.4	Encadrant 2	13 333	6 666	2	360 00	1/18	20 000
1.5	Prime Encadrement	/	/	/	/	/	/
1.6	Autre personnel (hors sous-traitance)	30 427	15 214	7	205 385	2/9	45 641
1.7	Sous-traitance	/	/	/	/	/	/
	Sous-total Ressources Humaines	136 087	68 044	11		/	204 132
2	Consommables						
2.1	Fournitures expérimentales			/	/	/	/
2.2	Fournitures de bureau			1	274	1/2	137
2.3	Autres achats			/	/	/	/
	Sous-total Consommables			1	/	/	137
3	Infrastructures						
3.1	Entretien, gardiennage, secrétariat			11	2 050	3/41	150
3.2	Loyers des locaux	Hébergé par l'UPMC		/	/	/	/
3.3	Electricité, eau, chauffage, ... (si non inclus dans les charges locatives)			11	929 935	3/41	68 044
3.4	Autres			/	/	/	/
	Sous-total Infrastructures			/	/	/	68 191
4	Matériel (amortissements)	Taux d'amortissement					
4.1	Matériel d'expérimentation (dont les ordinateurs et logiciels spécialisés)	/	/	/	/	/	/
4.2	Ordinateur de bureau	3 ans		1	/	1 332	1 332
4.3	Logiciels de bureau	/	/	/	/	/	/
4.4	Autre	/	/	/	/	/	/
	Sous-total Matériel			1	/	/	1 332
5	Déplacements	Transport	Hébergement + autres frais				
5.1	Missions en France	548	1 096	11	149	/	1 643
5.2	Missions à l'étranger	3 510	1 755	13	405	/	5 264
5.3	Congrès en France	192	383	4	144	/	575
5.4	Congrès à l'étranger	1 729	864	3	864	/	2 593
	Sous-total Déplacements	5979	4098	31	/	/	10 075
6	Formation						
6.1	Formations			/	/	/	3000
6.2	Autres frais (Inscription à l'Université, Sécurité Sociale étudiante, etc.)			3	362	/	1 085
	Sous-total Formation			/	/	/	4 085
7	Documentation et communication						
7.1	Affranchissements, Internet, téléphone			11	2187	3/41	160
7.2	Publicité, communication, impressions		4 590	4	/	/	4 590
7.3	Documentation (périodiques, livres, bases de données, bibliothèque, etc.)			/	/	/	/
7.4	Autres			/	/	/	/
	Sous-total Documentation et communication		4 590				4 750
8	Charges financières (intérêts des emprunts)			/	/	/	/
	Sous-total Charges financières			/	/	/	/
9	Charges exceptionnelles			/	/	/	/
	Sous-total Charges exceptionnelles			/	/	/	/
10	TOTAL						292 702

RESSOURCES			
b)	Financement CNRS :	Paiement des salaires et charges de : - J. Boutin - N. Martin - G. Reverdin - S. Arnault - P. Lattes	107 841
	Financement ESA	Paiement des salaires et charges de : - S. Zine - X. Yin - F. Petitcolin - JL. Vergely - C. Mugerin - C. Henocq (à la hauteur de la moitié)	99 208
	Financement ANRT	Subvention à la hauteur de la moitié de mon salaire (salaires et charges)	65 127
	Financement CNES	Paiement des déplacements d'un ordinateur professionnel des frais de publication (article et poster)	15 997
	Financement UPMC	Paiement des formations des frais de gardiennage, entretien... des fournitures de bureau des frais de téléphone, internet ...	3 447
	Auto-financement	Paiement des inscriptions à l'école doctorale	1 085
TOTAL			292 705

Tableau 5a et b: Budget relatif à mon projet de thèse. Les deux axes de travail ont été pris en compte.

La part importante des salaires et charges dans ce budget n'est pas surprenante. Cependant, on peut s'étonner de la proportion prise par les frais de missions et autres déplacements. Cela est dû en grande partie à l'aspect international du projet et aux nombreuses réunions de travail type AlgoVal Progress Meetings, organisées tous les deux mois. Pour garantir l'équilibre entre les différents laboratoires ou entreprises concernés, ces réunions étaient organisées alternativement chez chacun d'entre eux. Ces réunions se sont donc tenues en France, aux Pays-bas ou encore en Espagne, ce qui explique les fortes dépenses de déplacement.

Mon travail de thèse sur « l'étude de variabilité » est principalement financé par des subventions du CNES dans le cadre du projet GLOSCAL. En effet, les travaux de la communauté scientifique française ont été payés par le CNES alors que les travaux d'ACRI-St, en contrat direct avec l'ESA, ont été financés par l'organisme européen.

4°) les enseignements de ce projet de thèse

L'une des premières choses qui m'ont étonnée au début de ma thèse est la complexité d'un projet satellitaire international de grande envergure et le nombre de rapports administratifs demandés. Chaque décision, chaque paramètre utilisé, chaque modification de programme fait l'objet d'un rapport ou d'une notification spécifique. Si ce travail peut

paraître fastidieux au premier abord, il se révèle particulièrement utile lorsqu'un nouveau partenaire doit intégrer le projet. De plus, les nombreuses réunions d'avancement de l'AlgoValPlan m'ont permis d'apprendre, en outre, quelques règles essentielles pour la gestion d'un projet international :

➤ L'importance d'avoir des réunions régulières pour faire le point mais aussi inciter les membres du projet à avancer (ceux-ci étant souvent pris par d'autres engagements). Il faut pour cela savoir bien doser le temps entre chaque réunion. Il faut qu'il soit suffisamment long pour permettre aux membres du projet de faire des avancées significatives tout en continuant à travailler sur leurs autres travaux en cours.

➤ L'existence de minutes. Ces comptes rendus de réunions permettent de rappeler les tâches demandées et les actions accomplies.

➤ L'importance de varier les lieux de réunions. Lorsque plusieurs entités internationales participent à un même projet, comme c'est le cas pour SMOS, il m'a paru important de tenir les réunions de travail chez chacune des entités, afin d'instaurer un sentiment d'équité entre les différentes parties.

Travailler en collaboration avec une entreprise privée et un laboratoire de recherche m'a permis de voir la différence entre le travail industriel et le travail académique de recherche. Les méthodes, la gestion de projet et l'environnement de travail ne sont pas les mêmes. Les principales différences que j'ai relevées sont les suivantes :

- Au niveau de la gestion d'un projet : dans un projet de recherche scientifique, même s'il doit satisfaire un certain nombre de contraintes budgétaires ou temporelles, le travail de chacun m'a paru plus autonome. Cela est vraisemblablement dû au fait qu'un projet de recherche est organisé par le chercheur lui-même ; il est donc libre de décider quelles pistes sont à privilégier. Dans le privé, le travail à fournir répond à un appel d'offre, à une commande, il y a donc moins de liberté dans l'organisation du travail.

- De même, il existe une différence au niveau des réunions d'avancement du projet. Dans le cadre de SMOS, des réunions régulières (nommées FAT pour Final Acceptance Test) sont organisées entre ACRI-St et l'ESA pour valider le travail fourni. Le projet et sa progression sont donc très encadrés. Dans le cadre d'un projet de recherche, les réunions d'avancement sont plus espacées et moins codifiées. L'absence de rapports hiérarchiques dans les projets de recherche explique cette différence. Cependant il est nécessaire de définir des étapes de travail et analyser les résultats intermédiaires pour décider de la suite du projet.

A l'inverse, certains points restent inchangés dans les deux domaines comme :

- l'importance de l'interactivité et du travail en équipe
- les problèmes de financement qui peuvent retarder, bloquer ou annuler un projet

Au niveau du travail d'analyse et de traitement de données, j'ai été confrontée à cette nécessité d'archiver les moindres actions, changements ou décisions dans un projet. J'ai dû travailler sur plusieurs types de données; chacune avait ses caractéristiques, son format propre et ses coefficients de qualité spécifiques. Ce traitement a dû être renouvelé plusieurs fois suite à des problèmes de capteurs ou à des informations importantes non prises en compte. J'ai alors regretté de ne pas avoir consigné par écrit, dès le début de mon travail, les différentes actions ou tri effectués. Cela m'aurait fait gagné du temps et de l'efficacité.

De même, j'ai appris à me défaire d'un vilain réflexe de début de thèse, qui consistait à tout faire à la main. J'ai conscience maintenant de l'importance qu'il y a à prendre du recul face à un problème, à l'analyser et, surtout, à chercher des solutions automatisables afin de gagner en efficacité. Ce travail de traitement de données m'a donc appris à faire preuve de beaucoup plus de rigueur dans mon travail.

Au niveau de la prise de décision, j'ai appris à m'affirmer, à faire un choix et surtout à s'y tenir. En effet, j'ai été confronté à de nombreuses alternatives lors de la vérification et du tri des données. Une mesure de salinité peut être qualifiée valide dans un premier temps puis, quelques mois plus tard suite à une vérification précise des capteurs, déclarée de qualité médiocre. De même sa valeur peut être modifiée suite à la détection d'un problème. Les données et leurs coefficients de qualité fournis par les différents organismes de distribution de données évoluent en fonction des problèmes détectés et l'automatisation des critères de validation des données ne permet pas une vérification précise.

Cependant chaque scientifique ne peut pas vérifier une à une les mesures qu'il veut utiliser. J'ai donc appris à la fois à faire confiance à ces organismes mais aussi à définir mes propres tests rapides de vérification. Cette situation m'a confortée dans l'idée qu'il faut savoir prendre des décisions, même si celles-ci écartent de l'étude tout un secteur de réflexion, s'y tenir et aller au bout de son travail.

Le plus important dans la prise de décision reste de pouvoir justifier et conforter ses choix. Pour cela, la collaboration avec d'autres scientifiques est primordiale. Cela permet à la fois de valider et de présenter ses résultats mais aussi d'envisager d'autres pistes pour son travail.

J'ai pu également développer mes compétences en matière de gestion de temps et en matière de travail en équipe. J'ai l'impression d'avoir amélioré ma capacité à gérer et à travailler sur plusieurs dossiers en même temps. Enfin, ces trois années de thèse m'ont permis de développer mes compétences orales ainsi que mes connaissances en programmation informatique, notamment sous Matlab et Unix.

E) Compétences acquises

1°) Coursus

Lorsque j'ai choisi d'effectuer ces trois années de thèse, l'objectif principal était de se perfectionner et de se positionner dans un secteur qui m'attirait particulièrement : l'océanographie. Cet objectif a été rempli grâce aux différents échanges avec des membres de la communauté scientifique française et aux connaissances scientifiques acquises.

A mon arrivée au laboratoire en début de thèse, mon parcours scolaire m'avait déjà permis de développer certaines compétences :

➤ mes trois années de classes préparatoires m'ont appris à être rigoureuse et à fournir une certaine capacité de travail.

➤ Grâce aux deux années passées ensuite à l'Ecole Nationale et Supérieure des Mines de Nancy, j'ai développé la capacité de travailler sur plusieurs projets en même temps, la capacité de s'adapter à de nouvelles situations et de travailler en équipe. J'ai eu une petite idée de la gestion d'un projet grâce aux différentes associations extra-scolaires que j'ai présidées. J'ai également appris à faire la synthèse d'un sujet, à le présenter oralement, puis à en faire un rapport écrit.

➤ Mon année de Master 2 à l'UPMC m'a permis d'assimiler les grands principes scientifiques de l'océanographie physique : Circulation océanique, rôle de la salinité, ... Quant à mon stage de fin d'étude, il m'a permis de m'intégrer au LOCEAN, de comprendre le fonctionnement et les méthodes de travail du laboratoire et du groupe SURF. J'ai également découvert le travail sous Unix et la programmation sous matlab.

Toutes ces compétences ont été renforcées pendant ces trois années de thèse. J'ai également acquis de nouvelles compétences plus spécifiquement liées au monde de la recherche. Aujourd'hui, j'ai acquis une expertise dans le domaine du traitement de données satellitaires et in situ, notamment pour l'observation de l'océan.

2°) Compétences actuelles

Mes compétences actuelles sont schématiquement de 5 grands types :

- Une connaissance globale du secteur de la R&D publique et privée, notamment des grands programmes européens satellitaires :
 - Je connais les étapes et les règles à suivre (les différents rapports à fournir, les réunions de progression et de vérification du travail fourni, ...) dans le cadre d'un projet international, notamment financé par l'ESA.
 - Je suis familière avec les méthodes de travail et les particularités du monde de la recherche
 - Je connais plusieurs personnalités marquantes et dirigeantes dans le secteur océanographique français et j'ai créé des liens avec le secteur océanographique espagnol, le secteur français de la télédétection et certaines instances dirigeantes du CNES et de l'ESA.
 - J'ai des notions sur les financements de la recherche publique et sur les contrats liant une entreprise privée à un organisme international comme l'ESA.
- Une connaissance précise des lois physiques régissant :
 - la circulation océanique globale
 - les interactions océan – atmosphère et l'influence des conditions météorologiques sur la couche océanique proche de la surface
 - la radiométrie en bande L
- Une capacité à définir, organiser et piloter un projet de recherche et, plus largement, des compétences en gestion de projet
 - Je suis capable de définir un plan d'action et des étapes intermédiaires de réflexion pour décider de la suite à donner à un projet (bornes « go/ no go»)
 - Je sais gérer plusieurs actions en même temps
 - Je suis capable de travailler au sein d'une équipe, d'écouter et de prendre en compte l'avis des autres
 - Je suis capable de travailler en collaboration à la fois avec une entreprise privée et un laboratoire de recherche public
 - Je suis capable de déterminer les actions que je peux réaliser seule, celles pour lesquelles je dois demander de l'aide ou celles qu'il vaut mieux déléguer (notamment en ce qui concerne la programmation informatique)
 - Je sais respecter des délais
- Une maîtrise du principe de fonctionnement du satellite SMOS et des différentes phases du projet : de la mesure des températures de brillance à l'étalonnage par comparaison avec des mesures in situ :
 - Je connais précisément le fonctionnement du satellite SMOS et celui de l'algorithme d'inversion des mesures.
 - Je sais parfaitement utiliser l'interface graphique permettant de faire tourner l'algorithme d'inversion des mesures SMOS.

➤ J'ai une connaissance précise des caractéristiques des différentes mesures in situ de salinité et de température en libre accès. De même je suis capable de qualifier et exploiter scientifiquement ces données.

➤ Je connais les caractéristiques des différentes mesures satellitaires de température, pluie et vent. Je suis capable de qualifier et exploiter scientifiquement ces données.

- Je maîtrise plusieurs outils et méthodes techniques et informatique

- Je sais analyser des données par programmation sous Unix et Matlab

- Je suis capable d'utiliser et de vérifier le bon fonctionnement d'un logiciel complexe suite à une formation sur ce logiciel.

- Je sais mettre en parallèle plusieurs paramètres et faire une étude approfondie des relations statistiques entre ces paramètres

- Je suis capable d'exploiter et d'analyser des résultats scientifiques

- Je suis capable de communiquer, de retranscrire par écrit ou par oral les résultats obtenus, de synthétiser ces résultats et d'adapter la présentation à l'auditoire

Sur un plan plus personnel :

- je suis capable de prendre des initiatives, d'évaluer mon travail et d'aller au bout d'un projet

- Je suis capable de faire preuve de rigueur notamment en instaurant un suivi des actions

- Je sais prendre du recul devant un problème et chercher une solution automatisable

- Je sais m'autogérer en terme de temps et de méthodes de travail

- Je suis capable de rechercher une information manquante auprès de sources fiables ou demander de l'aide auprès de mes collègues

- Je sais écouter et prendre en compte les conseils des autres.

Mais cette expérience professionnelle m'a également fait ouvrir les yeux sur ce qui me manque en terme de capacité de travail ou sur les défauts à corriger à l'avenir. On peut établir la liste suivante récapitulant mes propres qualités et défauts en ce qui concerne le travail :

Qualités principales	Défauts Principaux
1°) Je suis capable de gérer plusieurs choses à la fois et de compartimenter les actions pour rendre un travail rigoureux.	1°) Je ne suis pas perfectionniste : mon travail est précis mais se contente des tâches fondamentales sans rentrer dans les plus infimes détails.
2°) je sais faire preuve de rigueur à la fois dans le traitement, l'analyse des données et la transmission (écrite ou orale) des résultats.	2°) Il me faut un petit laps de temps avant de me sentir à l'aise à l'intérieur d'un groupe ou d'une équipe. Une fois ce cap passé, je n'ai aucun mal à m'adapter, travailler avec les autres et m'affirmer

F) Mon Projet Professionnel

Ces trois années de thèse m'ont permis de me faire une idée plus précise de mes souhaits en ce qui concerne mon projet professionnel :

- Elles ont confirmé ma première impression : la recherche pure et académique ne m'attire pas et je me sens plus à l'aise dans le secteur de la recherche appliquée. Je préfère travailler sur de l'opérationnel comme le traitement et l'analyse de données.

- Elles n'ont pas altéré mon envie de m'investir dans le domaine de l'océanographie, bien au contraire. C'est un secteur qui m'attire et dont chaque domaine scientifique m'intéresse. Même si le contact direct avec l'océan est peu fréquent, il est important pour moi qu'un lien existe entre mon travail et le monde de la mer.

- Je me suis également rendue compte que j'étais capable de prendre des initiatives, d'évaluer mon travail, de demander de l'aide quand il le fallait. Cependant, j'ai tout de même besoin d'un cadre et d'avoir des échanges réguliers afin de présenter mes travaux et de les valider.

Mon projet professionnel s'oriente donc vers le traitement et l'analyse de données dans un bureau d'étude ou dans la branche Recherche et Développement d'une entreprise privée et mon premier critère de choix est l'existence d'un lien entre ce travail et le monde océanique.

Le satellite SMOS doit être en novembre 2009, la phase d'étalonnage et de validation des données commencera donc peu de temps après la fin de ma thèse. Être intégrée et travailler sur ce projet serait une suite logique de mon projet de thèse et m'intéresserait beaucoup. Ma connaissance du projet, des outils (à la fois pour l'inversion des mesures SMOS et pour la comparaison avec des données in situ), et des personnes impliquées dans ce projet sont des atouts indéniables. Mais les postes offerts sur ce sujet sont rares et chers.

J'envisage également d'explorer d'autres pistes en restant premièrement dans le secteur « observation de l'océan » puis en élargissant mon champ d'investigation jusqu'au secteur des énergies renouvelables :

- Je compte postuler auprès de quelques bureaux d'étude qui se consacrent à l'observation de la terre. L'entreprise ACRI-St est évidemment ma première « cible » mais je suis également intéressée par un poste chez CLS ou Noveltis par exemple. De la même manière, des sociétés comme Ifremer (un Etablissement Public à Caractère Industriel et Commercial), Mercator Océan (un Groupement d'Intérêts Public) ou Actimar (une entreprise privée) qui se consacre à l'analyse et à la prévision des phénomènes océaniques m'intéressent. Toujours dans le domaine de la R&D, une autre piste serait de m'orienter vers le développement d'énergies renouvelables. L'exploitation d'énergies marines, telles que l'énergie des vagues ou des courants, reste pour le moment très confidentielle mais tend à se développer. De même la construction de champs d'éoliennes off-shore est une nouvelle piste dans laquelle s'engage notamment GDF Suez par le biais de sa filiale La Compagnie du Vent.

- Il existe également des entreprises de services et de conseils en environnement littoral et marin comme Creocean, MeteoMer ou Global MeteOcean. Les activités de ces entreprises me semblent intéressantes et je pense avoir les capacités pour y postuler.

- Je suis également intéressée par la protection de l'environnement marin ou du littoral et donc par un poste de chargé de mission dans un organisme de protection de l'environnement comme le conservatoire du littoral ou le WWF.

ANNEXE D: ARTICLES SCIENTIFIQUES PUBLIES

I) [*Henocq et al., 2010*]



1 **Vertical variability of Near-Surface Salinity in**
2 **the Tropics: Consequences for L-band**
3 **Radiometer Calibration and Validation**

4
5 Claire Henocq
6 LOCEAN/IPSL, ACRI-St, Paris, France

7
8 Jacqueline Boutin
9 LOCEAN/IPSL, CNRS, Paris, France

10
11 François Petitcolin
12 ACRI-St, Sophia-Antipolis, France
13 Deceased on 27 April 2008

14
15 Gilles Reverdin
16 LOCEAN/IPSL, CNRS, Paris, France

17
18 Sabine Arnault
19 LOCEAN/IPSL, IRD, Paris, France

20
21 Philippe Lattes
22 LOCEAN/IPSL, Paris, France

23
24
25
26
27
28
29
30
31
32

Corresponding author address: Claire Henocq, Laboratoire d'Océanographie et du Climat par
33 Expérimentation et Approches Numériques, Institut Pierre Simon Laplace, Unité mixte de Recherche
34 CNRS/IRD/UPMC/MNHN, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 05,
35 France.
36 E-mail: claire.henocq@locean-ipsl.upmc.fr

Abstract

1
2
3 Two satellite missions are planned to be launched in the next two years. The
4 European Space Agency (ESA)/Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) and the
5 National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Aquarius missions aim at
6 detecting Sea Surface Salinity (SSS) using L-band radiometry (1.4 GHz). At that
7 frequency, the skin depth is on the order of 1 centimeter. However, the calibration and
8 validation of L-band retrieved SSS will be done with in situ measurements, mainly taken
9 at 5 m depth. In order to anticipate and understand vertical salinity differences in the first
10 10 m of the ocean surface layer, in situ vertical profiles are analyzed. The influence of
11 rain events is studied. Tropical Atmosphere Ocean (TAO) moorings, the most
12 comprehensive dataset, provide measurements of salinity taken simultaneously at 1, 5 and
13 10 m and measurements of rain rate. Then, observations of vertical salinity differences,
14 sorted according to their vertical levels, are enlarged through the tropical band (from
15 30°S to 30°N) using thermosalinographs (TSG), floats, eXpendable Conductivity-
16 Temperature-Depth (XCTD) and CTD data. Vertical salinity differences higher than 0.1
17 pss are observed in the Pacific, Atlantic and Indian Ocean, mainly between 0° and 15°N,
18 coinciding with the average position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ).
19 Some differences exceed 0.5 pss locally and persist for more than 10 days.

20 A statistical approach is developed for the detection of large vertical salinity
21 differences, knowing the history of rain events and the simultaneous wind intensity, as
22 estimated from satellites measurements.

1 **1. Introduction**

2 Climate variability is closely linked to the global water cycle. Given the enormous
3 volume of water contained in the ocean compared to the earth's other water reservoirs,
4 the global water cycle is primarily driven by ocean-atmosphere exchanges (Schmitt
5 2008). Sea Surface Salinity (SSS) variations are strongly linked to precipitation over the
6 ocean (representing nearly $379 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ of fresh water) and evaporation (nearly 411
7 $\times 10^3 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$). In that context, the introduction of salinity measurements in ocean-
8 circulation models is expected to provide a powerful method for estimating evaporation
9 minus precipitation over the ocean (US CLIVAR Salinity Working Group 2007). The
10 measurements of SSS have also been shown to be valuable for describing, understanding
11 and improving the modeling of various oceanographic processes as reviewed by Delcroix
12 et al. (2005) and US CLIVAR Salinity Working Group (2007) . As a consequence,
13 measuring SSS on a global scale is a major challenge for the oceanographic community.

14 Despite the increasing deployment of Argo floats and the increasing number of
15 voluntary observing ships, the surface ocean coverage is uneven and limited (Bingham et
16 al. 2002, Gould et al. 2004). Satellite measurements would provide synoptic and quasi-
17 permanent surface ocean coverage: this is the main motivation to develop remote sensing
18 of SSS (Lagerloef et al. 1995, Yueh et al. 2001). Two satellite missions, using L-band
19 (1.4 GHz) radiometry for the detection of SSS, will be launched in the next two years.
20 The European Space Agency (ESA)/Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite
21 mission will derive SSS on individual pixels with a spatial resolution at ground level of
22 about 40 km and global surface ocean coverage of between 3 and 7 days (Barre et al.

1 2008). The accuracy expected on a single observation goes from 0.5 at the center of the
2 swath to 1.7 practical salinity scale of 1978 (pss) at the edge on SSS, at 35 pss and 15°C
3 (Zine et al. 2008). To reduce these uncertainties to a mean accuracy of 0.2 pss, SMOS
4 SSS data will be averaged over 10 days and 200 x 200 km² (Boutin et al 2004). The goal
5 of the National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Aquarius mission is to
6 retrieve SSS in the open ocean with a spatial resolution of about 150 km and an accuracy
7 of 0.2 pss on a monthly basis (Le Vine et al. 2007).

8 Measuring salinity from space is very challenging because the sensitivity of brightness
9 temperature (T_b) at L-band to SSS is weak, on the order of 0.5 K pss⁻¹, and requires
10 tightly controlled stability of the radiometer and accurate corrections for geophysical
11 effects other than SSS. The calibration and validation of L-band radiometer
12 measurements will therefore be a critical step. In particular, comparisons between in situ
13 and retrieved SSS will be used to detect errors and biases in the retrieved SSS, linked to
14 errors and biases in L-band radiometer T_b and/or in forward radiative transfer models.
15 These data will be representative of the top 1 cm of the ocean surface, whereas Argo
16 floats, the main source of in situ salinity data, do not measure salinity at a depth of less
17 than 5 m depth (Riser et al. 2008). In most regions, salinity and temperature are
18 homogeneous from surface to several meters, but sometimes, especially during rain
19 events, some vertical differences appear near the surface. In consequence, it is important
20 to know and pay attention to the influence of rainfall on vertical salinity structure near the
21 surface. It is interesting to underline that, from a radiometric point of view, salinity
22 retrieval from L-band T_b should not be disturbed by rain rates lower than 10 mm hr⁻¹
23 (Peichl et al. 2005).

1

2 In the past, several local experiments have focused on observations of the effect
3 of rain on SSS fluctuations, and several studies have tried to model this effect. Elliott
4 (1974) attempted to evaluate the total precipitation from salinity changes, using data
5 collected during the Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment (BOMEX)
6 in the summer of 1969. His results were inconclusive because the local variability of
7 salinity between 1 and 10 m, in the absence of rain events, is close to the salinity
8 fluctuation caused by dilution due to rainfall (0.15 pss).

9 The depth and the vertical extent of salinity anomalies are very dependent on atmosphere-
10 ocean interactions. The Tropical Ocean Global Atmosphere/Coupled Ocean Atmosphere
11 Response Experiment (TOGA/COARE) campaign shows the diversity of salinity
12 behavior according to the rain rate or wind speed. Soloviev and Lukas (1997) observed,
13 in May 1994, in the center of equatorial Pacific Ocean, a 0.5 pss freshening between the
14 surface and 3 m (low wind speed, no estimation of the rain rate). By contrast, in
15 December 1992 in the same region, during a westerly wind burst, Wijesekera et al. (1999)
16 demonstrated the presence of a freshening extending down from the surface to a depth of
17 40 m, with a horizontal variation at the surface of 0.12 pss in less than 20 km.

18 Models of the effect of rainfall on salinity have been developed and validated using in
19 situ measurements. Miller (1976) developed a one-dimensional and time-dependent
20 model based on conservation of heat and mechanical energy and on conservation of salt
21 content. It determines the maximum depth of the freshening, its persistence and the
22 maximum temperature and salinity changes at the surface. This model, relevant in
23 relation to the measurements made by Ostapoff et al. (1973), identifies the main

1 characteristics of the effect of rainfall on salinity:

2 ➤ Precipitation creates a new shallower mixed layer, so-called rain-formed mixed
3 layer by Price (1979).

4 ➤ Its depth increases with wind speed, and, for a given rate of precipitation, with the
5 duration of the rainfall.

6 ➤ Changes in salinity and temperature cannot usually be detected under conditions
7 of light precipitation and large surface wind speed. By contrast, in equatorial Atlantic
8 Ocean, heavy rainfall (more than 11 mm hr^{-1}) with low wind speed (5 m s^{-1}) produces a
9 temperature and salinity decrease of $0.76 \text{ }^\circ\text{C}$ and 2 pss respectively on a rain-formed
10 mixed layer of 0.76 m (Miller et al. 1976). In this case, the salinity jump at the bottom of
11 the rain-formed mixed layer remains higher than 0.1 pss over 15 hours.

12 More recently, Schlüssel et al. (1997) proposed to estimate the freshwater volume
13 associated with rainfall that enters in the molecular sublayer of the ocean, taking into
14 account the molecular diffusion and the behavior of raindrops according to their size
15 (Hsiao et al. 1988). This model have been validated using TOGA/COARE measurements
16 showing about 3 pss anomalies in the first 2-3 cm associated with rain rate of about 10
17 mm hr^{-1} and low wind speed.

18

19 The purpose of this paper is to investigate vertical salinity differences as recorded
20 by widely available observations to be used for satellite SSS calibration and validation,
21 and to estimate the average biases expected from statistical comparisons between satellite
22 SSS measurements in the top cm and in situ measurements conventionally performed at 5
23 to 10 m depth. This paper focuses on the tropical region between 30°N and 30°S , because

1 a preliminary work shows that absolute values of the vertical differences in salinity
2 poleward of 30° N and 30° S are less than 0.1 pss. This result was also observed by
3 Boutin and Martin (2006). The underlying objective is to propose new methods to
4 optimize the calibration and validation of the L-band radiometer SSS measurements, such
5 as, for instance, the determination of areas best suited for deploying a network of drifters
6 measuring salinity in the first 10 – 50 cm below the surface (Reverdin et al. 2007) and to
7 perform high-resolution vertical profiles with newly developed instruments like the Skin
8 Depth Experimental Profiler (SkinDeEP, see Ward et al. (2004) for description and Ho et
9 al. (2004) for results obtained in the Biosphere 2 Ocean).

10 After a presentation of the measurements and the methods used, freshening due to
11 rain events, their occurrence and their persistence are described in the first part. Then,
12 response of the water column to a rain event through the tropical band is described and
13 analyzed. The final part deals with a statistical description of widely spread observations
14 relative to rain rate and surface wind speed and a discussion of its consequences for
15 calibration and validation of the L-band radiometer SSS measurements.

1 **2. Data and methods**

2 *a. Salinity measurements*

3 In the following, the main characteristics of the used datasets are described.
4 Thorough sortings and corrections are detailed in the appendix.

5 1) DESCRIPTION

6 The Tropical Atmosphere Ocean / TRiangle Trans-Ocean buoy Network
7 (TAO/TRITON) project is an array of 70 moorings in the tropical Pacific Ocean (see full
8 description on <http://www.pmel.noaa.gov/tao/> and in McPhaden (1995)). This array was
9 complemented in 1997 by several Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic
10 (PIRATA) moorings (Servain et al. 1998). Some of these moorings provide,
11 simultaneously, vertical profiles of salinity and temperature and precipitation and wind
12 speed measurements. Hourly means of salinity measurements at 1, 5 and 10 m from
13 TAO/PIRATA moorings are used between January 2000 and December 2006. The
14 selection of valid data is made according to the validation flags provided on the website.
15 In addition, a check on the consistency of vertical salinity profiles is performed (see the
16 appendix). After this work, 13 sites are selected and analyzed (see positions and time
17 periods on TABLE 1).

18

19 Temperature and salinity are measured by a thermosalinograph (TSG) on board
20 the Research Vessel (R/V) Polarstern at 5 m and 11 m depth, every 15 minutes. This ship
21 crosses the Atlantic Ocean twice a year. The R/V Polarstern is not the only ship with TSG
22 on board, but it is the only one that records two measurements at two different depths.
23 The data used were collected from 1993 to 2005. As for the TAO/PIRATA

1 measurements, an thorough work of data correction and sorting is necessary (see the
2 appendix).

3

4 Argo measurements are downloaded from the Coriolis database
5 (<http://www.coriolis.eu.org/cdc/argo.htm>, see full description in Gould et al. (2004)).
6 Vertical profiles with at least 2 measurements of salinity between 1 and 11 m depth, from
7 1 January 2000 to 31 December 2006, are retained. The selection of Argo data is made
8 depending on two criteria. First, a study about the method of sampling conductivity
9 according to the type of floats leads us to consider only measurements from Autonomous
10 Profiling EXplorer (APEX) floats. They are the only ones that do not record a depth-
11 integrated conductivity. Then the selection is made in accordance with the Coriolis
12 validation flags (Wong et al. 2008, see the appendix).

13

14 The World Ocean Database 2005 (WOD05, see Boyer et al. (2006) and
15 <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>) contains quality-
16 controlled Conductivity, Temperature and Depth (CTD) and eXpendable Conductivity,
17 Temperature and Depth (XCTD) ocean profiles collected since 1961. To be consistent
18 with the temporal distribution of Argo floats, only salinity measurements made after 1
19 January 2000 between 4 and 11 m and higher than 20 pss are retained.

20 The “Système d’Information Scientifique pour la MER” (SISMER) database provides
21 also CTD measurements mainly conducted in the Gulf of Guinea and to the east of
22 Indonesia. These data are available on http://www.ifremer.fr/sismer/FR/donnees_FR.htm.
23 The “Altimétrie sur un Rail Atlantique et Mesures In Situ” (ARAMIS) project (Arnault et

1 al. 2004) uses a merchant ship along the AX11 route (35°N, 20°W – 20°S, 40°W). Twice
 2 a year, from 2002 to 2006, salinity and temperature are measured with a spatial resolution
 3 of one degree on latitude, by XCTD with a vertical resolution of 1 m. Data are processed
 4 by the ARAMIS team and only measurements below 4 m depth are considered.

5

6 2) THE ENSEMBLE DATASET

7 For each vertical profile, the vertical salinity difference is computed between two
 8 levels as deepest minus shallowest salinity measurement.

9 The vertical sampling of salinity measurements is different depending on the various
 10 types of platforms. In order to organize the analysis, the vertical differences are ranked in
 11 three groups (referred to in what follows as vertical levels):

12 $\Delta S_{10-5} = S[8; 11] \text{ m} - S[4; 6] \text{ m}$ meaning that the difference between
 13 salinity measured between 8 and 11 m and salinity measured between 4 and 6 m depth is
 14 computed.

$$15 \quad \Delta S_{5-1} = S[4; 6] \text{ m} - S[0; 2] \text{ m}$$

$$16 \quad \Delta S_{10-1} = S[8; 11] \text{ m} - S[0; 2] \text{ m}$$

17 Nearly 280 000 vertical salinity differences are obtained over the entire tropical region
 18 (30°N – 30°S). Note that 48% of vertical salinity differences included in ΔS_{10-5} come
 19 from TAO/PIRATA measurements whereas ΔS_{5-1} and ΔS_{10-1} groups are based only on
 20 TAO/PIRATA measurements and more than 93% (82 %) of the ΔS_{5-1} (ΔS_{10-1}) groups
 21 are located at 95°W of longitude. The different regions sampled by the various types of
 22 data are indicated in the appendix, as well as the distributions according to the data type,
 23 the vertical level and the geographical location.

1

2 *b. Collocated rain and surface wind speed measurements and salinity dataset*

3 The influence of rainfall on vertical salinity differences is analyzed by using rain
4 rates retrieved from satellite microwave radiometers : the Special Sensor
5 Microwave/Imager (SSM/I), the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)
6 Microwave Imager (TMI) and the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR),
7 delivered by Remote Sensing Systems (RemSS) at <http://www.ssmi.com/> (see description
8 of the algorithm in Wentz and Roy (1998) and description of the data on the appendix).
9 We also used wind speed retrieved from the same satellites measurements and QuikScat
10 scatterometer measurements.

11 Satellite instruments provide two instantaneous "snapshots" each day with no
12 indication of the start time of the rain event, its duration, and its overall intensity;
13 however the key information for predicting sea surface freshening is the rain history.
14 Hence, we derive a rain parameter called the "3-day maximum accumulation rain rate"
15 (3d max rain rate) as the sum of the daily maximum rain rate measured by satellite over 3
16 days at each geo-location. The choice of three days was made because it ensures a quasi-
17 global coverage of the satellite; using 2 days reduced the number of collocations by 10%
18 whereas observed tendencies were very similar. Salinity vertical differences are
19 collocated with the 3d max rain rate computed over the previous 72 hours in 25 km radii.
20 Salinity vertical differences have also collocated with the maximum surface wind speed
21 computed over the previous hour in 25 km radii (referred to in what follows as 1hr_WS).

22 In order to remove anomalous vertical salinity differences related either to
23 inaccurate measurements or to coastal river discharge, a final selection based on a "5

1 standard deviation” criterion is applied (see the appendix).

2

3 *c. Statistical Analysis*

4 To draw a statistical relation between vertical salinity differences and rainfall, a
5 least-squares regression line is computed for the whole dataset and for each vertical level.
6 The resulting linear trends, vertical salinity differences in function of the 3d max rain
7 rates, are superimposed on the mean and the standard deviation computed for each 2 mm
8 hr^{-1} groups of 3d max rain rate.

9 In order to estimate the consistency of the statistical resultants obtained from various
10 vertical levels, the sum of the linear trends of ΔS_{10-5} and ΔS_{5-1} is compared to the ΔS_{10-1}
11 linear trend. More than 60% of vertical salinity differences included in ΔS_{10-5} do not
12 come from the same profiles as the differences included in ΔS_{10-1} and ΔS_{5-1} .

13 To improve these statistical results, dependency on 1hr_WS is taken into account. The
14 average on the whole associated 1hr_WS equals to 6.1 m s^{-1} ; the distinction of high and
15 low 1hr_WS is made in accordance with this average. Then the least-squares regression
16 lines are computed distinguishing the intensity of 1hr_WS.

1 **3. The SSS vertical differences as observed on TAO** 2 **moorings**

3 The temporal evolution of salinity during a rain event can be observed using
4 measurements from the TAO project. On some moorings, measurements of temperature
5 and salinity are performed every 10 minutes in the upper ocean at 1 m, 5 m and 10 m
6 depth. Measurements of precipitation are also performed each 10 minutes. In the
7 following, the influence of rain events on salinity in the upper 10 meters is illustrated on
8 two distinct TAO moorings. These are located at 5°S, 95°W and at 10°N, 95°W and are
9 referred to in what follows as the 5S-95W and the 10N-95W TAO moorings respectively.
10 The analyzed time series of the 5S-95W TAO mooring extends from 16 to 20 February
11 2002. For the 10N-95W TAO mooring, the time series extends from 18 to 23 September
12 2001 (see FIG. 1).

13

14 During these periods, several rain events were followed by a decrease of salinity
15 at 1 m. On 17 February 2002, the 5S-95W TAO mooring has registered several rain
16 events with precipitation rates from 2.3 to 7.6 mm hr⁻¹ (durations of rain events go from
17 30 to 100 minutes). These events have no impact on salinity at 5 and 10 m, and create
18 only a freshening of less than 0.1 pss at 1 m. Conversely, on 18 February 2002, between
19 9H50 and 16H10, a rain event of 390 minutes with a mean precipitation rate of 7.8 mm
20 hr⁻¹ is recorded, and followed by a maximum freshening of 0.93 pss at 1 m (reached at the
21 end of the rain event) and a freshening of 0.35 pss at 5 m. Then, salinity at 1 m and 5 m
22 slowly recover until the beginning of a new small rain event (mean precipitation rate
23 equals to 2.4 mm hr⁻¹, for a duration of 30 minutes). At that time, only salinity at 1 m

1 registers another decrease of 0.14 pss. During this whole period, salinity at 10 m does not
2 record any variation and remains between 34.71 and 34.73 pss.

3 Observations on the 10N-95W TAO mooring are similar. 3 freshenings higher than 0.1
4 pss at 1m are recorded: one decrease of salinity at 1 m of 0.18 pss, associated with a 190-
5 minutes rain event and a mean precipitation rate of 6.4 mm hr^{-1} , then one of 1.67 pss
6 (mean precipitation rate of 13.3 mm hr^{-1} during 170 minutes) and, on 21 September
7 evening, one of 0.59 pss (mean precipitation rate of 25.4 mm hr^{-1} during 110 minutes).
8 The salinity at 5 m and 10 m is not influenced. During these freshening events, wind
9 speed stays close to 4 m s^{-1} .

10

11 Vertical salinity differences observed on TAO moorings begin in late afternoon
12 and end in early morning, consistent with the diurnal salinity cycle studied by Cronin and
13 McPhaden (1999). These periods are within the time passage of SMOS and Aquarius (at
14 0600 and 1800 each day). The variety of the observed salinity fluctuations at 1 m,
15 associated with a given rain rate show the difficulty of obtaining precise prediction on
16 vertical salinity differences, taking into account only information on precipitation.
17 Assuming an isohaline mixed layer and neglecting advection, analysis indicates that
18 salinity fluctuations cannot be solely explained by dilution processes. On 18 February
19 2002, between 9H50 and 16H10, the total accumulated rain equals 50.6 mm. Given the
20 background salinity of 34.68 pss and the observed freshening of 0.93 pss at 1 m, we
21 estimate a rain-formed mixed layer of 1.85 m depth. This is consistent with freshening
22 observed at 1 m depth, but not with the one occurring at 5 m depth. On 18 September
23 2001, the total rain amount of 37.8 mm, given a background salinity of 33.75 pss and a

1 freshening of 1.64 pss, would correspond to a rain-formed mixed layer of 0.74 m depth,
2 inconsistent with freshening observed at 1 m. A simple 1-D homogeneous rain-formed
3 mixed layer is not consistent with the observations; other processes like horizontal
4 advection of low salinity patches are clearly important.

5

6 These freshening events, i.e. the salinity difference between 10 m and 1m
7 remaining higher than 0.1 pss during more than one hour, are not rare. On the 5S 95 W
8 mooring, 22 freshening events are observed, half of them for less than 10 hours.
9 Altogether, freshening events appear during 329 hours on a total of 5058 hours of data
10 (nearly 6.50 % of temporal distribution). This result is very dependent on the
11 geographical location of TAO moorings and goes from 0 (at 0N 140W) to nearly 22% (at
12 10N 95W) of temporal distribution. The same event can persist during several days. The
13 maximum persistence time observed on TAO moorings equals to 144 hours for a mean
14 vertical salinity difference between 10 m and 1 m of 0.85 pss. On average over 10 days,
15 these vertical salinity differences can reach 0.5 pss (see FIG. 2). Even if the geographical
16 extent of a rain event rarely equals 200 x 200 km², mixing and ocean surface currents can
17 spread fresh water, stretch and create artificial biases between L-band radiometer and in
18 situ salinity measurements.

1 **4. Vertical salinity differences through the tropical band**

2 Vertical salinity differences greater than 0.1 pss are observed in each ocean,
3 mainly between 0 and 15°N latitude for the Atlantic and Pacific Ocean, throughout the
4 Gulf of Bengal and around the Indian coast (see FIG. 3a). These zones of high differences
5 coincide with the average position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) and of
6 Northern Indian Ocean Monsoon, so are likely related to precipitation. Isolated large
7 differences near coastlines and river mouths (e.g. the Amazon River along the Brazilian
8 coast, the Congo and Niger along the African coast, and the Gulf of Mexico) are
9 observed.

10 However salinity differences averaged either for each ocean or for each vertical
11 level, remain less than 0.05 pss (see TABLE 2). The percentage of salinity differences
12 higher than 0.1 pss is small: over the whole database, 97.1% of salinity differences fall
13 between -0.1 and 0.1 pss. Only 0.2% is below -0.1 pss and 2.7% are higher than 0.1 pss.
14 However, the percentage of high salinity differences increases when the shallowest
15 measurement is taken at 1 m depth: salinity differences higher than 0.1 pss represent
16 7.13% for ΔS_{5-1} and 10.27% for ΔS_{10-1} whereas they represent only 4.24% for ΔS_{10-5}
17 (see FIG. 4a).

18 The positions of high 3d max rain rates coincide with positions of high salinity
19 differences, especially in the Atlantic Ocean (see FIG. 3b). The comparison of mean,
20 standard deviation and distribution of high salinity differences between low 3d max rain
21 rate (below 10 mm hr⁻¹) and high 3d max rain rate (above 10 mm hr⁻¹) shows clearly the
22 link between precipitation and vertical salinity differences (see TABLE 2 and FIG. 4b).

1 This link is even clearer if average salinity differences are computed in 2 mm hr⁻¹
2 classes of 3d max rain rate (see FIG. 5) : the larger the rain rate, the greater the vertical
3 salinity differences. This appears both on average computed by 3d max rain rate classes
4 and on regression lines computed from non-averaged collocated data. Looking only at the
5 vertical level, ΔS_{10-1} is always higher on average than ΔS_{5-1} and ΔS_{10-5} . ΔS_{10-1} exceeds
6 0.1 pss on average for a rain rate higher than 5 mm hr⁻¹.

7 The comparison between the different slopes of the linear trends for the three vertical
8 levels shows the validity of this statistical approach. Although more than 60 % of vertical
9 salinity differences included in ΔS_{10-5} do not come from the same profiles as the salinity
10 differences included in ΔS_{10-1} and ΔS_{5-1} , the sum of the linear trends of ΔS_{10-5} and ΔS_{5-1}
11 is very close to the ΔS_{10-1} linear trend (see FIG. 5).

12 Influence of wind speed is also looked at. 37 % of the dataset has been collocated with
13 1hr_WS. The linear trends displayed on FIG. 5 can be revisited by adding information on
14 the intensity of 1hr_WS. For a given 3d max rain rate, the difference between vertical
15 salinity gradients associated with low 1hr_WS and high 1hr_WS can reach 0.05 pss (see
16 FIG. 6) and vertical salinity differences increase conversely with wind speed.

17

18 Our statistical approach, based on salinity collocated with satellite rain rate at 25
19 km resolution, provides a mean to empirically compute, knowing salinity at one depth,
20 the salinity, integrated over 25 x 25 km², at a shallower depth. Although SMOS
21 resolution will be slightly larger (on the order of 30 x 30 to 50 x 50 km², Font et al.
22 2004), but given that this statistical analysis does not take into account possible vertical
23 differences between 1 cm and 1m, this computation gives an order of magnitude of the

1 expected difference between SMOS salinities and deeper measurements. From the
 2 equations of linear trends, if SX_m represents the salinity at X m and $3d_MRR$ (mm hr^{-1})
 3 represents the 3d max rain rate, an estimate of the salinity profile can be computed by:

$$4 \quad S_{10_m} - S_{5_m} = (0.005 \pm 0.10 \cdot 10^{-3}) \times 3d_MRR + (0.006 \pm 0.35 \cdot 10^{-3}) \quad (1)$$

$$5 \quad S_{5_m} - S_{1_m} = (0.006 \pm 0.20 \cdot 10^{-3}) \times 3d_MRR + (0.017 \pm 0.50 \cdot 10^{-3}) \quad (2)$$

$$6 \quad S_{10_m} - S_{1_m} = (0.012 \pm 0.25 \cdot 10^{-3}) \times 3d_MRR + (0.020 \pm 0.75 \cdot 10^{-3}) \quad (3)$$

7 Each associated 95% confidence interval, calculated using a standard t-test, is
 8 indicated in brackets. In case of $1hr_WS$ (m s^{-1}) is known, a multiplying coefficient is
 9 computed to model the influence of wind speed. The linear least-squares regressions turn
 10 into:

$$11 \quad S_{10_m} - S_{5_m} = \frac{(0.005 \pm 0.20 \cdot 10^{-3}) \times 3d_MRR}{1 + (-0.188 \pm 6.50 \cdot 10^{-3}) \times 1hr_WS} + (0.005 \pm 0.47 \cdot 10^{-3}) \quad (4)$$

$$12 \quad S_{5_m} - S_{1_m} = \frac{(0.005 \pm 0.29 \cdot 10^{-3}) \times 3d_MRR}{1 + (-0.250 \pm 0.02) \times 1hr_WS} + (0.016 \pm 0.75 \cdot 10^{-3}) \quad (5)$$

$$13 \quad S_{10_m} - S_{1_m} = \frac{(0.012 \pm 0.46 \cdot 10^{-3}) \times 3d_MRR}{1 + (-0.243 \pm 0.03) \times 1hr_WS} + (0.017 \pm 1.10 \cdot 10^{-3}) \quad (6)$$

1 **5. Discussion**

2 The comparison between the different vertical levels indicates the necessity of
3 taking into account the depth of in situ data for the calibration and validation of satellite
4 measurements in rainy regions: highest salinity differences occur when the shallowest
5 measurement is taken at 1 m. At local scale, ΔS_{5-1} can reach 1 pss. The 3d max rain rate
6 appears to be a reliable parameter for the detection via statistical methods of the salinity
7 differences between surface L-band radiometer measurements and in situ measurements
8 due to rainfall. However, more than 75% of vertical salinity differences come from 13
9 fixed positions in the tropics (TAO/TRITON and PIRATA moorings), mainly located at
10 95°W. More measurements above 5 m are urgently needed to extend and improve this
11 work.

12

13 This paper focuses on vertical salinity differences between 1 m and 10 m. In case
14 of a rain-formed mixed layer deeper than 1 m, the least square relations found can be
15 used in comparison between L-band retrieved salinity and in situ salinity. Otherwise,
16 largest differences are expected to occur between 1 cm and 1 m but are difficult to
17 estimate as measurements are rare in the uppermost meter. Some surface floats have
18 recently been deployed to measure temperature and salinity near the surface. For
19 instance, Metocean drifters provide series of conductivity and temperature measurements
20 at hourly intervals at 50 cm depth (see description in Reverdin et al. (2007)). One
21 Metocean buoy, deployed near the Amazon estuary in October 2007, recorded during the
22 night from 29 to 30 December 2007, a significant decrease in salinity, from 35.76 pss to
23 35.06 pss (see FIG. 7). The salinity recovers its initial value 14 hours later. The F14 and

1 F13 SSM/I satellite sampled the same area as the Metocean drifter on 29 December 2007,
2 at the beginning of the SSS decrease event, at 2036 and 2111 respectively. They show the
3 occurrence and the persistence of a rain event for more than 40 minutes (see FIG. 7). The
4 0.7 pss decrease of SSS coincides with a rain event of 3.3 mm hr^{-1} . Its associated 3d max
5 rain rate equals to 3.80 mm hr^{-1} .

6 For a given 3d max rain rate, the vertical salinity differences observed locally by an
7 autonomous drifter can be much higher than what our regression lines indicate. It must
8 strengthen that freshening due to rain is often very local, involving spatial scale much
9 smaller than satellite pixels. Because local salinity were collocated with $25 \times 25 \text{ km}^2$
10 pixel rainfall, these regressions are representative of freshening effect integrated over a
11 satellite pixel, thus much lower than local effect but probably close to the effect that will
12 be observed on L-band radiometric pixels.

13 The future increase in salinity measurements at 50 cm depth should allow drawing
14 statistics for the uppermost meters of the ocean. In future work, these estimates could be
15 compared with theoretical model estimates like the Price and Weller (1986) model. This
16 one computes the salinity profile in case of precipitation with a vertical sampling of
17 several tenths of centimeters, whereas Schlüssel et al. (1997) compute the salinity
18 decrease induced by rain events in the molecular sublayer of the ocean.

19

20 To document vertical salinity differences that can be expected from the occurrence of
21 rain, we recommend using precipitation derived from satellite measurements and a
22 statistical approach. With a 3d max rain rate superior to 10 mm hr^{-1} , vertical salinity

1 differences, all vertical levels combined, can reach on average more than 0.075 pss (see
2 FIG. 5).

3 This approach, valuable only from a statistical point of view, is probably less accurate
4 than physical models describing the penetration of rain in the ocean and the near surface
5 ocean circulation but these models need detailed atmospheric forcing (heat fluxes, wind
6 speed, ...) and modeling of ocean circulation (advection ...) that will not be easily
7 available for all radiometric measurements.

8

1 **6. Conclusion**

2 Precipitation represents an important issue for L-band radiometer. Vertical salinity
3 gradients, higher than 0.1 and up to 1 pss, consistent with strong rain events, are observed
4 in tropical regions. These vertical salinity differences increase with the depth differences
5 between the two measurements and are maxima when 1 m depth measurements are
6 considered. Careful studies about salinity vertical variability between the first cm and 5 m
7 depth, in rainy regions, is highly recommended. In addition, the fixed time passage of
8 these satellites (0600 and 1800 LT) coincides with the precipitation maxima over ocean
9 and land determined by Yang et al. (2008).

10

11 If the expected precision of satellite equals several tenths of a pss on average over
12 space and time, rain events do not represent an obstacle. However, if this precision is
13 fixed at less than 0.1 - 0.2 pss for an average computed over 10 days and $200 \times 200 \text{ km}^2$,
14 rain events associated with mixing and surface currents can create a vertical salinity
15 difference between L-band radiometer data and in situ data. In this case, the rain rate
16 computed by satellites provides reliable information and correlation between salinity
17 differences, and the 3d max rain rate as defined in this paper can be used.

18

19 Some recommendations can be drawn from this study to optimize calibration and
20 validation of the L-band radiometer SSS measurements. First of all, a detailed and
21 complete check of in situ measurements has to be done to avoid suspicious or averaged
22 data. Next, agreeing with the report recommendations of the US CLIVAR Salinity
23 Working Group (2007), Surface Argo Salinity Measurements shallower than 5 m are

- 1 needed, as well as more measurements at the upper ocean surface, like those performed at
- 2 15-30 cm by surface floats or like the high-resolution vertical profiles performed up to 1
- 3 cm (Ho et al. 2004), have to be collected, particularly in the tropical band.

1

2 *Acknowledgments.*

3 The authors are indebted to P. Blouch and J. Rolland of Meteo-France for providing
4 support and assistance in the use of the Metocean buoy. They thank T. Delcroix, F.
5 Gaillard, L. Barbero and J. Gourrion for their scientific and technical advice, X. Yin for
6 his rereading of this paper and S. Le Reste and B. Bourles for their helpful explanation of
7 the functioning of Argo floats. The authors wish to thank all the people participating in
8 the Argo floats dissemination and the Argo technical and scientific team for providing
9 free access to the Argo measurements. We also acknowledge G. Rohardt and all the
10 Polarstern team for their help and for providing data, the SISMER team and the TAO
11 Project Office of NOAA/PMEL, T. Boyer and the National Oceanographic Data Center,
12 Remote Sensing Systems, and NASA Earth Science REASoN DISCOVER Project for
13 providing free and open access to, respectively, TAO and PIRATA data, the World
14 Ocean database 2005, and measurements from SSM/I, TMI, and AMSR-E satellites. The
15 authors are indebted to N. Martin for his computing support and valuable help. We are
16 also gratefully acknowledged to three anonymous reviewers whose thoughtful comments
17 significantly contributed to improvement of the manuscript.

18 This work is part of the GLobal Ocean sea surface Salinity CALibration and validation
19 for SMOS (GLOSCAL) project, and is supported by the French program CNES/TOSCA
20 and by ESA. C. Henocq is supported by a CIFRE/CNRS/ACRI-St fellowship.

APPENDIX

Data Correction and Sorting

a. Salinity measurements

MEASUREMENTS FROM TAO/TRITON AND PIRATA MOORINGS

The selection of valid data is made according to the validation flags provided on the website. In addition, we perform a check on the consistency of vertical salinity profiles. In what follows, salinity measured at a depth of X meters will be noted SX_m. Firstly, data with a validation flag equal to 4 (meaning low quality data) are discarded and the highest quality data (validation flag equal to 1) are selected. Then, for default quality and adjusted data (validation flag equal respectively to 2 and 3), the temporal variations of S5_m - S1_m, of S10_m - S5_m and of S10_m - S1_m are studied. When the linear trend of salinity differences shows a suspect slope or when S5_m - S1_m and S10_m - S5_m showed opposite behavior (see FIG. A1 a), data are discarded. Selected data, after this sorting work, come from 13 sites located in Pacific and Atlantic Ocean.

MEASUREMENTS FROM POLARSTERN

An important work of correction and selection of data is accomplished. Sometimes the Polarstern time series of S11_m - S5_m show an important increase followed by a “jump” probably linked to TSG fouling and calibration problems (see FIG. A1 b). This problem cannot be easily corrected, so these data are rejected. Some transects also present a suspect non-zero bias. Since the surface layer is expected to be

1 homogeneous between 5 and 11 m most of the time, the median value of vertical
2 differences calculated over a transect should be equal to zero. According to Polarstern
3 team (G. Rohardt 2006, personal communication), the 5 m sensor is calibrated more
4 accurately than the 11 m sensor, so, for each transect separately, the conductivity
5 measured at 11 m depth is adjusted in order to get a median of the conductivity difference
6 between 5 m and 11 m equal to zero. TABLE A1 summarizes the correction applied to
7 each transect. This kind of problem does not appear with the temperature gradient.

8

9 MEASUREMENTS FROM ARGO FLOATS

10 Active Argo floats fall into 3 main different types: Autonomous Profiling
11 EXplorer floats (named APEX, representing 65.2 % of the active floats on 1 August
12 2008, see <http://argo.jcommops.org>), Sounding Oceanographic Lagrangian Observer
13 floats (named SOLO, 28.1 %) and Provor floats (5.3 %). Depending on their type, for
14 each measurement, floats transmit either depth-integrated conductivity measurements
15 (SOLO and Provor) or a instantaneous measurement (APEX). Since salinity differences
16 can be smoothed because of depth averaging, only APEX measurements, from 1 January
17 2000 to 31 December 2006, are retained.

18 The selection of Argo data is made first in accordance with the Coriolis validation flags
19 (Wong et al. 2008). Data with a flag equal to 1 or 2 (meaning good or probably good
20 data) and salinity measurements greater than 20 pss are retained. Some Argo floats
21 present salinity differences larger than 0.15 pss between two depths separated by less
22 than 1 meter. These floats, also considered inaccurate by J. Gourrion (2007, personal
23 communication), are discarded.

1

2 MEASUREMENTS FROM CTD-XCTD

3 The first verification deals with depth and salinity amplitude: a lot of
4 measurements above 4 m seemed suspicious (as instance, measurements smaller than 20
5 pss in open ocean). As a consequence, only salinity measurements made after 1 January
6 2000 between 4 and 11 m and higher than 20 pss are retained. Concerning WOD05,
7 validation flags provided by the data submitters are taken into account in order to retain
8 only good and probably good data. When these flags are not available, the selection is
9 based on a quality control flag computed by the WOD05 team using statistical methods.
10 Concerning SISMER database, measurements made after 1 January 2000 between 4 and
11 11 m and flagged as good (quality flag equal to 1) or probably good (quality flag equal to
12 2) are retained. Data from ARAMIS project are processed by the ARAMIS team and only
13 measurements below 4 m depth are considered.

14

15 Less than 280 000 vertical salinity differences are obtained over the entire tropical
16 region, divided into 3 verticals levels: ΔS_{10-5} , ΔS_{5-1} and ΔS_{10-1} . The different zones
17 sampled by the distinct types of data are drawn in FIG. A2. TABLE A2 indicates the
18 different distributions according to the data type, the vertical level and the geographical
19 position. The time series extends from 1993 to 2006, but data before January 2000 come
20 only from the Polarstern.

21

22 *b. Rain and surface wind speed measurements*

23 For each satellite, SSM/I, TMI, AMSR-E and QuikScat, the rain rate and surface wind

1 speed product is provided on two maps for each day at 0.25° resolution, corresponding to
2 ascending and descending orbit, with different spatial and temporal coverage. For each
3 satellite, surface wind speed corresponds to wind speed 10 meters above the water
4 surface, derived from surface roughness.

5 • From 1987, several SSM/I satellites have been launched. Each day, two passes
6 between 80°N and 80°S , called "morning pass" and "evening pass", are registered.
7 Satellites pass overhead at approximately the same local time each evening or morning;
8 this time passage alters slightly over the course of the year. For SSM/I satellites, 5 of
9 them overlap in time with computed vertical salinity differences (see TABLE A3)

10 • TMI data are provided in the form of daily maps separated into ascending and
11 descending orbit segments. The data are available from 07 December 1997. They cover a
12 region from 40°S to 40°N . Unlike SSM/I satellites, the TMI satellite travels West to East
13 in a semi-equatorial orbit and does not record data at the same local time.

14 • The AMSR-E onboard the Aqua spacecraft has provided validated data since 1
15 June 2002. The local Equator Crossing Time is 1330 for the ascending pass and 0130 for
16 the descending pass and the spatial coverage extends from 80°N to 80°S .

17 • The microwave scatterometer QuikScat has provided data since July 1999.

18 Each vertical salinity difference is collocated with rain rate computed by these satellites,
19 over the previous 72 hours in 25 km radii, to calculate their associated 3d max rain rate,
20 and with maximum surface wind speed, over the previous hour in 25 km radii, to
21 calculate their associated 1hr_WS.

22

1 *c. Sorted dataset*

2 To detect biased and wrong measurements, the combined dataset, i.e. vertical
3 salinity differences with their associated 3d max rain rate, is sorted into groups of 3d max
4 rain rate (from 0 to 1 mm hr⁻¹, from 1 to 2, and so on... until greater than 10 mm hr⁻¹,
5 each group being composed of more than 30 salinity measurements). In each group, the
6 mean and the standard deviation (respectively M and STD) of salinity differences are
7 calculated. We choose to discard data outside the interval [M +/- 5 STD].

8 Except for some large differences in the eastern Pacific and in the Indian Ocean, they are
9 actually located near coastlines or mouths of rivers such as the Amazon or the Niger. In
10 addition, a comparison of the shallowest temperature versus shallowest salinity diagram
11 (T-S diagram) for discarded profiles and for the whole dataset shows that the discarded
12 salinity differences have a warmer SST and lower SSS than the majority of the dataset.
13 This indicates that these profiles are mostly sampled in river plumes (Del Vecchio and
14 Subramaniam 2004) and correspond to large vertical salinity differences that sometimes
15 appear near the coast due to river discharge.

16

17 As the primary goal of SMOS is to retrieve salinity in the open ocean and since
18 radiometric measurements are strongly contaminated by the presence of coastlines
19 because the emissivity of land is about twice as large as that of the ocean (Zine et al.
20 2007), calibration and validation of SMOS SSS measurements will not put much
21 emphasis on coastal areas. As a consequence, discarding data outside the interval [M +/-
22 5 STD] appears to be justified.

1 References

- 2 Arnault, S., N. Chouaib, D. Diverres, S. Jacquin, and O. Coze, 2004: Comparison of
3 Topex/Poseidon and Jason Altimetry with Aramis In Situ Observations in the
4 Tropical Atlantic Ocean. *Marine Geodesy*, **27**, 15-30.
5
- 6 Barre, H. M. J. P., B. Duesmann, and Y. Kerr, 2008: SMOS: The Mission and the
7 System. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, **46**, (3), 587-593.
8
- 9 Bingham, F. M., S. D. Howden, and C. J. Koblinsky, 2002: Sea surface salinity
10 measurements in the historical database. *Journal of Geophysical research*, **107**,
11 (C12), 8019, doi: 10.1029/2000JC00767.
12
- 13 Boutin, J., P. Waldteufel, N. Martin, G. Caudal, and E. Dinnat, 2004: Surface salinity
14 retrieved from SMOS measurements over global ocean: imprecisions due to surface
15 roughness and temperature uncertainties. *Journal of Atmospheric and Oceanic
16 Technology*, **21**, 1432-1447.
17
- 18 Boutin, J. and N. Martin, 2006: ARGO upper salinity measurements: perspectives for L-
19 band radiometers calibration and retrieved sea surface salinity validation. *Geoscience
20 and Remote Sensing Letters*, **3**, (2), 202-206.
21
- 22 Boyer, T. P., J. I. Antonov, H. E. Garcia, D. R. Johnson, R. A. Locarnini, A. V.
23 Mishonov, M. T. Pitcher, O. K. Baranova, and I. V. Smolyar, 2006: World Ocean
24 Database 2005. S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS 60, U.S. Government Printing
25 Office, Washington, D.C., 190 pp., DVDs.
26
- 27 Cronin, M. F. and M. J. McPhaden, 1999: Diurnal cycle of rainfall and surface salinity in
28 the western Pacific warm pool. *Geophysical Research Letter*, **26**, (23), 3465-3468.
29
- 30 Del Vecchio, R. and A. Subramaniam, 2004: Influence of the Amazon River on the
31 surface optical properties of the western tropical North Atlantic Ocean. *J Geophysical
32 Res*, **109**, C11001, doi: 10.1029/2004JC002503.
33
- 34 Delcroix, T., M. McPhaden, A. Dessier, and Y. Gouriou, 2005: Time and Space Scales
35 for Sea Surface Salinity in the Tropical Oceans. *Deep Sea Research I*, **52**, 787-813.
36
- 37 Elliott, G. W., 1974: Precipitation Signatures in Sea-Surface-Layer Conditions During
38 BOMEX. *Journal of Physical Oceanography*, **4**, 498-501.
39
- 40 Font, J., G. S. E. Lagerloef, D. M. LeVine, A. Camps, and O. Z. Zanifé, 2004: The
41 determination of Surface Salinity with the European SMOS Space Mission. *IEEE
42 Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **42**, 2196-2205.
43
- 44 Gould, J., D. Roemmich, S. Wijffels, H. Freeland, M. Ignaszewsky, X. Jianping, S.
45 Pouliquen, Y. Desaubies, U. Send, K. Radhakrishnan, K. Takeuchi, K. Kim, M.

- 1 Danchenkov, P. Sutton, B. King, B. Owens, and S. Riser, 2004: Argo Profiling Floats
2 Bring New Era of In Situ Ocean Observations. *EOS*, **85**, (179),190-191.
3
- 4 Ho, D. T., C. J. Zappa, W. R. McGillis, L. F. Bliven, B. Ward, J. W. H. Dacey, P.
5 Schlosser, and M. B. Hendricks, 2004: Influence of rain on air-sea gas exchange:
6 Lessons from a model ocean. *Journal of Geophysical research*, **109**, C08S18,
7 doi:10.1029/2003JC001806.
8
- 9 Hsiao, M., S. Lichter, and L. G. Quintero, 1988: The critical Weber number for vortex
10 and jet formation for drops impinging of a liquid pool. *Phys. Fluids*, **31**, 3560-3562.
11
- 12 Lagerloef, G. S. E., C. F. Swift, and D. M. L. Vine, 1995: Sea surface salinity: the next
13 remote sensing challenge. *Oceanography*, **8**, 44-50.
14
- 15 Le Vine, D. M., G. S. E. Lagerloef, F. R. Colomb, S. H. Yueh, and F. A. Pellerano, 2007:
16 Aquarius: An instrument to Monitor Sea Surface Salinity From space. *IEEE Trans.*
17 *On Geoscience and Remote Sensing*, **45**, (7), 2040-2050.
18
- 19 McPhaden, M. J., 1995: The Tropical Atmosphere-Ocean array is completed. *Bulletin of*
20 *the American Meteorological Society*, **76**, 739-741.
21
- 22 Miller, J. R., 1976: The Salinity Effect in a Mixed Layer Ocean Model. *Journal of*
23 *Physical Oceanography*, **6**, 29-35.
24
- 25 Ostapoff, F., Y. Tarbeyev, and S. Worthem, 1973: Heat flux and precipitation estimates
26 from oceanographic observations. *Science*, **180**, 960 - 962.
27
- 28 Peichl, M., V. Wittmann, E. Anterrieu, B. Picard, N. Skou, and S. Sobjaerg, 2005: "Final
29 report : Scientific inputs for the SMOS level 1 processor development". *ESA contract*
30 *10508/02/NL/GS*, 126
31
- 32 Price, J. F., 1979: Observation of a Rain-Formed Mixed Layer. *Journal of Physical*
33 *Oceanography*, **9**, 643-649.
34
- 35 Price, J. F. and A. Weller, 1986: Diurnal Cycling: Observations and Models of the Upper
36 Ocean Response to Diurnal Heating, Cooling, and Wind Mixing. *Journal of*
37 *Geophysical research*, **91**, C7, 84411 - 8427.
38
39
- 40 Reverdin, G., P. Blouch, J. Boutin, P. P. Niiler, J. Rolland, W. Scuba, A. Lourenco, and
41 A. F. Rios, 2007: Surface salinity measurements - COSMOS 2005 experiment in the
42 Bay of Biscay. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24**, 1643-1654.
43
- 44 Riser, S. C., L. Ren, and A. Wong, 2008: Salinity in ARGO. *Oceanography*, **21**, 56-67.
45

- 1 Schlüssel, P., A. V. Soloviev, and W. J. Emery, 1997: Cool and Freshwater Skin of the
2 Ocean during Rainfall. *Boundary Layer Meteorol.*, **82**, 437-472.
- 3
- 4 Schmitt, R. W., 2008: Salinity and the Global Water Cycle. *Oceanography*, **21**, 12-19.
- 5
- 6 Servain, J., A. J. Busalacchi, M. J. McPhaden, A. D. Moura, G. Reverdin, M. Vianna, and
7 S. E. Zebiak, 1998: A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic
8 (PIRATA). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 2019-2031.
- 9
- 10 Soloviev, A. and R. Lukas, 1997: Observation of large diurnal warming events in the
11 near-surface layer of the western equatorial Pacific warm pool. *Deep Sea Research I*,
12 **44**, 1055-1076.
- 13
- 14 US CLIVAR Salinity Working Group, 2007: Report of the U.S. CLIVAR Salinity
15 Science Working Group, US CLIVAR Office, Washington, DC. Available online at
16 http://www.usclivar.org/Pubs/Salinity_final_report.pdf.
- 17
- 18 Ward, B., R. Wanninkhof, P. J. Minnett, and M. J. Head, 2004: SkinDeEP: A Profiling
19 Instrument for Upper-Decameter Sea Surface Measurements. *Journal of Atmospheric
20 and Oceanic Technology*, **21**, 207-222.
- 21
- 22 Wentz, F. J. and W. S. Roy, 1998: SSM/I Rain Retrievals within a Unified All-Weather
23 Ocean Algorithm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**, 1481-1729.
- 24
- 25 Wijesekera, H. W., C. A. Paulson, and A. Huyer, 1999: The Effect of Rainfall on the
26 Surface Layer during a Westerly Wind Burst in the Western Equatorial Pacific.
27 *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 612-632.
- 28
- 29 Wong, A., R. Keeley, T. Carval, and A. D. M. Team, 2008: Argo quality control manual.
30 available on <http://www.coriolis.eu.org/cdc/argo/argo-quality-control-manual.pdf>.
- 31
- 32 Yang, S., K. Kuo, and E. A. Smith, 2008: Persistent Nature of Secondary Diurnal Modes
33 of Precipitation over Oceanic and Continental Regimes. *Journal of Climate*, **21**, 4115-
34 4131.
- 35
- 36 Yueh, S. H., R. West, W. J. Wilson, K. K. Li, E. G. Njoku, and Y. Rahmat-Samii, 2001:
37 Error sources and feasibility for microwave remote sensing of ocean surface salinity.
38 *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, 1049-1060.
- 39
- 40 Zine, S., J. Boutin, P. Waldteufel, J. L. Vergely, T. Pellarin, and P. Lazure, 2007: Issues
41 About Retrieving Sea Surface Salinity in Coastal Areas From SMOS Data.
42 *Geoscience and Remote Sensing*, **45**, 2061 - 2072.
- 43
- 44 Zine, S., J. Boutin, J. Font, N. Reul, P. Waldteufel, C. Gabarro, J. Tenerelli, F. Petitcolin,
45 J.-L. Vergely, M. Talone, and S. Delwart, 2008: Overview of the SMOS Sea-Surface-
46 Salinity Prototype Processor. *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, **46**.

List of Figures

- 1
2
3 FIG. 1. The influence of rainfall and wind speed on salinity at 1 m measured by (a) 5S-
4 95W and (b) 10N-95W TAO moorings. Salinity measurements taken at 1 m depth are
5 represented by the red curve, salinity measurement at 5 m depth by the blue curve and 10
6 m depth by the green curve. The black dots represent the rain rate measured every 10
7 minutes and the gray dotted line, the hourly mean wind speed.
- 8
- 9 FIG. 2. The average of vertical salinity differences between 10 m and 1 m depth over 10
10 days for 4 TAO moorings. Each color represents a different mooring.
- 11
- 12 FIG. 3. The spatial distribution of vertical salinity differences, all vertical levels
13 confounded, (a) and of 3d max rain rate associated with each salinity differences (b). The
14 upper colorbar indicates the value of vertical salinity differences (pss) and the other one,
15 the 3d max rain rate (mm hr^{-1}). In order to draw attention to the extremes, when several
16 values of vertical salinity differences (and, as a consequence, several values of 3d max
17 rain rate too) occur at the same point, only the highest absolute values are displayed.
- 18
- 19 FIG. 4. The distribution of low, near-zero and high vertical salinity differences according
20 (a) to their verticals levels and (b) to the intensity of the 3d max rain rate.
- 21
- 22 FIG. 5. The mean and standard deviation of salinity differences computed in 2 mm hr^{-1} 3d
23 max rain rate classes and the linear trends of vertical salinity differences versus 3d max
24 rain rate computed from non averaged data (black dots and curve). Same parameters are

1 displayed for the different vertical levels (red for ΔS_{10-5} , green for ΔS_{5-1} , and purple for
 2 ΔS_{10-1}). Error bars represent the mean \pm once standard deviation of vertical salinity
 3 gradients for each class of 3d max rain rate. The black dotted curve represents the
 4 comparison between the linear trend associated with ΔS_{10-1} (purple curve) and the linear
 5 trend associated with $\Delta S_{10-5} + \Delta S_{5-1}$

6

7 FIG. 6. Linear trends of vertical salinity differences versus 3d max rain rate computed
 8 from non from non averaged data according to their different vertical levels (red for ΔS_{10-5} ,
 9 green for ΔS_{5-1} , and purple for ΔS_{10-1}) and according to the intensity of 1hr_WS.
 10 The dotted lines represent vertical salinity differences associated with high 1hr_WS
 11 (higher than 6.1 m s⁻¹) and the continuous ones represent vertical salinity differences
 12 associated with low 1hr_WS.

13

14 FIG. 7. Trajectory of the Metocean buoy superimposed on measurements of the rain rate
 15 made by a) F14 SSM/I satellite the 29 December 2007 at nearly 2030 and b) F13 SSM/I
 16 satellite the 29 December 2007 at nearly 2111. The dark curve represents the trajectory of
 17 the Metocean drifter between its launch (28 October 2007) and the beginning of May
 18 2008. The large dark dot represents its position on 29 and 30 December 2007. Figure c)
 19 shows the salinity decrease recorded by Metocean buoy at 7°N, 48°W. The back curve
 20 represents the salinity measured at 66 cm depth and the gray curve the temperature at 56
 21 cm depth.

22

1 FIG. A1. Examples of problems encountered with salinity data measured at 2 depths: (a)
2 by the TAO mooring located at 12°N, 95°W. Red dots represent salinity differences
3 measured between 5 and 1 m depth, blue ones the differences between 10 and 5 m depth,
4 and green ones between 10 and 1 m depth. All these measurements are discarded in this
5 study; (b) by Polarstern's TSG in April 1997. This plot shows two problems of
6 calibration met with in Polarstern's data: suspect increase and "jump" in vertical
7 gradients (data from 25°S to 15°S are discarded in this study) and non-zero bias
8 (corrected by taking the 5 m depth measurements as the reference).

9

10 FIG. A2. Positions of measurements made (a) on TAO/PIRATA moorings or by TSG on
11 boats (we take only those boats with two measurements in the first 10 meters), (b) by
12 Argo floats, and (c) by CTD and XCTD (from WOD05, SISMER and ARAMIS project).
13 Colors represent the shallowest measurement salinity of each profile. When several
14 values of SSS occur at the same point, only the highest value is displayed.

15

1 TABLE 1. Location and time distribution of selected TAO moorings

	Latitude	Longitude	Time availability	Depth taken into account*
TAO moorings	0°	140°W	May – Nov 2004 Nov 2004 – Feb 05 Feb – May 2005	1, 5 and 10 m 5 and 10 m 1, 5 and 10 m
	0°	110°W	Apr – Aug 2005 Nov 2005 – Apr 06	5 and 10 m 1, 5 and 10 m
	12°N	95°W	Apr 2000 – Jul 01	1, 5 and 10 m
	10°N	95°W	Nov 2000 – Dec 01 Dec 2002 – Nov 03	1, 5 and 10 m 1 and 5 m
	8°N	95°W	Apr 2000 – Mars 01 Nov 2001 – Feb 02 Oct 2002 – May 03	1, 5 and 10 m 1, 5 and 10 m 1, 5 and 10 m
	5°N	95°W	Nov 2000 – May 03	1, 5 and 10 m
	3.5°N	95°W	Apr – Jul 2000 May – Aug 2001 Oct 2002 – Nov 03	5 and 10 m 1, 5 and 10 m 1, 5 and 10 m
	2°N	95°W	Apr 2000 – Jun 01	1, 5 and 10 m
	0°	95°W	Apr 2000 – Jan 01 Oct 2001 – Feb 03	1, 5 and 10 m 1, 5 and 10 m
	2°S	95°W	Apr – Nov 2000 Nov 2001 – Mar 02 Oct 2002 – Apr 03	1, 5 and 10 m 1 and 5 m 1, 5 and 10 m
	5°S	95°W	Nov 2001 – Jul 02	1, 5 and 10 m
	8°S	95°W	Oct 2001 – Mar 02 Oct 2002 – Jan 03	1, 5 and 10 m 5 and 10 m
	PIRATA mooring	12°N	23°W	Jun – Oct 2006

2
3
4

1 TABLE 2. Mean and standard deviation of vertical salinity differences according to their
 2 vertical, their geographical locations and the intensity of 3d max rain rate.

	Mean of vertical salinity differences (pss)	Standard deviation of vertical salinity differences (pss)	Number of measurements
Over the whole dataset	0.027	0.109	277 907
<u>Vertical level:</u>	<u>Vertical level:</u>		
ΔS_{10-5}	0.016	0.096	129 176
ΔS_{5-1}	0.029	0.098	85 737
ΔS_{10-1}	0.046	0.142	62 994
<u>Geographical location:</u>			
Atlantic Ocean	0.007	0.111	40 147
Pacific Ocean	0.031	0.111	224 38
Indian Ocean	0.010	0.064	13 402
<u>Intensity of rain:</u>			
3d max rain rate not computed *			2 611
3d max rain rate $< 10 \text{ mm hr}^{-1}$	0.019	0.068	269 703
3d max rain rate $\geq 10 \text{ mm hr}^{-1}$	0.085	0.168	5 593

3

4 * 3d max rain rate is not computed when vertical salinity differences could not be
 5 collocated with any satellites measurements over the previous 72 hours.

1

TABLE A1. Corrections applied to the different Polarstern transects

Date of Polarstern's transects	Correction applied ($S m^{-1}$)	Date of Polarstern's transects	Correction applied ($S m^{-1}$)
Oct – Nov 1993	-0.130	May 1999	-0.006
Jun 1994	-0.170	Dec 1999	-0.273
Oct – Nov 1994	0.170	Jan 2000	-0.279
May 1995	-0.470	May – Jun 2000	-0.093
Jun 1996	0.005	Jan – Feb 2003	0.000
Oct 1996	0.000	Oct – Nov 2003	-0.032
Apr 1997	0.000	May 2004	0.000
Oct – Nov 1997	-0.004	Oct 2004	-0.047
Dec 1998	-0.014	Jun 2005	-0.090
Jan 1999	-0.019	Oct –Nov 2005	-0.087

2

1

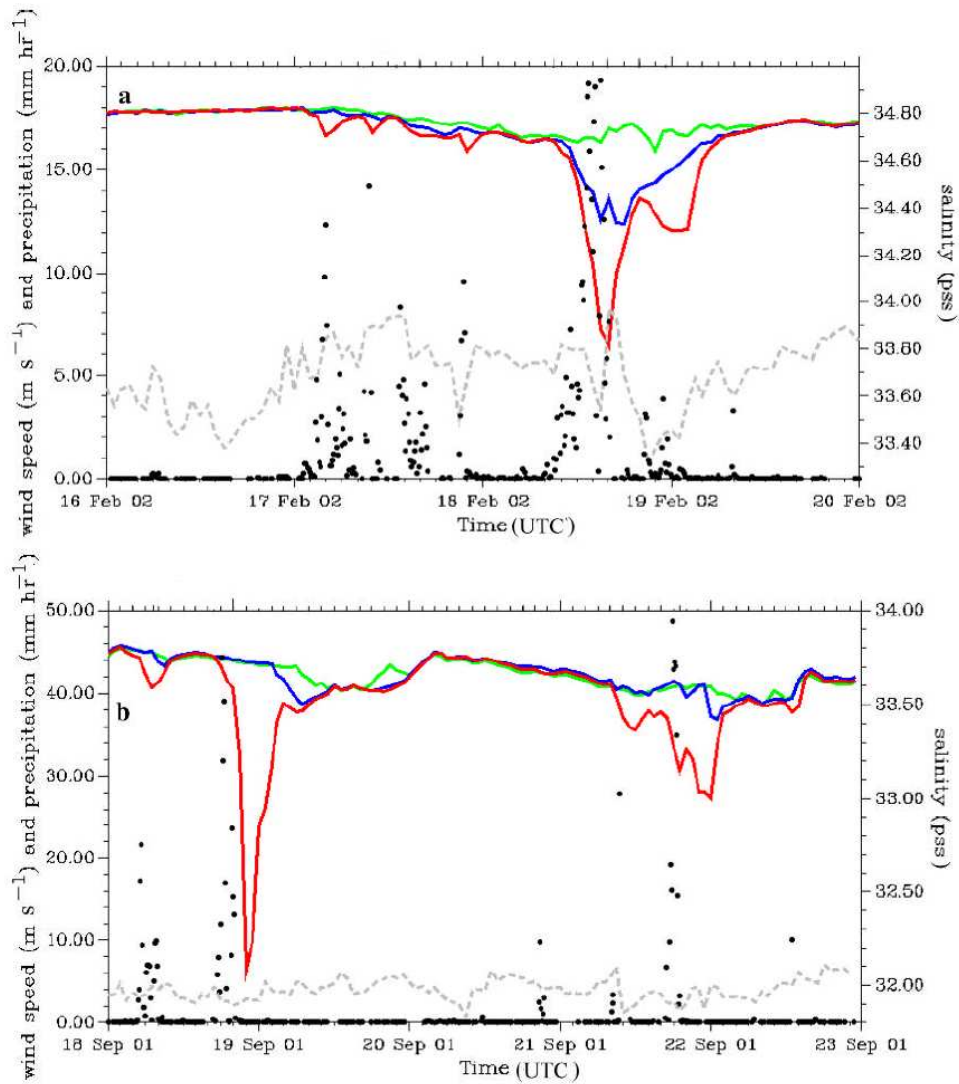
2 TABLE A2. Distribution of the salinity differences according to the type of data, the
3 vertical level and the geographical location

Distribution in the dataset	
<u>Data type:</u>	
TAO/PIRATA and Polarstern measurements	88.0 % (76.0 % from TAO/PIRATA)
Argo measurements	9.1 %
CTD-XCTD measurements from WOD05, SISMER and ARAMIS project	2.9 %
<u>Vertical level:</u>	
ΔS_{10-5}	46.5 %
ΔS_{5-1}	30.9 %
ΔS_{10-1}	22.6 %
<u>Geographical location:</u>	
Atlantic Ocean	14.4 %
Pacific Ocean	80.7 %
Indian Ocean	4.9 %

1 TABLE A3. Time availability of SSM/I satellites. Only satellites consistent with computed
 2 salinity differences are displayed

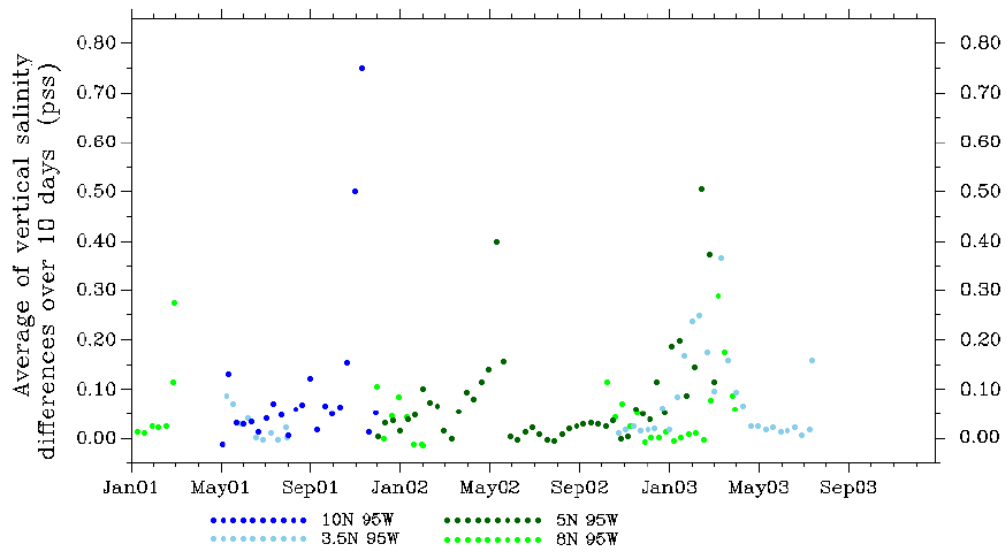
SSM/I satellites consistent with computed salinity differences	Date of first measurement	Date of last measurement
F10	08 Dec 1990	14 Nov 1997
F11	03 Dec 1991	16 May 2000
F13	03 May 1995	Still working
F14	08 May 1997	Still working
F15	18 Dec 1999	13 Aug 2006

3



1

2 FIG. 1. The influence of rainfall and wind speed on salinity at 1 m measured by (a) 5S-
 3 95W and (b) 10N-95W TAO moorings. Salinity measurements taken at 1 m depth are
 4 represented by the red curve, salinity measurement at 5 m depth by the blue curve and 10
 5 m depth by the green curve. The black dots represent the rain rate measured every 10
 6 minutes and the gray dotted line, the hourly mean wind speed.

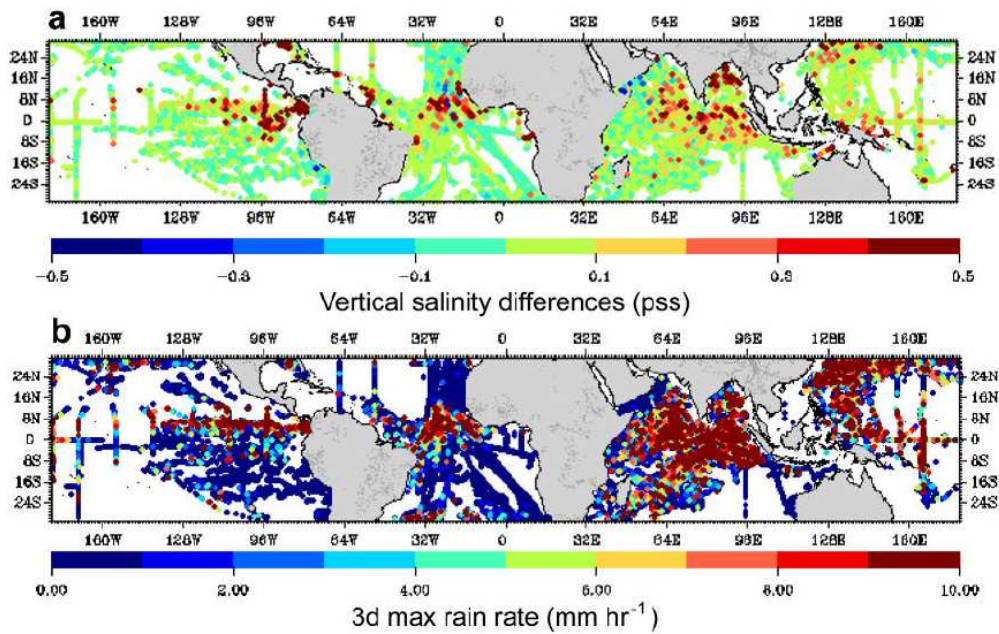


1

2 FIG. 2. The average of vertical salinity differences between 10 m and 1 m depth over 10
 3 days for 4 TAO moorings. Each color represents a different mooring.

4

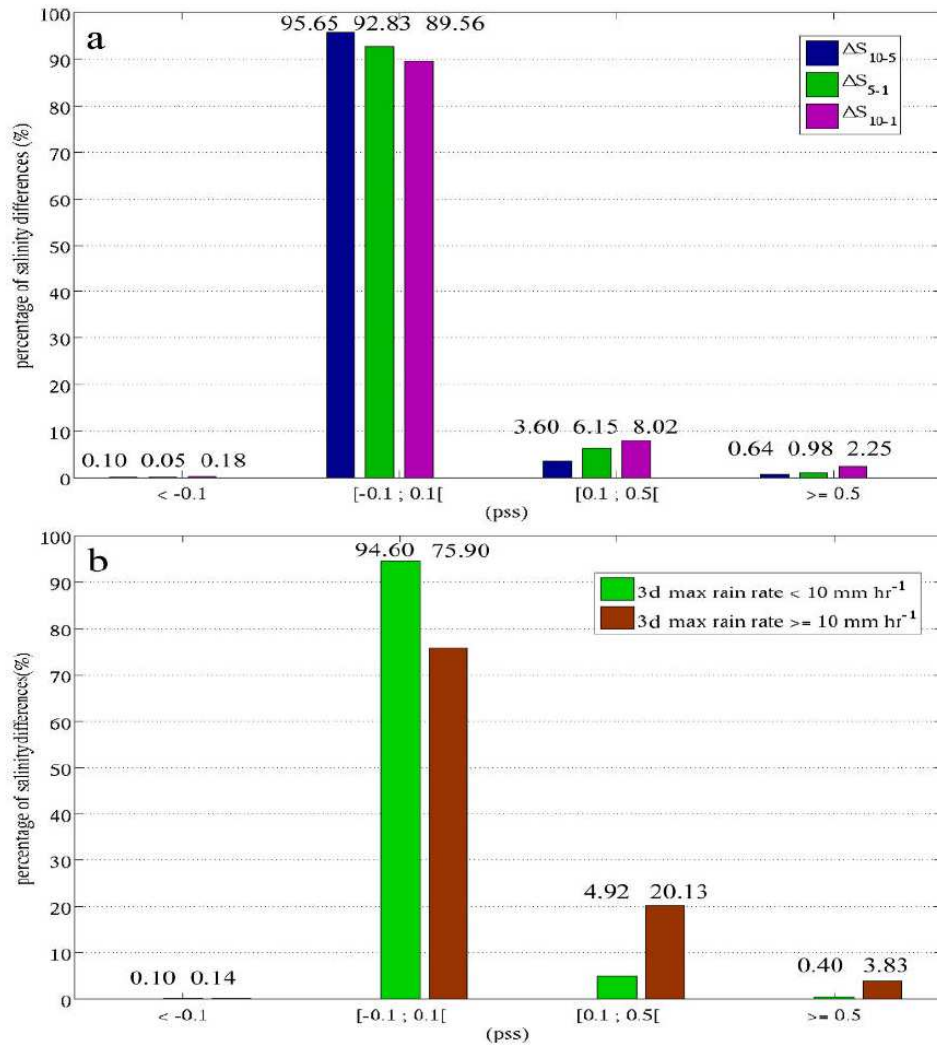
5



1

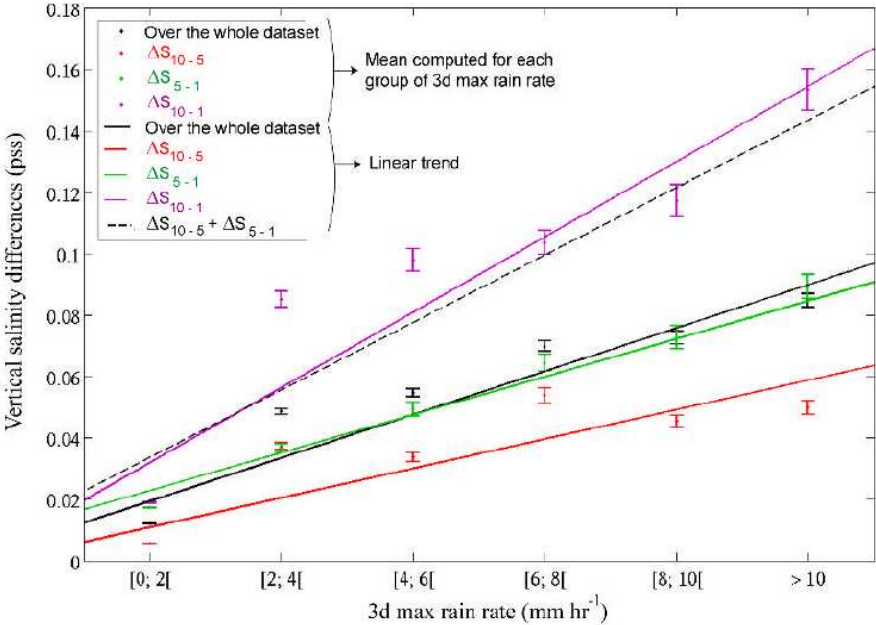
2 FIG. 3. The spatial distribution of vertical salinity differences, all vertical levels
 3 confounded, (a) and of 3d max rain rate associated with each salinity differences (b). The
 4 upper colorbar indicates the value of vertical salinity differences (pss) and the other one,
 5 the 3d max rain rate (mm hr⁻¹). In order to draw attention to the extremes, when several
 6 values of vertical salinity differences (and, as a consequence, several values of 3d max
 7 rain rate too) occur at the same point, only the highest absolute values are displayed.

8

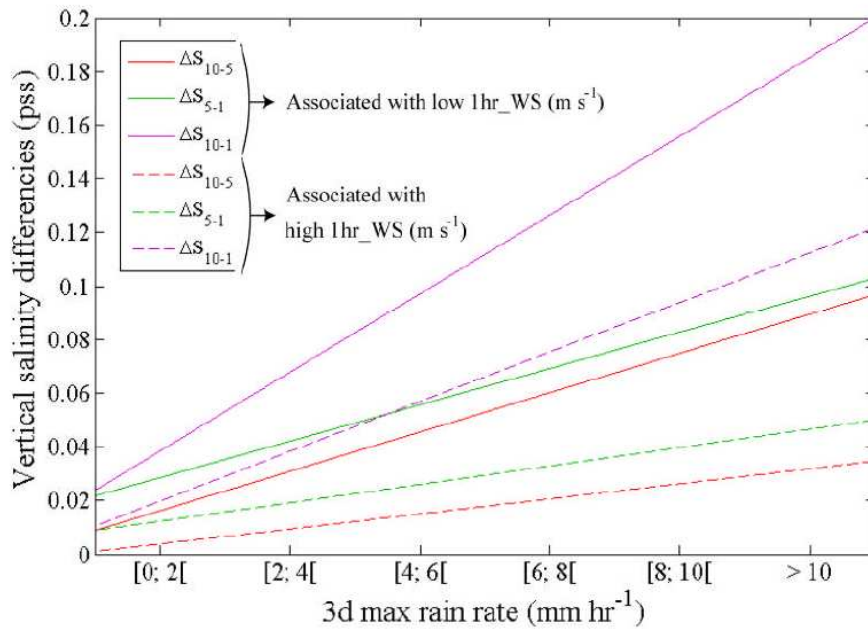


1

2 FIG. 4. The distribution of low, near-zero and high vertical salinity differences according
 3 (a) to their vertical levels and (b) to the intensity of the 3d max rain rate.

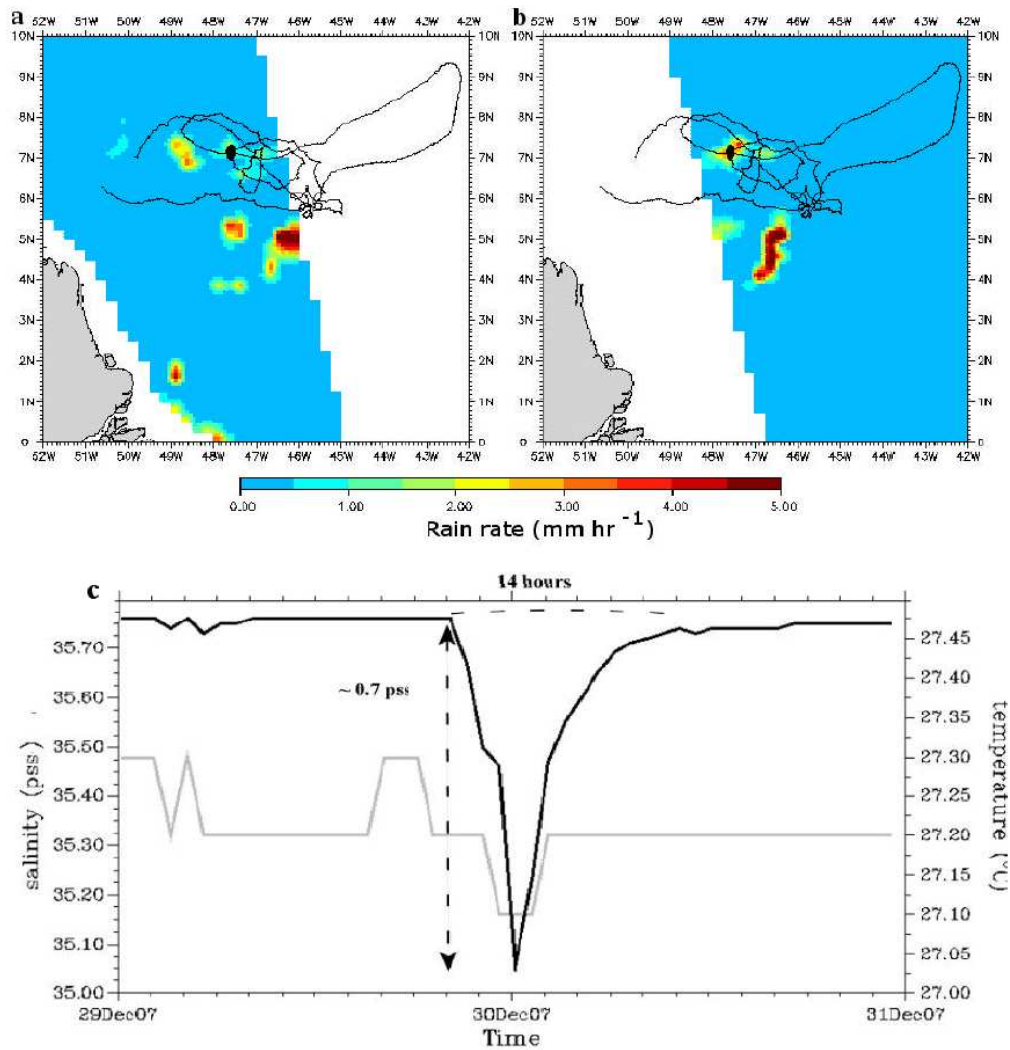


1
2 FIG. 5. The mean and standard deviation of salinity differences computed in 2 mm hr⁻¹ 3d
3 max rain rate classes and the linear trends of vertical salinity differences versus 3d max
4 rain rate computed from non averaged data (black dots and curve). Same parameters are
5 displayed for the different vertical levels (red for ΔS_{10-5} , green for ΔS_{5-1} , and purple for
6 ΔS_{10-1}). Error bars represent the mean +/- once standard deviation of vertical salinity
7 gradients for each class of 3d max rain rate. The black dotted curve represents the
8 comparison between the linear trend associated with ΔS_{10-1} (purple curve) and the linear
9 trend associated with $\Delta S_{10-5} + \Delta S_{5-1}$



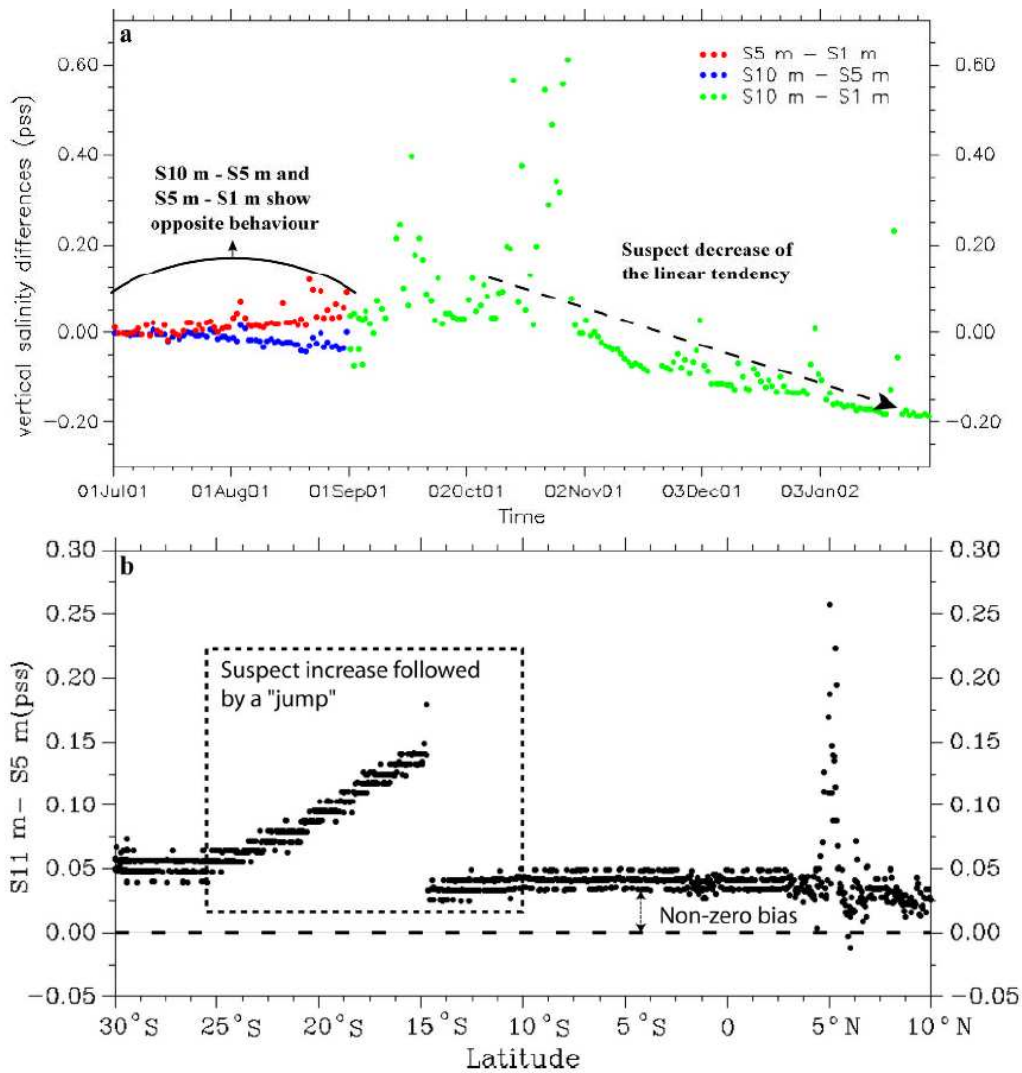
1

2 FIG. 6. Linear trends of vertical salinity differences versus 3d max rain rate computed
 3 from non from non averaged data according to their different vertical levels (red for ΔS_{10-5} ,
 4 green for ΔS_{5-1} , and purple for ΔS_{10-1}) and according to the intensity of 1hr_WS.
 5 The dotted lines represent vertical salinity differences associated with high 1hr_WS
 6 (higher than 6.1 m s⁻¹) and the continuous ones represent vertical salinity differences
 7 associated with low 1hr_WS.



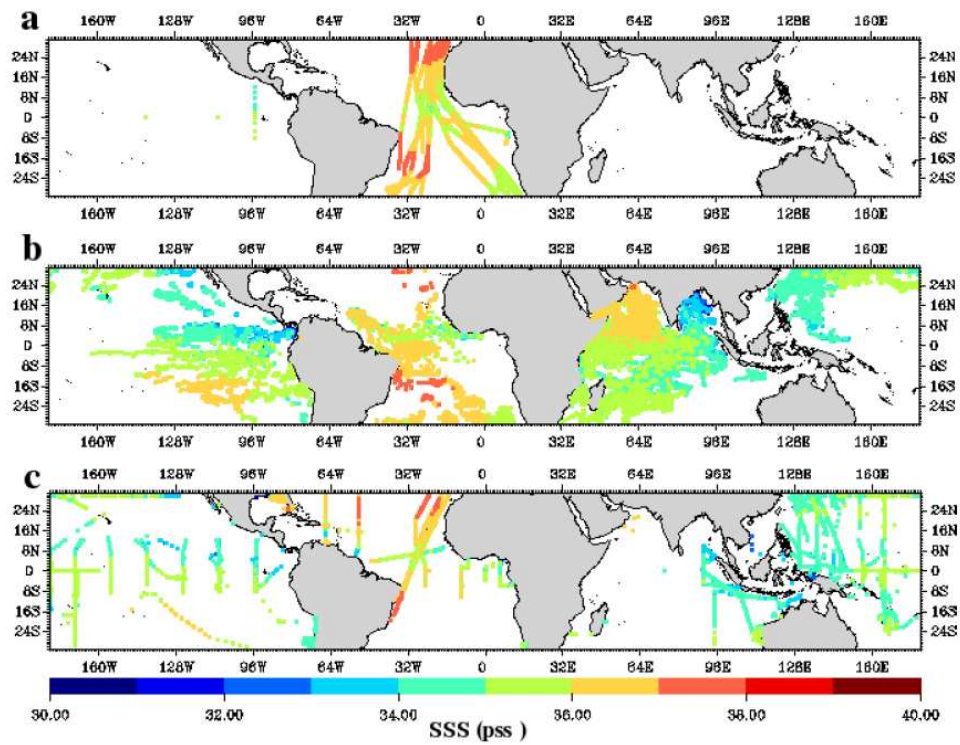
1

2 FIG. 7. Trajectory of the Metocean buoy superimposed on measurements of the rain rate
 3 made by a) F14 SSM/I satellite the 29 December 2007 at nearly 2030 and b) F13 SSM/I
 4 satellite the 29 December 2007 at nearly 2111. The dark curve represents the trajectory of
 5 the Metocean drifter between its launch (28 October 2007) and the beginning of May
 6 2008. The large dark dot represents its position on 29 and 30 December 2007. Figure c)
 7 shows the salinity decrease recorded by Metocean buoy at 7°N , 48°W . The back curve
 8 represents the salinity measured at 66 cm depth and the gray curve the temperature at 56
 9 cm depth.



1

2 FIG. A1. Examples of problems encountered with salinity data measured at 2 depths: (a)
 3 by the TAO mooring located at 12°N, 95°W. Red dots represent salinity differences
 4 measured between 5 and 1 m depth, blue ones the differences between 10 and 5 m depth,
 5 and green ones between 10 and 1 m depth. All these measurements are discarded in this
 6 study; (b) by Polarstern's TSG in April 1997. This plot shows two problems of
 7 calibration met with in Polarstern's data: suspect increase and "jump" in vertical
 8 gradients (data from 25°S to 15°S are discarded in this study) and non-zero bias
 9 (corrected by taking the 5 m depth measurements as the reference).



1

2 FIG. A2. Positions of measurements made (a) on TAO/PIRATA moorings or by TSG on
 3 boats (we take only those boats with two measurements in the first 10 meters), (b) by
 4 Argo floats, and (c) by CTD and XCTD (from WOD05, SISMER and ARAMIS project).
 5 Colors represent the shallowest measurement salinity of each profile. When several
 6 values of SSS occur at the same point, only the highest value is displayed.

7

8

II) [Boutin et al., 2008]

Limnol. Oceanogr., 53(5, part 2), 2008, 2062–2079
© 2008, by the American Society of Limnology and Oceanography, Inc.

Air–sea CO₂ flux variability in frontal regions of the Southern Ocean from CARbon Interface Ocean Atmosphere drifters

J. Boutin,¹ L. Merlivat, C. Hénocq, and N. Martin

LOCEAN, Laboratoire d’Océanographie et du Climat – Expérimentation et Approches Numériques/ Institut Pierre Simon Laplace, Unité Mixte de Recherche, CNRS/IRD/UPMC/MNHN, Paris, France

J. B. Sallée

LEGOS, Laboratoire d’Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale, Unité Mixte de Recherche CNRS/CNES/IRD/UPS, Toulouse, France

Abstract

Nine CARbon Interface Ocean Atmosphere (CARIOCA) drifters were deployed in the Southern Ocean (south of the subtropical front, STF) between 2001 and 2006. They recorded 65 months of measurements in all seasons between 57°S and 40°S. Hydrological fronts detected by altimetry indicate that one buoy explored the polar zone (PZ) of the Atlantic Ocean and the western Indian Ocean; the remaining buoys explored the northern and southern parts of the subantarctic zone (SAZ) from the mid-Indian Ocean (73°E) to the eastern Pacific Ocean (112°W). The air–sea CO₂ fluxes along the buoy trajectories are primarily driven by the spatial variability of the fugacity of CO₂ in seawater, fCO₂: in the SAZ, they vary between –1.1 and –4.2 mol m^{–2} yr^{–1}, and the largest sinks occur close to the STF; in the PZ they vary between –1.6 and 0.6 mol m^{–2} yr^{–1}. When spatially extrapolated over each region, the yearly fluxes amount to –0.8 Pg C yr^{–1} in the SAZ and to –0.1 Pg C yr^{–1} in the PZ, with very small seasonal variation. In winter–spring, the sea-surface salinity and sea-surface temperature indicate mixing with deep water close to the subantarctic front and an episodic signature of north Atlantic deep water close to the polar front (PF). These events are associated with fCO₂ close to equilibrium. On a small scale (of a few km), close to the STF, fCO₂ variations of 1–2 Pa (10–20 μatm) are associated with the presence of compensated mixed layers.

The Southern Ocean, defined as the ocean south of the subtropical front, no doubt plays a significant role in the absorption of atmospheric CO₂, since it is characterized by surface waters which are mostly undersaturated in CO₂ with respect to the atmosphere (Metzl et al. 1999, 2006) and by very strong winds generating the strongest annual air–sea surface CO₂ exchange coefficients over the global ocean (Boutin and Etcheto 1997), and because it covers a very wide oceanic area. In addition, this is an area where climate change might affect ocean absorption of CO₂ (LeQuéré et al. 2007).

However, estimates of the magnitude of this sink vary significantly depending on the methods used to determine

it; for instance, Gloor et al. (2003) found a discrepancy of a factor of ~2 between air–sea CO₂ fluxes derived from oceanic inverse models, atmospheric inversions, and estimates from oceanic CO₂ partial pressure, pCO₂, between 58°S and 36°S. In particular, the atmospheric inversions estimates remain inaccurate: for instance, Patra et al. (2005) found the largest uncertainty (1.21 Pg C yr^{–1}) on their flux estimate between 45°S and 60°S, and Baker et al. (2006) report along-term mean flux estimate south of 45°S ranging between –0.28 and –0.55 Pg C yr^{–1} for 1992–1996, depending on the author of the research. On the other hand, pCO₂ oceanic measurements are sparse,

¹ Corresponding author (jb@locean-ipsl.upmc.fr).

Acknowledgments

We thank J. Etcheto for initiating the project of CARbon Interface Ocean Atmosphere (CARIOCA) drifter deployments in the Southern Ocean and for constructive comments on data interpretation. We are grateful to L. Beaumont, T. Danguy, and V. Dutreuil from the technical division of the Institut National des Sciences de l’Univers, who supervised the CARIOCA preparations. We also thank K. Currie and N. Metzl for providing reference measurements shortly after the buoy deployment, allowing the verification of buoy calibration during the SOLAS Air–Sea Gas Exchange (SAGE) and Océan Indien Service d’Observation (OISO) experiments. We thank G. Reverdin, F. d’Ovidio and L. Barbero for helpful comments and discussions. We thank A. Lamalle, M. Mallet, O. Klatt, K. Currie and the Sage team, and the *Tangaroa*, *Marion Dufresne*, and *Polarstern* crews for buoy deployments. Microwave Optimal Interpolated sea-surface temperature data were produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the National Oceanographic Partnership Program (NOPP), the National Aeronautics and Space Administration (NASA) Earth Science Physical Oceanography Program, and the NASA Reason Discover Project. Data are available at www.remss.com. The altimeter sea surface height maps (available at <http://www-aviso.cnes.fr>) were produced by the Segment Sol multimissions d’ALTimétrie, d’Orbitographie et de localisation précise/Data Unification and Altimeter Combination System (SSALTO/DUACS) and distributed by the Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data (AVISO) with support from the Centre National d’Etudes Spatiales (CNES). This work was supported by the French programs PROcessus biogéochimiques dans l’Océan et Flux/Flux Air–Mer en CO₂ (PROOF/FLAMENCO) and Les enveloppes fluides et l’environnement / CYcles Biogéochimiques Environnement et Ressources (LEFE/CYBER) contracts, by the Institut Polaire Paul-Emile Victor (IPEV), and by the European Union Integrated project CARBOOCEAN.

although they have greatly improved in recent years, and are biased towards the summer season (Metzl et al. 2006).

The ocean circulation in the Southern Ocean and associated biogeochemical distributions are mainly influenced by the zonal structure of the Antarctic Circumpolar Current (ACC). This eastward circulation is strongly forced by wind (Hughes et al. 1999; Gille et al. 2001; Dong et al. 2006) and the ACC pathway is steered by the bathymetry (Moore et al. 1999; Dong et al. 2006; Sallée et al. 2008*b*). The Southern Ocean is schematically divided into three zones in which the pattern of flow of the ACC varies: from north to south, the subantarctic zone (SAZ), the polar zone (PZ), and the Antarctic zone. These zones are separated by hydrological fronts characterized by the convergence or divergence of water masses and by strong, narrow jets.

Measurements of pCO₂ indicate that very large undersaturations of CO₂ occur in the SAZ (Metzl et al. 1999). Recent extrapolations based on dissolved inorganic carbon and alkalinity data (McNeil et al. 2007) suggest that this region represents a substantial sink (1.1 Pg C yr⁻¹ between 40°S and 50°S), about two-thirds of the estimated sink between 40°S and 70°S, but owing to the difficulty of validating this estimate, one conclusion of the paper is that it will be important in the future to better constrain SAZ CO₂ uptake.

In this paper we present new in situ measurements of ocean surface CO₂ fugacity, fCO₂, recorded by drifting buoys that explore the polar zone and the subantarctic zone of the Southern Ocean. A primary difficulty when working with autonomous surface drifters is how to characterize their location with respect to hydrography. Multiple criteria have been defined to identify hydrological fronts, based either on vertical properties (Orsi et al. 1995; Belkin and Gordon 1996) or on surface properties (Dafner et al. 2003). In this paper, we test several methods for identifying the subantarctic front (SAF) from satellite data based either on sea surface temperature (SST) or on sea-level anomaly gradients. We check the consistency of the data with surface salinity variability, because in most cases this is the only independent parameter available along the drifter trajectories. We then look at the variability of CO₂ parameters relative to the location of the fronts. In addition, on a smaller spatial scale, we highlight the variability of carbon parameters and discuss possible origins of this variability.

The paper is organized as follows: methods, large-scale patterns of measurements, regional measurements highlighting processes at work in the variability of fCO₂ at 2-m depth followed by a discussion.

Methods

CARIOCA measurements

CARbon Interface Ocean Atmosphere (CARIOCA) drifters measure hourly, at a depth of 2 m, fCO₂, SST, sea surface salinity (SSS), and fluorescence, and at a height of 2 m, surface wind speed (U), atmospheric pressure (Pair), and air temperature (Tair). All the buoys included in this paper measured optical dye absorbance at three

wavelengths, ensuring an internal control of the calibration of the CO₂ sensor (Copin-Montégut et al. 2004).

In the past, comparisons of CARIOCA and shipboard fCO₂ measurements have been performed during several campaigns in the North Atlantic and in the Mediterranean Sea (Bates et al. 2000; Hood and Merlivat 2001; Copin-Montégut et al. 2004). All these studies conclude to an absolute precision of CARIOCA fCO₂ close to 0.3 Pa (1 Pa is equal to 1/0.101325 μatm). In the Southern Ocean laboratory calibration and comparisons of CARIOCA fCO₂ with shipboard measurements are indicated in Web Appendix 1 (www.aslo.org/lo/toc/vol_53/issue_5_part_2/2062a1.pdf). They confirm an absolute precision close to 0.3 Pa. This accuracy is comparable to the overall accuracy of shipboard measurements when uncertainties in temperature corrections and equilibration efficiencies are taken into account (Hood and Merlivat 2001). The relative precision of CARIOCA fCO₂ is estimated to be 0.1 Pa (see Web Appendix 1). From Seabird manufacturer information, the absolute precision of CARIOCA SST and SSS after 1 yr of measurement is estimated to be 0.002°C and 0.006 respectively. Comparisons with Array for Real-time Geostrophic Oceanography (ARGO) floats measurements in the vicinity of the CARIOCA buoys (not shown) have confirmed an excellent temporal stability of CARIOCA SSS and SST.

CARIOCA drifters are tethered to holey sock drogues centered at 15-m depth. This is intended to reduce the effect of wind on the surface buoy displacement and to improve the coupling between the buoy and the water in order for the buoy to follow surface currents. Nevertheless, trajectories of surface drifters are called quasi-Lagrangian (Emery and Thomson 1997) because surface drifters do not move on a true density surface as they move on a two-dimensional plane rather than on a three-dimensional density surface and they have a small “slip” of the order of a few cm s⁻¹ with respect to the advective flow due to Ekman currents (to the north for westerly winds in the Southern Hemisphere) and to wave-driven Stokes drift. Corrections for these effects have been proposed by various authors in order to deduce geostrophic velocity but this is very challenging in the Antarctic Circumpolar Current because large winds and ocean waves produce slip of drogues or displacements by the Stokes drift that are very difficult to estimate (Niiler et al. 2003). Moreover, in case of CARIOCA, we have no control on the presence or not of the drogue and we cannot exclude that, after some time, the buoy loses it. For all these reasons, CARIOCA drifters may cross hydrological fronts and it is necessary to add external information in order to locate CARIOCA trajectories with respect to hydrological structures.

Data are transmitted in real time via Advanced Research and Global Observation Satellite (ARGOS). Eight buoys deployed in the Southern Ocean explored the northern and southern parts of the SAZ over a wide range of longitudes from the mid-Indian Ocean (73°E) to the eastern Pacific Ocean (112°W); one buoy explored the PZ over all the longitudes of the Atlantic Ocean and over the western Indian Ocean (Fig. 1). They measured fCO₂ over 65 months, during all seasons (Fig. 1*b*). The characteristics

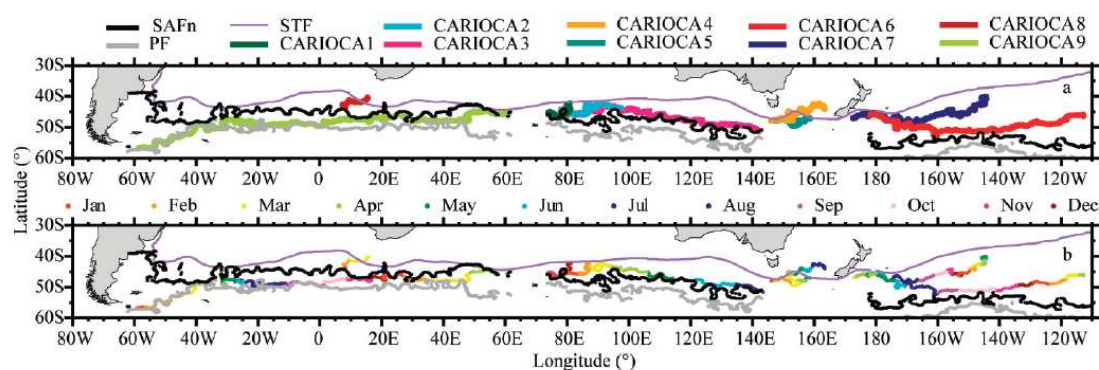


Fig. 1. CARIOCA trajectories in Southern Ocean since 2001 (drifting from west to east) and hydrological fronts: PF, SAFn, and STF; PF and SAFn are detected from altimetry and colocated in time with CARIOCA No. 3, No. 6, and No. 9; STF is a climatological front from Orsi et al. (1995). (a) CARIOCA ID and (b) month sampled by the buoys. CARIOCA drifters No. 1 to No. 8 explore the SAZ, CARIOCA drifter No. 9 explores the PZ.

of each buoy are summarized in Table 1; of the nine buoys, seven buoys measured SSS.

Derived carbon parameters

Dissolved inorganic carbon—In order to get a parameter of the carbon system independent of SST variations, and in order to get quantitative information about carbon compound variability, we derive dissolved inorganic carbon (DIC) from $f\text{CO}_2$, SST, and SSS. We use carbonic acid dissociation constants reformulated by Lueker et al. (2000) and the alkalinity–salinity–temperature relationship established by Lee et al. (2006). The uncertainty with respect to derived DIC is linked to (1) uncertainties with respect to the dissociation constants, which lead to an uncertainty of $4.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ with respect to DIC (Millero et al. 2006), (2) the accuracy of CARIOCA $f\text{CO}_2$ (0.3 Pa), which produces an accuracy of about $1.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ on DIC, and (3) the precision of the alkalinity derived from the relationship established by Lee et al. (2006; $8.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$), which produces a DIC precision of $9.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Taking the square root of the sum of these individual errors, we find an uncertainty with respect to DIC of $10.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$. This

number primarily represents regional biases typically on a scale of 1000 km, because differences between calculated and measured alkalinity vary by region (see fig. 2 of Lee et al. 2006); on a kilometeric scale, since the relative precision of CARIOCA $f\text{CO}_2$ is 0.1 Pa (see Web Appendix 1), relative precision with respect to successive DIC is expected to be $0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

The air–sea CO_2 fugacity gradient—The air–sea CO_2 fugacity gradient is computed as

$$\Delta f\text{CO}_2 = f\text{CO}_2 - f\text{CO}_2^{\text{atm}} \quad (1)$$

where $f\text{CO}_2^{\text{atm}}$, the atmospheric CO_2 fugacity, is derived from the atmospheric CO_2 partial pressure, $p\text{CO}_2^{\text{atm}}$, Pair, and SST, as detailed, for instance, in (Zeebe and Gladrow 2001):

$$f\text{CO}_2^{\text{atm}} = p\text{CO}_2^{\text{atm}} \exp[\text{Pair}(B + 2\delta)/(RSST)] \quad (2)$$

where R is the gas constant, SST is in Kelvin; B and parameter δ are the first virial coefficient for CO_2 and the cross-virial coefficient respectively. B and δ are related to Tair following (Weiss 1974) relationships.

Table 1. Characteristics of CARBON Interface Ocean Atmosphere (CARIOCA) drifters in the Southern Ocean. SSS = sea surface salinity; – = SSS data missing; X = SSS data available; OISO = Océan Indien Service d’Observation; SAGE = SOLAS Air–Sea Gas Exchange.

Year	Buoy No.	Ocean sector	Start date of $f\text{CO}_2$ meas.	End date of $f\text{CO}_2$ meas.	Duration (days)	Longitude range	SSS	Ship and $p\text{CO}_2$ campaign for CARIOCA deployment
2001	1	Indian	20 Nov 01	17 Dec 01	27	74°E–81°E	–	Marion Dufresne
2002	2	Indian	13 Jan 02	08 Apr 02	85	74°E–97°E	X	Marion Dufresne and OISO8
2002	3	Indian	13 Jan 02	16 Jul 02	184	74°E–143°E	–	Marion Dufresne and OISO8
2003	4	East Indian	30 Jan 03	01 Sep 03	214	146°E–164°E	X	Marion Dufresne and OISO10
2003	5	East Indian	31 Jan 03	27 May 03	116	146°E–159°E	X	Marion Dufresne and OISO10
2004	6	Pacific	12 Apr 04	20 Apr 05	374	178°E–113°W	X	Tangaroa and SAGE
2004	7	Pacific	29 Mar 04	11 Jun 05	440	173°E–144°W	X	Tangaroa and SAGE
2005	8	Atlantic	28 Jan 05	31 Mar 05	62	8°E–16°E	X	Polarstern
2006	9	Atlantic	28 Jan 06	08 May 07	466	59°W–61°E	X	Polarstern

pCO₂^{atm} is estimated as

$$p\text{CO}_2^{\text{atm}} = x\text{CO}_2(P_{\text{air}} - P_{\text{w}}) \quad (3)$$

where $x\text{CO}_2$ is the mole fraction of atmospheric CO₂, and P_{w} is the saturated water pressure derived from CARIOCA SST using the formulation established by Weiss (1974). $x\text{CO}_2$ is derived as

$$x\text{CO}_2 = x\text{CO}_2(2001) + x\text{CO}_2\text{-trend}(\text{year} - 2001) + \text{var_seas}(\text{month}) \quad (4)$$

where $x\text{CO}_2(2001)$ is taken as equal to the mean annual $x\text{CO}_2$ recorded at Macquarie Island (368.23 $\mu\text{mol mol}^{-1}$; Steele et al. 2002), $x\text{CO}_2\text{-trend}$ is taken as equal to the mean annual trend of recent years (1.7 $\mu\text{mol mol}^{-1} \text{yr}^{-1}$), and $\text{var_seas}(\text{month})$ is a 10-yr averaged seasonal variation derived from Macquarie Island $x\text{CO}_2$ recorded between 1992 and 2001.

Air-sea CO₂ flux—Flux computed for individual CARIOCA $f\text{CO}_2$ measurement is derived from $\Delta f\text{CO}_2$ collocated with weekly $1^\circ \times 1^\circ$ CO₂ exchange coefficients computed from Quick Scatterometer satellite (QSCAT) wind speeds and the short-term k - U relationship established by Wanninkhof (1992), according to the methodology described in (Boutin et al. 2002). We choose to use (Wanninkhof 1992) relationship because it is the most widely used; however, according to new ¹⁴C constraints, it is possible that this relationship overestimates K (Naegler et al. 2006; Sweeney et al. 2007), bearing in mind recent measurements made in the Southern Ocean (Ho et al. 2006). Using the k - U relationship established by Ho et al. (2006) would reduce the flux by 22%. For each buoy, fluxes per unit area are averaged seasonally.

Estimates of the seasonal fluxes integrated in the PZ and in the SAZ are derived following two methods. In method 1, the averages of seasonal fluxes per unit area are derived for each buoy in the SAZ and in the PZ respectively. They are multiplied by SAZ and PZ areas which are estimated from the area between the subtropical front (STF) and the northern subantarctic front and between PF and SAFn, respectively, and are seasonally averaged. In method 2, the average of spatially integrated fluxes is derived from monthly $f\text{CO}_2$ values extrapolated over a $1^\circ \times 1^\circ$ grid: in the SAZ, we use fits between $f\text{CO}_2$ and distance to SAF in the SAZ (see Results section); in the PZ, we only consider monthly mean $f\text{CO}_2$. $\Delta f\text{CO}_2$ is derived using the monthly average of $f\text{CO}_2^{\text{atm}}$ derived for buoy measurements, making the implicit assumption that $f\text{CO}_2$ in the surface ocean and in the atmosphere increase at the same rate. In the SAZ, monthly K values at $1^\circ \times 1^\circ$ resolution are taken as the monthly averages of K grids between 2001 and 2005 (same temporal coverage as the buoy data); in the PZ, 2006 monthly K values are considered.

Differences between fluxes deduced from these two methods are indicative of the influence of K variability (in method 1 only weekly K variability along buoy trajectories is taken into account while in method 2 K variability over the

entire zones are taken into account) and of the influence of the distribution of CARIOCA measurements in the SAZ.

Comparison with climatological Δp —Each month, CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ measurements are collocated with the closest grid point of the corresponding month in the CO₂ partial pressure gradient ($\Delta p\text{CO}_2$) climatology of Takahashi et al. (2002). All collocated $\Delta f\text{CO}_2$ are averaged at the climatological map resolution ($4^\circ \times 5^\circ$); only pixels with >150 CARIOCA measurements are retained. In following this procedure, we ignore the difference between $\Delta f\text{CO}_2$ and $\Delta p\text{CO}_2$, which is expected to be much <0.1 Pa, and we assume that $\Delta f\text{CO}_2$ did not vary between 1995 (the reference year of the climatology) and the years 2001–2007.

Satellite SST and sea-level anomalies

We use the weekly maps of Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System (AMSRE) SST available at www.ssmi.com. Sea-level anomalies are Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise/Data Unification and Altimeter Combination System (SSALTO/DUACS) results distributed by Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques (AVISO) at www.jason.oceanobs.com (delayed time merged product).

ARGO floats

ARGO measurements are taken from the Coriolis Data Assembly Center; only measurements with a good-quality flag (equal to 1) are taken into account. When using ARGO surface measurements to validate front detection, only SSS measurements taken at a depth of <10 m are taken into account. ARGO locations are collocated with the longitude and month of CARIOCA drifter measurements.

Front detection

We try three methods of detecting the SAF. First, we detect the SAF from the maximum SST gradient for SST between 5°C and 9°C from AMSRE SST maps, according to the criteria of Burling (1961) as reused by Moore et al. (1999) and applied recently by Burls and Reason (2006) in the mid-Atlantic. We look at them only from 2004 onwards, because AMSRE data are not available simultaneously with CARIOCA before 2002 and because the 2003 buoys are a long way from the SAF. Second, we detect the SAF using the altimetric sea-surface height (SSH) according to the method described in Sallée et al. (2008b). The SSH is the sum of a climatological SSH field referenced to 1500 m and the sea-level anomaly (SLA) from altimetry. The climatological SSH is computed from the combination of ship and ARGO data. Several fronts and jets occur in the vicinity of the SAF; the SAF defined in Sallée et al. (2008b) has been validated with respect to subsurface measurements and corresponds to a southern branch of the SAF, close to the climatological front established by Orsi et al. (1995). In this study, we are interested in the northern edge of the SAF zone as well; hence, we also look at a northern section of the SAF, the

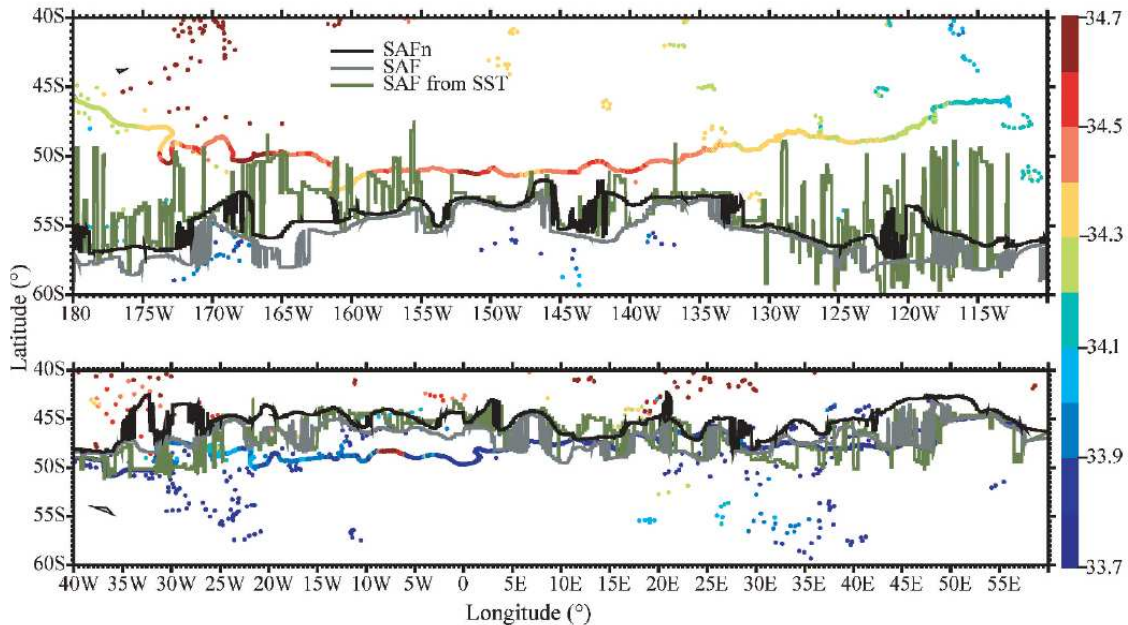


Fig. 2. Subantarctic front detected using three methods: SAFn from altimetry (corresponding to SSH contour of 135 cm); SAF from altimetry (corresponding to SSH contour of 120 cm); maximum SST gradient. These fronts are superimposed on SSS measured by ARGO and CARIOCA. (a) CARIOCA No. 6 in the Pacific Ocean and (b) CARIOCA No. 9 in the Atlantic Ocean. Detection using maximum SST gradient is noisier than detection using SSH contours. SAFn better represents the northern edge of the region with $SSS < 33.9$.

SAFn. Following Sallée et al. (2008a) we associated the SAFn to the 135-cm SSH contour (referenced to 1500 m), instead of 120 cm for the SAF.

The three SAF fronts (the SAF from the SST gradient, the SAF and SAFn from altimetry) are collocated in longitude and time (at ± 1.5 d for the altimetric SAF and ± 3.5 d for the SST gradient SAF) with the trajectory of the buoys.

We analyze the relevance of the fronts detected by these three methods by looking at the longitudinal variability of the SSS as measured by CARIOCA and ARGO floats collocated in longitude and time with CARIOCA buoys (Fig. 2) and SST gradients (Fig. 3). SAF is usually detected from subsurface salinity; however, no salinity profiles are available along CARIOCA trajectories, whereas we observe that the SSS exhibits latitudinal variability in the vicinity of the SAF (as we will show later). In the Pacific, detection of the maximum SST gradient is much noisier than the detection of altimetric fronts in the east and west. In the east, between 130°W and 110°W , very low SST gradients (Fig. 3b) as well as low sea-level anomalies (Sallée et al. 2008b) indicate that the SAF is weak. In the west, between 180°W and 160°W , detection of the SST gradient oscillates between SSS equal to 33.9 and to 34.1 (Fig. 2a), because two SST gradients are present in this area (Fig. 3c,d), while the altimetric front more clearly distinguishes water with salinity lower and higher than 33.9 between 175°W and 165°W . In the center of the Atlantic

basin (Figs. 2b, 3e,f), the maximum SST gradient is close to the SAFn, whereas it is closer to the SAF east of meridian 0, in the complex area of the Agulhas retroflexion. However, east of 30°E , the SAF and maximum gradient detection are noisier than the SAFn. They are sometimes south of low SSS values (< 33.9 , between 30°E and 40°E), whereas SSS values lower than 33.9 are very rarely seen north of the SAFn. Since it is likely that the SST range in which the SAF is located varies seasonally, we attempted to add a seasonal variation to the SST range in which the maximum SST gradient is determined. However, it was not possible to find a single SST range that applies over the entire circumpolar belt, because the SAF in the Pacific Ocean lies further south than in the Atlantic, and therefore corresponds to a colder SST. The altimetric fronts very often correspond to strong SST gradients: in these regions the surface dynamic is closely linked to the vertical dynamic. Nevertheless, there are some places where the front signature is not seen on the SST gradients (e.g., the eastern Pacific [Fig. 3c,d]). In the present analysis of CARIOCA measurements, we choose the SAFn as the front that best represents the large-scale geostrophic dynamics in the vicinity of the drifters.

The polar front is detected from the SSH and is associated with the 0.95 m contour (Sallée et al. 2008b).

Criteria for detecting the subtropical front vary from one author to another; they depend on the region and often

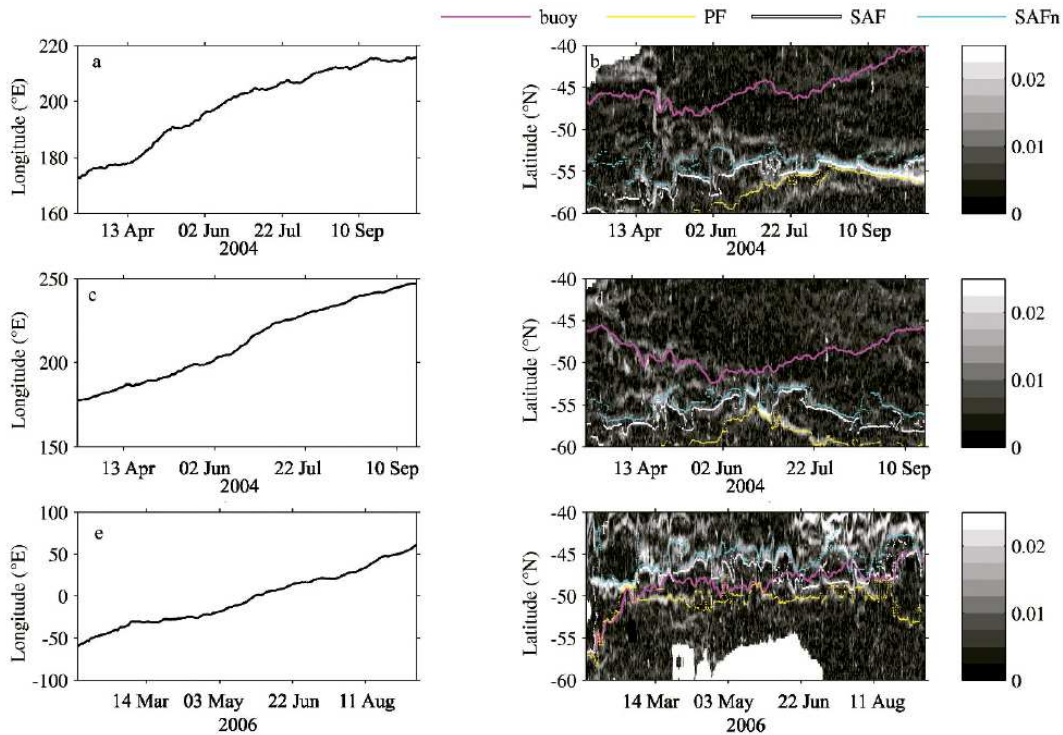


Fig. 3. (a,b) Buoy No. 7; (c,d) Buoy No. 6 and (e,f) Buoy No. 9. (Panels a,c,e) Longitude of the buoy vs. time, and (panels b,d,f) latitude vs. time of the buoy, of the fronts detected from altimetry and collocated in longitude and in time with the buoy. They are superimposed on the SST gradient (black and white scale [units: °C km⁻¹]) collocated with longitude and time of the buoy, between 60°S and 40°S. The altimetric fronts very often correspond to SST gradients but this is not systematic. Buoys trajectories do not systematically follow fronts signature but instead they explore wide areas between fronts.

involve knowing temperature and salinity gradients (Belkin and Gordon 1996). Consequently only the climatological STF front from Orsi et al. (1995) is shown in the figures. The STF front can be identified on the CARIOCA measurements as a SSS front close to 34.9, between 34.6 and 35.1 (Deacon 1982).

Results

Large-scale results

CARIOCA measurements—The buoy locations with respect to the collocated fronts detected from altimetry and from the SST gradients indicate that the buoys follow fronts on some parts of their trajectories, but not at all systematically. In particular, Fig. 3 indicates that buoy No. 9 crosses the PZ and that both buoys No. 7 and No. 6 cross parts of the SAZ of the Pacific Ocean, so that they can be considered to give a synoptic view of the frontal areas.

CARIOCA measurements along the buoy trajectories are presented in Fig. 4. The lowest fCO₂ values, <33.4 Pa, are observed in the SAZ, mostly close to the STF. The highest fCO₂ values, >36.5 Pa, are observed in

the PZ in the western South Atlantic in Jan–Feb, in the PZ of the eastern Atlantic and western Indian Ocean from Sep to May, south of the SAZ in the Pacific Ocean in Oct, in the middle of the SAZ east of 120°W in the Pacific Ocean in Mar–Apr, and more occasionally close to the subtropical front in the Atlantic and Indian Oceans. Because of compensation between fCO₂ and the effects of SST on the DIC, DIC variability differs from fCO₂ variability: the highest DIC values are located in the PZ of the central Atlantic Ocean in winter and spring. The maximum DIC stays south of the SAZ in the Pacific in Oct, but local maxima do not appear close to the STF. The lowest DIC values (~2020 μmol kg⁻¹) are located in the SAZ, most commonly in the northern part of the SAZ, close to the STF. From Jul to Dec in the Pacific, fCO₂ and the DIC measured in the southern part of the SAZ are higher than those measured in the northern part.

Given the variability described above, we look at the DIC and fCO₂ as a function of the distance to the SAFn (Fig. 5). In order not to include high fCO₂ values possibly linked to local phenomena occurring close to New Zealand, for this analysis we do not take into account the No. 6

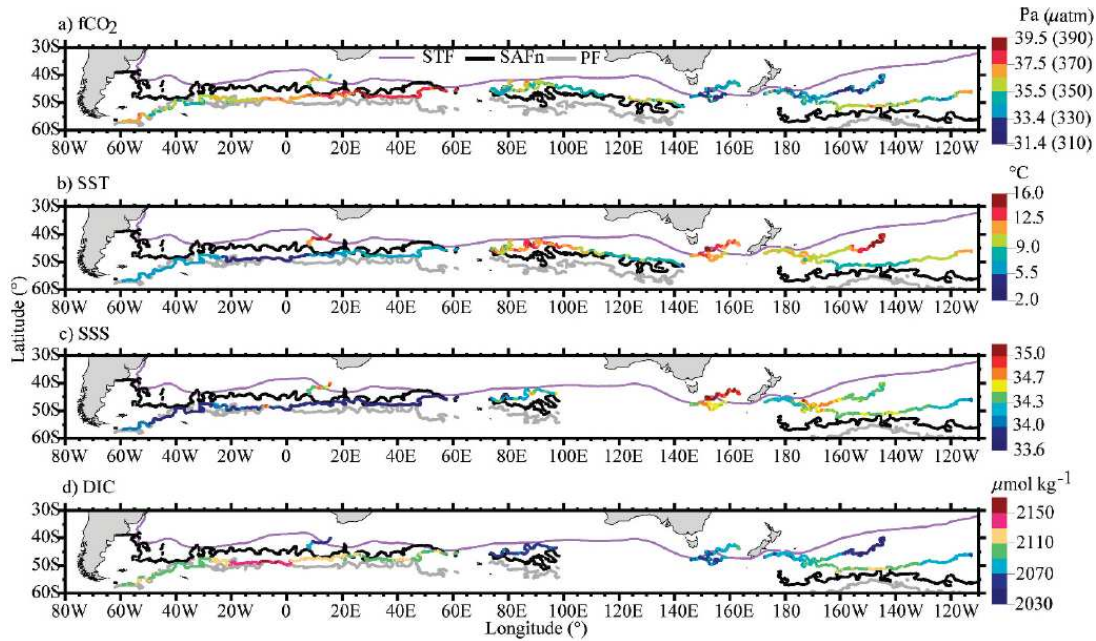


Fig. 4. (a) $f\text{CO}_2$, (b) SST, (c) SSS measurements along CARIOCA trajectories, and (d) DIC derived from above measurements. STF is from Orsi et al. (1995), while SAFn and PF are determined from altimetry and colocated in longitude and time with the southernmost buoys.

buoy data east of 176.8°W or the No. 7 buoy data east of 176.2°E . Close to New Zealand high peaks of $f\text{CO}_2$ values are recorded: four peaks lasting 2–3 d with $f\text{CO}_2$ up to 39.5–42.5 Pa are recorded by buoy No. 6 east of 176.6°W , and one period lasting 2 d is recorded by buoy No. 7 with $f\text{CO}_2$ up to 42.5 Pa east of 176.2°E . The origin of these high peaks is unknown. On the one hand, during these periods all buoy control parameters are correct, so we can trust the spectrophotometer measurements. On the other hand, no unusual indicator is recorded for the SSS, SST, wind speed, and fluorescence parameters. Thus it was not possible to determine whether these high values came from oceanographic phenomena linked to complex bathymetry around New Zealand or from the presence of calcifying organisms in the water surrounding the buoys (we could not identify the presence of coccoliths on Seawifs–Modis satellite images).

In the PZ, the DIC varied by up to $2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ during one event in Sep between 9°W and 5°W (Fig. 5a–c). This particular event will be discussed later in the regional studies section. Over the rest of the measurements in the PZ, the DIC varies between about 2090 and $2120 \mu\text{mol kg}^{-1}$, with minimum values in Mar–Apr and maxima in winter (Jul–Sep). North of the SAF, there is a general decrease in DIC when going from the SAF to the STF. For a given distance to the SAFn, we observe a seasonal variability in the DIC, with DIC maxima between Jul and Oct and minima between Dec and Jun, and greater variability in summer–

autumn than in winter. In order to quantify these variations, we compute monthly regression lines between the DIC measured in the SAZ (located north of the SAFn and associated with $\text{SSS} < 34.9$) and distance to the SAFn (Fig. 5a–c). The scatter around the regression lines, σ_{DIC} , is minimum in winter ($< 5 \mu\text{mol kg}^{-1}$) and maximum in summer (up to $19.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$; Table 2). On a yearly average the north–south DIC decrease is $-4.9 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{lat}^{-1}$, with a larger decrease in spring. Between Feb–Mar and Aug, fits are shifted by $29 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

Concerning $f\text{CO}_2$ (Fig. 5c,e), in PZ, no clear seasonal cycle is observed, nor north–south variability: for the period Mar to Apr, $f\text{CO}_2$ varies between about 35.0 Pa in the western Atlantic to > 37.5 Pa in the western Indian Ocean; this variability is probably the result of longitudinal variability. When looking at integrated fluxes in the PZ, we will consider mean monthly $f\text{CO}_2$ representative of the whole PZ.

In the SAZ, for some periods, we observe a decrease of $f\text{CO}_2$ from the SAFn to the STF. We compute monthly regression lines between the $f\text{CO}_2$ (located north of the SAFn and associated with $\text{SSS} < 34.9$) and distance to the SAFn (Fig. 5e). As for DIC, we report in Table 2, the scatter around the regression lines, $\sigma_{f\text{CO}_2}$. A seasonal trend is observed in the $f\text{CO}_2$ decrease from the SAFn to the STF, but on $f\text{CO}_2$ averaged over the whole of the SAZ there is no evidence of seasonal variation. From Sep to Jan, $f\text{CO}_2$ significantly decreases from the SAFn to the STF by $0.64 \text{ Pa } ^\circ\text{lat}^{-1}$ while the north–south trend during other

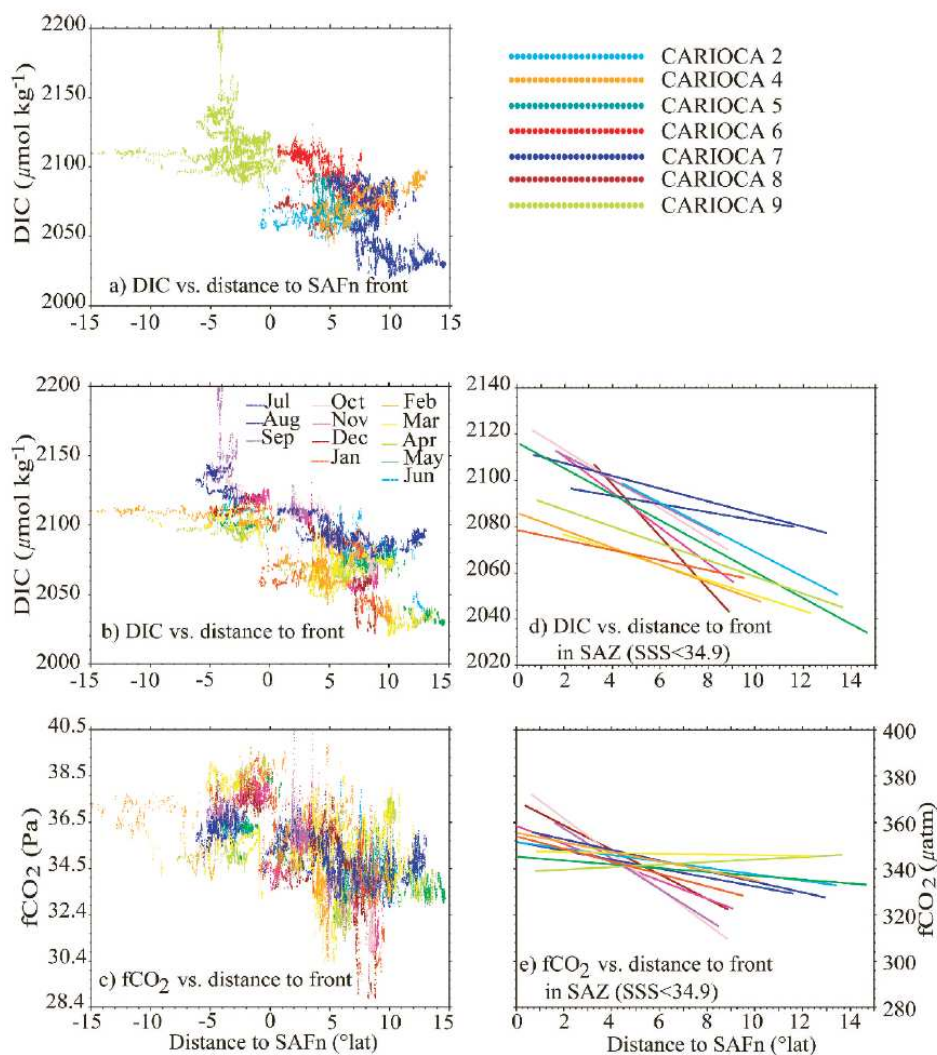


Fig. 5. (a) DIC vs. distance to SAFn color-coded by buoy number (same color code as Fig. 1); (b) DIC vs. distance to SAFn color-coded in months; (c) CARIOCA fCO₂ vs. distance to SAFn color-coded in months. Regression lines computed from data in the SAZ (north of SAFn and SSS < 34.9) for (d) DIC, and (e) fCO₂. In the PZ (distances < 0), DIC is quite stable except during one event in Sep 2006 (see text); no seasonal cycle on fCO₂ nor on DIC can be detected. In the SAZ (distances > 0), DIC vary seasonally and decreases from south to north; on fCO₂, the south–north decrease is predominant during winter–spring months.

periods is very small (always < 0.2 Pa °lat⁻¹) and is not significant given data scatter around the fits (Table 2). The number of 1° × 1° rasters visited each month by the buoys varies between 20 in Sep and 56 in Mar (Table 2). This is much less than the number of 1° × 1° rasters contained in the SAZ (3600). Nevertheless, these fits are likely to be representative of a much wider area of the SAZ for three reasons: (1) over one month, the CARIOCA measurements are spread in the SAZ over a latitudinal range between 6.5° (in Apr) and 14.5° (in May; Fig. 5c) while the mean

latitudinal width of the SAZ is 10°; (2) from one month to another, we observe a continuity in the fits slopes and abscissas while from one month to another the buoys explore different longitudinal regions; and (3) fCO₂ fits were determined from measurements of CARIOCA No. 1 to No. 8 contrary to DIC fits because DIC for CARIOCA No. 1 and No. 3 is not available. fCO₂ fits determined without CARIOCA No. 1 and No. 3 measurements (not shown) are very similar to fCO₂ fits determined with all buoys in the SAZ.

Table 2. Standard deviation of dissolved inorganic carbon (DIC) and $f\text{CO}_2$ with respect to fits shown on Fig. 5.

Month	No. of measurements (DIC)*	No. of buoys (DIC)*	σ_{DIC} ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	No. of measurements ($f\text{CO}_2$)*	No. of buoys ($f\text{CO}_2$)*	No. of rasters ($f\text{CO}_2$)†	$\sigma_{f\text{CO}_2}$ (Pa)
Jan	2047	3	19.8	2445	4	33	1.33
Feb	3945	6	12.7	4615	7	40	1.31
Mar	4140	6	14.2	4830	7	56	1.41
Apr	3438	5	15.3	4135	6	41	1.83
May	2695	4	10.2	2925	5	49	1.09
Jun	1917	3	10.9	2000	4	50	0.83
Jul	1481	2	4.9	1712	3	37	0.66
Aug	1544	2	4.7	1544	2	23	0.58
Sep	1434	2	4.5	1434	2	20	0.87
Oct	1488	2	7.0	1488	2	24	0.82
Nov	1441	2	6.9	1665	3	24	1.46
Dec	1489	2	11.6	1887	3	20	1.47

* The number of measurements and the number of buoys used to derive the fits is different for DIC and for $f\text{CO}_2$ because for the two buoys not measuring SSS, DIC was not calculated.

† Number of $1^\circ \times 1^\circ$ rasters visited by CARBON Interface Ocean Atmosphere (CARIOCA) drifters.

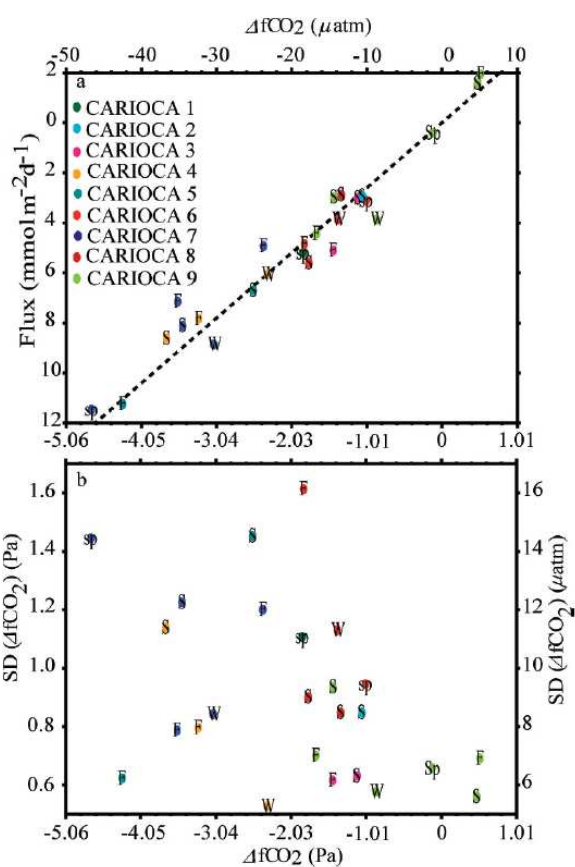


Fig. 6. (a) Flux vs. $\Delta f\text{CO}_2$ averaged by season and (b) standard deviation of seasonal Δp ; (F: autumn, W: winter, S: summer, Sp: spring); the color code corresponds to the CARIOCA buoy and is the same as Fig. 1. Only periods of >2 months are taken into account, except for buoy No. 1 which lasts for only one month in summer. Seasonal flux is primarily driven by $\Delta f\text{CO}_2$.

Table 3. Seasonal air-sea CO₂ flux in the subantarctic zone (SAZ) and polar zone (PZ) averaged by season and by year.

	Jan-Mar	Apr-Jun	Jul-Sep	Oct-Dec	Annual
SAZ					
No. of buoys*	7	8	3	3	8
Longitude extent (°)†	60.7	73.9	41	40.1	148.0
Latitudinal range (°)‡	12.3	14.8	10.5	11.6	14.8
Surface of SAZ (10 ⁶ km ²)	31.3	31.3	30.6	30.7	31.0
Flux in SAZ§ (mmol m ⁻² d ⁻¹)	-5.4	-5.6	-6.4	-6.6	-6.0
Flux in SAZ§ (Pg C)	-0.18	-0.19	-0.21	-0.22	-0.81
Flux in SAZ (Pg C)	-0.16	-0.22	-0.24	-0.19	-0.81
PZ					
No. of buoys*	2	2	1	1	1
Longitude extent (°)†	49.2	25.3	26.2	20.1	120.8
Latitudinal range (°)‡	5.0	7.4	1.6	2.6	7.4
Surface of PZ (10 ⁶ km ²)	13.7	13.2	13.4	13.6	13.5
Flux in PZ§ (mmol m ⁻² d ⁻¹)	-0.7	-1.3	-3.9	-0.4	-1.6
Flux in PZ§ (Pg C)	-0.01	-0.02	-0.06	-0.01	-0.09
Flux in PZ (Pg C)	0.01	-0.05	-0.03	-0.02	-0.11

* The same buoy sampling the same season at a 1-yr interval is counted as two buoys in the season.

† Number of longitude degrees visited by the CARbon Interface Ocean Atmosphere (CARIOCA) drifters over the period.

‡ Range of distances with respect to the subantarctic front (SAF) visited by CARIOCA drifters over the period.

§ From the average of seasonal fluxes derived from CARIOCA measurements.

|| From monthly extrapolation of fCO₂ using fits with respect to distance to SAF in SAZ, and from monthly mean fCO₂ in PZ.

¶ Range of distances with respect to the polar front (PF) visited by CARIOCA drifters.

Air-sea CO₂ fluxes—Over the wide area sampled by the buoys, the seasonally averaged variations of the flux (summer: Jan to Mar; autumn: Apr to Jun, winter: Jul to Sep; spring: Oct to Dec) along the buoy trajectories are primarily driven by $\Delta f\text{CO}_2$ (Fig. 6): on average there is a factor of 0.026 between $\Delta f\text{CO}_2$ (Pa) and flux (mmol m⁻² d⁻¹), which corresponds (for the *k*-*U* relationship established by Wanninkhof [1992]) to a mean wind speed of 10 m s⁻¹. Around this mean line, variation (of up to 2 mmol m⁻² d⁻¹) of the flux remains, due to variations of *K*, and there is a tendency for fluxes to fall below the 0.026 line in winter because wind speed increases in winter.

No seasonal cycle of $\Delta f\text{CO}_2$ (Fig. 6) can be identified, either in the case of all the buoys, or of only the buoys in the SAZ (all the buoys except buoy No. 9 and No. 4 in autumn and winter), or of the buoy in the PZ (in summer–autumn 2006, the buoy No. 9 sampled the southern Atlantic west of 30°W and $\Delta f\text{CO}_2$ was below -1.5 Pa; in summer–autumn 2007, it sampled the Atlantic and Indian Oceans east of 20°E and $\Delta f\text{CO}_2$ was around +0.5 Pa). It is in the PZ (buoy No. 9) in the eastern Atlantic and western Indian Oceans that $\Delta f\text{CO}_2$ and air-sea CO₂ fluxes are the closest to 0. This is also a region where intra-seasonal variability is relatively small, with standard deviation (SD) of $\Delta f\text{CO}_2$ within a season, $SD(\Delta f\text{CO}_2)$ below 0.7 Pa (Fig. 6b). In the SAZ, $SD(\Delta f\text{CO}_2)$ always below $\Delta f\text{CO}_2$ (Fig. 6b) indicates that the SAZ is mostly a sink over a shorter time scale than a season. It is mostly larger than in the PZ because it varies between 6 and 1.6 Pa; values between 1.2 and 1.6 Pa in autumn and summer correspond to one buoy close to the STF between Tasmania and New Zealand, where satellite chlorophyll images indicate strong and variable biological activity (not shown) and to two buoys east of New Zealand where anomalous peaks of fCO₂ have been observed (see previous section).

When buoy seasonal fluxes are averaged together (Table 3, note §), the fluxes per surface area are more absorbent in the SAZ than in the PZ and their ratio is more than a factor 4, except in winter (only one buoy explores the PZ in winter). In the SAZ, the seasonal variation of the fluxes is small, only 20% higher in the winter–spring than in the summer–autumn seasons because of the relatively small *K* increase in winter; in the PZ larger fluxes in winter are linked both to higher *K* and to lower $\Delta f\text{CO}_2$, but since only one buoy was sampled this season it is difficult to draw a general conclusion. Because the surface of the SAZ is more than twice that of the PZ, when the fluxes are extrapolated over the whole of each region the contrast between the SAZ and PZ is even larger, with fluxes in the SAZ larger by more than a factor of 8 than in the PZ.

In order to look at the influence of the spatio-temporal distribution of the buoys on the seasonal fluxes integrated in the SAZ and in the PZ, we perform a second estimate of the integrated fluxes after having extrapolated fCO₂ in space at 1° × 1° resolution every month. In the SAZ, we apply the fits shown on (Fig. 5e). For distances to the SAFn outside the range covered by the buoys, in order not to exaggerate low fCO₂ values in the northern part of the SAZ, in particular in the eastern Pacific where we do not get data, we use constant fCO₂ values, equal to the closest minimum or maximum fit value. In the PZ, since no tendency with respect to the fronts location was detectable, we only consider the monthly mean fCO₂ from buoy No. 9. On yearly average, fluxes are close to the first estimate (within 0.02 Pg C yr⁻¹); in the SAZ (Table 3, note ||), the seasonal cycle is slightly higher. The contrast between the fluxes in the PZ, a weak sink, and in the SAZ, a strong sink, remains about the same.

Comparison with climatological $\Delta p\text{CO}_2$ — $\Delta p\text{CO}_2$ and $\Delta f\text{CO}_2$ averaged along each buoy trajectory are reported

Table 4. Mean $\Delta f\text{CO}_2$ and $\Delta p\text{CO}_2$ along CARBON Interface Ocean Atmosphere (CARIOCA) trajectories measured by CARIOCA and estimated using the climatology established by Takahashi et al. (2002).

Buoy No.	Mean $\Delta f\text{CO}_2$ CARIOCA (Pa)	Climatol- ogical $\Delta p\text{CO}_2$ (Pa)	CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ – climatology $\Delta p\text{CO}_2$ (Pa)	No. of months
1	-1.87	-2.55	0.68	1
2	-1.05	-2.27	1.22	3
3	-1.19	-1.91	0.72	6
4	-3.16	-3.41	0.25	7
5	-3.33	-3.34	0.01	4
6	-1.44	-1.49	0.05	12
7	-3.11	-1.54	-1.58	15
8	-1.38	-2.08	0.70	2
9	-0.60	-2.05	1.45	15
Average*	-18.9	-2.06	0.16	65

* Average is weighted by the number of months of CARIOCA measurements.

in Table 4. Except for buoy No. 7, averaged climatological $\Delta p\text{CO}_2$ are smaller than CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$.

In the Pacific Ocean, both the climatology and CARIOCA indicate a maximum of $\Delta p\text{CO}_2$ close to equilibrium with the atmosphere near 50°S, decreasing in a northerly direction. However, large differences between the No. 7 buoy and climatology occur in the middle of the SAZ (Fig. 7). This discrepancy occurs in a region with a large variability in $\Delta f\text{CO}_2$ (Fig. 7c). Between Tasmania and New Zealand, close to the subtropical front, both estimates agree, with a $\Delta p\text{CO}_2$ close to -3.5 Pa. In the southern Atlantic both estimates see an east–west gradient, but climatological values are more variable than buoy measurements.

We also report the variability in $4^\circ \times 5^\circ$ pixels of CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ used in these comparisons (Fig. 7c). Large variability occurs south of Tasmania and in the

western Pacific; this may be due to complicated hydrography in these areas as well as to the presence of two buoys in the same pixel, performing measurements several hundreds of kilometers apart. West of 176°W, large peaks of $f\text{CO}_2$ (see section describing CARIOCA measurements) add to this variability.

Comparison with other studies—Metzl et al. (1999) combined data from 1992 to 1995 from 30°E to 160°E in the SAZ of the Indian Ocean and studied the seasonal cycle of $p\text{CO}_2$; they observe $p\text{CO}_2$ close to equilibrium with the atmosphere in winter and an air–sea disequilibrium close to -70 (in the central Indian Ocean) and to -3.5 Pa (in the eastern Indian Ocean) in summer. Our $f\text{CO}_2$ data, recorded by two drifters in the central Indian Ocean and averaged in summer, indicate a mean disequilibrium of -1.8 and -1.0 Pa \pm 0.9 Pa. This apparent discrepancy cannot be explained by problems in the measurements calibration because CARIOCA measurements were in agreement with Océan Indien Service d’Observation (OISO) measurements taken in Jan 2002 at the buoy deployment (see Web Appendix 1). On the other hand, SST measured by CARIOCA are often 1–3°C lower than the mean monthly values in $1^\circ \times 1^\circ$ reported by Metzl et al. (1999) in their fig. 5. This may be because CARIOCA drifters sampled a very small latitudinal band close to SAF. Therefore, the smaller disequilibrium (in absolute value) observed by CARIOCA could be because they drifted close to SAF where the mixing of several water masses occurs (as shown in regional studies), whereas the north–south variability in the SAZ has been shown to be large. Further measurements are needed to better understand the reason of this smaller disequilibrium (in absolute value) and before any conclusion about inter-annual variability between 1992–1995 and 2002 can be drawn. On the other hand, measurements taken in the northern part of the SAZ between Tasmania

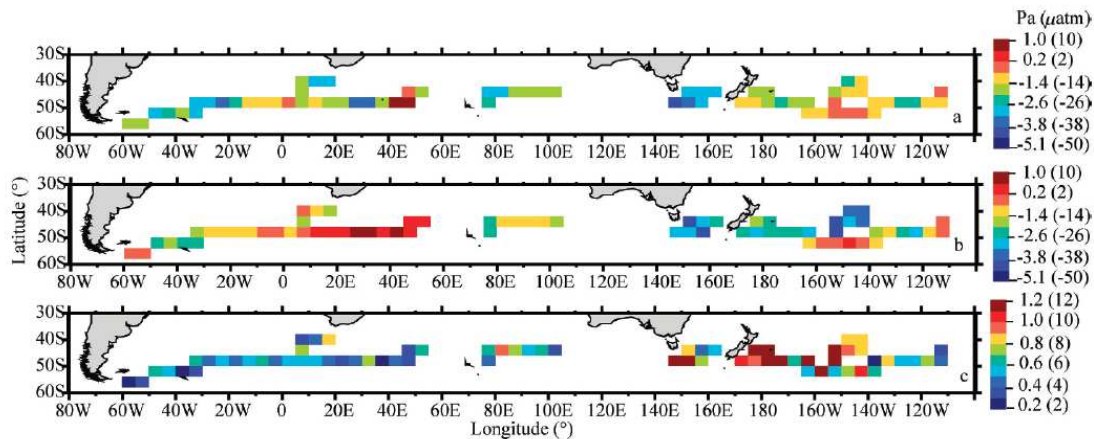


Fig. 7. (a) Climatological $\Delta p\text{CO}_2$ colocated with CARIOCA measurements (same months as in Fig. 5); (b) CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ at the same resolution as the Takahashi climatology; (c) standard deviation of CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ in $4^\circ \times 5^\circ$ boxes. Large-scale patterns of CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ are mostly consistent with the climatology given the variability observed in $4^\circ \times 5^\circ$ rasters by CARIOCA drifters.

and New Zealand indicate a mean disequilibrium of -2.5 ± 1.5 and -3.7 ± 1.1 Pa, consistent with the eastern Indian Ocean measurements shown in Metzl et al. (1999) and the 2002 measurements reported by Breviere et al. (2006).

Metzl et al. (1999) observe an anticorrelation between pCO₂ and SST, partly due to a decrease of SST in winter associated with an increase of pCO₂. In our measurements such an anticorrelation is not visible; this may be because in the areas explored by the buoys, SST variations due to spatial variability are of the same order of magnitude as SST variations linked to seasonal variability. CARIOCA data in the SAZ in winter were acquired by two buoys in the Pacific Ocean. The fCO₂ data measured by the southern buoy show an increase of fCO₂ during Aug to Nov when the buoy was the closest to the SAFn. Because of these maximum values, probably associated with the formation of mode water in winter–spring, seasonal mean fCO₂ vary by a factor of 1.5 between summer–autumn and winter–spring. However, the buoy in the northern part of the Pacific SAZ does not exhibit such a decrease in winter, because it is outside the region of mode water formation.

Chierici et al. (2004) reported measurements of fCO₂ from Dec 1997 to Feb 1998 in the Atlantic Ocean between 5°E and 10°E, showing an undersaturation of fCO₂ along the PF of about -2.0 Pa, values close to the equilibrium with the atmosphere close to the SAF and close to the STF, and undersaturation of about -1.0 Pa in the SAZ. In Jan–Feb, between 15°E and 30°E, CARIOCA No. 9 measured fCO₂ close to the equilibrium close to the SAF in the PZ; during the same months, between 8°E and 10°E, CARIOCA No. 8 measured fCO₂ around 35.5 Pa in the SAZ with an increase up to 37.5 Pa, thus close to equilibrium with the atmosphere, when approaching the STF.

Regional studies

Sub-mesoscale variability in the frontal area

Buoy No. 7—In winter 2004, buoy No. 7 was close to the STF in the Pacific Ocean, characterized by a strong SST gradient, as can be seen on AMSRE SST (Fig. 8a), and by a strong sea-level anomaly (Fig. 8b). From 11 Jul to 26 Jul, sharp fCO₂ variations of >1.0 Pa are observed on a kilometric scale with maxima typically extending over 20 km (Fig. 8e). The maximum at 173°W can be explained by the SST anomaly because it is not visible on calculated DIC (Fig. 8f). On the other hand, maxima at 172°W and 169.5°W still correspond to DIC maxima (variations of $8 \mu\text{mol kg}^{-1}$). In order to explain these variations, we look at ARGO profiles taken in the region when the buoy was present.

Two ARGO profilers performed measurements at the ocean surface on each side of the CARIOCA trajectory, float A244 in an anticyclonic eddy on 17 Jul and float A444 in a cyclonic eddy on 14 Jul (Fig. 8a,b). On their vertical profiles (Fig. 9), the layer of mixed density is 220 m deep for float 244 and 170 m deep for float 444. However, mixed temperature and salinity layers are much shallower, and a density-compensated layer appears between 170 m and 220 m for A 244 and between 80 m and 170 m for A444.

During that period CARIOCA SSS and SST are aligned onto two isodensities (about 1026.58 and 1026.64 kg m⁻³). Variations of salinity and temperature observed by the two ARGO floats in the layer of mixed density are aligned along SSS and SST measured by the CARIOCA drifter at a depth of 2 m (Fig. 10b), each Argo float sampling one of these isodensities. CARIOCA DIC maxima are associated with pairs of salinity and temperature observed at the base of the compensated layer by ARGO. This observation suggests a deep origin (in the range of 150–220 m) for the surface DIC maxima observed by CARIOCA. These deep DIC maxima may be due to carbon remineralization in subsurface waters, following strong biological productivity on the surface during summer and autumn.

Buoys No. 2 and No. 3—These two buoys drifted very close to each other for almost three months. They observe strong small-scale variability in fCO₂: when the two buoys were close to the SAFn (Fig. 11a), close to 79°E, a 2.0 Pa difference was observed between the buoys south and north of the front over a distance of ~ 30 km. However, large variability of fCO₂ also occurs across the SAZ: buoy No. 2 left the SAFn at about 80°E and reached the STF at 87.5°E (SSS >34.5); when crossing the SAZ it recorded fCO₂ varying between 34.5 Pa and 38.0 Pa. Similar variability is observed between the two buoys when at the same longitude.

On the SST–SSS diagram of buoy No. 2 (Fig. 12; buoy No. 3 did not measure SSS), low SSS and SST values in the vicinity of the SAF (close to 79°E) are associated with high DIC ($\sim 2085 \mu\text{mol kg}^{-1}$), whereas high SSS and SST in the vicinity of the STF (close to 88°E) are associated with low DIC values ($\sim 2055 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Mixing lines appear as expected from water masses mixing in frontal areas. Between SSS = 34.1 and 34.2, corresponding to the buoy between 85°E and 87.5°E, a warming of 2°C occurs, which leads to an increase of fCO₂ of about 3.0 Pa (Fig. 11a), while DIC does not vary, indicating a thermodynamic effect.

DIC in the region of formation of subantarctic mode water (the South Pacific SAZ)

From 10 Sep to 30 Oct 2004, buoy No. 6 was close to the SAFn (Fig. 3c,d), where calculated DIC is higher than over the rest of its trajectory (Fig. 4d). During that period SSS and SST are well-aligned, indicating a mixing of different water masses, and there is a tendency for colder, fresher water to correspond to the highest DIC (Fig. 13). This takes place in a region of formation of subantarctic mode water during winter corresponding to the deepest mixed layer (Aoki et al. 2007).

LCDW signature in the Atlantic Ocean

From 12 Sep to 18 Sep 2006, close to 49°S, 9°W–5°W (i.e., close to the mid-Atlantic ridge and to the polar front), CARIOCA No. 9 recorded very high SSS (between 34.5 and 34.9) and very low SST (between 1.2°C and 2°C; Fig. 14a). During that period, however, no particular signature is

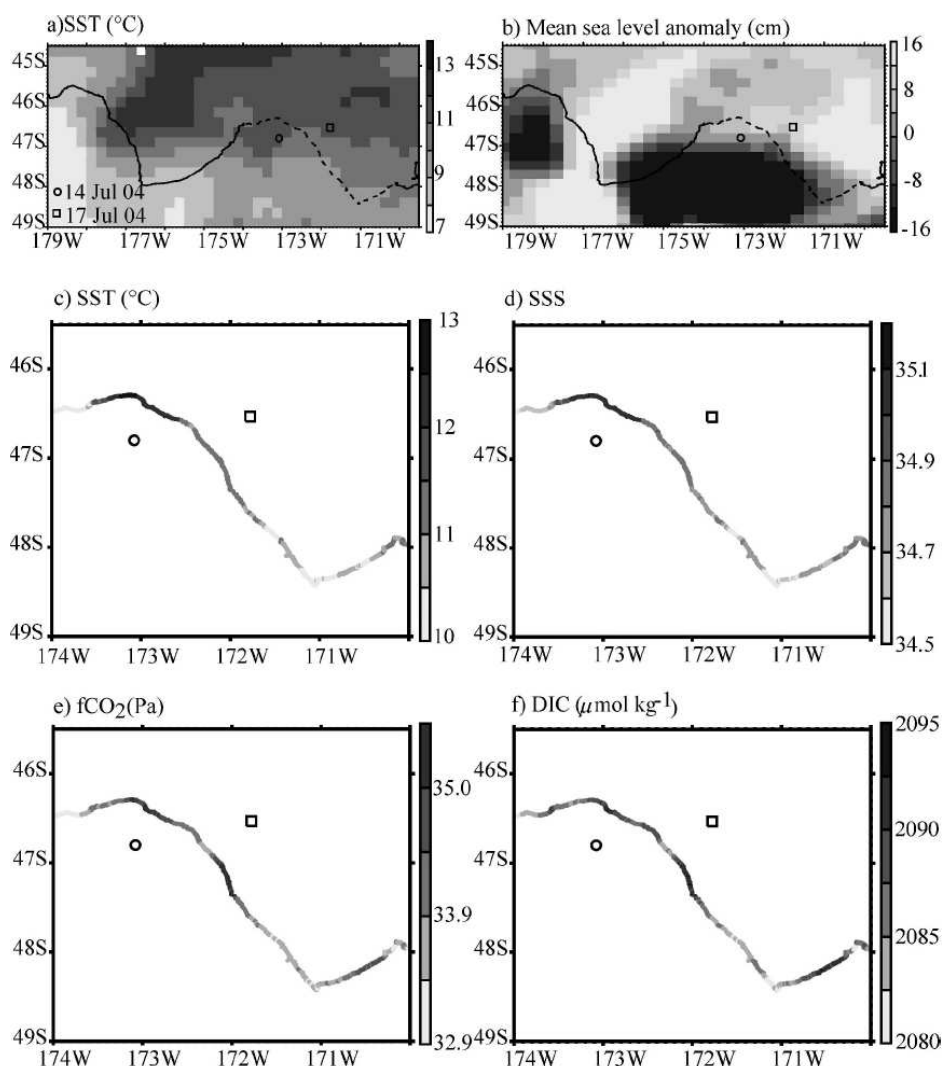


Fig. 8. Sub-mesoscale variability close to subtropical front. (a) AMSRE SST and (b) sea-level anomaly satellite maps on 21 Jul 2004; the CARIOCA trajectory crossing the map is indicated by a solid line; dashed line corresponds to the CARIOCA trajectory between 11–26 Jul. Middle and bottom: CARIOCA No. 7 measurements from 11 Jul to 26 Jul 2004: (c) SST; (d) SSS; (e) fCO₂; (f) DIC; symbols indicate ARGO float SSS measurement from 14 and 17 Jul 2004.

observed for fCO₂ (Fig. 14b); on the contrary, due to the SST and SSS variations, estimated DIC (Fig. 4d) increased by >50 μmol kg⁻¹ and ranged between 2180 and 2205 μmol kg⁻¹.

The low SST observation is confirmed on AMSR SST maps from 13 Sep to 22 Sep, the maximum of the anomaly being observed on 15 Sep (Fig. 15). Earlier and later images (not shown) indicate that SST lower than 1°C appears on 13 Sep and that the presence of the cold water at the surface lasts for only 10 d.

The 34.5–34.9 salinity range corresponds to lower circumpolar deep water (LCDW), generally observed between a depth of 1000 m and 3000 m (Oibers et al. 2004). Close to our anomalous surface observations, at 8°W, 50°S, the signature of LCDW (potential temperature of 2°C and salinity of 34.7) was even observed at 800 m (Orsi and Whitworth 2005–2006). Over the A16S line in Jan 2005, salinity of 34.85 was measured at 30°W, 45°S at 2500 m together with a DIC of 2210 μmol kg⁻¹ (Wanninkhof et al. 2006). Given the uncertainty of our DIC

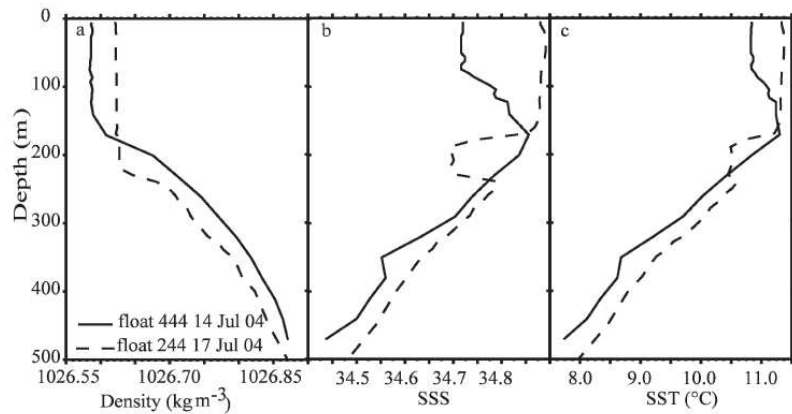


Fig. 9. Vertical profiles of float A444 and of float A244. (a) Density, (b) salinity, and (c) temperature. Density compensated layers are observed between 80 m and 220 m.

calculations ($10.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$), CARIOCA observations support the hypothesis of LCDW outcropping at the ocean surface for 10 d close to 49°S , 9°W – 5°W .

Discussion

The measurements of nine CARIOCA buoys widely spread over the SAZ and the PZ of the Southern Ocean allow us to propose new estimates of the yearly air–sea CO₂ flux in these two regions: $-6.0 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the SAZ and $-1.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the PZ. If these numbers are extrapolated over all these regions, the fluxes amount to $-0.8 \text{ Pg C yr}^{-1}$ in the SAZ and $-0.1 \text{ Pg C yr}^{-1}$ in the PZ. This confirms the crucial role of the SAZ with respect to the air–sea CO₂ flux in the Southern Ocean. These numbers are calculated using the k – U relationship established by Wanninkhof (1992), in order to remain consistent with other estimates; however, recent studies indicate that this relationship could be too high by 22% (Ho et al. 2006) so that a lower range for the yearly air–sea CO₂ flux extrapolated from CARIOCA measurements is $-0.7 \text{ Pg C yr}^{-1}$ in the SAZ and $-0.1 \text{ Pg C yr}^{-1}$ in the PZ.

Another uncertainty arises from the spatial distribution of CARIOCA drifters in the SAZ and in the PZ. In order to estimate the effect of the irregular sampling of the SAZ by CARIOCA drifters, we try two methods to compute extrapolated fluxes and we obtain yearly fluxes in very close agreement (see Table 3, flux with notes § and ||). Nevertheless, both methods only use CARIOCA measurements and we cannot exclude other errors coming from the undersampling of CARIOCA drifters. In the PZ, the buoys perform measurements in all seasons over the Atlantic and eastern Indian Oceans; in the SAZ, during each season, the buoys explore one-ninth to one-sixth of the SAZ longitudes (Table 3, line 2), and cover a range of distances to the SAFn larger than the mean latitudinal width of the SAZ (10° ; Table 3, line 3). It will be necessary in future to combine them with ship measurements in order to refine flux estimates and link any uncertainty in the fluxes to

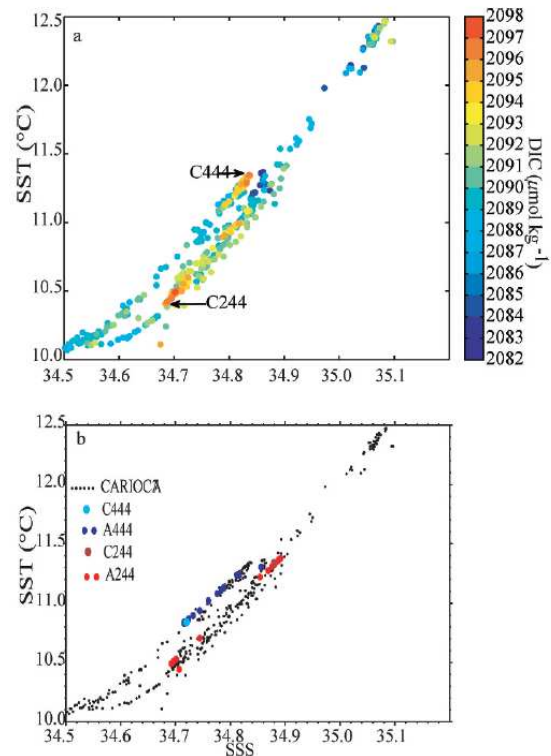


Fig. 10. SST vs. SSS: (a) DIC retrieved from CARIOCA measurements from 11 Jul to 26 Jul, and (b) measurements of CARIOCA from 11 Jul to 26 Jul (black filled circles) and of ARGO floats A444 and A244 in density-mixed layer. Point C444 and point C244 (arrows) indicate SSS and SST measured at the base of the compensated layer by floats 444 and 244 respectively; they correspond to SSS and SST observed by CARIOCA together with DIC maxima.

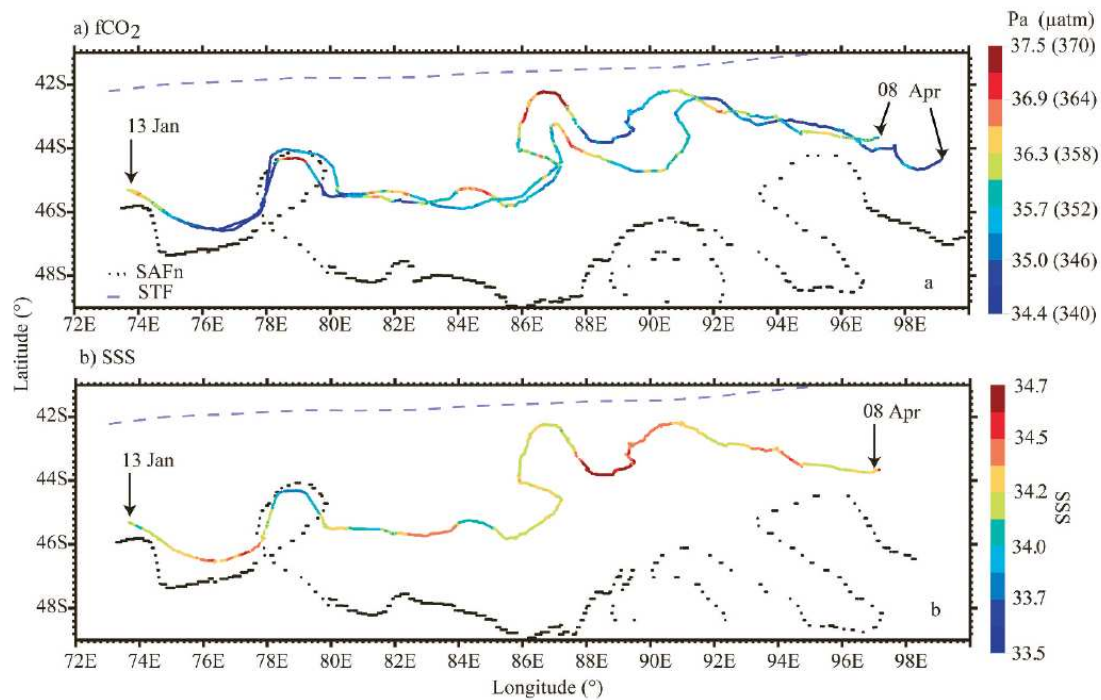


Fig. 11. Small-scale $f\text{CO}_2$ variability observed by two buoys close in space and time. (a) $f\text{CO}_2$ measured by drifters No. 3 and No. 2 from their deployment through 08 Apr 2002, and (b) SSS measured by the drifter No. 2. The Orsi climatological front and the SAFn collocated in time with longitude of CARIOCA drifters are also shown on both panels.

$f\text{CO}_2$ variability. The biggest uncertainty probably arises from undersampling in the Pacific Ocean, because this is the region where the SAZ is the furthest north, where CARIOCA measures a large $f\text{CO}_2$ north–south gradient in winter–spring, and where no measurements were performed by CARIOCA in the eastern sector.

Colocations with $\Delta p\text{CO}_2$ climatology (Takahashi et al. 2002) indicate very little bias with respect to CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ on average over all the buoys (0.16 Pa). However, for most buoys, $\Delta p\text{CO}_2$ climatology is more negative than CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$. These comparisons have to be used with caution, for several reasons: (1) in the Southern Ocean, Takahashi et al. (2002) did not correct $p\text{CO}_2$ data for the atmospheric trend south of 50°S in the Atlantic, Indian, and western Pacific Oceans west of the date line, or south of 60°S in the Pacific Ocean east of the date line, whereas they recently found that data in these regions should have been corrected (T. Takahashi et al. in press). Although CARIOCA data were not collected in these regions except for buoy No. 9 in the Atlantic west of 30°W , we can extrapolate to argue that this correction may affect $p\text{CO}_2$ north of this zone, and that therefore the comparisons presented here have to be used cautiously close to 50°S east of the date line; (2) It is very likely that in the Atlantic and Indian Oceans the proximity of the fronts introduces very great variability in the $f\text{CO}_2$ in $5^\circ \times 4^\circ$ pixels, because several zones can be

included in a single pixel; (3) Interannual variability has not been taken into account.

Qualitative comparisons between CARIOCA and ship $f\text{CO}_2$ measurements, located close together and taken in the same season, in the Atlantic and Indian Ocean sectors of the SAZ and PZ, show a fair amount of agreement: $f\text{CO}_2$ is close to equilibrium in the PZ, except in summer close to the PF; $f\text{CO}_2$ is undersaturated with respect to atmospheric value in the SAZ in most periods. Nevertheless, CARIOCA measurements highlight some features not previously evidenced in ship $f\text{CO}_2$ data: in winter–spring, $f\text{CO}_2$ is close to equilibrium near the SAF, probably due in some way to deep-water convection in winter, as already suggested by Metzl et al. (1999), but this observation does not extend over the whole SAZ, in particular in the Pacific Ocean, because areas of formation of subantarctic mode waters in winter do not extend over the whole SAZ (Aoki et al. 2007). On average over the SAZ, no seasonal variation can be identified on $f\text{CO}_2$; CARIOCA $f\text{CO}_2$ data indicate a decrease of $f\text{CO}_2$ from the SAFn to the STF from the end of winter to the beginning of summer ($0.63 \text{ Pa } ^\circ\text{lat}^{-1}$), which was not noted in previously published ship data; this may be because few north–south ship transects were taken during these periods and because most north–south transects were performed in areas where the distance between the SAF and the STF is relatively small: we find

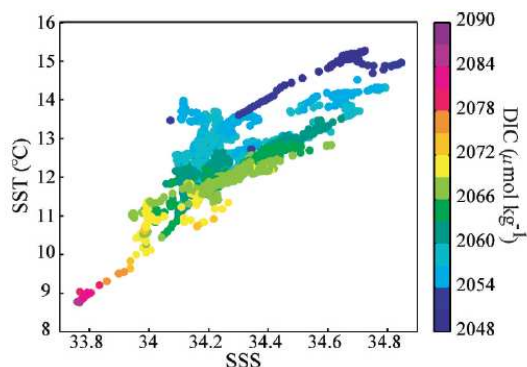


Fig. 12. SST-SSS-DIC diagram of CARIOCA No. 2 when it goes from the vicinity of SAFn to STF (Jan–Apr 2002).

that the standard deviation of $f\text{CO}_2$ with respect to the north–south trend is up to 1.4 Pa in Jan, so that it is very difficult to distinguish between small-scale $f\text{CO}_2$ variability and a north–south trend over distances $<5^\circ$ in latitude. CARIOCA observations also indicate a larger decrease of DIC from the SAFn to the STF in spring, possibly linked to a larger biological uptake during the spring growing season, and a clear seasonal variation of DIC in the SAZ with maxima in winter.

The features drawn from CARIOCA observations are in very close agreement with the conclusions drawn by McNeil et al. (2007). McNeil et al. (2007) studied ship measurements of DIC and Alk since 1986 south of 40°S , and proposed to extrapolate them using standard hydrographic properties. From their extrapolations and using $k-U$ relationship established by Wanninkhof (1992), they estimate a flux of $1.1 \pm 0.6 \text{ Pg C yr}^{-1}$ within 40°S – 50°S , an area geographically close and equivalent in size to the SAZ considered in our paper, and a much weaker sink south of 50°S . They estimate mean annual $f\text{CO}_2$ in the PZ at

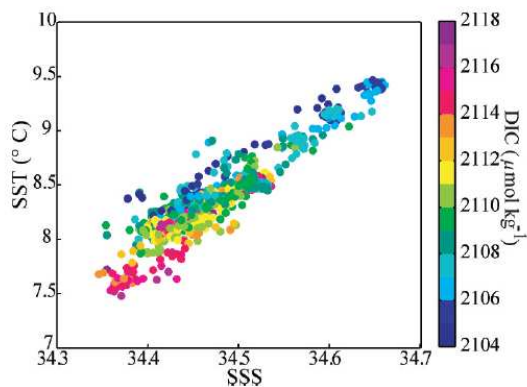


Fig. 13. SST-SSS-DIC diagram of CARIOCA No. 6 when it was close to SAFn (10 Sep–30 Oct 2004).

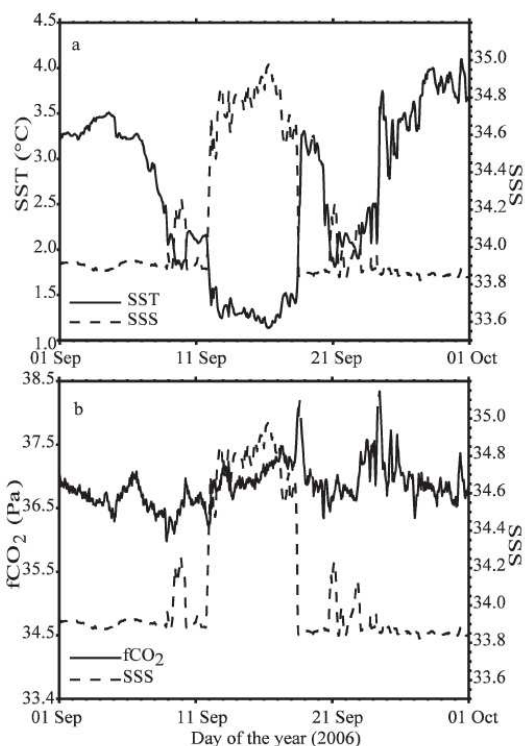


Fig. 14. Measurements of buoy No. 9 from 01 Sep to 01 Oct 2006. (a) SSS and SST, and (b) SSS and $f\text{CO}_2$. Temperature and salinity suggest that CARIOCA No. 9 sampled an episodic event of LCDW outcropping at the ocean surface over a few days. The event has no signature in $f\text{CO}_2$.

$\sim 1.0 \text{ Pa}$ lower than atmospheric value; in the PZ, CARIOCA $\Delta f\text{CO}_2$ averages -0.6 Pa . They observe a seasonal variation of DIC in 40°S – 50°S of $\sim 30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ between winter and summer months (with maxima in winter) but almost no seasonal variation in $f\text{CO}_2$ because of compensation between increasing DIC and decreasing SST in winter. Similarly, from CARIOCA observations we estimate a seasonal variation of $29 \mu\text{mol kg}^{-1}$ between Feb–Mar and Aug.

Interpreting measurements from quasi-Lagrangian drifters is quite challenging because it does not follow exactly surface currents, and we show that localizing measurements precisely with respect to Southern Ocean fronts greatly helps the interpretation of $f\text{CO}_2$ and DIC measurements. Future work using ship measurements should benefit from the methodology we propose for locating in situ surface measurements with respect to the location of fronts. We found that the detection of the SAF from SST gradients, as proposed by Moore et al. (1999), worked well in the mid-Atlantic Ocean, as was already found by Burls and Reason (2006), but was ambiguous when applied across all the longitudes of the Southern Ocean because the SST range in

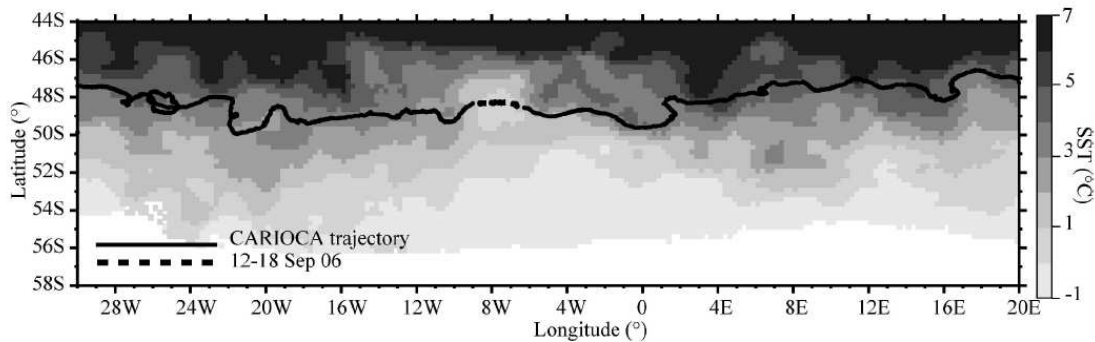


Fig. 15. AMSR SST on 15 Sep 2006, when the buoy No. 9 measured a low SST and high SSS anomaly. CARIOCA trajectory is shown as a solid line, with the 12 to 18 Sep 2006 period shown as a dashed line.

which the gradient detection has to be done varies with longitude; in addition this SST range seems to vary seasonally. On the other hand, we found that the detection of fronts using sea-surface height derived from altimetry clearly identifies the area where $f\text{CO}_2$ is measured.

In addition to large-scale seasonal variability, standard deviations of $f\text{CO}_2$ measured by a CARIOCA drifter within a single season range from 0.6 Pa to 1.6 Pa. In order to understand the source of this variability, some sections of CARIOCA trajectories have been studied in detail.

In the southern Indian Ocean, the mixing of different water masses close to the SAF and STF and warming in the SAZ are responsible for >2.0 Pa variability of $f\text{CO}_2$ on a small scale (<50 km).

It is known that close to the subtropical front, sub-mesoscale lateral density structures are created in the oceanic-surface mixed layer (Hosegood et al. 2006). In addition, density-compensated layers have already been observed in eddies and subduction zones close to the STF (Boyer De Montégut 2005). CARIOCA measurements show that in these areas strong DIC variations (about $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$) associated with strong $f\text{CO}_2$ variations (about 2.0 Pa) occur on a kilometric scale, suggesting that large DIC values are likely to come from the deep layer at the base of the compensated layers; given that this observation was made at the onset of winter, high DIC in the compensated layer might result from the remineralization of biological material produced in the surface layer during previous seasons.

These observations highlight the need for high-resolution measurements for describing and understanding mesoscale variability of surface carbon parameters.

Close to the PF, CARIOCA sampled an episodic event of LCDW outcropping at the ocean surface over a few days. It is remarkable that although this event has a strong signature in SSS and SST anomalies, no $f\text{CO}_2$ anomaly is visible due to compensation between high DIC and low SST and SSS.

References

- AOKI, S., M. HARIYAMA, H. MITSUDERA, H. SASAKI, AND Y. SASAI. 2007. Formation regions of subantarctic mode water detected by OFES and Argo profiling floats *Geophys. Res. Lett.* **34**: L10606, doi:10.1029/2007GL029828.
- BAKER, D., AND OTHERS. 2006. TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO_2 fluxes, 1988–2003 *Glob. Biogeochem. Cycles* **20**: GB1002, doi:10.1029/2004GB002439.
- BAKKER, D. C. E., J. ETCHETO, J. BOUTIN, AND L. MERLIVAT. 2001. Variability of surface-water $f\text{CO}_2$ during seasonal upwelling in the equatorial Atlantic Ocean as observed by a drifting buoy *J. Geophys. Res.* **106**: 9241–9254.
- BATES, N. R., L. MERLIVAT, L. BEAUMONT, AND C. PEQUIGNET. 2000. Intercomparison of shipboard and moored CARIOCA buoy seawater measurements in the Sargasso Sea *Mar. Chem.* **72**: 239–255.
- BELKIN, I. M., AND A. L. GORDON. 1996. Southern ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania *J. Geophys. Res.* **101**: 3675–3696.
- BOUTIN, J., AND J. ETCHETO. 1997. Long term variability of the air-sea CO_2 exchange coefficient: Consequences for the CO_2 fluxes in the equatorial Pacific Ocean *Glob. Biogeochem. Cycles* **11**: 453–470.
- , J. ETCHETO, L. MERLIVAT, AND Y. RANGAMA. 2002. Influence of gas exchange coefficient parameterization on seasonal and regional variability of CO_2 air-sea fluxes *Geophys. Res. Lett.* **29**: 1182, doi:10.1029/2001GL013872, 2002.
- BOYER DE MONTÉGUT, C. 2005. Couche mélangée océanique et bilan thermohalin de surface dans l’océan Indien Nord. Ph.D. thesis. Univ. of Paris.
- BREVIERE, E., N. METZL, A. POISSON, AND B. TILBROOK. 2006. Changes of the oceanic CO_2 sink in the Eastern Indian sector of the Southern Ocean *Tellus* **58B**: 436–448.
- BURLING, R. W. 1961. Hydrology of circumpolar waters south of New Zealand *N. Z. Dep. Sci. Ind. Res. Bull.* **143**.
- BURLS, N. J., AND C. J. C. REASON. 2006. Sea surface temperature fronts in the midlatitude South Atlantic revealed by using microwave satellite data *J. Geophys. Res.* **111**: C08001, doi:10.1029/2005JC003133.
- CHIERICI, M., A. FRANSSON, D. R. TURNER, E. A. PAKHOMOV, AND P. W. FRONEMAN. 2004. Variability in pH, $f\text{CO}_2$, oxygen and flux of CO_2 in the surface water along a transect in the Atlantic sector of the Southern Ocean *Deep Sea Res. II* **51**: 2773–2787.
- COPIN-MONTÉGUT, C., M. BÉGOVIC, AND L. MERLIVAT. 2004. Variability of the partial pressure of CO_2 on diel to annual time scales in the northwestern Mediterranean Sea *Mar. Chem.* **85**: 169–189.
- DAFNER, E., AND OTHERS. 2003. Major nutrients and dissolved oxygen as indicators of the frontal zones in the Atlantic sector of the Southern Ocean *J. Geophys. Res.* **108**: 3227, doi:10.1029/1999JC000288.

- DEACON, G. E. R. 1982. Physical and biological zonation in the Southern Ocean Deep Sea Res. 29: 1–15.
- DONG, S., J. SPRINTALL, AND S. GILLE. 2006. Location of the polar front from AMSR-E satellite sea surface temperature measurements J. Phys. Oceanog. 36: 2075–2089.
- EMERY, W. J., AND R. E. THOMSON. 1997. Data analysis methods in physical oceanography. Gray.
- GILLE, S. T., D. P. STEVENS, R. T. TOKMAKIAN, AND K. J. HEYWOOD. 2001. Antarctic circumpolar current response to zonally-averaged winds J. Geophys. Res. 106: 2743–2759.
- GLOOR, M., N. GRUBER, J. SARMIENTO, C. L. SABINE, R. A. FEELY, AND C. RODENBECK. 2003. A first estimate of present and preindustrial air-sea CO₂ flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models Geophys. Res. Lett. 30: 1010, doi:10.1029/2002GL015594.
- HO, D. T., C. S. LAW, M. J. SMITH, P. SCHLOSSER, M. HARVEY, AND P. HILL. 2006. Measurements of air-sea gas exchange at high wind speeds in the Southern Ocean: Implications for global parameterizations Geophys. Res. Lett. 33: L16611, doi:10.1029/2006GL026817.
- HOOD, E. M., AND L. MERLIVAT. 2001. Annual to interannual variations of fCO₂ in the northwestern Mediterranean Sea: High frequency time series data from CARIOCA buoys (1995–1997) J. Mar. Res. 59: 113–131.
- HOSGOOD, P., M. C. GREGG, AND M. H. ALFORD. 2006. Sub-mesoscale lateral density structure in the oceanic surface mixed layer Geophys. Res. Lett. 33: L22604, doi:10.1029/2006GL026797.
- HUGHES, C. W., M. MEREDITH, AND K. HEYWOOD. 1999. Wind driven transport fluctuations through Drake Passage: A southern mode J. Phys. Oceanog. 29: 1971–1992.
- LEE, K., AND OTHERS. 2006. Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans Geophys. Res. Lett. 33: L19605, doi:10.1029/2006GL027207.
- LEFÈVRE, N., J. P. CIABRINI, G. MICHARD, B. BRIENT, M. DUCHAFFAUT, AND L. MERLIVAT. 1993. A new optical sensor for P_{CO2} measurements in sea water Mar. Chem. 42: 189–198.
- LEQUÈRE, C., AND OTHERS. 2007. Saturation of the Southern ocean CO₂ sink due to recent climate change Science 316: 1735–1738, doi:10.1126/science.1136188.
- LUEKER, T. J., A. G. DICKSON, AND C. D. KEELING. 2000. Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: Validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium Mar. Chem. 70: 105–119.
- MCNEIL, B. I., N. METZL, R. M. KEY, AND R. J. MATEAR. 2007. An empirical estimate of the Southern Ocean air-sea CO₂ flux Glob. Biogeochem. Cycles 21: GB3011, doi:10.1029/2007GB002991.
- METZL, N., C. BRUNET, A. JABAUD-JAN, A. POISSON, AND B. SCHAUER. 2006. Summer and winter air-sea CO₂ fluxes in the Southern Ocean Deep Sea Res. I 53: 1548–1563.
- , N. B. TILBROOK, AND A. POISSON. 1999. The annual fCO₂ cycle and the air-sea CO₂ flux in the sub-Antarctic Ocean Tellus 51B: 849–861.
- MILLERO, F. J., T. B. GRAHAM, F. HUANG, H. BUSTOS-SERRANO, AND D. PIERROT. 2006. Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature Mar. Chem. 100: 80–94.
- MOORE, J. K., M. R. ABBOTT, AND J. G. RICHMAN. 1999. Location and dynamics of the Antarctic polar front from satellite sea surface temperature data J. Geophys. Res. 104: 3059–3073.
- NAEGLER, T., P. CIAIS, K. B. RODGERS, AND I. LEVIN. 2006. Excess radiocarbon constraints on air-sea gas exchange and the uptake of CO₂ by the oceans Geophys. Res. Lett. 33: L11802, doi:10.1029/2005GL025408.
- NIILER, P. P., N. A. MAXIMENKO, AND J. C. McWILLIAMS. 2003. Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations Geophys. Res. Lett. 30: 2164, doi:10.1029/2003GL018628.
- OLBERS, D., D. BOROWSKI, C. VOLKER, AND J.-O. WOLF. 2004. The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current Antarct. Sci. 16: 439–470, doi:10.1017/S0954102004002251.
- ORSI, A. H., AND T. WHITWORTH. 2005–2006. Hydrographic atlas of the world ocean experiment (WOCE). Volume 1: Southern Ocean. International WOCE project office.
- , AND W. D. NOWLIN. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic circumpolar current Deep Sea Res. I 42: 641–673.
- PATRA, P. K., S. MAKSYUTOV, M. ISHIZAWA, T. NAKAZAWA, T. TAKAHASHI, AND J. UKITA. 2005. Interannual and decadal changes in the sea-air CO₂ flux from atmospheric CO₂ inverse modelling Glob. Biogeochem. Cycles 19: GB4013, doi:10.1029/2004GB002257.
- SALLÉE, J., R. MORROW, AND K. SPEER. 2008a. Eddy heat diffusion and Subantarctic mode water formation Geophys. Res. Lett. 35: L05607, doi:10.1029/2007GL032827.
- , K. SPEER, AND R. MORROW. 2008b. Response of the Antarctic circumpolar current to atmospheric variability J. Clim. 21: 3020–3039.
- STEELE, L. P., P. B. KRUMMEL, AND R. L. LANGENFELDS. 2002. Atmospheric CO₂ concentrations from sites in the CSIRO Atmospheric Research GASLAB air sampling network, p. #. In EDITOR(S) [ed.], Trends: A compendium of data on global change (Oct 2002 version). U.S. Department of Energy, Oak Ridge National Laboratory, Carbon Dioxide Information Analysis Center.
- SWEENEY, C., E. GLOOR, A. R. JACOBSON, R. M. KEY, G. MCKINLEY, J. L. SARMIENTO, AND R. WANNINKHOF. 2007. Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements Glob. Biogeochem. Cycles 21: GB2015, doi:10.1029/2006GB002784.
- TAKAHASHI, T., AND OTHERS. 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂ and seasonal biological and temperature effects Deep Sea Res. II 49: 1601–1622.
- , AND OTHERS. In press. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂ and net set-air CO₂ flux over the global oceans. Deep-Sea Res. II.
- WANNINKHOF, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean J. Geophys. Res. 97: 7373–7382.
- , AND OTHERS. 2006. Carbon dioxide, hydrographic, and chemical data obtained during the R/V Ronald H. Brown repeat hydrography cruise in the Atlantic Ocean: CLIVAR CO₂ Section A16S_2005 (11 Jan–24 Feb 2005). In A. Kozyr [ed.], ORNL/CDIAC-151, NDP-087. U.S. Department of Energy, Oak Ridge National Laboratory, Carbon Dioxide Information Analysis Center.
- WEISS, R. F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a nonideal gas Mar. Chem. 2: 203–215.
- ZEEBE, R. E., AND D. W. GLADROW. 2001. CO₂ in seawater: Equilibrium, kinetics, isotopes. Elsevier Oceanography Series.

Received: 2 October 2007

Accepted: 7 April 2008

Amended: 30 June 2008

FICHE TECHNIQUE :

CONSEILS D'UTILISATION DES MESURES DE SALINITE IN SITU

Conseils valables pour toute plateforme de mesure :

- Vérifier la signification des coefficients de qualité et les prendre en compte dans le choix des données.
- Privilégier les données fournies par les programmes d'origine plutôt que celles contenues dans des bases de données générales

Conseils pour l'utilisation des mesures de salinités de surface issues de profileurs Argo :

- Les données associées à un coefficient de qualité égal à 4 sont à écarter de l'étude, celles associées à un coefficient égal à 2 ou 3 sont à prendre avec précaution.
- La méthode d'échantillonnage des mesures change selon la catégorie du profileur sélectionné. Une mesure de salinité, associée à la profondeur 5 m, transmise par un profileur APEX n'est pas équivalente à une mesure, associée à la même profondeur mais transmise par un profileur SOLO ou Provor. Les flotteurs SOLO ou Provor fournissent des mesures de salinités moyennées sur plusieurs mètres tandis que les flotteurs APEX mesurent la salinité à une profondeur donnée.
- Toute donnée de flotteur SOLO ou Provor associée à une profondeur inférieure à 4 m doit être écartée car elle ne correspond qu'à la mesure du reste d'eau puisée à 5 m et conservée dans la cellule de conductivité.

Conseils pour l'utilisation des mesures de salinité de surface issues des mouillages TAO/TRITON – PIRATA – RAMA :

- Les coefficients de qualité doivent être pris en compte avec précaution. L'indice Q égal à 2 peut être associé à une donnée biaisée. Dans le cas d'une dérive forte suivie d'une destruction ou d'une perte du capteur, les données sont associées à l'indice par défaut (Q = 2). De même, une donnée associée à un indice Q égal à 3, c'est à dire ajustée linéairement, peut être biaisée. Seules les données associées à un coefficient égal à 1 peuvent être utilisées sans vérification.

Lorsque ces données sont disponibles, je recommande une comparaison entre les mesures effectuées à 1 m, 5 m et 10 m afin d'écarter les données suspectes.

Conseils pour l'utilisation des mesures de salinité de surface issues du WOD05 :

- Chaque type d'instruments possède ses propres caractéristiques qu'il est nécessaire d'avoir à l'esprit avant de mettre en commun les différentes informations.
- Quand ils sont disponibles, les coefficients de qualité déterminés par les responsables scientifiques sont à privilégier par rapport aux coefficients donnés par les équipes du WOD05
- Dans le cas des données CTD, la mise à l'eau des instruments et la prise de mesures peuvent différer selon les pays et certaines méthodes engendrent un biais important

dans les premiers mètres de profondeur à cause de bulles d'air emprisonnées dans les capteurs. Je recommande alors de n'utiliser que les mesures effectuées en dessous de 4 m de profondeur afin de laisser le temps au capteur de se stabiliser.

Conseils pour l'utilisation des mesures de salinité de surface issues du serveur SISMER :

- Seules les données associées à un coefficient de qualité égal à 1 peuvent être utilisées sans précaution. Le coefficient de qualité égal à 2 se réfère à une valeur incohérente avec les climatologies donc douteuses.

Conseils pour l'utilisation des mesures de salinité de surface du programme SSS Observation Service :

- Les mesures de température et de salinité sont effectuées à un seul niveau de profondeur. Cette profondeur dépend du bateau utilisé, de sa vitesse et de l'emplacement du capteur. Les données sont alors représentatives de la salinité entre 0 et 10 mètres de profondeur ([Cravatte *et al.*, 2009]).