



HAL
open science

Variabilité du volume d'eau chaude et de la couche barrière de sel dans l'océan Pacifique équatorial à l'échelle interannuelle (ENSO)

Christelle Bosc

► **To cite this version:**

Christelle Bosc. Variabilité du volume d'eau chaude et de la couche barrière de sel dans l'océan Pacifique équatorial à l'échelle interannuelle (ENSO). Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2008. Français. NNT: . tel-00444416

HAL Id: tel-00444416

<https://theses.hal.science/tel-00444416>

Submitted on 6 Jan 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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité : *Océanographie Physique*

Présentée et soutenue par *Christelle Bosc*

Le 5 décembre 2008

Titre : *Variabilité du Volume d'Eau Chaude et de la Couche Barrière de Sel dans l'Océan Pacifique Equatorial à l'échelle interannuelle (ENSO)*

JURY

Nick HALL, Université Toulouse III, Président du Jury

Yves GOURIOU, IRD, Rapporteur

Michael McPHADEN, NOAA/PMEL, Rapporteur

Christophe MAES, IRD, LEGOS, Examineur

Gilles REVERDIN, CNRS, LOCEAN, Examineur

Thierry DELCROIX, IRD, LEGOS, Directeur de thèse

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

Unité de recherche : *LEGOS*

Directeur(s) de Thèse : *Thierry Delcroix*

Rapporteurs : *Yves GOURIOU et Michael McPHADEN*

Remerciements

Après mon stage de fin d'études réalisé, en partie au Legos, j'ai eu la chance de pouvoir prolonger mon passage par ces 3 années de thèse. Je remercie les directeurs et d'une manière générale, l'ensemble du personnel du Legos pour leur accueil pendant ces 3 années.

J'adresse plus particulièrement mes premiers remerciements à celui qui fut le pilier de cette thèse. Merci Thierry, d'abord de m'avoir donné la chance de réaliser cette thèse qui me tenait vraiment à cœur et ce, malgré mon manque de formation en océanographie. Au cours de ces 3 années, j'ai trouvé en toi l'encadrant idéal. Merci pour ta disponibilité et ta bienveillance: tu as toujours trouvé le temps pour répondre à mes nombreuses questions et, même lorsque je n'avais pas de question, tu prenais le temps de venir voir si tout se passait bien. Merci pour ton écoute: tu as toujours laissé de la place pour mes idées. Merci pour ton calme effroyable: j'ai beaucoup appris de ta façon de travailler organisée, sereine (surtout face à mon habitude à soulever toujours de nouveaux problèmes) et, j'ai bien retenu le fameux « laisses mijoter » qui a souvent été très fructueux. Je terminerai par ton inépuisable bonne humeur, ta générosité et ton humour qui ont rendu ces 3 ans de travail avec toi si agréables et formateurs. Pour toutes tes qualités humaines et scientifiques, je t'adresse mon plus grand merci et énormément de reconnaissance pour ton encadrement.

Au cours de cette thèse, j'ai également baigné au cœur de l'équipe OLVAC, une équipe dynamique et conviviale avec ses traditionnelles réunions d'équipe arrosées. Sur la partie la plus scientifique, j'adresse un merci particulier à Sophie, Fabien et Frédéric : grâce à vous, les ondes et les équations m'ont enfin parlée. Merci pour les discussions qui me remotaient à chaque fois, tout paraissait limpide après avoir discuté avec vous. Quand je suis arrivée au labo, j'ai de suite été impressionnée par les qualités scientifiques de Sophie. Merci Sophie pour ton aide précieuse pendant ma thèse, tes interrogations toujours pertinentes sur mes résultats et le recul impressionnant que tu apportais. Merci pour ton côté bonne vivante et ta bonne humeur communicative. Merci Fabien pour les longues réflexions sur les ondes ou la « BL », ta disponibilité... Merci également Marie-Hélène pour nos nombreuses discussions, pour ta simplicité, ta générosité, tes conseils et encouragements lors de la rédaction. Merci aux autres membres de l'équipe: Elodie, Rémy, Gaël, Rosemary.... En élargissant un peu l'équipe, je voudrais remercier Nadia. Merci à Delta Airlines d'avoir bloqué notre avion pendant 23h, ce qui a permis de mieux nous connaître. Merci aussi à Séréna.

A côté des permanents qui nous épaulent, il y a les compagnons de galère, les thésards. Un merci particulier à Claire pour les allers et venues dans mon bureau, les soirées toutouyou et les pauses thé-papotage. Merci également aux compagnons de galère de rédaction: Tempête et Yo, le marseillais qui n'aime plus le foot quand Marseille perd contre Toulouse, merci quand même pour les cookies au chocolat blanc mais n'oublie pas que Toulouse a gagné Marseille en 2008! Marie, Charlotte, Thi-Anh font partie de ces personnes qui m'ont beaucoup apporté durant cette thèse, dommage que vous ne soyez pas restées plus longtemps. Il y a aussi les plus anciens, Alix, Matthieu, Marie, Guillaume entre autres pour les bons moments passés à San Francisco, Ju, Boubou, Monique, Gildas, Renaud, Laurent... Jota pour les soirées débiles à l'n7, Saint-Trop ... Enfin, il y a les jeuns: Elodie, Malick puis les voisins de bureau Bill et Julien merci d'avoir mis de l'animation dans le bureau d'à côté. Vinc' merci d'avoir si bien rempli les couloirs de l'extension le premier été de ma thèse.

Pendant ma thèse, Thierry a également eu la bonne idée de m'envoyer à l'autre bout de la planète, peut-être pour que j'arrête de lui poser des questions? Après quelques heures d'avion, je me retrouve à Nouméa pour 3 mois et demi, royalement accueillie par Christophe. Merci Christophe pour ton engouement communicatif pour la recherche et l'océan en général. J'ai beaucoup appris de ta façon de me retourner les questions et de me mener à la réflexion. Merci pour tout ça mais aussi merci pour ton accueil: entre les repas du dimanche, les soirées....et bien sûr merci de m'avoir fait découvrir la plongée avec autant de passion. A quand le prochain coup de plongée?



Remerciements

Merci également à mes co-bureaux de choc de l'IRD de Nouméa, Andrès et Xavier, pour leur assistance matlab, les bons plans tourisme et leur bonne humeur quotidienne. Merci à toute l'équipe: Christophe pour m'avoir beaucoup fait réfléchir sur mon article, Lionel, Patrick pour m'avoir souvent donné le sourire..., Angélique, Sophie, Julie et Arnaud pour tous les moments que l'on a pu partager pendant ces 3 mois. Enfin, Merci à toute l'équipe pour votre générosité, notamment lors de mon pot de départ qui m'a vraiment fait chaud au cœur.

Cette mission a été couronnée de rencontres chanceuses dès mon arrivée à Nouméa. Merci aux « métros » déjantés de Nouméa rencontrés par hasard: Laureline, Papé, Fab, Jean Mich Much, Mika, Marie-Laure,... pour les excursions inoubliables dans la brousse, les énormes soirées bodega-bodega/Corto/plage... Merci à Eléa, Anne et Laurent de m'avoir aussi bien bichonnée pendant ce séjour (ravie d'avoir découvert de nouveaux cousins en Calédonie).

Merci à toutes les personnes qui, comme à Nouméa ou à Toulouse, ont rendu les missions si particulières. Je pense notamment à ceux de l'école d'été, Gunnar Voet, Shane McGregor....on vous attend toujours en France pour écouter le bel accent des français qui parlent anglais, Aurélie...pour la via ferrata. Je pense également aux scientifiques confirmés rencontrés lors des meetings, notamment à Michael McPhaden pour son intérêt porté à mon travail de thèse, les discussions toujours fructueuses que nous avons eues aux différents meetings, ses remarques pertinentes, sa simplicité et sa générosité. Un grand merci.

Ma thèse m'a également amenée à l'ENSEEIHRT donner quelques heures de TD. Je remercie M. Thual et M. Garel pour la qualité de leurs cours et leur disponibilité. Merci aussi à Marie et aux élèves que j'appréciais retrouver chaque semaine.

Enfin, pour qu'une thèse se passe bien, il faut aussi des personnes comme la bande des secrétaires à Toulouse, Martine, Nadine, Catherine, ... Catherine à Nouméa, Maryse à l'ENSEEIHRT, de vraies mamans poules toujours là pour rendre service, discuter un peu ou manger des bonbons! Merci également aux informaticiens de Toulouse et Jérôme à Nouméa qui ont toujours répondu présent pour faire obéir mon ordinateur.

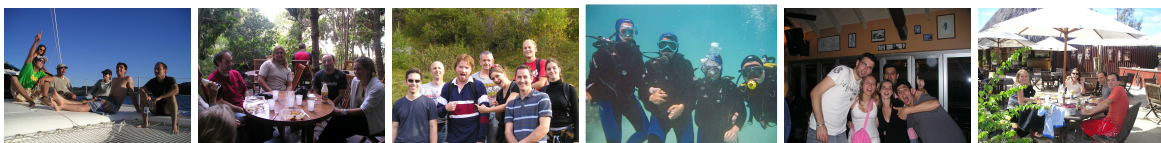
J'en viens enfin à la dernière journée de ma thèse, peut être la meilleure : la soutenance. Je remercie tous les membres du jury : Nick Hall pour avoir accepté de présider mon jury ; les rapporteurs, Yves Gouriou et Michael McPhaden, pour vos remarques constructives. Un merci particulier à Christophe et Michael McPhaden pour avoir parcouru « quelques » kilomètres pour nous rejoindre. Merci Thierry bien sûr pour ton soutien et ton « final » touchant toujours avec humour, finesse et pertinence. Merci à tous les membres du jury pour vos questions, votre accessibilité et votre bonne humeur lors de cette journée inoubliable. Merci également à tous ceux qui sont venus me soutenir le 5 décembre.

Malgré tous ces mercis, j'ai connu comme tout thésard ce que j'appelle les montagnes russes psychologiques de la recherche. Heureusement, dans les moments de creux, il y a encore des personnes dont je n'ai pas parlé et qui ont pourtant toujours été présentes.

Je pense à mes parents et à ma sœur Marlène. Merci pour votre soutien incroyable, pour votre écoute inépuisable (et pendant ma thèse vous avez pu tester votre endurance) et pour votre facilité à rendre les choses simples et positives. Enfin j'en profite aussi pour vous remercier pour vos plaisanteries et pour les moments que l'on passe dans une ambiance toujours simple et joviale.

Merci à toi Benito d'avoir supporté d'encore plus près les montagnes russes, d'avoir écouté mes nombreuses répétitions de thèse (même si la lourdeur de tes paupières t'empêchait souvent d'arriver au quart de la présentation), et surtout merci d'avoir aussi bien fêté ma thèse !!

Enfin, merci à « El Niño » d'exister et à tous ceux qui m'ont donné le plaisir de parler de cet enfant terrible du Pacifique.



Principaux acronymes français ou anglais

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
ATLAS	Autonomous Temperature Line Acquisition System
AVISO	Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques
CLIVAR	Climate Variability and Predictability
CTD	Conductivity, Temperature, and Depth
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecast
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ENVISAT	Environmental Satellite
GEOS	Geodynamics Experimental Ocean Satellite
GODAE	Global Ocean Data Assimilation Experiment
GTS	Global Telecommunication System
ITCZ	Inter Tropical Convergence zone
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
JAMSTEC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
LEGOS	Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
MJO	Madden Julian Oscillation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NODC	National Oceanographic Data Center
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
ORE	Observatoire de Recherche en Environnement
PI	Principal Investigator
PMEL	Pacific Marine Environmental Laboratory
SISMER	Système d'Informations Scientifiques pour la Mer
SLA	Sea Level Anomaly
SOI	Southern Oscillation Index
SOOP	Ship Of Opportunity
SPCZ	South Pacific Convergence Zone
SSH	Sea Surface Height
SSS	Sea Surface Salinity
SSSA	Sea Surface Salinity Anomaly
SST	Sea Surface Temperature
SSTA	Sea Surface Temperature Anomaly

Principaux acronymes français ou anglais

TAO	Tropical Atmosphere Ocean
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere
TRITON	Triangle Trans-Ocean Buoy Network
TSG	ThermoSalinoGraph
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
WWV	Warm Water Volume
XCTD	eXpendable Conductivity Temperature Depth

- Table des matières -

Remerciements	1
Principaux acronymes français ou anglais.....	3
Table des matières	5

Chapitre I. Introduction	7
---------------------------------------	----------

Chapitre II. Le Pacifique tropical : quelques rappels importants	17
---	-----------

I. Présentation de l'état moyen.....	18
1. <i>Températures moyennes</i>	<i>18</i>
2. <i>Salinité de surface</i>	<i>19</i>
3. <i>Les courants de surface.....</i>	<i>20</i>
4. <i>Vents de surface et précipitations</i>	<i>21</i>
II. Rappel des théories oscillatoires d'ENSO.....	22
1. <i>Les principales théories oscillatoires.....</i>	<i>22</i>
2. <i>Synthèse et questions scientifiques.....</i>	<i>26</i>
a. <i>Spécificités de la Recharge-Décharge</i>	<i>27</i>
b. <i>Questions scientifiques.....</i>	<i>28</i>
III. La warm pool : ses spécificités.....	29
1. <i>Présentation</i>	<i>29</i>
2. <i>Questions scientifiques.....</i>	<i>34</i>

Chapitre III. Les données in situ et satellitaires	37
---	-----------

I. Les observations in situ	39
1. <i>Les bouées TAO/TRITON.....</i>	<i>39</i>
2. <i>Les mesures CTD</i>	<i>41</i>
3. <i>Thermosalinographes (TSG).....</i>	<i>42</i>
4. <i>Les profileurs Argo.....</i>	<i>43</i>
5. <i>Traitement des données in situ de température et salinité.....</i>	<i>45</i>
a. <i>Validation des données, adaptée à l'étude de la structure thermohaline du Pacifique ouest</i>	<i>45</i>
b. <i>Réalisation des produits grillés des données thermohalines de surface.....</i>	<i>49</i>
c. <i>Réalisation des produits grillés des données thermohalines de subsurface</i>	<i>52</i>
II. Les mesures satellites	59
1. <i>Les mesures altimétriques de niveau de la mer.....</i>	<i>60</i>
a. <i>Principe de base de l'altimétrie et corrections associées</i>	<i>60</i>
b. <i>Quelques missions altimétriques</i>	<i>61</i>
c. <i>Les produits : construction de notre produit grillé.....</i>	<i>62</i>
d. <i>Estimation des courants et des transports géostrophiques à partir de l'altimétrie.....</i>	<i>62</i>
2. <i>Les mesures de vent.....</i>	<i>68</i>
a. <i>Produits de vent.....</i>	<i>68</i>
b. <i>Calcul et validation des transports d'Ekman</i>	<i>69</i>

Chapitre IV. Les variations de volume d'eau chaude du Pacifique équatorial.....	71
I. Les ondes équatoriales : aspects théoriques	72
1. <i>Rappel sur la théorie des ondes équatoriales</i>	72
2. <i>Contribution des ondes équatoriales à un signal donné.....</i>	80
a. <i>Contribution des ondes de Rossby et Kelvin en courant zonal et niveau de la mer. 81</i>	
b. <i>Estimation de la contribution des ondes de Rossby au courant géostrophique</i> <i>méridien.....</i>	82
II. Etude des variations de volume d'eau chaude.....	82
1. <i>Résumé de l'article Bosc et Delcroix (2008).....</i>	83
2. Article : <i>Observation des ondes de Rossby équatoriales et variations de volume d'eau</i> <i>chaude dans le Pacifique équatorial en liaison avec le phénomène ENSO.....</i>	84
Chapitre V. Variabilité des structures thermohalines de la warm pool.....	99
I. Etude préliminaire.....	100
II. Etude des structures thermohalines de la warm pool.....	102
1. <i>Résumé de l'article Bosc et al. (2009)</i>	102
2. Article : <i>Barrier layer variability in the western Pacific warm pool from 2000 to</i> <i>2007.....</i>	102
Conclusion et Perspectives.....	117
Bibliographie	121
<i>Annexe 1 : Méthodes et outils de traitement des données.....</i>	134
<i>Annexe 2 : Extrait de la Coriolis Newsletter n°4.....</i>	140
<i>Annexe 3 : Extrait de la Coriolis Newsletter n°5.....</i>	142

Chapitre I.



Introduction

Le Pacifique tropical est le siège du phénomène climatique parmi les plus énergétiques à l'échelle planétaire: le phénomène ENSO (*El Niño Southern Oscillation*), plus connu sous le nom de *El Niño* pour les événements chauds, ou *La Niña* pour les événements froids (Philander, 1990). Avec la variabilité saisonnière et les moussons, il influence l'ensemble du climat mondial et se caractérise par un couplage complexe entre l'océan et l'atmosphère.

A l'origine, « El Niño » désignait un courant côtier chaud présent le long des côtes du Pérou et du Chili qui apparaît à la période de Noël (d'où son nom, «El Niño» : enfant Jésus en espagnol). Certaines années, ce courant chaud persistait plusieurs mois et engendrait des anomalies climatiques régionales, la rupture de la chaîne alimentaire côtière, la mort et la migration de nombreuses espèces de poissons (Barber et Chavez, 1983). Aujourd'hui, El Niño désigne un phénomène climatique à grande échelle, qui touche non seulement le Pacifique tropical mais aussi l'ensemble des océans et l'atmosphère.

Les conséquences de ce phénomène se font sentir sur presque toute la surface du globe. Elles peuvent se révéler bénéfiques, mais sont le plus souvent catastrophiques, comme dans le cas médiatisé de l'évènement El Niño de 1997-1998. Les côtes de l'Équateur et du nord du Pérou reçurent alors en seulement deux mois, 15 fois plus de pluie que la moyenne annuelle, provoquant la destruction de nombreuses routes, habitations et cultures. Plusieurs centaines de personnes disparurent, de nombreux cas de choléra et de paludisme furent signalés. De l'autre côté du Pacifique, en Indonésie et en Papouasie-Nouvelle-Guinée, des sécheresses exceptionnelles favorisaient des feux de forêts. Les dégâts des deux plus forts événements El Niño du XX^{ème} siècle ont été estimés entre 5.5 et 12.5 milliards d'euros pour l'évènement de 1982-1983 et entre 24 et 31 milliards d'euros pour celui de 1997-1998 (UCAR, 1994 ; Sponberg, 1999). Ce sont le plus souvent les pays les plus pauvres et les moins préparés qui sont les plus touchés.

Les événements El Niño peuvent également avoir des effets bénéfiques. A titre d'exemple, les cyclones tropicaux atlantique qui touchent le sud des Etats-Unis, les Caraïbes et le centre-est de l'Amérique arrivent moins fréquemment pendant les années El Niño (Gray, 1984) ; des hivers plus chauds au nord des Etats-Unis permettent des économies d'énergie (Changnon, 1999).

Le lien existant entre ENSO, la variabilité du climat et des événements météorologiques extrêmes a fait de la compréhension et de la prévision de ce phénomène, non seulement une ambition scientifique mais aussi un enjeu économique et social de taille. Sous la pression des scientifiques, les politiques et décideurs ont favorisé les recherches scientifiques sur le sujet, l'objectif étant de mieux observer, comprendre et de manière ultime prévoir pour anticiper l'arrivée de tels événements. La prévision passe avant tout par l'observation et la compréhension des mécanismes mis en jeu dans le phénomène.

Les observations océaniques et météorologiques du Pacifique tropical se sont nettement développées depuis l'événement El Niño de 1982-83 grâce, notamment, à la mise en place d'un réseau d'observations in situ dans le cadre du programme international TOGA (*Tropical Ocean Global Atmosphere*, 1985-1994). En parallèle, les mesures satellitaires se sont également développées, en particulier les mesures d'anomalies de niveau de la mer par altimétrie (Fu et Cazenave, 2001). Plus récemment, le développement de flotteurs autonomes (Argo) permet de mesurer la température et la salinité de la couche 0-1000/2000 m de l'ensemble du globe en temps quasi réel (Roemmich et Owens, 2000). Par ailleurs, des avancées substantielles ont eu lieu quant aux aspects théoriques du phénomène ENSO (Wang et Picaut, 2004). On retiendra notamment, le développement de modèles relativement simples (cf. Chapitre II) pouvant rendre compte de la nature quasi cyclique d'ENSO (Wang et Picaut, 2004).

Les efforts déployés ces 25 dernières années en termes d'observation, de modélisation et de développements théoriques ont permis une avancée considérable dans la compréhension du phénomène El Niño (Anderson et al., 1998). Des tentatives de prévisions fructueuses ont également vu le jour ces dernières années (Kirtman et al., 2001). Ainsi, grâce à une amélioration des prévisions, les Etats-Unis ont réalisé des économies importantes en minimisant les dommages possibles. En 1997-1998, la Californie estime avoir économisé 1 milliard de dollars grâce à de meilleures prévisions saisonnières (Changnon, 1999). Les agriculteurs péruviens de leur côté, surveillent également de manière assidue les prévisions d'ENSO pour adapter, entre autres, leurs cultures: ils favoriseront la culture du riz plus que celle du coton lors des années El Niño. Les pêcheurs péruviens, quant à eux, attendent avec impatience l'arrivée d'un événement froid favorable à la pêche.

Le phénomène El Niño est souvent décrit comme une perturbation de l'état « normal » du Pacifique tropical. Rappelons brièvement ses caractéristiques majeures.

En temps « normal » (Figure 1), un anticyclone situé au-dessus du Pacifique tropical ouest est associé à des vents d'est appelés « alizés ». Dans la zone équatoriale, ces vents entraînent d'est en ouest, les eaux de surface de l'océan qui sont réchauffées par le soleil. Par conservation de la masse, de l'eau froide remonte des profondeurs à l'est pour combler le déficit en eau liée à la divergence d'Ekman. C'est ce que l'on appelle le phénomène d'upwelling équatorial.

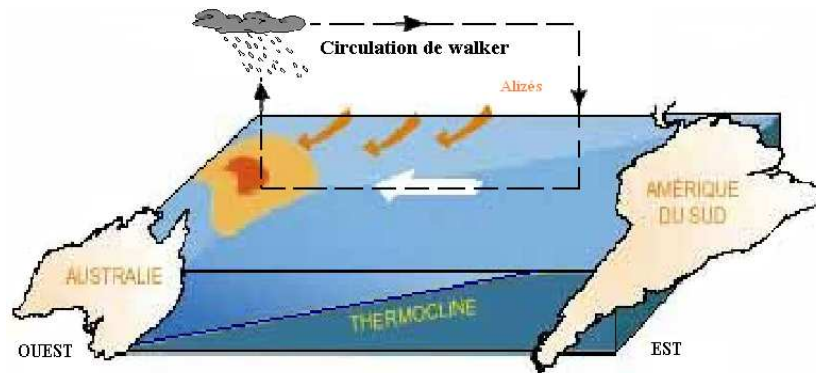


Figure 1: Schéma de l'océan Pacifique tropical en situation dite normale.

A l'ouest, de l'eau chaude s'accumule ce qui entraîne,

- une élévation de la surface de l'océan (jusqu'à 50 cm par rapport à l'est),
- un enfoncement de la thermocline¹,
- un réchauffement de l'atmosphère en contact avec ces eaux chaudes: ainsi, l'air réchauffé s'élève et son humidité se condense en précipitations (forte zone de convection).

A l'est, les eaux de surface de l'océan se sont refroidies par l'arrivée des eaux froides des profondeurs. L'atmosphère en contact avec ces eaux s'est densifiée, ce qui, par subsidence crée un système de hautes pressions à la surface de l'océan. Ces hautes pressions entretiennent le flux des alizés. Le système s'auto-entretient: l'atmosphère paraît stable.

Ainsi est décrite la circulation de Walker.

Un des signes d'apparition du phénomène El Niño est l'affaiblissement des alizés. Le phénomène El Niño commence dès que ces alizés faiblissent voire s'inversent avec l'apparition de vents d'ouest. Les eaux chaudes du Pacifique ouest (qui ne sont donc plus poussées par les vents d'est) envahissent peu à peu celles du Pacifique est qui sont à un niveau plus bas si bien que :

- la thermocline remonte à l'ouest,
- le mécanisme d'upwelling ralentit,
- le gradient thermique est-ouest de surface s'atténue.

Au niveau de l'atmosphère, cette atténuation du gradient thermique perturbe la cellule de Walker qui peut aller jusqu'à se scinder en deux parties, entraînant le déplacement de la zone de précipitations vers l'est (cf. Figure 2). Au centre et à l'est, l'océan se réchauffe,

¹ Zone de transition thermique rapide entre les eaux chaudes de surface et les eaux froides des profondeurs. Cette zone est souvent repérée par la position de l'isotherme 20°C.

réchauffant du même coup l'air humide à sa surface qui peut alors s'élever pour former des nuages épais au large de l'Equateur, du Pérou et dans l'ouest américain. Il s'ensuit des pluies torrentielles sur ces pays habituellement arides, tandis que l'ouest du Pacifique est victime de fortes sécheresses.

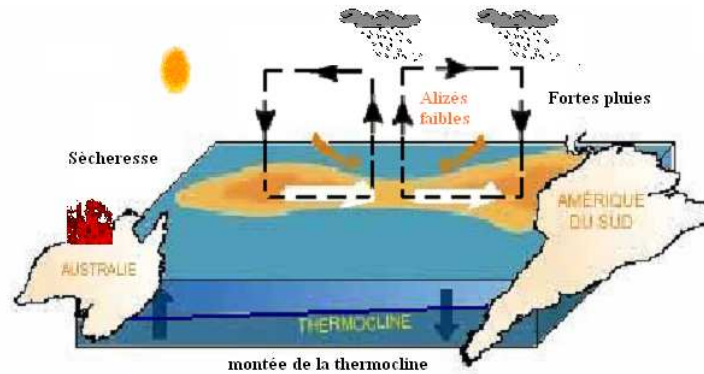


Figure 2: Schéma de l'océan et de l'atmosphère en situation El Niño.

Ces perturbations océaniques et atmosphériques correspondent à une baisse de pression dans le centre et l'est, et à une augmentation de pression dans l'ouest. Cela favorise donc l'affaiblissement des alizés: le phénomène s'amplifie de lui-même et dure en moyenne de 9 à 12 mois.

Le phénomène La Niña (cf. Figure 3) est parfois présenté comme opposé à El Niño. Il produit sur le climat, les effets presque opposés à ceux d'El Niño. Il est caractérisé par un renforcement des alizés qui déplacent la circulation de Walker vers l'ouest, ce qui entraîne les eaux chaudes vers l'ouest. Cela amplifie le mécanisme d'upwelling à l'est, la thermocline plonge à l'ouest où s'accumulent les eaux chaudes. L'air en contact avec ces eaux chaudes s'élève et génère ainsi des fortes pluies qui se sont déplacées sur le continent australien, au voisinage de l'Indonésie entraînant de fortes précipitations.

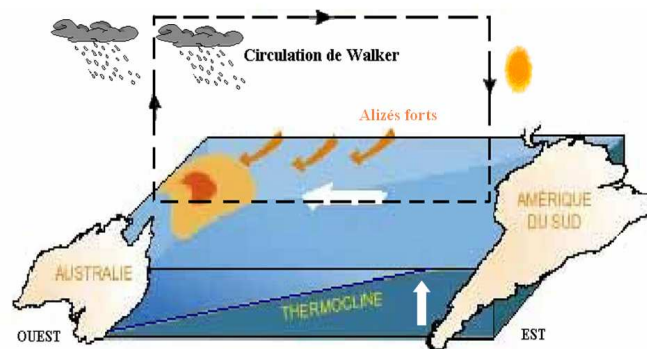


Figure 3: Schéma de l'océan et de l'atmosphère en situation La Niña.

Nos connaissances actuelles d'ENSO sont le fruit de plusieurs années de recherche. L'historique des connaissances concernant ENSO est long et complexe. Nous en rappelons quelques points clés, une analyse chronologique plus complète peut être trouvée dans l'article de Wang et Picaut (2004).

Entre 1920 et 1930, Sir G.T Walker découvre que la pression à Tahiti (Polynésie Française) et la pression à Darwin (au nord de l'Australie) ont des évolutions temporelles en opposition de phase à l'échelle interannuelle. Walker venait de découvrir ce mouvement de balancier atmosphérique longitudinal à très grande échelle. Il introduit en 1923 un indice d'oscillation interannuel (qui est la différence de pression normalisée entre ces 2 lieux) sous le nom de «Southern Oscillation Index» (SOI) ou «Indice d'Oscillation Australe». Cet indice, toujours utilisé, est le principal indicateur atmosphérique permettant de caractériser les phases d'ENSO (cf. Figure 4).

Dans les années 1960, Bjerknes remarqua que les phases négatives du SOI coïncidaient avec ces eaux anormalement chaudes à l'est du Pacifique (cf. Figure 4). Il fait alors le lien entre l'oscillation australe dans l'atmosphère, le gradient thermique est-ouest dans l'océan et El Niño (Bjerknes, 1969). Il montre ainsi *l'interaction entre l'océan et l'atmosphère*: les anomalies de température de surface de l'océan (gradient thermique) forceraient les alizés à faiblir ou à se renforcer; en retour, ceux-ci piloteraient la distribution de la SST (*Sea Surface Temperature*). El Niño est depuis considéré comme une instabilité couplée entre l'océan et l'atmosphère et désigné par l'acronyme ENSO signifiant «El Niño Southern Oscillation» ou «Oscillation Australe El Niño».

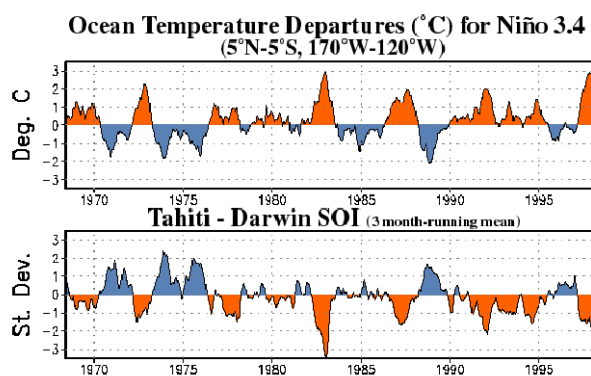


Figure 4: Séries temporelles de l'indice d'oscillation atmosphérique (SOI, figure du bas) et les anomalies de SST moyennées dans la région Niño3.4 (5°N-5°S-170°W-120°W). En rouge, sont représentées les périodes El Niño et en bleu, les périodes La Niña. Noter la bonne corrélation négative entre les deux séries.

En 1975, Wyrтки propose la première explication mécanique du phénomène (théorie du build up): un El Niño apparaît lorsque l'affaiblissement des alizés permet aux eaux chaudes accumulées à l'ouest de se déverser dans l'est du bassin. Elle s'appuie sur l'équilibre entre le poids de l'eau accumulée à l'ouest et la force de poussée des alizés.

Cependant, cette théorie n'explique pas la transition d'un événement chaud à un événement froid ou l'inverse. C'est la dynamique océanique équatoriale qui va permettre de mettre au point une première théorie permettant d'expliquer le « retour à la normale » avec notamment la théorie de l'oscillateur retardé (cf. Chapitre II). D'autres théories verront ensuite le jour.

D'après les observations, la période de retour des événements El Niño varie entre 2 et 7 ans. Le phénomène El Niño (ENSO) n'est donc pas parfaitement oscillatoire. Cependant, dans la lignée de l'oscillateur retardé, plusieurs théories ont tenté de rendre compte de la nature quasi oscillatoire du phénomène ENSO. Elles reposent toutes sur la rétroaction océan-atmosphère positive proposée par Bjerknes en 1969 (cf. page précédente) ; et, pour expliquer la nature quasi-oscillatoire du phénomène ENSO, ces différentes théories proposent différentes rétroactions négatives pour expliquer le passage d'un événement El Niño à un état neutre ou froid (La Niña). Une revue très détaillée de ces oscillateurs est donnée dans l'article de Wang et Picaut, 2004. Nous en rappellerons quelques éléments au chapitre II.

Outre ces aspects oscillatoires, certaines études suggèrent qu'El Niño puisse aussi être considéré comme un mode stable. Aujourd'hui, parmi la communauté des océanographes, il y a 2 visions théoriques différentes du phénomène El Niño. Comme nous l'avons vu, le Pacifique tropical connaît tantôt des états chauds « El Niño », tantôt des états froids « La Niña ». On pourrait dire qu'il « oscille » entre ces 2 états. Cependant, certains scientifiques considèrent bien El Niño comme une phase d'une mode couplé océan atmosphère instable, de nature *oscillatoire* auto-entretenu (cf. Chapitre II), tandis que d'autres définissent El Niño comme un mode *stable* (non oscillatoire) qui est déclenché de manière aléatoire par un élément (de type bruit stochastique) atmosphérique extérieur tel que les coups de vents d'ouest (Neelin et al., 1998; Philander et Fedorov, 2003).

Pendant très longtemps, les recherches se sont concentrées sur le déplacement zonal des eaux chaudes, vers l'est ou vers l'ouest selon que l'on évolue vers un événement El Niño ou La Niña. Une seule des 4 théories oscillatoires s'intéresse à l'aspect méridien : la théorie de la Recharge-Décharge (cf. Chapitres II et IV). Selon cette théorie, le Pacifique équatorial dans son ensemble, se remplit (recharge) lentement en eaux chaudes plusieurs mois avant l'arrivée d'un événement El Niño et se vide (décharge) rapidement de ces eaux chaudes lors de la phase mature de l'évènement (Wyrki, 1985 ; Jin, 1997).

La théorie de la Recharge-Décharge a été relativement peu étudiée, en dépit de son potentiel prédictif d'El Niño. La recharge de la bande équatoriale s'effectue en effet 2 à 3 saisons avant la phase mature d'un événement (Meinen et McPhaden, 2001). Par ailleurs, les ondes équatoriales jouent un rôle essentiel dans la bande équatoriale mais leur rôle n'a jamais été clairement étudié pour cette théorie.

Dans la première partie de cette thèse, nous allons mettre l'accent sur cette théorie de la Recharge-Décharge et tenter:

- a) d'observer les variations de volume d'eau chaude du Pacifique équatorial à l'échelle ENSO,
- b) de comprendre les mécanismes responsables de ces transferts de masse et
- c) de quantifier le rôle des ondes équatoriales sur la Recharge-Décharge,

Par ailleurs, bien que toutes les théories oscillatoires diffèrent par leur mécanisme, aucune d'entre elles ne fait intervenir la salinité de manière explicite. Pourtant, on sait aujourd'hui que la salinité, de par son effet sur la densité², joue un rôle important sur la circulation océanique. Des études numériques (Vialard et Delecluse, 1998ab) ont montré que la structure thermohaline verticale particulière de la warm pool³ (avec la présence d'une couche barrière de sel) pouvait expliquer la présence de très fortes températures de surface. D'autres études ont également suggéré le rôle probable de la salinité sur l'occurrence et/ou l'amplitude des événements El Niño (Maes et al., 2002).

Dans la deuxième partie de cette thèse, nous analyserons donc les structures thermohalines particulières de la warm pool (front de sel en surface, couche barrière de sel en subsurface) en essayant de :

- a) décrire et comprendre leur variabilité spatio-temporelle,
- b) observer et comprendre la relation entre la présence de la couche barrière de sel et les SST chaudes,
- c) analyser les mécanismes possibles, responsables de la formation de la couche barrière de sel.

Ce manuscrit de thèse est organisé de la manière suivante.

Le chapitre II présente la région d'étude, le Pacifique tropical, avec en premier lieu, un rappel des caractéristiques essentielles de son état moyen, suivi d'une présentation synthétique des différentes théories d'ENSO et des caractéristiques hydrologiques majeures de la warm pool. L'état de l'art des connaissances concernant cette présentation nous conduira à poser des questions scientifiques auxquelles nous avons tenté de répondre. Le chapitre III présente les données utilisées (in situ et satellites), les méthodes d'évaluation de la qualité de ces données, puis les traitements qui nous permettent de réaliser des produits adaptés à notre

² A 28°C et à la pression atmosphérique, une variation de salinité de 1 unité a le même effet sur la densité qu'une variation de température de 2,5°C (UNESCO, 1983).

³ La warm pool est région du Pacifique équatorial ouest qui contient des eaux chaudes en surface (T>28-29°C). Cette région est abordée au chapitre II.

étude. Le chapitre IV présente l'étude que nous avons réalisée quant au mécanisme de Recharge-Décharge. Il vise à répondre aux questions scientifiques soulevées dans le deuxième chapitre avec entre autres, l'observation des variations de volume d'eau chaude dans le Pacifique équatorial et la mise en évidence du rôle des ondes équatoriales. Le chapitre V est dédié à l'étude de la variabilité de la structure thermohaline de la warm pool dans la couche de surface. Il tente également de répondre aux questions soulevées dans le chapitre II, concernant le rôle de la salinité, de la couche barrière, et leur relation avec les SST chaudes. Une conclusion, une discussion et des éléments de perspectives seront présentés dans le dernier chapitre.

Chapitre II.

*Le Pacifique tropical :
quelques rappels importants*

Ce chapitre a pour but de rappeler des connaissances importantes que nous utiliserons par la suite. Nous mettrons tour à tour l'accent sur : a) les structures moyennes du Pacifique tropical pour les principaux paramètres océaniques (température, salinité et courants de surface) et atmosphériques (vents de surface et précipitations), b) les théories pouvant rendre compte de la nature quasi-oscillatoire d'ENSO, en particulier la théorie de la Recharge-Décharge et c) les spécificités de la warm pool quant au rôle de la salinité.

I. Présentation de l'état moyen

1. Températures moyennes

La température de surface (SST, *Sea Surface Temperature*) moyenne, présentée sur la Figure 5 diminue globalement de l'équateur vers les pôles et d'ouest en est dans la bande équatoriale. On observe des eaux chaudes ($T > 28-29^{\circ}\text{C}$; la *Warm Pool*) dans l'ouest du Pacifique équatorial et des eaux plus froides ($T < 24^{\circ}\text{C}$; la *Cold Tongue*) dans la partie est, liée à la présence d'un upwelling équatorial. Le Pacifique équatorial est donc marqué par un gradient zonal de températures de surface qui contribue à maintenir les vents dominants d'est en ouest (cf. Figure 10).

Au nord et au sud, dans la partie est du bassin, on observe également 2 bandes d'eaux froides (cf. Figure 5) qui s'expliquent par l'arrivée des courants de Humbolt au sud, et du courant de Californie au nord.

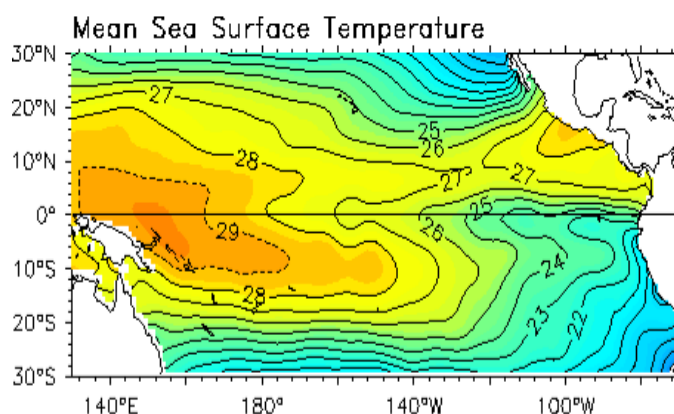


Figure 5: Distribution horizontale de la température de surface (Levitus, 1982).

La distribution moyenne longitude – profondeur de la température le long de l'équateur est présentée Figure 6. Selon la verticale, les températures diminuent avec la profondeur. On

rencontre d'abord, près de la surface, mais à l'ouest du Pacifique tropical, une couche quasi homogène en température ($T > 26^\circ\text{C}$), d'environ 100 m d'épaisseur. Ensuite, la température présente une rapide décroissance sur quelques mètres. Cette zone de forts gradients verticaux de température s'appelle la thermocline, souvent repérée par l'isotherme 20°C (cf. Figure 6). Elle est en moyenne plus profonde à l'ouest (150m) qu'à l'est (50m) dans le Pacifique tropical. En dessous de la thermocline, on trouve des eaux plus froides (de températures inférieures à 15°C).

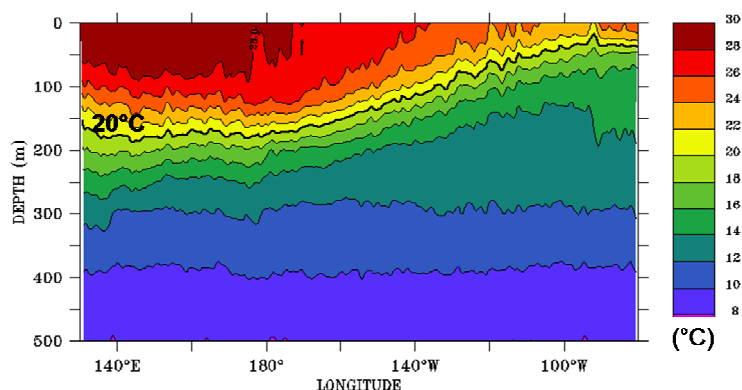


Figure 6: Distribution verticale moyenne de la température le long de l'équateur (Climatologie de Levitus, 1994).

2. Salinité de surface

La distribution moyenne de la SSS (*Sea Surface Salinity*) est présentée Figure 7. Les eaux les moins salées coïncident globalement avec les zones de convergence intertropicale (l'ITCZ, *Inter Tropical Convergence Zone* et la SPCZ, *South Pacific Convergence Zone*, cf. 4.) qui sont des zones de fortes précipitations et de faibles vents. Les eaux les moins salées se trouvent également dans la *Warm Pool*, parfois appelée la *Fresh pool* (Delcroix et Picaut, 1998).

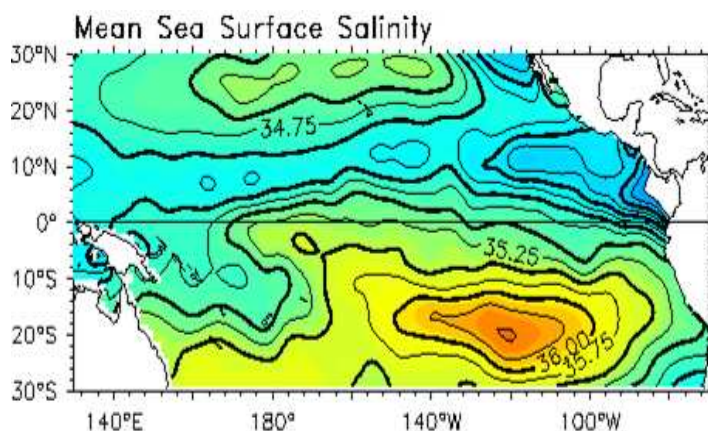


Figure 7 : Distribution horizontale de la salinité de surface (Levitus, 1994).

l'ensemble des précipitations au-dessus des océans sont de l'ordre de 10 Sv). Le NEC se dirige également vers l'ouest au nord de 5°N-10°N. Son intensité augmente d'est en ouest. Le NECC se situe entre 4°N et 9°N (entre le SEC et le NEC) suivant la position de l'ITCZ et se dirige vers l'est avec une intensité pouvant atteindre 0.5 m/s. Le SECC se dirige également vers l'est. Il se situe vers 9°S et il est surtout développé dans le Pacifique Ouest entre 50 et 200 m sous la surface. Une description quantitative de ces courants et de leurs transports est donnée par Picaut et Tournier (1991) à partir de mesures XBT le long de rails de navigation et par Reverdin et al. (1994) à partir de bouées dérivantes dans l'ensemble du bassin. On notera qu'il existe également des courants méridiens sur le bord ouest du Pacifique tropical relativement peu documentés dans la littérature.

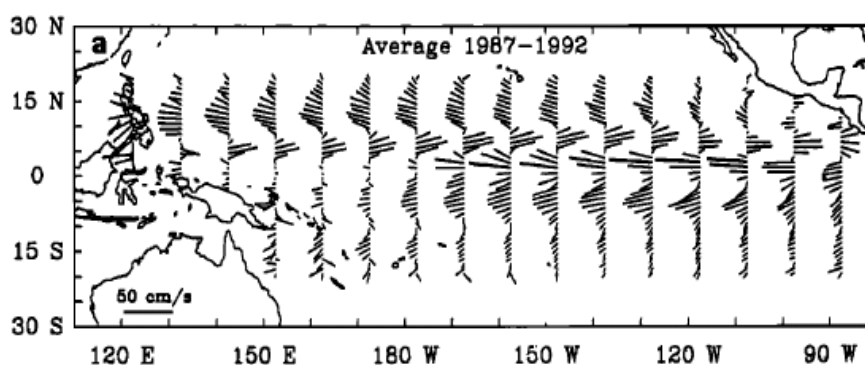


Figure 9: Carte générale des courants océaniques de surface (à 15m) moyens (Reverdin et al., 1994).

4. Vents de surface et précipitations

La distribution moyenne des vents de surface et des précipitations est présentée Figure 10. En lien avec la distribution moyenne de la SST et du sens de rotation de la Terre, on observe des vents de nord-est dans l'hémisphère nord et de sud-est dans l'hémisphère sud. Ces vents appelés « alizés » convergent sur deux zones particulières appelées ITCZ et SPCZ, Figure 10.

L'ITCZ s'étend d'est en ouest entre 10°N et 5°N environ. Elle se déplace suivant les saisons entre l'équateur en hiver boréal et 10°N en été. Elle est aussi appelée « équateur météorologique » ou encore « pot au noir » dans le langage des navigateurs. Les navigateurs à la voile redoutent le passage de cette zone car ils se trouvent souvent confrontés à des vents relativement faibles et parfois à de violents orages. La SPCZ se situe dans l'hémisphère sud, à l'ouest du bassin. Elle s'étend de la Nouvelle-Guinée aux îles de Polynésie. Sa position varie également en fonction des saisons : elle se trouve plus au sud en été austral, près de l'Australie, elle migre vers l'équateur en hiver austral. L'ITCZ et la SPCZ sont toutes deux associées à de fortes précipitations (> 8 mm/jour). On notera également les fortes précipitations situées sur la warm pool.

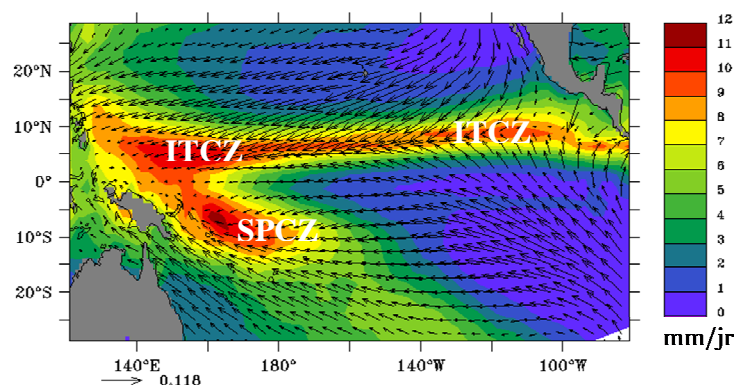


Figure 10: Carte moyenne des vents de surface (flèches, m/s) et des précipitations (couleur, mm/jr) du Pacifique tropical sur la période 1992-2007. Les données sont issues des produits Quikscat et ERS pour le vent, et CMAP pour les précipitations (cf. Bosc et Delcroix, 2008).

II. Rappel des théories oscillatoires d'ENSO

Dans cette partie, nous rappelons puis comparons, les principales théories permettant d'expliquer la nature quasi-oscillatoire du phénomène ENSO. Cette comparaison et synthèse, nous a permis de définir les questions scientifiques majeures auxquelles nous nous proposons de répondre dans cette thèse.

1. Les principales théories oscillatoires

i) La théorie de l'oscillateur retardé

Cette théorie (Suarez et Schopf, 1988; Battisti et Hirst, 1989) explique pour la première fois, la nature « oscillatoire » d'ENSO. Le principe de la théorie est le suivant.

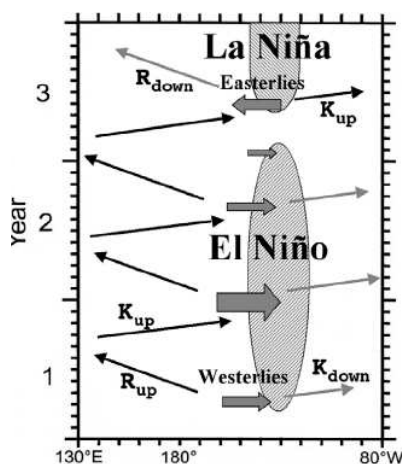


Figure 11: Schéma de la théorie de l'oscillateur retardé. D'après Wang et Picaut (2004).

A l'ouest du Pacifique équatorial, des coups de vent d'ouest génèrent des ondes équatoriales de Kelvin de downwelling et de Rossby d'upwelling. Les ondes de Kelvin se propagent vers l'est (cf. Figure 11), approfondissent la thermocline, et provoquent un réchauffement dans la partie est du bassin. Les ondes de Rossby d'upwelling, se propagent vers l'ouest, se réfléchissent sur le bord ouest du Pacifique en ondes de Kelvin d'upwelling qui vont entraîner un refroidissement de la température de surface. En atteignant quelques mois plus tard le centre-est du bassin, ces dernières ondes vont s'opposer au réchauffement induit dans le Pacifique et contribuer au retour à la normale. Ce mécanisme permet d'introduire une rétroaction négative retardée, avec un délai lié au temps de propagation des ondes.

ii) L'oscillateur advectif-réfléctif

Selon cette théorie (Picaut et al., 1997), des anomalies d'eau chaude situées au centre du bassin induisent des anomalies de vent d'ouest (noter que compte tenu du couplage, la chronologie du scénario présenté ci-dessous, peut très bien débiter par des anomalies de vent d'ouest). Ces vents d'ouest sont à l'origine de la propagation vers l'est d'ondes de Kelvin de downwelling et vers l'ouest d'ondes de Rossby d'upwelling. Ces 2 types d'ondes ayant des vitesses zonales associées positives, elles advectent les eaux chaudes de la warm pool vers l'est du bassin (cf. Figure 12), ce qui renforce les anomalies positives de température au centre du bassin, témoin de la genèse d'un événement El Niño.

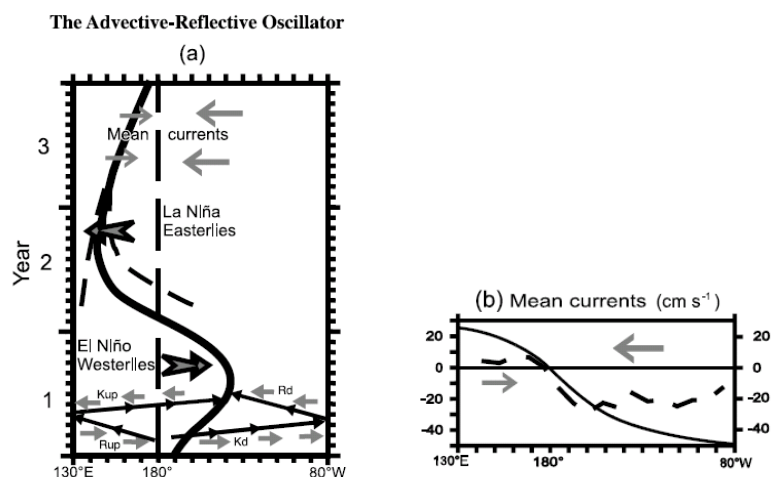


Figure 12: a) Schéma de l'oscillateur advectif-réfléctif ; b) Courants moyens observés (pointillés) et calculés à l'aide de modèle numérique (trait plein) qui convergent au bord est de la warm pool. D'après Picaut et al. (1997).

Pour expliquer le retour à la normale, cette théorie propose le mécanisme suivant : lorsque ces ondes de Kelvin (resp. de Rossby) atteignent la côte est (resp. ouest) du Pacifique, elles se réfléchissent en ondes de Rossby de downwelling (resp. Kelvin d'upwelling) qui se propagent vers l'ouest (resp. vers l'est) du bassin avec des vitesses zonales négatives

associées. Ces vitesses zonales négatives advectent la warm pool vers l'ouest du Pacifique et permettent ainsi le retour à la normale. Par ailleurs, les courants moyens qui convergent au niveau du bord est de la warm pool participent également à ce retour de la warm pool vers l'ouest du Pacifique.

iii) L'oscillateur du Pacifique ouest

Selon cette théorie (Weisberg et Wang, 1997), un réchauffement des eaux de surface du centre du Pacifique équatorial génère l'apparition de 2 cellules cycloniques de part et d'autre de l'équateur (cf. « L » Figure 13) liées à la présence d'anomalies de vent d'ouest dans la région ouest. Ces anomalies de vent d'ouest génèrent des ondes de Kelvin de downwelling qui se propagent vers l'est, approfondissent la thermocline, ce qui entraîne l'apparition d'anomalies chaudes à l'est du Pacifique caractéristiques de l'arrivée d'un événement El Niño. Par ailleurs, les régions cycloniques extra-équatoriales entraînent une remontée de la thermocline par pompage d'Ekman dans l'ouest du bassin. Ces anomalies de thermocline peu profonde se propagent vers l'ouest, entraînant un refroidissement de la température de surface ainsi qu'une augmentation de la pression en surface dans le Pacifique ouest. Ces anomalies de pression en surface entraînent l'apparition de 2 circulations anticycloniques de part et d'autre de l'équateur à l'ouest (cf. « h » Figure 13), qui génèrent des vents d'est à l'origine d'ondes de Kelvin d'upwelling qui se propagent vers l'est du bassin et permettent un retour à la normale.

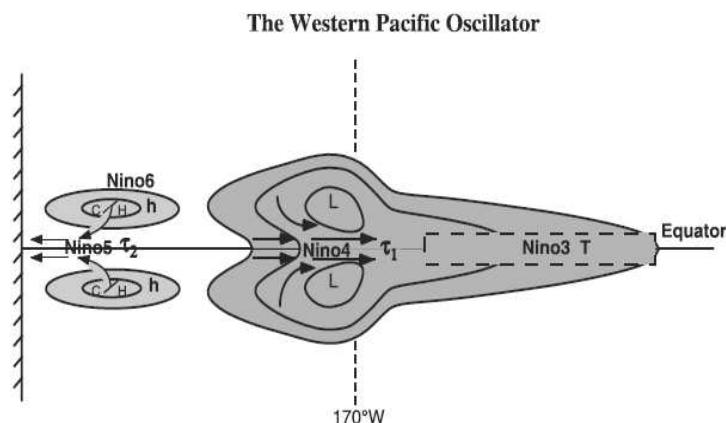


Figure 13: Schéma de l'oscillateur Pacifique ouest. D'après Wang et Picaut (2004).

iv) L'oscillateur Réchargé-Déchargé

Cet oscillateur a été proposé par Jin (1997). Dans la continuité des travaux de Bjerknes, Wyrtki (1975) propose le mécanisme de recharge du Pacifique ouest : il montre, à partir d'observations, que le Pacifique ouest se recharge systématiquement en eau chaude avant l'arrivée d'un événement El Niño, en raison d'un renforcement des alizés dans le centre du Pacifique les années précédant El Niño. Ces alizés entraînent une accumulation d'eau chaude à l'ouest du Pacifique et une augmentation de la pente est-ouest de la thermocline. Une fois le

Pacifique ouest « rechargé », un simple relâchement des alizés entraîne le déversement de ces eaux chaudes vers l'est du Pacifique, ce qui témoigne d'une situation El Niño. Ensuite, Wyrski (1975) émet l'hypothèse que ces eaux chaudes sont évacuées vers les hautes latitudes par des ondes de Kelvin côtières le long des côtes de l'Amérique du sud. Cette recharge apparaît alors comme une condition nécessaire à l'arrivée d'un événement chaud. En 1985, à l'aide d'observations marégraphiques sur la période 1974-1983 incluant le très fort événement de 1982-1983, Wyrski montre que ce n'est pas seulement le Pacifique ouest qui se recharge mais l'ensemble du Pacifique équatorial entre 15°S et 15°N.

A la suite de ces travaux, Jin (1997) propose la théorie de la Recharge-Décharge qui s'effectue par transports de Sverdrup pour la bande équatoriale. Voici ci-dessous le mécanisme proposé par Jin (1997) :

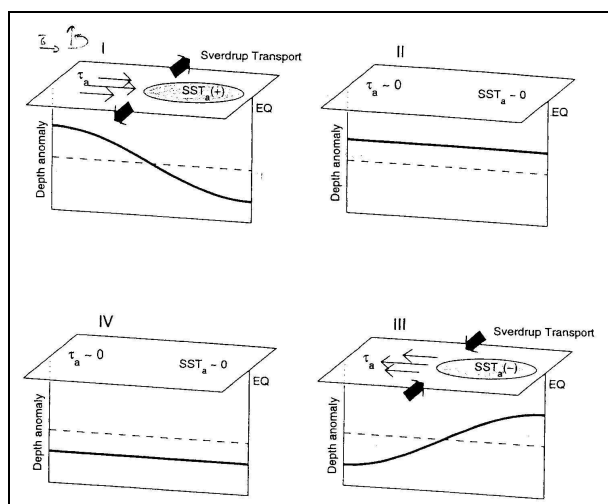


Figure 14: Schéma de l'oscillateur Rechargé-Déchargé, d'après Meinen et McPhaden (2000).

Un coup de vent d'ouest dans l'ouest du Pacifique entraîne d'une part, l'advection d'eaux chaudes vers l'est du Pacifique ce qui fait apparaître une augmentation de la température de surface (SST) et donc une anomalie positive de température dans l'est du bassin (cf. schéma I, Figure 14). D'autre part, ces coups de vents d'ouest génèrent, d'après la théorie de Sverdrup ($\beta V = \text{rot } \tau > 0$, où τ est le vecteur vent, β est la dérivée du paramètre de Coriolis à l'équateur, V est le transport horizontal), des transports méridiens divergents (qui déchargent la bande équatoriale en eau chaude). Par conservation de la masse, cela induit une remontée d'eaux froides dans la bande équatoriale (cf. schéma II, Figure 14). Cette remontée de la thermocline permet à l'océan de retrouver un état « neutre » puis de passer en situation La Niña lorsque la thermocline est anormalement peu profonde à l'est du bassin (cf. schéma III, Figure 14). Alors, des anomalies négatives de SST apparaissent à l'est du bassin entraînant des vents d'est. Ces vents d'est génèrent des transports de Sverdrup convergents (qui rechargent la bande équatoriale) et enfoncent la thermocline à l'ouest du bassin ce qui permet à l'océan de repasser par un état « neutre » (cf. schéma IV, Figure 14) puis El Niño.

v) L'oscillateur unifié

Wang (2001) met au point l'oscillateur unifié qui prend en compte les mécanismes physiques de tous les oscillateurs présentés ci-dessus.

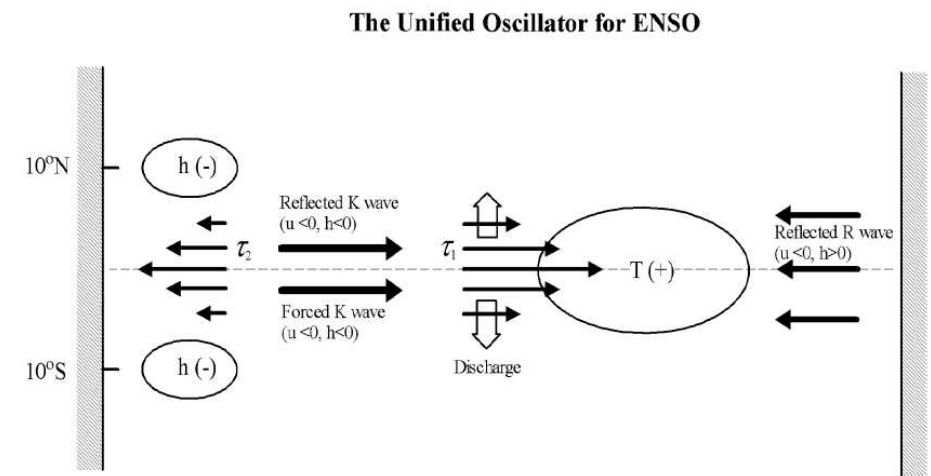


Figure 15: Schéma de l'oscillateur unifié. D'après Wang et Picaut (2004).

Chacune des théories précédentes est représentée par un ensemble d'équations (cf. Wang et Picaut, 2004). La théorie de l'oscillateur unifié résulte donc de cet ensemble d'équations où la contribution relative de chacun des mécanismes mis en jeu dans les différentes théories peut être déterminée par un ajustement des paramètres de ces équations.

2. Synthèse et questions scientifiques

Toutes les théories que nous venons de voir reposent sur la rétroaction positive établie par Bjerknes (1969) entre l'océan et l'atmosphère. Cette rétroaction met en jeu le couplage entre les anomalies de vents d'ouest et de SST dans le centre du Pacifique. Cependant, elles proposent des boucles de rétroaction négatives différentes pour expliquer le retour à la « normale » et permettre au système d'osciller:

- la réflexion des ondes de Kelvin au bord ouest pour l'oscillateur retardé,
- l'advection zonale, la convergence des courants moyens au bord est de la warm pool et les réflexions des ondes équatoriales de Kelvin et Rossby aux bords est et ouest du Pacifique, pour l'oscillateur advectif-réfléctif,
- le forçage par les vents d'une onde de Kelvin à l'ouest du Pacifique, pour l'oscillateur Pacifique ouest
- le processus de décharge méridienne de la bande équatoriale en eau chaude par les transports de Sverdrup pour l'oscillateur Rechargé-Déchargé.

Tous ces mécanismes ont été observés dans la nature (Delcroix et al., 2000 ; Meinen et McPhaden, 2000, 2001 ; Hasegawa et Hanawa, 2003 ; Holland et Mitchum, 2003 ; Wang et Weisberg, 2000 ; Picaut et al., 2002), ce qui montre la pertinence de chacune de ces boucles négatives de rétroaction pour expliquer la nature quasi-oscillatoire du phénomène ENSO.

Chacune de ces théories présente des particularités. L'oscillateur retardé et l'oscillateur du Pacifique ouest s'intéressent particulièrement aux déplacements zonaux des anomalies de SST et/ou aux basculements zonaux de la thermocline. L'oscillateur advectif-réfléctif considère le Pacifique central et plus précisément le bord est de la warm pool comme une zone clé pour l'étude d'El Niño. Tandis que le mouvement vertical de la thermocline était privilégié dans l'oscillateur retardé pour expliquer le déplacement est-ouest des anomalies de SST, c'est l'advection zonale des eaux chaudes de surface qui joue un rôle essentiel dans la théorie de l'oscillateur advectif-réfléctif.

Enfin, la théorie de la Recharge-Décharge s'affranchit du basculement zonal des anomalies de thermocline en considérant le Pacifique équatorial dans son ensemble. Elle s'intéresse surtout aux échanges entre la bande équatoriale et les tropiques pour expliquer l'arrivée d'un événement El Niño ou le « retour à la normale ». Cette théorie est la seule à considérer les aspects méridiens.

On notera que toutes ces théories, à l'exception de la Recharge-Décharge, donnent une grande importance aux ondes équatoriales de Kelvin (et Rossby) pour expliquer le caractère quasi oscillatoire d'ENSO, avec ou sans réflexions de ces ondes aux bords est/ouest du Pacifique. La théorie de l'oscillateur advectif-réfléctif fait intervenir la réflexion à la frontière est du Pacifique en plus de la réflexion à la frontière ouest déjà considérée dans l'oscillateur retardé pour expliquer le « retour à la normale ». Tout comme pour l'oscillateur retardé ou advectif-réfléctif, le principe de la boucle de rétroaction négative de l'oscillateur Pacifique ouest repose sur les ondes équatoriales. La pertinence de la réflexion des ondes équatoriales aux bords est et ouest du Pacifique, est une question toujours d'actualité : les résultats obtenus diffèrent suivant les méthodes utilisées pour estimer l'efficacité des réflexions aux bords ouest et est (Alory et Delcroix, 2002 ; Boulanger et Menkes, 2001, Dewitte et al., 2003, Cravatte et al., 2004).

La seule théorie qui ne fait pas intervenir explicitement les ondes équatoriales est la théorie de la Recharge-Décharge. Nous détaillons les particularités de cette théorie ci-dessous.

a. Spécificités de la Recharge-Décharge

Cette théorie a fait l'objet de plusieurs publications qui ont fait progresser la compréhension du phénomène El Niño. Une revue bibliographique de ces études se trouve dans l'article de Bosc et Delcroix (2008) reproduit au chapitre IV. Cette théorie présente un intérêt particulier pour plusieurs raisons :

□ *Potentiel prédictif d'El Niño.* Son premier intérêt repose sur l'idée que la recharge de la bande équatoriale précède l'arrivée d'un événement El Niño. En effet, Meinen et McPhaden (2000) ont montré à partir d'observations, que le volume d'eau chaude (défini comme le volume d'eaux de température supérieures à 20°C) dans toute la bande équatoriale du Pacifique (5°N-5°S-120°E-80°W), est fortement corrélé ($R=0.7$) avec les anomalies de SST qui apparaissent 7 mois plus tard dans la boîte Niño3 (5°N-5°S-150W-90W). La Figure 16 illustre sur la période 1980-2008, la recharge systématique de la bande équatoriale en eaux chaudes (augmentation du WWV) avant l'arrivée d'un événement El Niño (cf. les événements El Niño de 1982-1983, 1986-1987, 1991-1992, 1994-1995, 1997-1998, 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007) et sa décharge (diminution du WWV) lors de sa phase mature (maximum de SST Niño3.4). On remarque cependant, que l'augmentation du WWV est une condition nécessaire qui pourrait bien prévenir de l'arrivée d'un événement El Niño mais ce n'est pas une condition suffisante (cf. 1988 ou 2000, McPhaden et al., 2006).

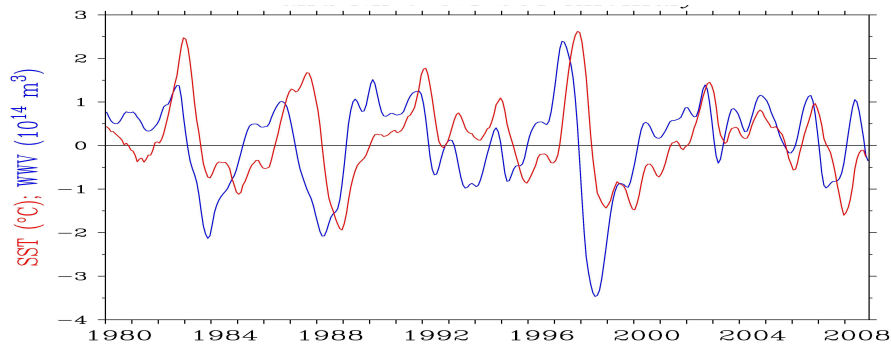


Figure 16: Séries temporelles du volume d'eau chaude ($T > 20^\circ\text{C}$, courbe bleue) dans la bande équatoriale 5°N-5°S-120°E-80°W, et des anomalies de température de surface (SST, courbe rouge) dans la région Niño3.4 (5°N-5°S-170°W-120°W). D'après <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/www>.

□ *Considération des transports méridiens.* Une autre originalité de la théorie de la Recharge-Décharge vient du fait qu'elle est la seule à considérer les aspects méridiens pour l'étude du phénomène ENSO (et non uniquement les aspects zonaux comme c'était le cas dans les 3 autres théories). A ce titre, Meinen et McPhaden (2001) ont montré, à partir d'observations in situ sur la période 1993-1999, que les transports méridiens permettaient d'expliquer la Recharge-Décharge de la bande équatoriale en eaux chaudes.

□ *Rôle des ondes équatoriales.* Une autre particularité de cette théorie est que les ondes n'apparaissent pas de manière explicite ou du moins, leur contribution au mécanisme de Recharge-Décharge n'a jamais été observée.

b. Questions scientifiques

Dans cette thèse (cf. Chapitre IV), nous analyserons les variations de volume d'eau chaude du Pacifique équatorial sur la période récente de 1992-2006. Nous étudierons en

particulier le rôle potentiel des ondes équatoriales. Pour quantifier la contribution des ondes, les données in situ étant trop éparées, nous utiliserons des données altimétriques qui assurent une couverture « globale » et homogène de notre région d'étude.

Nous allons, dans un premier temps, tenter d'observer et d'expliquer la Recharge-Décharge de la bande équatoriale mais cette fois à l'aide de données altimétriques (cf. Meinen 2005). La démarche sera la suivante :

- 1/ Comment estimer les variations de volume d'eau chaude (c'est-à-dire la Recharge et la Décharge) dans une région donnée à partir de mesures altimétriques ?
- 2/ Peut-on expliquer ces variations de volume d'eau chaude en termes de transports géostrophiques et d'Ekman, à partir de données satellites ?
- 3/ Comment est-ce que les ondes équatoriales peuvent participer à la recharge ou à la décharge de la bande équatoriale ? par quels mécanismes ? Comment les détecter ?
- 4/ Quelle est l'origine de ces ondes ? Sont-elles forcées par le vent ? Réfléchies aux côtes ?
- 5/ Peut-on différencier les événements El Niño en terme de Recharge-Décharge ? Est-ce que cette analyse peut contribuer à une nouvelle classification des El Niño⁵ ?

III. La warm pool : ses spécificités

1. Présentation

Comme nous l'avons rapidement vu (I.), le Pacifique équatorial se caractérise à l'est par des eaux relativement froides et salées ($T < 24^{\circ}\text{C}$, $S > 35$) dans la *Cold Tongue* et à l'ouest par des eaux chaudes et peu salées ($T > 28^{\circ}\text{C}$, $S < 34,5$) dans la *warm (fresh) pool*. Cette dernière région couvre, en surface, une superficie comparable à celle de l'Australie (cf. Figure 5) et s'étend en profondeur sur les 60 à 100 premiers mètres de l'océan. En raison de ses fortes températures de surface ($T > 28^{\circ}\text{C}$), elle est le siège de fortes interactions entre l'océan et l'atmosphère qui se traduisent par une convection atmosphérique intense (Webster et Lukas, 1992). On notera également que des petites variations de SST dans cette région (de

⁵ Plusieurs études ont tenté de classer les événements en regroupant ceux qui se comportaient de manière similaire. A partir de données de surface, des classifications ont eu lieu en terme d'amplitude des anomalies de SST, de leur durée, de leur date de départ (Xu and Chan, 2001 ; McPhaden, 2008), de la position géographique du développement des anomalies de SST (Wang, 1995), et du sens de propagation des anomalies (Guilyardi, 2006). Très peu d'études ont été réalisées à partir de données de subsurface. Hasegawa et al. (2006) ont déjà tenté de classer les événements en termes d'amplitude de recharge ou de décharge en contenu thermique de la bande équatoriale. Ils différencient 2 types d'événements : ceux qui sont bien déchargés sont généralement long (10-18 mois) et forts tandis que ceux qui sont « mal » déchargés sont généralement courts (5-9 mois) et de faible amplitude. Peut on utiliser le WWV pour effectuer une classification des événements ENSO ?

l'ordre de 0.5°C seulement) ont des répercussions à l'échelle du globe (Palmer et Mansfield, 1984 ; Hoerling et Kumar, 2003).

La taille de ce réservoir d'eau chaude varie de manière importante au cours du temps, à l'échelle ENSO. Les déplacements zonaux du bord est (de 150°E à 150°W) induisent une extension de la warm pool lors d'un évènement El Niño ou une réduction lors d'un évènement La Niña. Le bord est peut se situer à plus de 8000 km à l'est ou 1500 km à l'ouest de sa position moyenne (Fu et al., 1986 ; Picaut et al., 1996 ; Maes et al., 2004). Ces déplacements zonaux du réservoir d'eau chaude entraînent un déplacement des zones de convection et du système de précipitations associées.

Les déplacements zonaux du bord est de la warm pool s'expliquent majoritairement par l'advection zonale (Picaut et al., 1997) et par l'existence d'une zone de convergence de courants de surface zonaux (de moyenne quasi nulle, cf. Reverdin et al., 1994) près du bord est de la warm pool. Cette convergence résulte du transport de masse des eaux du Pacifique ouest, sous l'effet des jets d'est, et des eaux du Pacifique est, sous l'effet du Courant Equatorial Sud (Picaut et al., 1996, 2001). Cette convergence de masse entraîne l'apparition de fronts zonaux plus ou moins marqués près du bord est de la warm pool.

Ces fronts peuvent être détectés à partir de mesures biologiques (couleur de l'eau: Radenac et al., 2001 ; chlorophylle: Eldin et al., 1997 ; Rodier et al., 2000 ; Stoens et al., 1999 ; zooplancton: Leborgne et Rodier, 1997), chimiques (pression partielle de CO₂: Inoue et al., 1996) ou encore physiques (salinité: Picaut et al., 1996, 2001 ; Eldin et al., 1997 ; Rodier et al., 2000 ; Hénin et al., 1998). Les différents fronts biologique, chimique et physique, ont tous été observés lors de campagnes océanographiques (voir la Figure 5 de Rodier et al., 2000, pour la campagne Flupac). Ils se situent dans la même zone, près du bord est de la warm pool, mais ne sont pas forcément confondus ni même toujours présents simultanément. Durant la campagne Frontalis-1, Eldin et al. (2004) montrent par exemple un très faible gradient de salinité tandis que le front en pression partielle de CO₂ est présent. Le bord est de la warm pool se distingue donc souvent, mais pas toujours, par des fronts zonaux.

Nous nous intéressons ici au front de salinité de surface qui se situe au bord est de la warm pool ainsi qu'à la structure thermohaline verticale très spécifique de la région.

Le front de salinité a été observé à partir : a) de mesures issues de bateaux marchands (Picaut et al., 1996 ; Delcroix et Picaut, 1998), b) de données issues des bouées TAO (Sprintall et McPhaden, 1994), c) de campagnes océanographiques le long de l'équateur (Kuroda et McPhaden, 1993 ; Rodier et al., 2000 ; Maes, 2008) d) d'analyses de données CTD issues de plusieurs campagnes (Ando et McPhaden, 1997 ; Delcroix et McPhaden, 2002), et e) de mesures de salinité reconstituées (Maes et Behringer, 2000). A titre d'exemple,

la Figure 17 représente la SST et la SSS observées le long de l'équateur lors de la campagne Flupac en automne 1994. Lorsque l'on observe l'évolution de la salinité d'ouest en est, on voit clairement l'apparition d'un front zonal de salinité avec des salinités qui augmentent de plus de 0,5, en moins d'un degré de longitude. Ce front, bien que moins intense est également visible sur les données climatologiques (cf. Figure 7). On notera également l'absence de front en SST le long de cette section équatoriale.

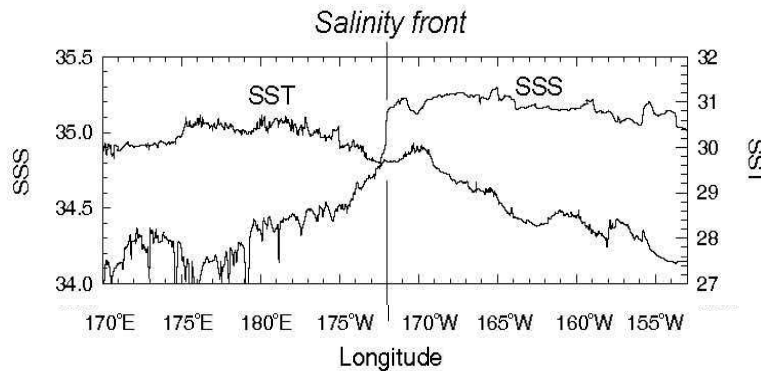


Figure 17 : Distribution zonale de la température et de la salinité de surface observées lors de la campagne Flupac (septembre-octobre 1994) le long de l'équateur. D'après Rodier et al. (2000).

La warm pool présente en plus du front de salinité, une autre particularité dans sa structure thermohaline, avec la présence d'une couche barrière de sel en subsurface. Dans beaucoup de régions du globe, la structure verticale de l'océan peut schématiquement se présenter en 2 couches : une couche supérieure mélangée en température et en salinité appelée « couche de mélange » par la suite et, en profondeur, une couche stratifiée. La couche de mélange est extrêmement importante car c'est elle qui « régie » les échanges avec l'atmosphère. Bien qu'observées lors de campagnes anciennes (Defant, 1961 ; Rotschi et al., 1972), ce sont les travaux de Lindstrom et al. (1987) qui ont mis l'accent sur les différences entre ces 2 couches : couche isotherme et couche mélangée. Leurs études ont été réalisées à partir de l'analyse de profils CTD obtenus dans la warm pool. Ils montrent la présence d'une couche isotherme et stratifiée en salinité qui sépare donc la base de la couche isotherme située aux alentours de 70m et la base de la couche de mélange en densité située à 30m (cf. Figure 18b).

Cette couche fut nommée plus tard « couche barrière de sel » par Godfrey et Lindstrom (1989) car la stratification en sel dans la couche homogène en température agit comme une « barrière » au mélange vertical. Elle peut empêcher le mélange avec les eaux froides plus profondes ce qui peut se traduire par un réchauffement de la surface. Par ailleurs, l'effet des vents en surface reste confiné sur une couche de mélange plus fine et donc plus réactive à l'atmosphère (Vialard et Delecluse, 1998ab). La couche barrière de sel, présente dans la warm pool, joue donc un rôle important dans les échanges océan atmosphère et par conséquent sur l'instabilité couplée ENSO (Maes et al., 2002).

De nombreuses études ont montré l'existence de cette couche barrière dans le Pacifique équatorial mais aussi dans d'autres régions du monde (cf. de Boyer Montégut et al., 2004). Une revue, probablement non exhaustive, de ces travaux pour le Pacifique tropical se trouve dans l'article Bosc et al. (2009) présenté au chapitre V.

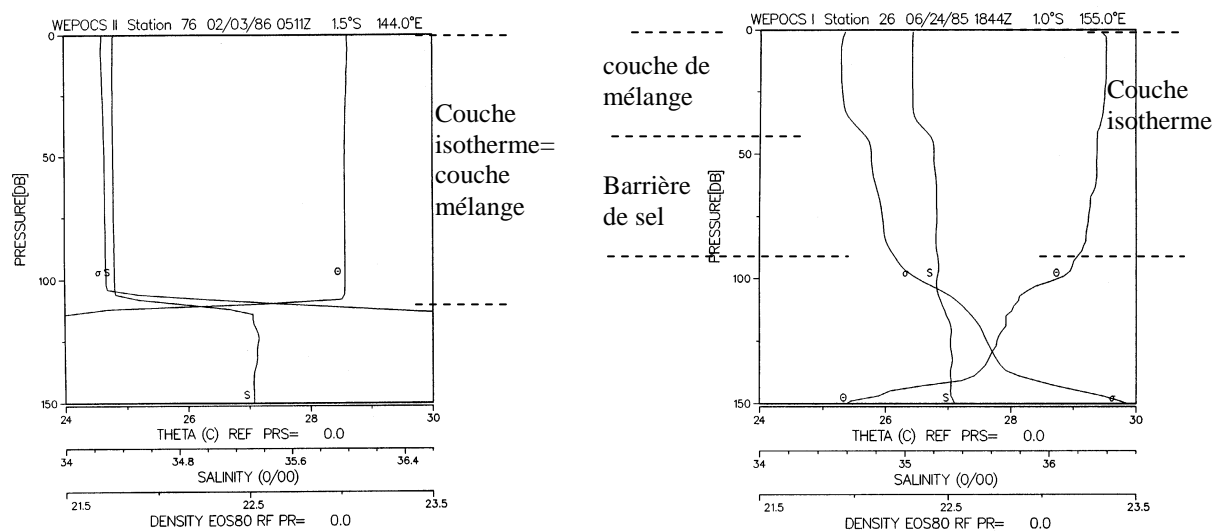


Figure 18: Profils verticaux de température, salinité et densité potentielles observées durant la campagne WEPOCS II à partir de mesures CTD, (a) en février 1986 à 1.5°S 144°E sans couche barrière de sel, (b) en juin 1985 à 1°S 155°E avec présence d'une couche barrière de sel. D'après Lukas et Lindstrom (1991).

D'après les études antérieures, l'épaisseur de la couche barrière de sel, semble influencée principalement par 3 éléments : les vents, les précipitations et la circulation océanique de surface. Ces éléments interviennent dans les différents mécanismes de formation proposés jusqu'ici (cf. Figure 19).

Les *précipitations locales* (Figure 19, « *Rainfall* ») sont à l'origine de barrières de sel dans les zones de fortes précipitations comme l'ITCZ et la SPCZ (Sprintall et Tomczak, 1992 ; Ando et McPhaden, 1997 ; Delcroix et al., 1992 ; Anderson et al., 1996). En effet, les précipitations déssalent les eaux de surface et entraînent donc une stratification en sel dans la couche isotherme et donc, une couche barrière de sel.

Les vents peuvent soit favoriser les couches barrières de sel soit les détruire. En effet, les vents, lorsqu'ils sont trop forts, peuvent détruire la stratification en sel dans la couche isotherme en créant du mélange vertical et participent ainsi à la destruction de la couche barrière de sel (Cronin et McPhaden, 2002). Par ailleurs, les vents (plus faibles) peuvent participer doublement à la formation de couche barrière soit, en créant de l'*advection* zonale ou méridienne, soit par « *tilting shearing* ». L'*advection* zonale (Figure 19, « *Horizontal advection* ») déplace la zone de couche barrière de sel dans une région où il n'y en avait pas précédemment. Le *tilting/shearing* (Figure 19, « *Tilting* ») ou basculement de la zone frontale

peut créer des couches barrières de sel (Roemmich et al., 1994 ; Vialard et Delecluse, 1998 ; Maes et al., 2006a ; Cronin et McPhaden, 2002) selon 2 modes. Le plus commun est le mécanisme *subduction* proposé par Lukas et Lindstrom (1991). Selon ce mécanisme, les eaux à l'est du front, salées et relativement chaudes du Courant Equatorial Sud advectées vers l'ouest « subducent » lorsqu'elles entrent en contact avec les eaux moins salées et chaudes (donc moins denses) qui se trouvent à l'ouest du front de salinité. Cette subduction entraîne la formation d'une couche plus salée que la couche de surface dans la couche isotherme et donc fait apparaître une couche isotherme mais stratifiée en sel c'est-à-dire une couche barrière de sel. Ce mécanisme de subduction a été mis en évidence par Vialard et Delecluse (1998ab) qui utilisent un modèle océanique de circulation générale (OGCM) forcé par des vents sur la période 1984-1993. L'importance de ce mécanisme a également été suggérée par Delcroix et McPhaden (2002), Maes et al. (2006a) et Mignot et al. (2007). D'autre part, le *tilting/shearing*, en créant du cisaillement vertical de courant dans la couche isotherme, peut aussi entraîner des eaux peu salées venues de l'ouest du front sur des eaux plus salées situées à l'est du front ce qui génère une stratification en sel dans la couche isotherme (pas de front en SST) et donc une couche barrière de sel.

Enfin, le mécanisme de *stretching* (Figure 19, « Stretching »), en faisant intervenir l'approfondissement de la thermocline, étire la couche barrière de sel et influence donc son épaisseur.

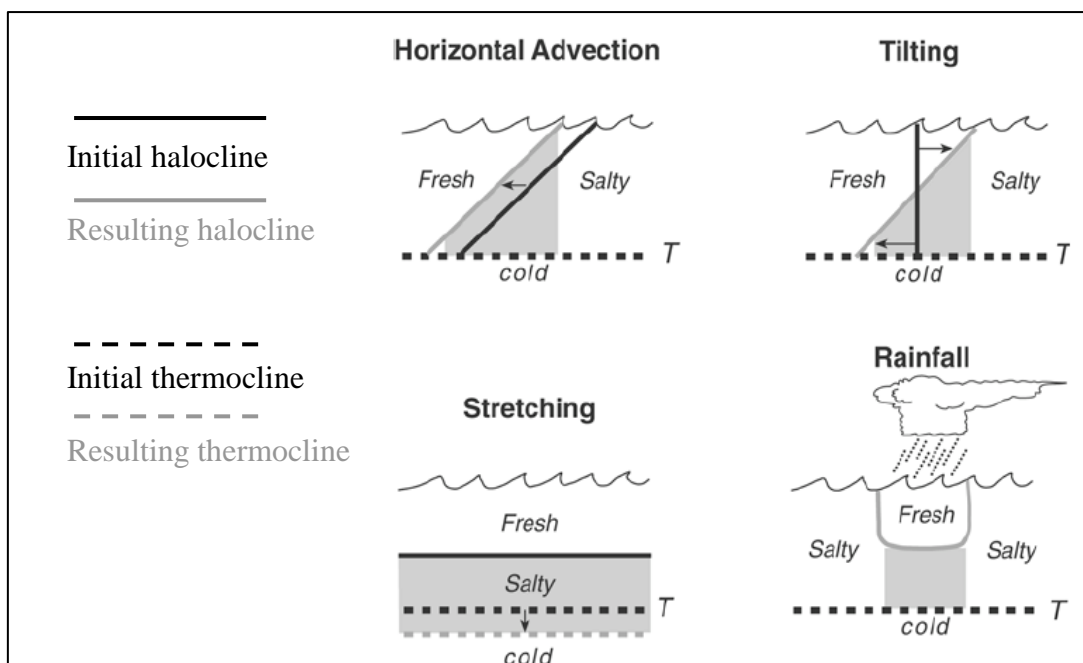


Figure 19 : Schéma des mécanismes de formation de la couche barrière de sel. D'après Cronin et McPhaden (2002).

La formation de couche barrière est un processus complexe en trois dimensions. Quels en sont les mécanismes dominants ? Dépendent-ils de la période observée, du lieu de formation, du cycle ENSO ? Un des aspects qui n'a pas encore été réellement exploré est le rôle possible des ondes sur la formation de la couche barrière. Plusieurs études ont suggéré le rôle des ondes de Kelvin (Vialard et Delecluse, 1998 ; Vialard et al., 2001 ; Mignot et al., 2007), de Rossby de downwelling (Delcroix et McPhaden, 2002 ; Cronin et McPhaden, 2002) et des ondes de Rossby d'upwelling (Mignot et al., 2007). Aucune de ces études n'a, à ce jour, à notre connaissance, démontré le rôle des ondes équatoriales. Pour compliquer les choses, on peut noter que des hypothèses contradictoires peuvent être avancées. Par exemple, pour les ondes de Rossby de downwelling : d'une part, elles approfondissent plus vite la thermocline que la halocline et donc contribuent à un épaississement de la couche barrière mais, d'autre part, elles sont associées à une divergence méridienne qui entraîne les eaux peu salées de surface loin de l'équateur et donc détruit la couche supérieure peu salée et la couche barrière de sel.

2. *Questions scientifiques*

La warm pool est donc une région particulière avec la présence d'une zone frontale en sel en surface et, d'une couche barrière de sel en subsurface. Pourtant, si l'existence du front de salinité et de ses déplacements zonaux a fait l'objet d'une nouvelle théorie pour ENSO (cf. II), la couche barrière de sel (et même le rôle du sel) n'est pas prise en compte dans les théories oscillatoires d'ENSO, en dépit de son rôle dans les modèles couplés (Maes et al., 2002). Il paraît donc nécessaire de mieux comprendre les liens existants entre la couche barrière de sel, la zone frontale, et ENSO.

L'étude de la couche barrière n'était pas évidente à réaliser il y a quelques années à partir d'observations in situ compte tenu du manque de profils simultanés en température (T) et salinité (S). Depuis 2000 jusqu'à aujourd'hui, la mise à l'eau de profileurs Argo (cf. Chapitre III) a permis de collecter des profils de température et de salinité de manière continue tous les 10 jours près du bord est de la warm pool. Grâce à ces données, nous allons pouvoir observer et suivre précisément et de manière continue, l'évolution du front de sel et de la couche barrière sur la période récente 2000-2007.


Nous allons tenter de :

- 1/ Mettre en évidence et comprendre la variabilité de la couche barrière dans l'espace et dans le temps: Existe-t'il une relation entre les variations du front en surface et celles de la couche barrière en subsurface ? Existe-t-il un lien avec l'occurrence d'évènements El Niño ou La Niña ?

- 2/ Mettre en évidence les liens entre la présence d'une couche barrière et la présence de SST chaudes. Est-ce que la couche barrière a vraiment un impact sur les températures de surface ?

- 3/ Expliciter, à partir d'observations, les mécanismes de formation ou de destruction de la couche barrière de sel ; tenter de déterminer le rôle des vents, des précipitations, des courants. Est-ce que la couche barrière de sel résulte d'un mécanisme dominant ou de plusieurs ? Est-ce qu'un forçage à distance de type onde peut influencer l'épaisseur de la couche barrière ?

Chapitre III.



*Les données
in situ et satellitaires*

Les systèmes d'observations in situ et satellitaires de l'océan se sont fortement développés à partir du milieu des années 1980. Parmi les systèmes basés sur des mesures in situ, on trouve : a) des bouées ancrées mesurant la température, parfois la salinité et/ou le courant, en surface et en profondeur, les précipitations, l'humidité, la vitesse et la direction des vents, b) des bouées dérivantes mesurant la SST, la SSS, et permettant d'estimer les courants de surface, c) des marégraphes mesurant l'évolution du niveau de la mer, d) des mesures XBT de profils de température et des mesures TSG de SSS réalisées depuis des bateaux marchands (cf. McPhaden et al., 1998, pour les régions tropicales ; Figure 20). L'initiative la plus récente en termes d'observations in situ est le déploiement progressif d'un réseau de profileurs Argo qui mesurent la température et la salinité en subsurface de manière autonome et sur plusieurs années dans l'océan global (Roemmich et Owens, 2000).

Par ailleurs, de nombreuses mesures satellites offrent une vision quasi globale de la variabilité des océans. On notera notamment les mesures de SST (Reynolds et Smith, 1994), de vent (Bentamy et al., 1999), de précipitation (Xie et Arkin, 1997) et de niveau de la mer (altimétrie, Fu et Cazenave, 2001).

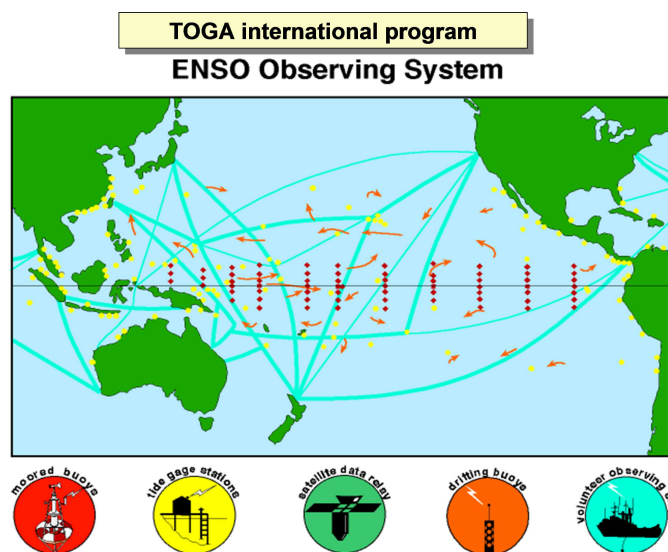


Figure 20: Le réseau d'observation du programme TOGA.

L'ensemble de ces observations in situ et satellitaires ont permis une avancée considérable dans l'observation en temps réel et la compréhension du phénomène El Niño, en particulier dans le cadre du programme international de recherche TOGA (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*). Dans cette partie, nous allons présenter brièvement ces différents types de données et nous détaillerons le traitement des données utilisées de manière spécifique dans cette thèse.

I. Les observations in situ

Les mesures océanographiques *in situ* actuelles sont effectuées par des instruments de mesure en surface ou immergés en profondeur. Les mesures sont faites, soit par des navires océanographiques ou marchands, soit par des systèmes automatiques, fixes ou dérivants.

1. Les bouées TAO/TRITON

Le réseau TAO s'est développé progressivement pendant le programme international TOGA (1985-1994), avec la mise en place d'un réseau permanent de 70 bouées ATLAS (*Autonomous Temperature Line Acquisition System*) disposées dans le Pacifique équatorial entre 8°N-8°S et 165°E-95°W (Figure 21). Début 2000, le réseau s'est étendu au Pacifique ouest, avec la mise en place de bouées TRITON (*Triangle Trans Ocean Buoy Network*) entre 137°E et 165°E. Il fut renommé depuis, le réseau TAO/TRITON (McPhaden, 1995).

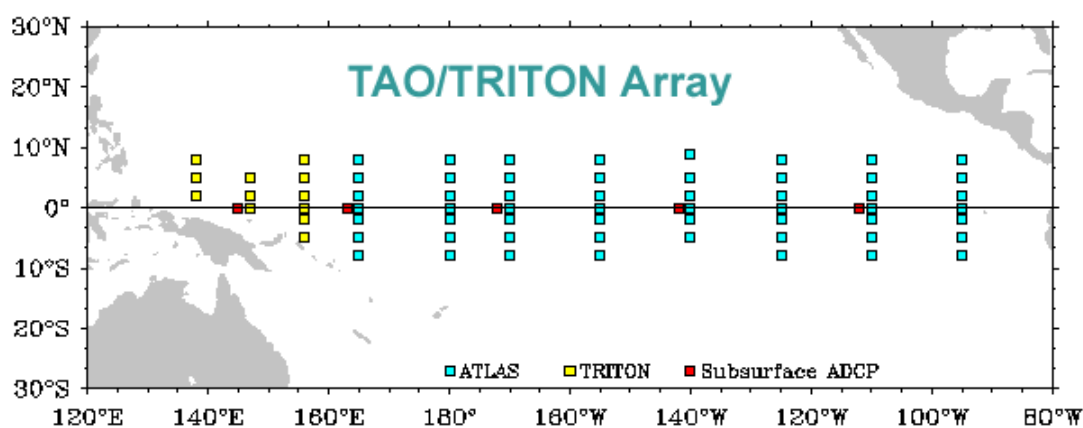


Figure 21: Réseau de bouées TAO/TRITON.

Ces bouées fixes (ou bouées ancrées, ou encore mouillages) permettent, en un lieu donné, de suivre tous les jours voire plusieurs fois par jour, l'évolution des paramètres océaniques tels que température, salinité et courants, sur les 500 premiers mètres de l'océan. L'échantillonnage vertical varie entre l'est et l'ouest du bassin. A titre d'exemple, une dizaine de niveaux verticaux sont échantillonnés en température à 0°-155°W sur les 500 premiers mètres de l'océan. Par ailleurs, ces bouées sont équipées de capteurs qui mesurent des paramètres atmosphériques comme le vent, la pression atmosphérique, l'humidité relative, les précipitations, la température de l'air (cf. Figure 22). La quasi-totalité de ces mesures sont transmises par satellite, à un centre de traitement qui les met à disposition des utilisateurs en temps quasi réel. Les données sont téléchargeables librement à l'adresse <http://www.pmel.noaa.gov/tao>.

Les bouées situées à l'équateur sont équipées de courantomètres ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*, Figure 21 et Figure 22) qui mesurent les courants en subsurface sur les 600 premiers mètres de l'océan avec une résolution verticale d'environ 8 m (McPhaden, 1995).

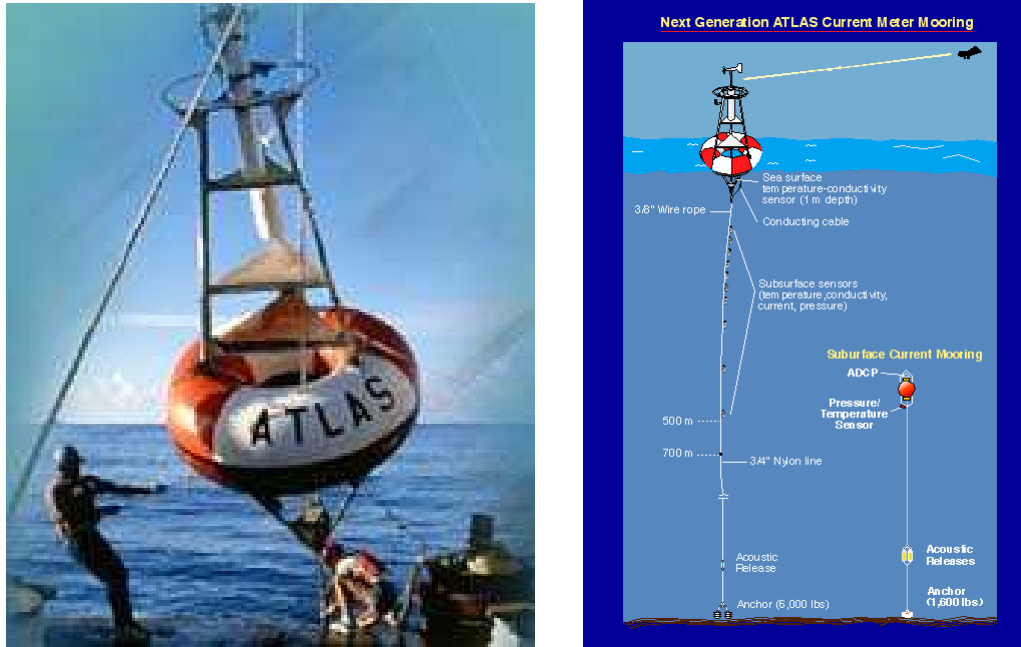


Figure 22: Photographie de la mise à l'eau (à gauche) et vision schématique (à droite) d'une bouée ancrée du réseau TAO/TRITON accompagnée d'un mouillage ADCP de subsurface.

L'étalonnage des capteurs et la durée de vie limitée des batteries imposent des visites et un entretien régulier. Ce travail est actuellement effectué par l'équipe du PMEL (*Pacific Marine Environmental Laboratory*) pour les bouées TAO et par l'équipe du JAMSTEC (*Japan Agency for Marine Earth Science and Technology*) pour les bouées TRITON. Chaque ligne de mouillage est visitée environ tous les 6 mois, pour être réparée, nettoyée ou remplacée (Figure 22). Ces campagnes d'entretien permettent également d'effectuer des mesures (CTD, ADCP) lors du transit du navire océanographique, ces mesures étant en particulier utilisées pour l'étalonnage des capteurs situés sur les mouillages.

Dans cette thèse, nous utiliserons les mesures CTD réalisées pendant les campagnes de maintenance et transmises au *World Ocean Data Base*, ainsi que les mesures de courant issues des ADCP. A noter que ces mesures ADCP ne sont pas transmises en temps réel, les instruments se trouvant tous en subsurface. Les données ADCP sont donc disponibles environ 1 an après les mesures (d'où l'absence de données en 2007, cf. Figure 12, Bosc et al., 2009 page 112).

2. Les mesures CTD

Une sonde CTD (*Conductivity, Temperature, Depth*) mesure, à une station donnée, la température et la conductivité (et par conséquent la salinité) en fonction de la pression sur un profil vertical, de la surface jusqu'à une profondeur pré-établie. Le pas d'échantillonnage vertical est de l'ordre de 1 dbar (1 m environ), la précision de 0.005 pour la salinité et 0.001°C pour la température. Une station CTD peut durer 3 à 5h. La fréquence d'acquisition des CTD est, en général, de 24 Hz, les mesures sont ensuite le plus souvent moyennées sur 1 ou 2 dbar. Les CTD permettent donc une description de la colonne d'eau avec une très haute résolution verticale.

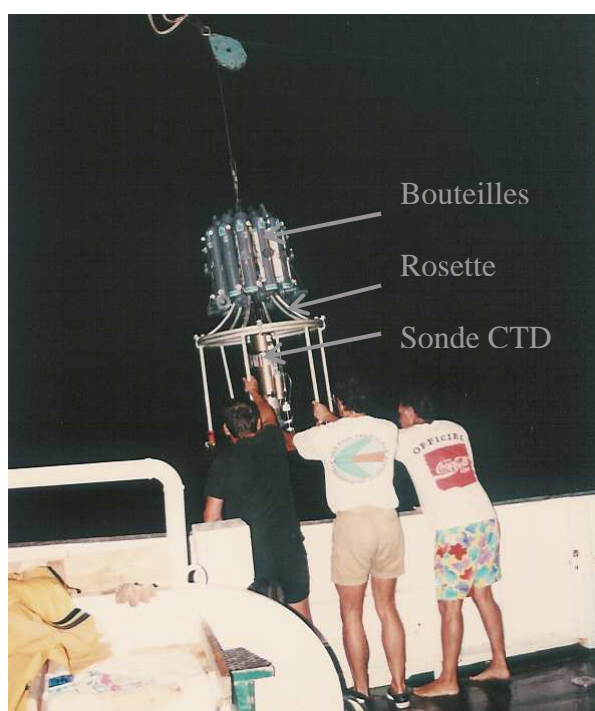


Figure 23 : Photo de la mise à l'eau de nuit d'une rosette portant une sonde CTD et des bouteilles lors de la campagne EQUALIS dans la warm pool en novembre 1992.

Une fois la station terminée, les échantillons prélevés à partir de la rosette sont analysés, souvent à bord, en vue d'obtenir des paramètres physique, chimique ou biologique. Les mesures de salinité issues des échantillons sont utilisées pour étalonner les mesures CTD et, si nécessaire, corriger la dérive instrumentale des capteurs de la sonde. Les données CTD collectées sont ensuite validées sous la responsabilité du chef de mission. Les mesures effectuées lors de campagnes océanographiques françaises sont archivées par le SISMER (http://www.ifremer.fr/sismer/index_FR.htm). Elles sont également archivées de manière globale et mises à disposition des scientifiques (e.g., à la NOAA via l'adresse : http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/pr_wod05.html).

Dans cette thèse, nous utiliserons les données de température et salinité des CTD collectées dans le Pacifique tropical entre 2000 et 2007 afin d'observer et de comprendre la variabilité des structures thermohalines de la warm pool (cf. Chapitre V).

3. *Thermosalinographes (TSG)*

Les thermosalinographes (TSG) mesurent la température et la salinité de l'eau uniquement en « surface ». Ces instruments sont installés sur des navires marchands ou océanographiques. Leur installation sur des navires marchands permet d'échantillonner des lignes commerciales avec une grande régularité spatiale et temporelle, d'environ 1 à 3 sections par saison (Hénin et Grelet, 1996). La mesure se base sur l'analyse de l'eau de mer qui circule dans le système de refroidissement des navires où l'on introduit une dérivation vers le TSG (cf. Figure 24). Cela explique que les mesures de température sont difficilement exploitables car elles présentent un biais chaud de l'ordre de 0.5 à 1°C, variable selon le navire et le lieu où il se trouve. A noter également que cette eau est donc prélevée plus ou moins profond (entre 4m et 8m) selon le type et la charge du bateau.

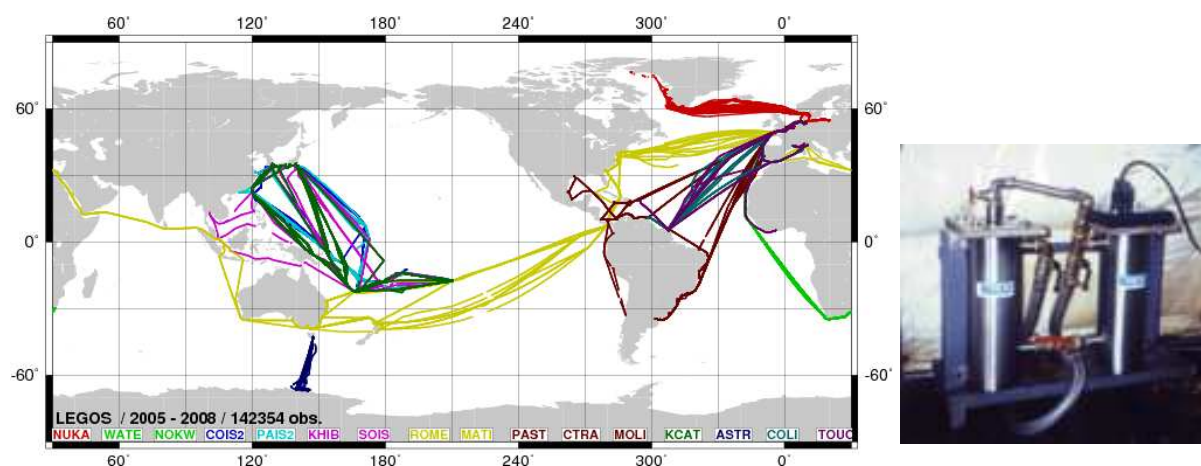


Figure 24 : Distribution spatiale des observations TSG réalisées par l'ORE-SSS à partir de navires marchands entre janvier 2005 et août 2008 (à gauche), photo d'un TSG équipé d'un débulleur (à droite).

La plupart des données TSG (que nous utiliserons) ont été collectées toutes les 15 secondes et un filtre médian de 5 minutes est appliqué afin de réduire le bruit et/ou les signaux physiques de petites échelles. Ces données sont transmises en temps réel, par satellite (Immarsat C), vers des centres de collectes, dont l'Observatoire de Recherche en Environnement dédié la salinité de surface (ORE-SSS) du LEGOS (<http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/>). L'ensemble des données est ensuite rassemblé et archivé au niveau international dans des *Global Data Acquisition Center* (GDAC), dont Coriolis.

Nous utiliserons les données de salinité de surface (SSS) dérivées des mesures TSG pour ce travail de thèse. Ces données TSG, avec une résolution temporelle de 5 minutes, ont

été téléchargées sur le site précédemment cité. Afin d'obtenir un produit journalier, nous avons calculé la valeur médiane des SSS sur 24h. Outre les tests déjà réalisés, nous avons effectué un contrôle de qualité supplémentaire (cf. 5.) avant de les analyser.

4. *Les profileurs Argo*

Le projet Argo est une initiative commune des programmes CLIVAR et GODAE qui date de la fin des années 1990. C'est un projet international récent, d'observation in situ de l'océan, qui regroupe aujourd'hui 23 nations (12 nouveaux pays devraient se greffer au projet dans les années à venir). L'objectif est de créer un réseau global de flotteurs autonomes programmés pour fournir des profils verticaux de température et de salinité tous les 10 jours sur les 2000 premiers mètres de l'océan (Roemmich et Owens, 2000).

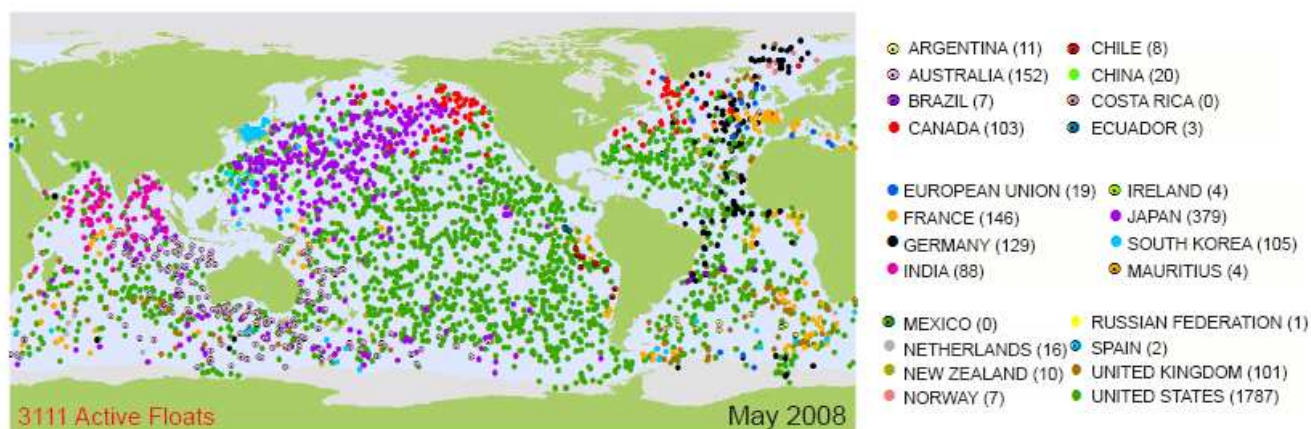


Figure 25 : Répartition des 3111 flotteurs Argo présents sur tous les océans en mai 2008. Les différentes couleurs correspondent aux différents pays ayant participé aux déploiements à travers leur propre programme de recherche.

Plus de 5000 flotteurs ont été déployés depuis le lancement du projet en 2000, pour atteindre l'objectif des 3000 flotteurs en novembre 2007. Les 3000 flotteurs Argo en opération dans tous les océans collectent plus de 100 000 profils de température et salinité chaque année⁶. A titre de comparaison, c'est 20 fois plus que ce qui était disponible jusqu'à présent à partir de navires de recherche. Ces données disponibles en temps réel (24h) couvrent l'ensemble du globe (cf. Figure 25) et en particulier toutes les saisons ce qui n'était pas le cas pour les mesures réalisées par des navires de recherche, notamment en hiver.

Ces flotteurs sont programmés à l'avance et déployés à partir de navires océanographiques (cf. Figure 26), de navires marchands volontaires ou encore largués par avion.

⁶ L'objectif est d'obtenir 100 000 profils par an avec une résolution de 3° à l'échelle globale



Figure 26: Déploiement d'un flotteur autonome de type Provor lors de la campagne océanographique Frontalis-3 en avril - mai 2005 dans le Pacifique tropical ouest. (Photo IRD: C. Maes)

Il existe plusieurs versions de profileur Argo. Les 3 principaux utilisés dans ce programme sont les APEX (65%), les SOLO (USA) et les Provor (ou Arvor pour la nouvelle version) développés par l'Ifremer en collaboration avec l'entreprise Kannad en France.

Le principe de fonctionnement des flotteurs est le suivant. Une fois mis à l'eau, le flotteur Argo commence librement ses cycles de 10 jours. Pour chaque cycle (cf. Figure 27): le flotteur Argo descend jusqu'à sa profondeur de parking (1000 ou 2000m) où il dérive librement pendant 9-10 jours. Ces déplacements libres permettent également d'estimer la vitesse des courants en profondeur, en supposant que la dérive du flotteur est faible pendant les phases de montée et de descente. Après avoir dérivé, le flotteur remonte vers la surface et mesure température et salinité tous les 5 ou 10m selon sa programmation initiale. Une fois arrivé à la surface, les données sont transmises par satellites via le système Argos à un centre de réception. Ce dernier les pré-validate et les met à disposition quasiment en temps réel (24h) soit par internet, soit via le GTS (*Global Telecommunications System*) de l'OMM (*Organisation Météorologique Mondiale*). Le traitement en temps réel des données du programme Argo est effectué principalement dans 2 centres spécialisés, l'un situé en France (le centre Coriolis à Brest), l'autre aux Etats Unis (la NOAA AOML). Ces données sont également validées en temps différé (« Delayed mode ») avec plus de précision, par les PI (*Principal Investigators*). L'ensemble des données (temps réel et différé) est archivé dans les centres nommés ci dessus.

Nous utiliserons les données issues de tous les flotteurs Argo présents sur la région 5°N-5°S-120°E-120°W sur la période 2000-2007.

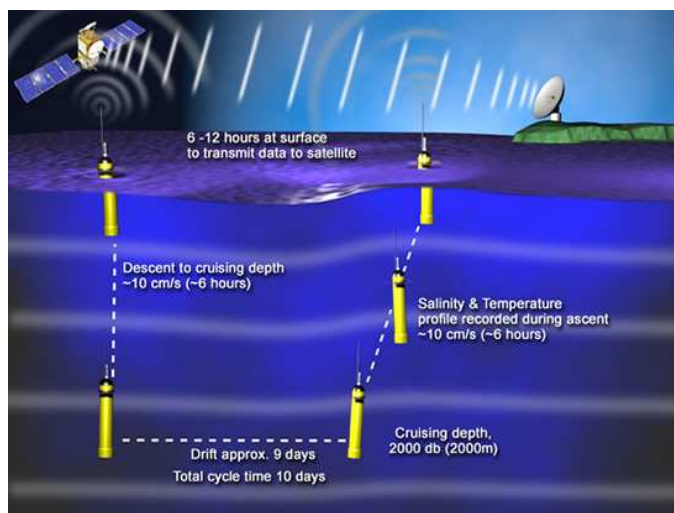


Figure 27 : Schéma d'un cycle de 10 jours effectué par un profileur Argo.

5. *Traitement des données in situ de température et salinité*

Afin d'étudier la variabilité de la structure thermohaline du Pacifique équatorial, en particulier de la warm pool (cf. Chapitres II et V), nous avons réalisé un produit grillé de température et de salinité de surface à l'aide de toutes les données in situ (Argo, TSG, CTD) collectées dans le Pacifique équatorial depuis 2000. En ce qui concerne la subsurface, nous avons également réalisé des produits grillés de profondeur de couche isotherme, de couche de mélange et épaisseur de couche barrière de sel, à l'aide des données in situ de subsurface (Argo et CTD). Avant de réaliser ces produits grillés, nous avons effectué des tests de validation des données collectées, adaptés à notre étude.

a. Validation des données, adaptée à l'étude de la structure thermohaline du Pacifique ouest

➤ Validation des données Argo

Les données Argo collectées dans la région 120°E-120°W, 5°N-5°S depuis 2000 ont été téléchargées à partir du site Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org/cdc/Argo.htm>) en sélectionnant uniquement les « bonnes valeurs » (option « Good data only » sur ce site, c'est-à-dire les mesures pour lesquelles au moins un des paramètres mesurés est « valable »). Nous avons ainsi rassemblé 12 031 profils (ce qui représente 391 752 mesures de température et/ou salinité sur les 200 premiers mètres de l'océan).

Bien que ces profils aient déjà subi des tests de qualité en temps réel ou différé, nous avons effectué des tests complémentaires de validation des données. Nous avons d'abord examiné le contenu de chaque fichier (qui correspond à un profileur) sans se limiter en profondeur. L'examen des fichiers a porté sur les éléments suivants:

- colonne manquante : nous avons éliminé 196 couples (température, salinité) incomplets en raison de l'absence de mesure de salinité.
- date, longitude, et/ou profondeur aberrantes : nous avons vérifié le réalisme des dates, longitudes, profondeurs. Aucune valeur aberrante n'a été détectée.
- température et/ou salinité aberrantes : nous avons éliminé les couples pour lesquels la température et/ou la salinité dépassai(en)t 90 unités. Ce sont généralement des données considérées comme « mauvaises » par les validations en temps réel ou différé. Nous en avons rencontrées 1304.

A partir de ces données, nous avons calculé la température et la densité potentielles selon les formules de McDougall et al. (2003). Nous avons ensuite affiné nos tests de validation en considérant le réalisme physique des données de température potentielle, salinité et densité potentielle sur la couche 0-200 m. L'examen des données a porté sur les éléments suivants :

- Gamme de variation de température et salinité en fonction de la profondeur. Nous avons éliminé tous les couples pour lesquels, la température ou la salinité n'était pas comprise entre 5°C et 35°C pour la température, et entre 33 et 37 pour la salinité. Nous avons également éliminé les profils pour lesquels les gradients verticaux de température étaient supérieurs à 0.7°C/m en dehors de la thermocline (définie entre 14°C et 27°C). Enfin les profils où la densité potentielle n'était pas comprise entre 1020 et 1028 kg/m³ ont été éliminés. Ces tests nous ont permis d'éliminer 36 profils douteux dans les 200 premiers mètres.
- Test de stabilité : nous avons vérifié la stabilité de la colonne d'eau en calculant le gradient vertical de densité ($\partial\rho/\partial z$). Nous avons recensé 12 profils contenant des données avec $\partial\rho/\partial z < -0.02 \text{ kg.m}^{-4}$, valeur seuil donnée par de Boyer Montégut et al. (2004). Tous les profils pour lesquels $\partial\rho/\partial z < -0.02 \text{ kg.m}^{-4}$ ont été éliminés.

Enfin, nous avons effectué des tests de validité adaptés à notre étude de structure thermohaline en surface (front de salinité) et en subsurface (couche barrière de sel). Dans ce cas précis, l'examen a porté sur :

- L'absence de données dans certaines parties du profil. Afin de calculer précisément les profondeurs de couche de mélange et couche barrière (cf. ci-dessous), nous n'avons pas pris en compte les profils ayant des données manquantes sur une certaine épaisseur dans les 150 premiers mètres. Nous avons ainsi détecté 170 profils avec des trous de 15 m ou plus, 64 pour des trous de 25 m ou plus, et 38 pour des trous de 40 m ou plus. Notre choix s'est porté sur le seuil de 25 mètres après de nombreuses visualisations du

réalisme qualitatif des résultats d'interpolation verticale par fonction spline tous les 5 m (voir discussion page 52).

- Absence de données en « surface ». Afin de ne pas prendre en compte les effets diurnes ou de pluies fortes et de courtes durées sur le calcul de l'épaisseur de la couche de mélange, les valeurs de SST et SSS ont été prises à 15 m. Ainsi nous avons rejeté tous les profils (264) n'ayant pas de valeur entre 0 m et 15 m de profondeur. A noter que les estimations de profondeur de couche de mélange (MLD) faites avec des valeurs en « surface » prises à 10 m ne changent pas nos résultats de manière notable (voir discussion page 58).

La lecture des fichiers aux formats multiples et la mise en place de ces tests de contrôle de qualité furent très longues et laborieuses. A l'issue de ce travail, nous disposons de 11 555 profils (96% du nombre de profils téléchargés) sur la couche 0-200 m, soit 384 479 observations (98% des couples de données téléchargés) pour étudier la structure thermohaline du Pacifique équatorial ouest (5°N-5°S-120°E-120°W) sur la période 2000-2007.

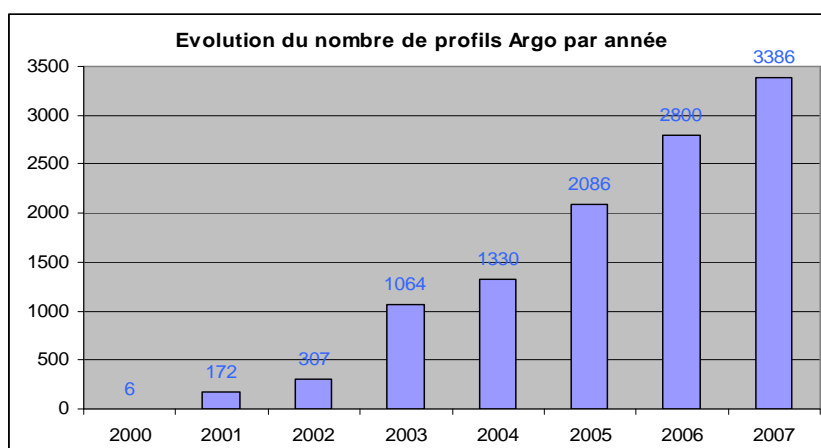


Figure 28: Evolution du nombre de profils Argo par année pour la région 5°N-5°S-120°E-120°W.

La répartition temporelle du nombre de profils collectés depuis 2000 est présentée Figure 28. Cette figure rend compte du faible nombre de profils avant 2003 (moins de 500 sur 3 ans) ; noter que 96% des profils ont été collectés après 2003. Ainsi, afin de compléter notre jeu de données de température et salinité sur le début de notre période, nous avons ajouté des données CTD et TSG collectées sur notre région d'étude depuis 2000.

➤ Validation des données CTD

Nous avons téléchargé toutes les données CTD et XCTD (salinité, température, pression) disponibles sur notre région d'étude (120°E-120°W-5°N-5°S) entre 2000 et 2008 à partir du World Ocean Atlas (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/pr_wod05.html). Nous avons ainsi pu rassembler 1988 profils de température et salinité (soit 387 164 couples de

température et salinité sur la couche 0-200m). Nous avons ensuite appliqué les mêmes tests de validité adaptés à notre étude que pour les données Argo. Ces tests ainsi que le résultat de ces tests sont décrits ci-dessous :

- Colonne manquante. Nous n'avons pas rencontré de tels cas de couples (température, salinité) incomplets.
- Date, longitude, et/ou profondeur aberrantes (6200 m) : Aucun cas de valeur aberrante.
- Température et salinité aberrantes : 1313 couples ont été éliminés qui correspondent à des données mesurées en surface (<15m) pour 4 profils et à des données mesurées à des profondeurs élevées pour 3 autres profils.
- Gamme de variation de température et salinité en fonction de la profondeur : nous avons éliminé 419 couples suite à ce test. La plupart ont été éliminés en raison de valeurs douteuses de salinité mesurées très proche de la surface (entre 0 et 2m). Ces couples n'auraient de toute manière pas été utilisés car nous considérerons la surface à 15 m pour éviter les effets diurnes.
- Test de stabilité en densité : Nous avons rencontrés 231 cas d'instabilités. Ces instabilités sont toutes inférieures en amplitude à -0.02 kg.m^{-4} .
- Absence de données dans les profils. Nous avons détecté 5 profils avec des trous de 15 m ou plus, 4 pour 25m ou plus, 4 pour 40 m ou plus. Nous n'avons pas considéré les 4 profils ayant des données manquantes sur 25m ou plus.
- Absence de données en « surface ». Tous les profils possédaient des valeurs entre 0 et 15m, nous n'avons donc rejeté aucun profil suite à ce test.

Suite à ces tests, nous avons ainsi à notre disposition 1981 profils CTD (99.6% des données d'origine) soit 385 172 couples de données (99.4% des données d'origine) de température et salinité sur la couche 0-200 m.

➤ Validation des données TSG

Nous avons également complété notre série de données de surface à l'aide de données de SSS issues des TSG sur la période 2000-2003. Ces données ont été mesurées le long des routes régulières entre la Nouvelle Calédonie et la Japon. Ces routes coupent l'équateur entre 140°E et 170°W (Figure 24). Comme nous l'avons vu précédemment, nous avons effectué des médianes journalières à partir des données brutes (collectées toutes les 5 minutes). Nous avons ainsi collecté 16449 données journalières de salinité de surface. Ces données ayant déjà été validées (Delcroix et al., 2005), les tests de validité nous ont conduit à n'éliminer qu'une seule valeur (à 30.8) qui n'était pas dans les limites climatiques fixées (33 à 37).

Nous avons donc à notre disposition 16448 données de salinité supplémentaires issues de mesures TSG, pour compléter la série des données Argo et CTD en surface et ainsi réaliser un produit grillé de données thermohaline en surface.

b. Réalisation des produits grillés des données thermohalines de surface

Suite à ces tests de validité, nous avons donc à notre disposition près de 30 000 couples de température et salinité de surface répartis de manière irrégulière dans le temps et dans l'espace (x,y). Afin d'étudier la structure de front de salinité, nous devons calculer des gradients horizontaux. Il est donc nécessaire de réaliser des produits grillés de nos données de surface.

➤ Choix du pas de grille :

Après plusieurs tests de sensibilité, nous avons réalisé un produit grillé de 5° en longitude, 1° en latitude et 14 jours. Ces pas de grille représentent un compromis qui prend en compte la répartition spatio-temporelle des données et les échelles spatio-temporelles analysées. La répartition du nombre de données de salinité sur des rectangles de 5° longitude et 14 jours dans la bande 5°N-5°S en fonction de la longitude et du temps est présentée sur la Figure 29. Cette figure montre l'intérêt de l'ajout des données CTD et TSG qui permettent de bien compléter nos données Argo sur la période 2000-2003. A noter que 23% des pas de grille contiennent au moins une donnée entre 2003 et 2007.

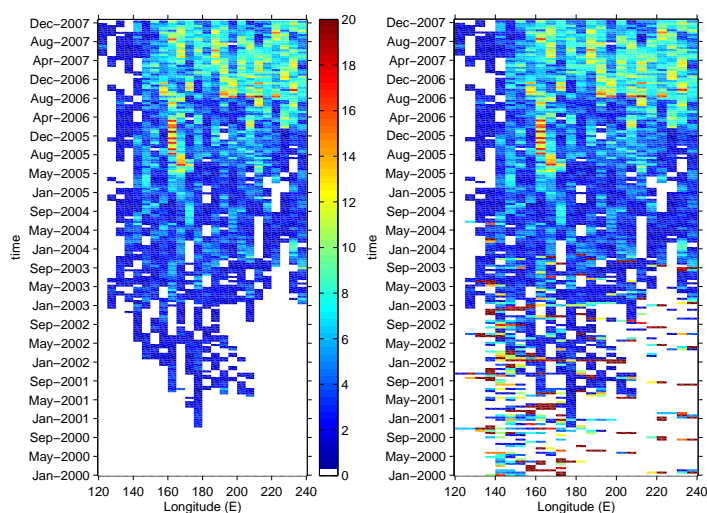


Figure 29: Nombre de données de salinité de surface entre 5°N et 5°S par pas de 5° longitude et 14 jours, avec les données Argo uniquement (gauche) ou avec les données Argo complétées par les données TSG et CTD (droite). A noter que les régions représentées en rouge foncé sont des régions où le nombre de données est supérieur ou égal à 20.

Le *gridding* des données de salinité et de température de surface a été réalisé par interpolation linéaire en 3 dimensions (cf. Annexe 1). La Figure 30 permet de comparer la distribution zonale et temporelle de la température et de la salinité de surface dans la bande équatoriale 2°N-2°S réalisée avant et après *gridding*.

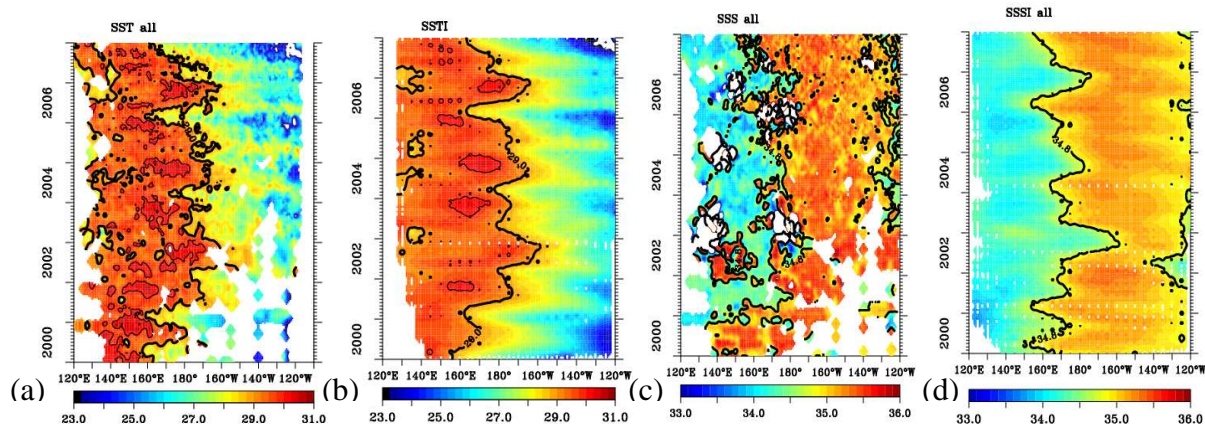


Figure 30 : Distribution Longitude temps des température (a, b) et salinité (c, d) de surface moyennées sur 2°N-2°S à partir des données Argo, CTD et TSG. Ces diagrammes ont été réalisés à partir des données réparties inégalement dans le temps et dans l'espace (a, c) et après *gridding* sur des points de grille espacés de manière régulière (b, d). En trait gras est représentée l'isotherme 29°C (resp. l'isohaline 34.8) sur les figures a et b (resp. c et d).

Ces figures permettent d'évaluer l'effet de l'interpolation qui fait disparaître les petites structures mais conserve la variabilité aux échelles spatio-temporelles « basses fréquences ». Nous utiliserons donc ce type de données grillées pour l'étude du front de salinité (cf. Chapitre V) en gardant à l'esprit la faible densité de données avant 2003 à l'est de 180°E.

➤ Estimation de la position du front de salinité de surface

La position du front de salinité est, par définition, déterminée par la position du maximum de gradient zonal de salinité de surface ($\max \partial S / \partial x$). Cependant, la résolution horizontale des données ne permet pas toujours de calculer précisément le gradient zonal de SSS. Dans la littérature, plusieurs isohalines ont été utilisées pour repérer le front de salinité sur des périodes différentes : 34.4 (Maes et al., 2004), 34.6 (Maes et al., 2006a), 34.8 (Delcroix et al., 2007), ou 35 (Delcroix et McPhaden, 2002).

A partir de notre produit grillé, nous avons pu estimer la position du maximum de gradient de salinité ($\max \partial S / \partial x$) et la comparer à la position de plusieurs isohalines. A noter que la position de $\max \partial S / \partial x$ est affectée au milieu du pas de grille zonal dans lequel se trouve $\max \partial S / \partial x$ et, la position d'une isohaline est déterminée par interpolation linéaire entre les 2 points de grille contenant cette isohaline.

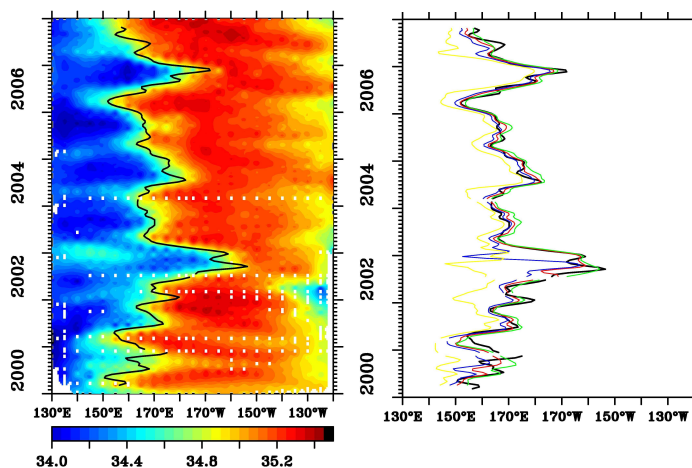


Figure 31 : (A gauche) Distribution longitude-temps de la SSS moyennée sur 2°S-2°N. La ligne noire continue représente la position de $\max \partial S / \partial x$. (A droite) Positions zonales de $\max \partial S / \partial x$ (ligne noire), de l'isohaline 34.8 (ligne verte), 34.7 (ligne rouge), 34.6 (ligne bleue) et 34.4 (ligne jaune).

La Figure 31 illustre la comparaison entre la position du front de salinité ($\max \partial S / \partial x$) et les isohalines 34.8, 34.7, 34.6 et 34.4. Elle montre que les isohalines 34.7 et 34.8 représentent de manière pertinente la position du front pour notre période d'étude, les isohalines 34.4 et 34.6 étant plus éloignées à certains moments. Le Tableau 1 permet de comparer quantitativement la position de chacune de ces isohalines par rapport à la position du front de salinité ($\max \partial S / \partial x$). Les résultats confirment que les isohalines 34.8 ou 34.7 sont à même de bien représenter la position du front de salinité sur notre période d'étude.

Critère de définition du front de salinité	Position Moyenne	Ecart-type (°longitude)	Moyenne différence avec $\max \partial S / \partial x$	Ecart type de la différence avec $\max \partial S / \partial x$	Corrélation avec $\max \partial S / \partial x$
Max $\partial S / \partial x$	167.94°E	12.13	0	0	1
Isohaline 34.7	166.99°E	11.71	-0.99	7.38	0.8
Isohaline 34.8	169.67°E	11.94	1.46	6.02	0.87
Isohaline 34.4	152.69°E	26.78	-11.31	13.06	0.4
Isohaline 34.6	163.75°E	11.57	-4.26	10.56	0.6

Tableau 1 : Tableau de comparaison de la position zonale de différentes isohalines par rapport à la position du front de salinité défini par la position du gradient zonal de salinité de surface maximum ($\max \partial S / \partial x$). Quel que soit le critère utilisé, les positions sont calculées à partir des observations de SSS moyennées sur 2°N-2°S pour la période 2000-2007.

c. Réalisation des produits grillés des données thermohalines de subsurface

Pour déterminer l'épaisseur de la couche barrière de sel, il nous faut estimer la profondeur de la couche isotherme et la profondeur de la couche de mélange. Les profils verticaux de température et salinité ont, d'une part, été analysés *per se*, afin d'établir des statistiques sur la présence de la couche barrière et, d'autre part, été interpolés sur des points de grille réguliers pour faciliter l'étude de la variabilité des structures thermohalines.

Afin d'interpoler les données sur la verticale, nous nous sommes intéressés à leur répartition verticale. Pour les données Argo, la résolution verticale (dz) est inférieure à 5m pour environ 40% des données de la couche 0-200 m, et inférieure à 10m pour plus de 90% de ces données (cf. Tableau 2). La résolution verticale moyenne est de 5,8 m. Pour les CTD, 99,99% des données ont une résolution verticale inférieure à 5m. Ainsi nous choisirons de calculer les profondeurs des couches isothermes et de mélange à partir d'un produit de résolution verticale de 5m.

Résolution verticale (dz) en m	Nombre de couples (T,S)	Pourcentage de données
$dz < 5$	147093	39.44%
$5 < dz < 10$	194796	52.23%
$10 < dz < 15$	30431	8.16%
$15 < dz < 20$	544	0.14%
$dz > 20$	57	0.02%

Tableau 2 : Distribution par tranche de la résolution verticale des données Argo du Pacifique équatorial (5°N-5°S) pour la période 2000-2007 et la couche 0-200 m.

➤ Interpolation verticale des profils (T, S) Argo et CTD

Nous avons effectué une interpolation sur la verticale sur chaque profil validé. Après différents tests visuels, nous avons choisi une interpolation par spline (de forme cubique) de résolution 5m (cf. Annexe 1). L'interpolation par spline (de forme cubique) permet de bien représenter la forme du profil vertical avec des courbures qui pourrait être mal représentées par une interpolation linéaire. La Figure 32 c-d illustre le résultat de l'interpolation verticale par spline sur un profil vertical Argo de données de température (c) et de salinité (d).

Après visualisation d'un nombre important de profils, nous avons réalisé que l'interpolation par spline pouvait créer des mesures interpolées non physiques lorsque la distance entre 2 données était trop importante par rapport à l'échelle de résolution verticale

(5m ici). A titre d'exemple, la Figure 32 montre le cas d'un profil interpolé à 5m par spline avec des données manquantes sur 48m (entre 57m et 105m, a-b) et un autre cas avec des données manquantes sur 27m (entre 112 et 139m, c-d). Le premier cas illustre comment ce type d'interpolation peut générer des données potentiellement irréalistes pour la salinité entre 70 et 100 m (b). En revanche, le cas (c-d) avec des données manquantes sur 27m (juste au-dessus de notre limite de 25m fixées dans les tests de validité de nos données) montre l'efficacité de ce type d'interpolation. Ces 2 exemples justifient a posteriori l'élimination des profils ayant des données manquantes sur plus de 25m (cf. 5. a).

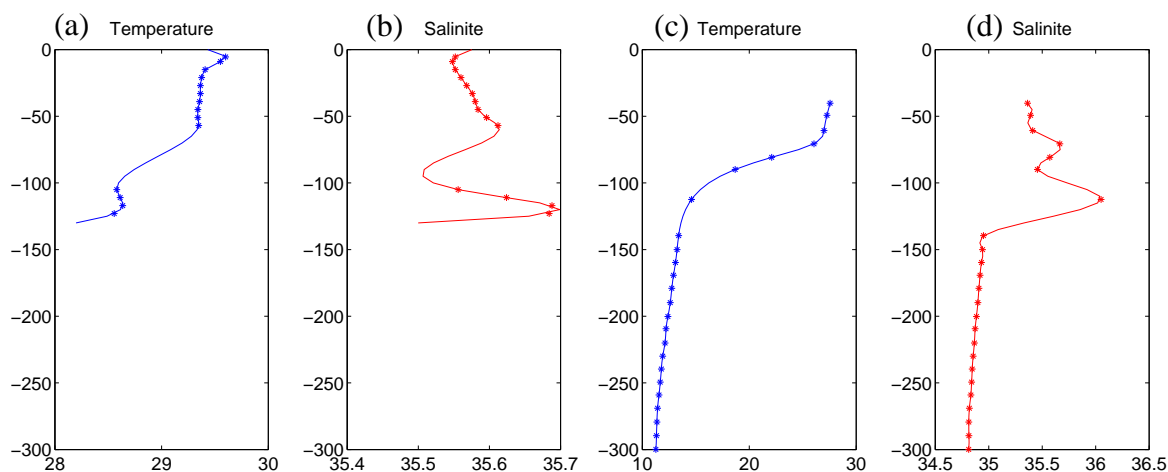


Figure 32 : Profils verticaux de température (courbe bleue) et salinité (courbe rouge) mesurées (a,b) par le flotteur Solo 5900437, le 5 novembre 2003 à 169.58°E, 3.56°S et (c,d) par le flotteur APEX 5901335 le 26 mai 2007 à 2°S, 140.3°E. Les étoiles représentent les points de mesures, la courbe représente le profil vertical après interpolation par spline tous les 5m avec des données manquantes sur 48m (a,b) et sur 27m (c et d).

➤ Réalisation des produits grillés des données de subsurface

Dans la lignée des travaux de de Boyer Montégut et al. (2004), la profondeur de la couche isotherme, la profondeur de la couche de mélange et l'épaisseur de la couche barrière de sel ont été calculées à partir des profils *individuels* de température potentielle interpolés sur la verticale et de densité potentielle estimée à partir des profils de température et salinité interpolés (une interpolation 4D testée au préalable faisant apparaître des biais non physique). Un test de stabilité a été de nouveau appliqué sur cette nouvelle densité, ce qui a conduit à supprimer 113 cas d'instabilité artificielle créés par l'interpolation.

○ Estimation des couches thermohalines à partir des profils verticaux individuels

Deux familles principales de critères ont été utilisées dans la littérature pour déterminer la profondeur de la couche de mélange, de la couche isotherme et par conséquent, l'épaisseur de la couche barrière. La première utilise un seuil de gradient vertical de densité (resp. de

température) pour déterminer la base de la couche de mélange (resp. de la couche isotherme), la deuxième utilise un seuil de différence de densité (resp. de température) par rapport à la surface.

Le critère en gradient vertical est sans doute le plus judicieux car il a une signification physique : le gradient vertical de densité définit la force de flottabilité que doit vaincre l'énergie cinétique turbulente pour permettre le mélange vertical. Cependant, ce critère nécessite une forte résolution verticale de type CTD (Kara et al., 2000) alors que l'essentiel de nos profils sont issus de mesures Argo. Un autre critère pertinent a été proposé par Sprintall et Tomczak (1992). Ce critère est de type « différence », fixée pour la température mais variable pour la densité. Le seuil de différence en densité est en effet fonction du seuil de différence en température. Avec un tel critère, la couche de mélange et la couche isotherme sont confondues lorsqu'il n'y a pas de stratification verticale de salinité dans la couche de mélange. Un résumé des critères communément utilisés se trouve dans Anderson et al. (1996) et une comparaison des seuils dans de Boyer Montégut et al. (2004).

Nous avons testé 4 types de critères dans cette thèse :

-le critère en différence (Levitus, 1982) qui repère la base de la couche isotherme (resp. de la couche de mélange) par la profondeur à laquelle la température (resp. la densité) a varié de $\Delta T = -0.5^\circ\text{C}$ (resp. $\Delta\rho = +0.125 \text{ kg/m}^3$) par rapport à la température (resp. la densité) de surface. On notera L82 ce critère.

-le critère en gradient (Lukas et Lindstrom, 1991) qui repère la base de la couche isotherme (resp. de la couche de mélange) par la profondeur la plus proche de la surface à laquelle le gradient vertical de température (resp. de densité) atteint -0.05°C/m (resp. $+0.01 \text{ kg/m}^4$). On notera LL91 ce critère.

-le critère en différence avec un seuil en densité $\Delta\rho$ variable (Sprintall et Tomczak, 1992) et fonction de celui en température ΔT :

$$\Delta\rho = \frac{\partial\rho(SSS, SST, P_0)}{\partial T} \Delta T$$

Ce critère a été utilisé pour deux valeurs de différence de température : $\Delta T = -0.5^\circ\text{C}$ (idem Levitus, 1982) et $\Delta T = -0.2^\circ\text{C}$ (idem de Boyer Montégut et al., 2004), notés respectivement ST05 et ST02 par la suite. A noter que pour la warm pool, le critère ST05 correspond à un seuil en densité voisin de $\Delta\rho = 0.16 \text{ kg/m}^3$, ST02 à $\Delta\rho = 0.07 \text{ kg/m}^3$.

Nous allons comparer ces différents critères pour notre région d'étude, en trois étapes : a) en illustrant l'impact du choix sur des profils individuels, b) en comparant les distributions

longitude-temps des épaisseurs de couche barrière, et c) par des analyses statistiques entre les critères. A noter que pour ces trois étapes, la « surface » est définie à 15 m de profondeur. Des tests de sensibilité au choix de la surface sont présentés page 58 uniquement sur le critère ST02.

La Figure 33 et la Figure 34 montrent 2 exemples de profils de température, salinité et densité, ainsi que la position des couches isothermes, et des couches de mélange déterminées suivant les différents critères. Sur la Figure 33, les critères avec des seuils fixes (L82 et LL91) donnent des résultats similaires pour ce profil, avec des couches barrières de sel de l'ordre de 17-18m. Les critères avec seuil en densité ajusté au seuil en température donnent des couches barrières beaucoup plus fines de l'ordre de 2.8 (ST05) et 2.3 m (ST02).

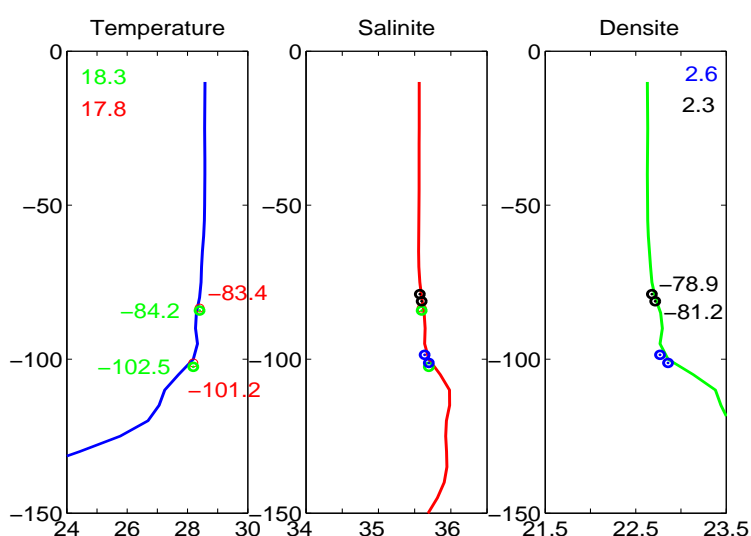


Figure 33: Profils verticaux de température (°C, bleu), salinité (rouge) et densité (kg/m³-1000, vert) mesurés à 184.42°E, 2°S le 3 octobre 2007. Les cercles de couleur et les chiffres correspondant au niveau représentent la profondeur de la couche isotherme et de mélange établie à partir du critère L82 (rond rouge), LL91 (rond vert), ST05 (rond bleu), et ST02 (rond noir). Noter que les échelles horizontales ont été choisies en respectant les poids relatifs de la température et de la salinité sur la densité (en surface).

Il est intéressant de noter que dans ce cas précis, le critère L82 crée une couche barrière de sel « artificielle » alors qu'il n'y a pas de stratification en salinité significative dans la couche isotherme. Le seuil en densité de L82 ($\Delta\rho = 0.125 \text{ kg/m}^3$) n'est pas adapté à nos températures car il a été déterminé pour les eaux modales de l'Atlantique Nord (de Boyer Montégut et al., 2004). La création de couche barrière artificielle peut s'expliquer physiquement. Supposons un profil de température identique à la Figure 33 et un profil de salinité constant ($S=35$ par exemple). Le critère L82 déterminera une couche de mélange en température de 101.2 m, comme sur la Figure 33. A cette profondeur la densité aura augmenté de $\Delta\rho = 0.16 \text{ kg/m}^3$ uniquement sous l'effet de la température. Le seuil L82 en densité ($\Delta\rho = 0.125 \text{ kg/m}^3$) sera donc détecté au dessus de 101.2 m, créant ainsi une couche barrière artificielle, sans stratification en sel !

On remarque également que, parmi les deux critères avec densité variable (ST02 et ST05), le critère ST05 donne des couches barrières de sel de même épaisseur que ST02 mais situées plus près de la surface. La visualisation de nombreux profils a confirmé ce résultat, dont les conséquences physiques, s'il en est, n'ont pas été analysées dans cette thèse.

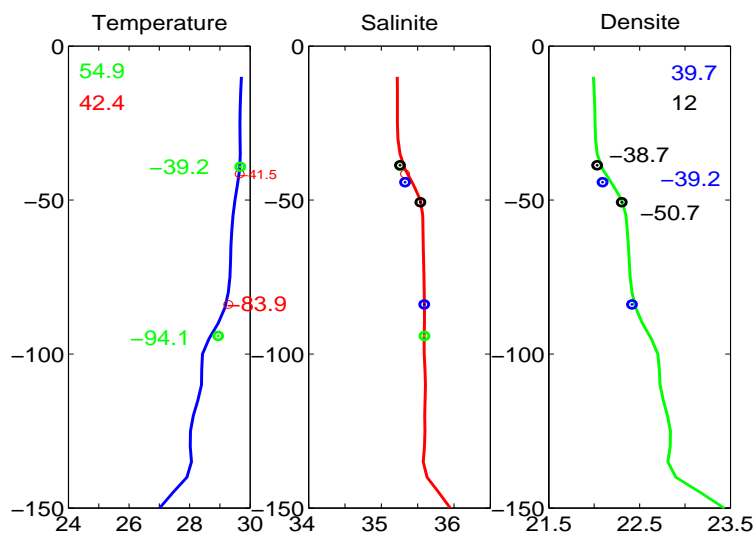


Figure 34: Profils verticaux de température ($^{\circ}\text{C}$, bleu), salinité (rouge) et densité ($\text{kg/m}^3\cdot 1000$, vert) mesurés à 193.2°E , 3.6°S le 1^{er} décembre 2006. Les cercles de couleur et les chiffres correspondant au niveau représentent la profondeur de la couche isotherme et de mélange établie à partir du critère L82 (rond rouge), LL91 (rond vert), ST05 (rond bleu), et ST02 (rond noir). Noter que les échelles horizontales ont été choisies en respectant les poids relatifs de la température et de la salinité sur la densité (en surface).

Afin d'illustrer la complexité du choix d'un critère, la Figure 34 montre la disparité des résultats suivant le critère considéré en terme d'épaisseur de la couche barrière de sel (BLT): 42.4 m pour L82, 64.9 pour LL91, 39.7 pour ST05 et 12 m pour ST02.

	L82	LL91	ST05
L82	R=1 S=1		
LL91	R=0,65 S=0,56	R=1 S=1	
ST05	R=0,95 S=1,1	R=0,58 S=1,7	R=1 S=1
ST02	R=0,66 S=1,1	R=0,3 S=1,7	R=0,62 S=1

Tableau 3 : Matrice de comparaison des épaisseurs de couche barrière établies à partir de différents critères de profondeur de couche mélangée en température et densité. Dans chaque cas, R (resp. S) représente la corrélation (resp. le rapport des écarts-types) entre les estimations de BLT effectuées avec le critère positionné en première ligne et celui positionné en première colonne.

Le Tableau 3 contient les corrélations et rapports des écarts-types entre les estimations de BLT (épaisseurs de couche barrière) avec différents critères pour l'ensemble des profils de notre base de données. Ces informations statistiques confirment la sensibilité de la BLT au choix de critère.

○ Produit grillé des différentes couches : comparaison des critères

Après avoir calculé les différentes couches à partir des profils individuels, nous avons réalisé un produit grillé pour la profondeur de la couche de mélange, la profondeur de la couche isotherme et l'épaisseur de la couche barrière de sel par interpolation linéaire horizontale et temporelle de même résolution que le produit de surface (5° en longitude, 1° en latitude et 14 jours).

Nous pouvons alors comparer les distributions longitude-temps des épaisseurs de couche barrière de sel suivant le critère considéré.

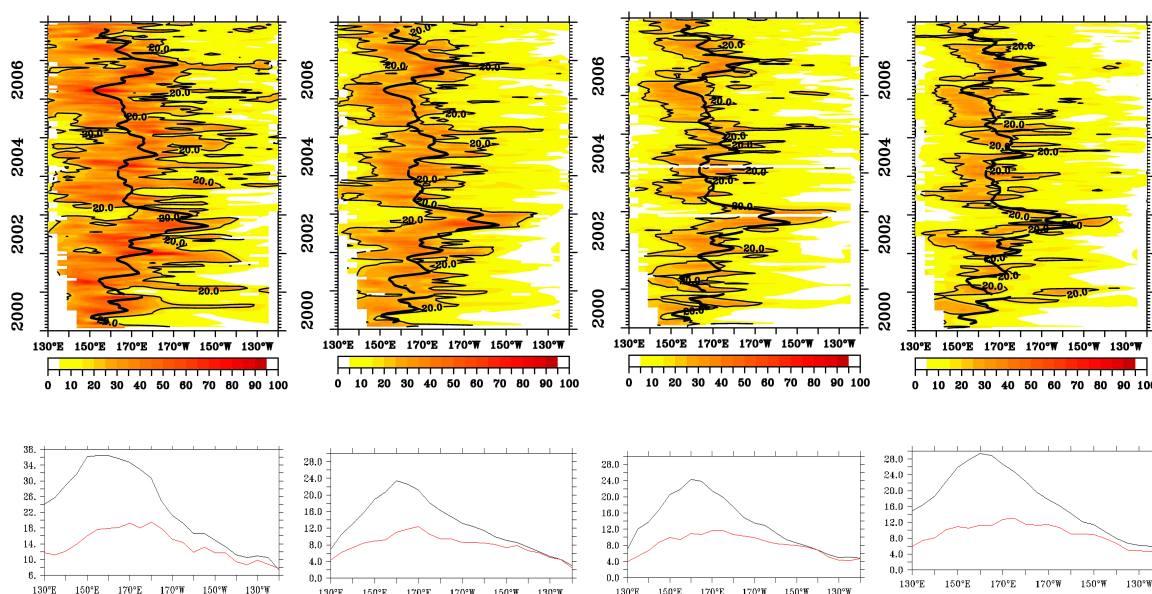


Figure 35 : Figures du haut, de gauche à droite : Diagramme longitude-temps de l'épaisseur de la couche barrière de sel (en m) moyennée sur la bande 2°N-2°S et calculée avec le critère LL91, L82, ST05, ST02. La courbe en noir gras représente la position du front de salinité ($\partial S/\partial x$ max). Figures du bas, de gauche à droite : moyenne (courbe noire) et écart-type (courbe rouge) des épaisseurs des couches barrières de sel estimées avec le critère LL91, L82, ST05 ou ST02.

La Figure 35 confirme que le critère en gradient (LL91) donne des épaisseurs de couche barrière de sel plus « bruitées » et surtout plus étendues zonalement. Le critère L82 donne des couches barrières plus épaisses que celui de ST05 ou ST02. En dépit de ces disparités, quel que soit le critère utilisé, les couches barrières de sel les plus épaisses apparaissent à l'ouest du front de salinité et se déplacent zonalement avec celui-ci (figures du haut). En moyenne (figures du bas), les épaisseurs de couche barrière de sel présentent un

maximum vers 165°E (c'est-à-dire quelques degrés à l'ouest de la position moyenne du front de salinité de surface, cf. Tableau 1), et une nette décroissance de cette épaisseur à l'est du front.

o Conclusion : choix du critère

Nous avons tenté de choisir le critère le mieux adapté à notre étude. Nous avons éliminé tour à tour : le critère LL91 compte tenu de la faible résolution verticale relative de nos données, le critère L82 étant donné que le seuil de différence en densité n'est pas adapté à notre région, car il peut faire apparaître une couche barrière de sel artificielle. Il reste alors les 2 critères de ST05 et ST02 avec un seuil en différence de densité ajusté à celui en température. Nous avons choisi (quelque peu arbitrairement) d'utiliser le critère ST02, en accord avec l'étude récente de de Boyer Montégut et al. (2004).

Afin de choisir au mieux le critère, nous avons également effectué des tests de sensibilité sur la profondeur de la valeur de référence. Dans la littérature, on trouve des profondeurs de référence allant de 2.5m (Schneider et Müller, 1990) à 20m (Lukas et Lindstrom, 1991). Il convient de ne pas prendre une valeur de référence trop près de la surface afin d'éviter les effets diurnes sur les températures de surface. Soloviev et Lukas (1997) montrent que, dans la warm pool du Pacifique, les effets diurnes ne sont ressentis qu'à 5m voire 10m de profondeur au maximum. Nous avons testé les profondeurs de 5m, 10m et 15m comme valeur de référence.

Lorsque l'on considère 5m (resp. 10m et 15m) comme valeur de référence, on perd 47% (resp. 5.3% et 2.3%) des profils validés. Ainsi, prendre 5m éliminerait trop de profils. La Figure 36 compare les épaisseurs de couches barrières estimées avec le critère ST02 en prenant les valeurs de référence à 10m ou 15m de profondeur. Cette figure montre que, prendre les valeurs de référence à 10m ou 15m donne des résultats comparables. La corrélation entre les 2 estimations est de 0.92, l'écart-type à la droite de régression est de 6.88 m.

Par ailleurs, nous devons prendre une valeur de référence pas trop éloignée de la surface afin de pouvoir la considérer comme une valeur de surface au même titre que les données issues des TSG. Ainsi, afin de conserver un maximum de profils, d'éviter les effets diurnes et d'être consistant avec les données des thermosalinographes, nous avons choisi de prendre comme valeur de référence, la valeur à 10m de profondeur.

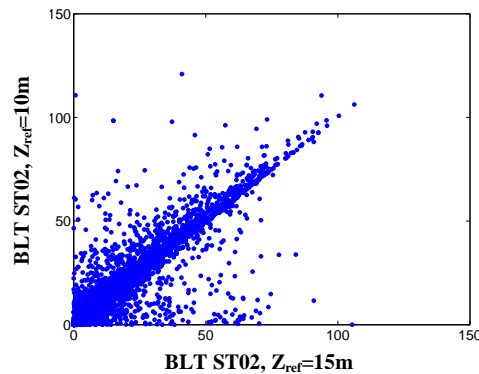


Figure 36 : Diagramme de dispersion des estimations de BLT (m) avec le critère ST02 avec 15m (axe des abscisses) et 10m (axe des ordonnées) pour valeur de référence.

Il est clair que le choix du critère d'estimation des couches barrières de sel (et du niveau de référence) est délicat. Il a fait l'objet de nombreuses études sans qu'aucune conclusion définitive n'ait pu être émise de manière globale (sauf peut être de Boyer Montégut et al., 2004). De nouveaux critères sont encore proposés aujourd'hui, basés par exemple sur la courbure du profil de densité (Lorbacher et al., 2006) ou la fréquence de Brunt Väisälä (Maes, 2008). Nous n'avons pas testé ces nouveaux critères à ce jour. Il est important de noter cependant que quelque soit le critère que nous avons testé, les résultats que nous présentons dans cette thèse sont qualitativement identiques et apparaissent donc robustes de ce point de vue.

II. Les mesures satellites

Comme noté au début de ce chapitre III, des progrès considérables ont été réalisés ces 20 à 30 dernières années dans l'observation de la surface des océans, grâce à l'avènement des satellites. Ces derniers permettent, en effet, d'avoir une couverture quasi-globale de la surface des océans à intervalles réguliers. A noter, cependant, que les mesures satellitaires ne peuvent fournir des informations que sur l'état de surface de l'océan.

Nous allons, dans cette partie, rappeler les principes de base de la mesure altimétrique, puis présenter les traitements que nous avons effectués pour nos propres besoins, en particulier pour dériver, des estimations « fiables » des courants de surface et des transports géostrophiques, à partir de mesures du niveau de la mer. Une approche similaire sera faite pour les données de vent et le transport d'Ekman.

1. Les mesures altimétriques de niveau de la mer

L'altimétrie satellitaire permet d'obtenir des mesures sur les anomalies de niveau de la mer. Ces anomalies sont la signature de nombreux processus, notamment des variations de température et de salinité (qui influencent la densité) de la surface au fond, des courants océaniques, de la marée, et de la pression atmosphérique.

a. Principe de base de l'altimétrie et corrections associées

Le satellite altimétrique mesure l'élévation du niveau de la mer par rapport à une surface de référence. Pour ce faire, des radars embarqués mesurent la « distance altimétrique » qui le sépare de la surface de l'océan et, des radars au sol mesurent l'altitude du satellite sur son orbite (cf. Figure 37). Pour étudier la circulation océanique, il convient de connaître l'élévation du niveau de la mer résultant uniquement des mouvements océaniques c'est-à-dire la topographie dynamique (altitude du satellite - distance altimétrique - géoïde). Cependant, le géoïde (cf. Figure 37) n'est pas connu avec suffisamment de précision. Il est estimé sur une période suffisamment longue comme la moyenne du niveau de la mer. On a donc accès uniquement à des anomalies de topographie dynamique qui sont aussi des anomalies de niveau de la mer (*Sea Level Anomalies, SLA*) étant donné que l'on considère le géoïde constant sur cette période.

Les mesures altimétriques doivent être corrigées avant d'être directement exploitables (AVISO, 1996). Il convient d'abord de corriger les bruits instrumentaux et d'appliquer un certain nombre de corrections sur la distance altimétrique pour prendre en compte les différentes causes de retard de propagation du signal électromagnétique. Il faut tenir compte en particulier de l'état de la mer, de l'inhomogénéité des couches atmosphériques, des variations de pression atmosphérique (correction du baromètre inverse) et des effets de marée.

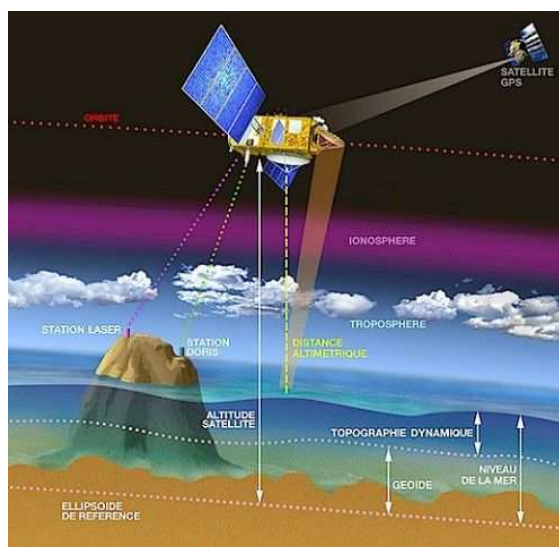


Figure 37 : Schéma des mesures altimétriques.

Une fois le signal altimétrique brut corrigé, on dispose donc de mesures de SLA le long de traces au sol.

Des informations détaillées sur le principe de la mesure altimétrique, l'origine physique des différentes corrections à effectuer et des informations techniques sont disponibles dans AVISO (1996) et Fu et Cazenave (2001).

b. Quelques missions altimétriques

Les premières mesures altimétriques ont eu lieu au début des années 1970, avec des précisions voisines de la dizaine de mètres sur le niveau de la mer. Pendant les années 1990, trois satellites sont mis en orbite : ERS-1, Topex/Poseidon et ERS-2, respectivement en mars 1991, août 1992 et mai 1995.

Le satellite franco-américain Topex/Poseidon (T/P) est le fruit de la collaboration entre le CNES et la NASA. Il a fonctionné jusqu'en octobre 2005. Il mesurait, après corrections, les hauteurs de mer avec une précision de l'ordre du centimètre. Il était placé sur une orbite répétitive de 10 jours, échantillonnait la région située entre 66°N et 66°S, avec une distance inter-traces de 315 km à l'équateur (cf. Figure 38). Des moyennes sur 10 mesures (ou encore toutes les secondes) permettaient d'obtenir une valeur tous les 7 km le long d'une trace.

Son successeur, Jason-1 a été lancé en 2001 avec des caractéristiques quasi identiques. Il est toujours en service et continue de fonctionner simultanément avec Jason 2 lancé en juin 2008. ERS-1 et 2 ont une orbite répétitive de 35 jours. En 2003, ENVISAT a pris le relais suite à la défaillance de ERS-2.

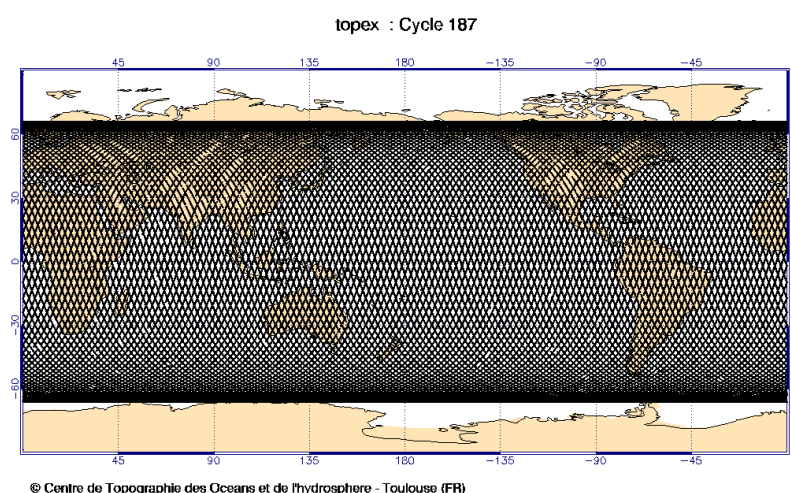


Figure 38: Carte des traces au sol des mesures de Topex-Poseidon et Jason pour un cycle de 10 jours.

c. Les produits : construction de notre produit grillé

Le service AVISO (*Archivage Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques*) fournit en plus des données le long de la trace, des produits de données de SLA ramenées sur des points de grille répartis régulièrement dans le temps et dans l'espace. La résolution spatiale varie du tiers au quart de degré longitude / latitude, la résolution temporelle varie de la semaine au mois.

Dans cette thèse, nous avons utilisé un produit AVISO multi-satellites incluant les mesures de Topex-Poseidon, ERS 1-2 d'octobre 1992 à août 2002, Jason et ERS 2 d'août 2002 à juin 2003, puis Jason et ENVISAT. C'est un produit hebdomadaire au tiers de degré dans lequel les anomalies de niveau de la mer sont relatives à une période de référence de 7 ans de janvier 1993 à décembre 1999. La manière dont les mesures provenant de différents satellites sont combinées est décrite par Ducet et al. (2000).

Compte tenu des échelles spatio-temporelles analysées (cf. Delcroix et al., 1994) et des autres données utilisées, nous avons créé une nouvelle grille plus adaptée à notre étude. Pour cela, nous avons sous échantillonné la grille AVISO initiale en une grille de résolution 1° en longitude, 0.5° en latitude et 7 jours en temps. La valeur en un point de la grille a été calculée comme la moyenne de toutes les données présentes dans ce cube. Puis, nous avons recalculé les anomalies de niveau de la mer par rapport à la période 1993-2007. Les anomalies de niveau de la mer ont finalement été lissées par un filtre de Hanning de 11° longitude, 3.5° latitude et 5 semaines afin d'éliminer les petites échelles spatiales et les hautes fréquences temporelles non étudiées ici. Les anomalies de niveau de la mer ainsi obtenues ont été utilisées pour estimer les anomalies de volume d'eau chaude (Warm Water Volume), les courants géostrophiques de surface zonaux et méridiens, ainsi que les transports géostrophiques intégrés de la surface à la thermocline. Les aspects théoriques et les méthodes utilisés pour ces estimations sont décrits dans l'article Bosc et Delcroix (2008) reproduit au chapitre IV. Ces méthodes ne sont donc pas détaillées ici. Seuls les éléments non disponibles dans cet article sont repris ci-dessous.

d. Estimation des courants et des transports géostrophiques à partir de l'altimétrie

▪ Evaluation des courants zonaux en surface à l'équateur :

Comme détaillé dans Bosc et Delcroix (2008), les courants géostrophiques à l'équateur ont été estimés à partir de la dérivée seconde des anomalies de niveau de la mer ($\partial^2\eta/\partial y^2$). La Figure 39 montre le très bon accord entre les courants géostrophiques de surface estimés à partir de notre grille en SLA et les courants mesurés (à 35 m) au point de mouillage 0°-165°E. On trouve une corrélation de 0.9, un rapport d'écart-type de 1.

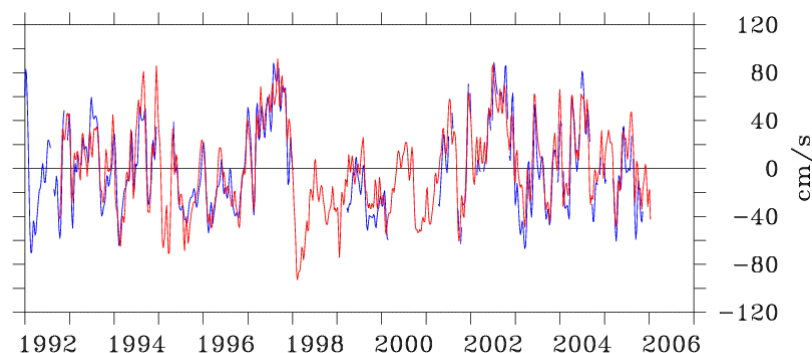


Figure 39: Comparaison entre le courant zonal à 35 m estimé à partir des données TAO (bleu) et le courant zonal géostrophique de surface estimé à partir de données altimétriques (rouge) à 0°-165°E. Les mesures sont en anomalies par rapport à leur période commune. D'après Bosc et Delcroix (2008).

Nous avons effectué le même type de diagnostic pour toutes les bouées TAO/TRITON ayant des mesures de courant disponibles à l'équateur dans le Pacifique. Les statistiques sur leur période commune depuis 1992 sont présentées dans le Tableau 4 ci-dessous. On observe que la corrélation diminue à l'est de 165°E, en accord avec les résultats de Delcroix et al. (1994, 2002), probablement en raison de l'importance grandissante de la composante d'Ekman du Pacifique ouest vers le Pacifique est.

	147°E	156°E	165°E	170°W	140°W	110°W
Coefficient de corrélation	0.8	0.83	0.9	0.72	0.7	0.55
Rapport des écarts-types (altimétriques/ in situ)	0.70	0.85	0.99	1.04	0.66	0.55
Période commune des mesures	1995- 1999	1993- 1994	1993- 2006	1993- 2006	1993- 1998	1993- 2006
Nombre d'observations communes	179	87	415	639	570	669

Tableau 4 : Comparaison entre les anomalies de courants géostrophiques zonaux de surface estimés à partir de l'altimétrie et les anomalies de courants zonaux mesurés à 35 m sur les différents mouillages TAO à l'équateur. Les données TAO sont interpolées sur les mêmes points de grilles que les données de courants géostrophiques et filtrées à 1 mois par un filtre de Hanning. Les 2 champs sont en anomalies par rapport à leur période commune, sur les années 1992-2007.

▪ Calcul et validation des transports géostrophiques

Pour la première fois à notre connaissance dans les tropiques, à partir de données altimétriques, nous avons tenté de quantifier les transports géostrophiques à partir des mesures de SLA. Afin de tester notre méthode, nous avons estimé ces transports au dessus de la thermocline et à travers les frontières de la boîte 156°E-95°W-8°N-8°S afin de pouvoir les comparer avec les estimations in situ de Meinen et McPhaden (2001).

Ces transports se calculent comme suit :

$$\int_{y=8S}^{8N} \int_{z=0}^H u_{geo}(y, z, x_0) dy dz \quad \text{pour le transport zonal en } x_0=156^\circ E \text{ ou } 95^\circ W$$

$$\int_{x=156E}^{95W} \int_{z=0}^H v_{geo}(x, z, y_0) dx dz \quad \text{pour le transport méridien en } y_0=8^\circ S \text{ ou } 8^\circ N$$

où $u_{géo}$ et $v_{géo}$ sont les courants géostrophiques zonaux et méridiens, H est la profondeur de la thermocline.

Nous avons testé plusieurs hypothèses en ce qui concerne : a) la profondeur d'intégration H, et b) les courants géostrophiques en subsurface connaissant les valeurs de surface.

➤ Les différents cas de figure testés pour la profondeur de la thermocline H sont :

- (H1) H constante et homogène : H = 100 m ou H= 50 m.
- (H2) H(x,y) constante dans le temps et égale à la profondeur moyenne climatologique de l'isotherme 20°C : $H = \langle Z_{20}(x,y) \rangle$
- (H3) H(x,y,t) variable dans le temps et dans l'espace : $H = \langle Z_{20}(x,y) \rangle + \frac{\rho}{\Delta\rho} \eta$ car les variations de la thermocline sont le miroir des variations de SLA (Rébert et al., 1985).

Pour calculer la profondeur moyenne de la thermocline, $\langle Z_{20}(x,y) \rangle$, nous avons utilisé le produit grillé à 5° longitude, 1° latitude et 2 mois de la profondeur de l'isotherme 20°C réalisé par Durand et Delcroix (2000), à partir de données CTD, XBT et TAO-TRITON sur la période 1979-1992. A chaque frontière du domaine, nous avons ajusté un polynôme du second degré à la forme de l'isotherme 20°C (cf. Figure 40 et Figure 41).

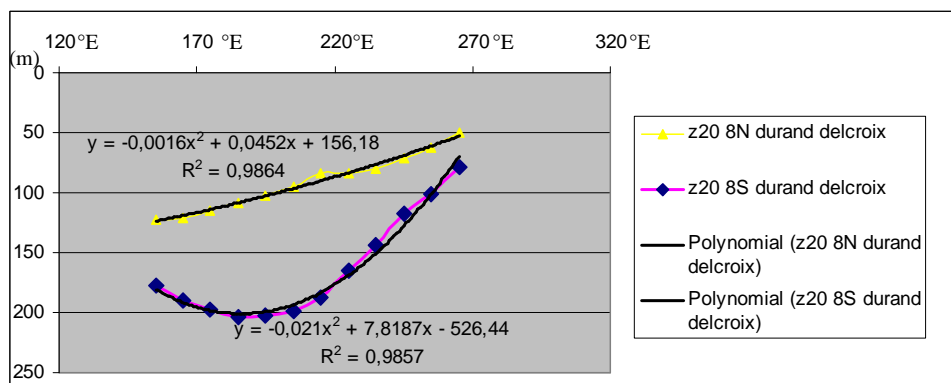


Figure 40: Profondeur moyenne de l'isotherme 20°C à 8°N (jaune) et 8°S (rose) sur la période 1979-1992 à partir du produit grillé réalisé par Durand et Delcroix (2000). Les courbes bleues représentent l'ajustement des polynômes du second degré.

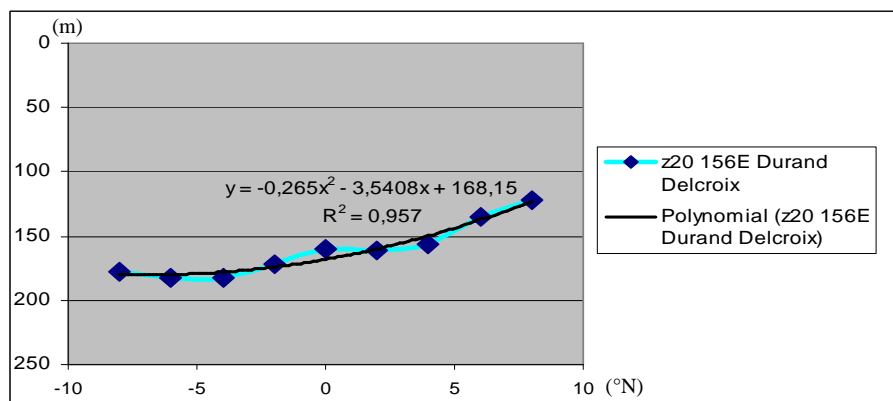


Figure 41: Profondeur moyenne de l'isotherme 20°C à 156°E sur la période 1979-1992 à partir du produit grillé réalisé par Durand et Delcroix (2000). La courbe bleue représente l'ajustement du polynôme du second degré à la distribution méridienne de l'isotherme 20°C moyenne.

➤ Estimation des vitesses géostrophiques en subsurface

Les vitesses géostrophiques en subsurface ont été estimées à partir des vitesses géostrophiques de surface. Pour ce faire, nous avons testé plusieurs types de profil vertical de vitesse de la surface jusqu'à H la profondeur de la thermocline :

- *un profil constant* sur 0m-H où les courants en subsurface sont égaux aux courants en surface
- *un profil linéaire* où les courants sont d'amplitude décroissante de la surface où ils prennent la valeur du courant de surface jusqu'à la profondeur H de la thermocline où ils s'annulent.
- *un profil statistique* déterminé à partir d'observations de courants : le courant à chaque profondeur est obtenu par régression linéaire du courant en surface. Les coefficients de la régression linéaire sont calculés à chaque profondeur à partir d'observations in situ. Ces profils statistiques ont été calculés et testés à 0°-156°E, 0°-165°E à partir des données TAO, et entre 8°N et 8°S le long de 165°E à partir d'observations de courants réalisées lors de 42 campagnes océanographiques (Delcroix et Eldin, 1995 ; Delcroix et Picaut, 1998).

A titre d'exemple, la Figure 42 illustre la comparaison entre les courants géostrophiques zonaux de la couche 0-220 m obtenus par régression linéaire des courants de surface et, les courants zonaux observés de manière indépendante au mouillage TAO à 0°-165°E. Elle montre que les courants reconstitués s'avèrent réalistes jusqu'à 70 m environ ($R > 0.7$).

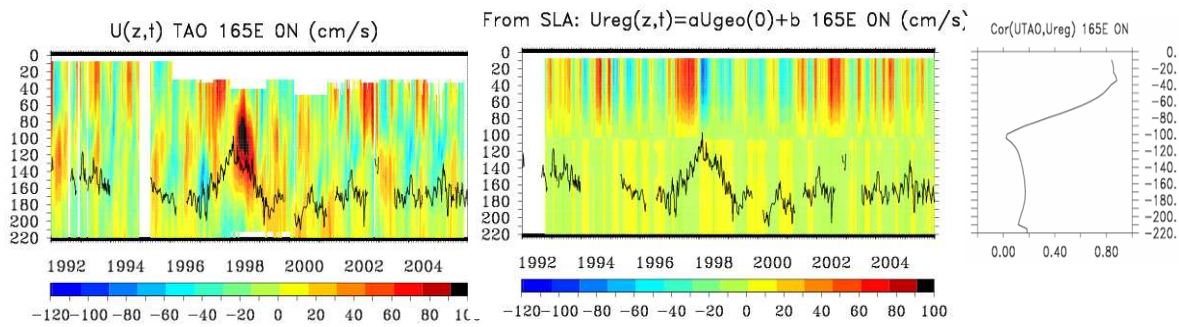


Figure 42: Distribution temps-profondeur des courants zonaux (à gauche) observés au mouillage TAO 0°-165°E, des courants zonaux géostrophiques (au milieu) estimés par l'altimétrie. Sur ces 2 figures, la courbe noire représente l'isotherme 20°C. La courbe de droite représente le coefficient de corrélation entre ces courants zonaux (observés et estimés par géostrophie à partir de l'altimétrie) en fonction de la profondeur.

Nous avons alors testé les différentes combinaisons possibles de profondeurs de thermocline et profils verticaux discutées ci-dessus. Chaque combinaison a été testée par comparaison aux transports géostrophiques in situ de Meinen et McPhaden (2001). (Noter que nos estimations ont été lissées avec un filtre de Hanning de 20 semaines et anomalisées sur la période commune avec les données in situ 1993-1999 afin de pouvoir les comparer avec les données de Meinen et McPhaden, 2001).

C'est la configuration H3 pour la profondeur d'intégration et le profil de vitesse statistique (resp. linéaire) qui s'est avéré le plus pertinent, tel qu'illustré Figure 43 (resp. Figure 44 et Figure 45) pour le transport zonal le long de 156°E entre 8°N et 8°S (resp. méridien le long de 8°N et 8°S entre 156°E et 95°W). Le Tableau 5 donne quelques éléments statistiques de comparaison des transports à chaque frontière.

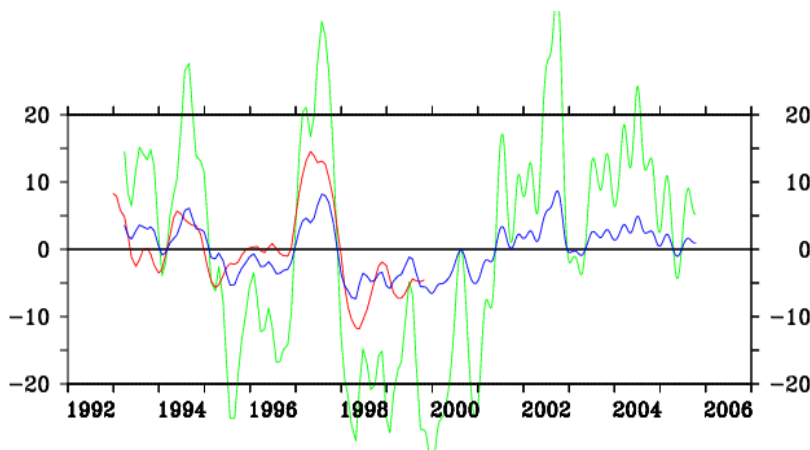


Figure 43: Transports géostrophiques zonaux entre 8°N et 8°S à travers la frontière 156°E estimés à partir de l'altimétrie avec un profil vertical de vitesse statistique (courbe bleue) ou linéaire (courbe verte) ou à partir de données in situ (courbe rouge).

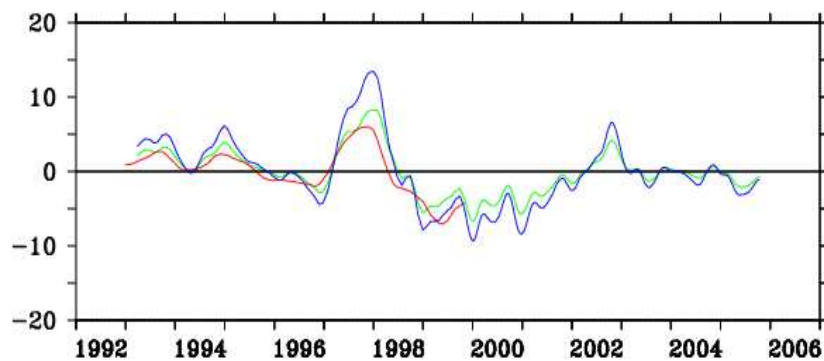


Figure 44 : Transports géostrophiques méridiens entre 156°E et 95°W à travers la frontière 8°N estimés à partir de l'altimétrie avec un profil vertical de vitesse statistique (courbe bleue) ou linéaire (courbe verte) ou à partir de données in situ (courbe rouge).

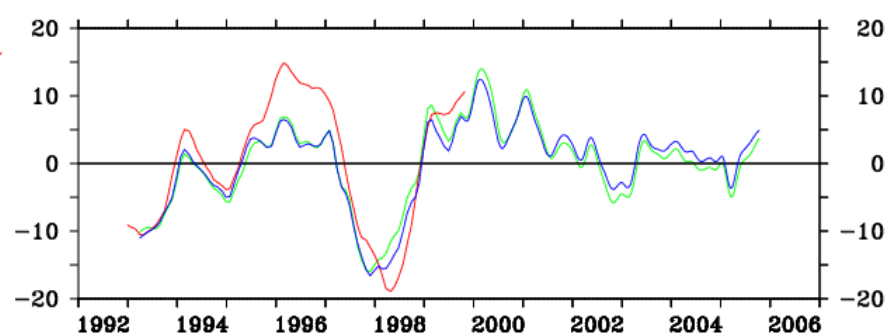


Figure 45 : Transports géostrophiques méridiens entre 156°E et 95°W à travers la frontière 8°S estimés à partir de l'altimétrie avec un profil vertical de vitesse statistique (courbe bleue) ou linéaire (courbe verte) ou à partir de données in situ (courbe rouge).

Profils verticaux Frontières	Linéaire	Statistique
Section Est 8°N-8°S à 156°E	R=0.78	R=0.8
	S=2.7	S=0.64
Section Nord 156°E-95°W à 8°N	R=0.93	R=0.93
	S=1.	S=1.6
Section Sud 156°E-95°W à 8°S	R=0.93	R=0.95
	S=0.71	S=0.73

Tableau 5 : Tableau de comparaison des transports géostrophiques estimés à partir des données satellites ou des données in situ (Meinen et McPhaden, 2001). R représente la corrélation, S le rapport des écarts-types entre nos estimations et celles de Meinen et McPhaden (2001).

Avec cette configuration, la Figure 46 montre la comparaison entre les transports géostrophiques à travers les trois frontières nord (8°N), sud (8°S) et ouest (156°E) de la région 8°N-8°S-156°E-95°W, estimés à partir de données in situ (courbe rouge) et à partir de données satellites (courbe bleue).

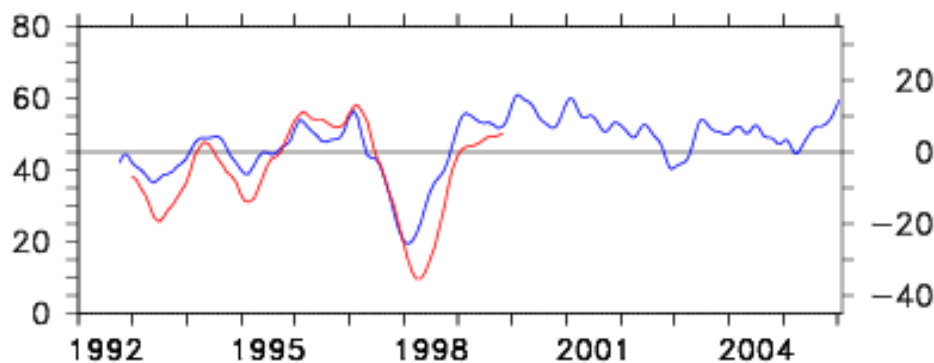


Figure 46 : Transports géostrophiques à travers les frontières nord, sud et ouest de la région 156°E-95°W-8°N-8°S estimés à partir de l'altimétrie avec un profil vertical de vitesse statistique pour les transports zonaux et linéaire pour les transports méridiens (courbe bleue) ou à partir de données in situ (courbe rouge).

2. Les mesures de vent

Les diffusionmètres des satellites Quikscat et ERS permettent d'estimer le vent de surface. Quikscat est un satellite d'observation terrestre qui fournit des informations sur la vitesse et la direction des vents de surface sur les océans. Il fut lancé en juin 1999. Il est sur une orbite héliosynchrone (800 km d'altitude) et passe donc toujours au dessus du même point à la même heure de la journée.

a. Produits de vent

Hackert et al. (2001) ont montré que les produits de vents issus de mesures satellites étaient les meilleurs produits disponibles en terme de forçage pour simuler les événements El Niño.

Pour cette thèse, nous avons utilisé deux produits de vent grillés au quart de degré, tous les 7 jours provenant des mesures des satellites ERS pour la période août 1991 à janvier 2001 et Quikscat pour la période juillet 1999 à mars 2007. Ces données ont été téléchargées à partir du site web du CERSAT (*the Satellite Exploitation and Research*)⁷.

La manière dont ces données sont traitées et validées est décrite par Bentamy et al. (1999). Afin d'obtenir un produit consistant sur toute la période 1991-2007, nous avons ajouté à chaque valeur du produit ERS, la différence des moyennes de chacun de ces produits (Quikscat et ERS) sur leur période commune (juillet 1999-janvier 2001) de telle sorte que, en chaque point, sa moyenne sur la période commune soit égale à celle du produit Quikscat sur cette même période. Ensuite, nous avons regrillé puis lissé le produit ainsi obtenu sur la même grille que la SLA, c'est-à-dire sur une grille de résolution 1° en longitude, 0.5° en latitude et 7 jours, et lissée avec un filtre de Hanning de 11° longitude, 3.5° en latitude et 5 semaines.

⁷ <http://www.ifremer.fr/cersat/en/data/download/download.htm>

b. Calcul et validation des transports d'Ekman

Grâce à ces produits grillés, nous avons calculé les transports d'Ekman selon la méthode classique (Pond et Pickard, 1983):

$$q_u = \frac{\tau_y}{f} ; q_v = -\frac{\tau_x}{f}$$

où q_u et q_v sont les transports zonaux et méridiens d'Ekman, τ_x et τ_y sont les composantes zonales et méridiennes du stress de vent, et f le paramètre de Coriolis.

Pour illustrer nos estimations, la Figure 47 montre les séries temporelles du transport d'Ekman intégré de 156°E à 95°W à travers la frontière 8°S, estimés à partir des données ECMWF (Meinen et McPhaden, 2001), et avec notre produit grillé ERS-Quikscat. Les statistiques sont $R=0.68$ et $S= 1.06$. A noter que Meinen et McPhaden (2001) ont également montré que le calcul des transports d'Ekman était peu sensible au produit de vent choisi, en testant différents produits (ECMWF qui est une sortie de modèle, FSU un produit d'observations de vent et SCAT un produit issu de mesures satellites).

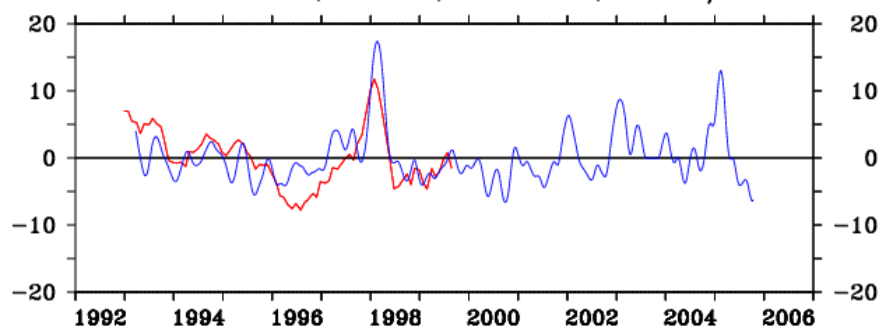


Figure 47 : Transports d'Ekman sur la section 156°E-95°W à la frontière 8°S, estimés à partir des données ECMWF (Meinen et McPhaden, 2001, courbe rouge), et avec notre produit grillé ERS-Quikscat (courbe bleue). Notre estimation a été anomalisée par rapport à la période 1993-1999 puis lissée avec un filtre de hanning de 20 semaines afin de pouvoir comparer au mieux avec les estimations de Meinen et McPhaden, 2001.

Chapitre IV.

*Les variations de volume
d'eau chaude du Pacifique équatorial*

Dans ce chapitre, nous étudions les variations de volume des eaux chaudes du Pacifique équatorial, en lien avec ENSO (cf. Chapitre I). Plus précisément, nous nous intéresserons au rôle des ondes équatoriales dans ces variations de volume. Avant de présenter cette étude, nous rappelons les bases de la dynamique océanique linéaire des ondes équatoriales.

I. Les ondes équatoriales : aspects théoriques

La théorie des ondes équatoriales a été introduite il y a plus de 40 ans dans les travaux de Matsuno (1966), Moore (1968) et Lighthill (1969). Des développements plus récents ont mis en évidence le rôle de ces ondes équatoriales dans l'ajustement de l'océan aux forçages extérieurs (Moore and Philander, 1977 ; Cane and Sarachick, 1981). Nous rappelons dans un premier temps, les équations et approximations fondamentales de cette théorie pour les basses fréquences et les grandes longueurs d'onde. Dans un second temps, nous rappellerons une méthode d'estimation de la contribution des ondes de Kelvin et Rossby longues à un signal donné de niveau de la mer ou de courant zonal. Nous terminerons par développer, pour la première fois, une méthode d'estimation de la contribution des ondes équatoriales de Rossby longues au signal en courant méridien.

1. Rappel sur la théorie des ondes équatoriales

Pour étudier une particule en mouvement dans l'océan, on considère les équations du mouvement dans le repère terrestre tournant :

$$\rho \left(\frac{d\vec{u}}{dt} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} + \vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{r}) \right) = -\vec{\nabla}P + \rho\vec{F} \quad (1)$$

et l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho\vec{u}) = Q$$

où $\vec{u} = (u, v, w)$ est le vecteur des courants (zonal, méridien et vertical),

Q est le flux de flottabilité,

$\vec{\Omega}$ est le vecteur vitesse de rotation de la Terre,

\vec{F} est le vecteur des forces autres que Coriolis,

$\vec{\nabla}P$ est le vecteur gradient de pression s'appliquant sur les équations de mouvement horizontal,

g est la gravité terrestre,

ρ est la masse volumique et,

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

Dans l'équation du mouvement, le terme d'accélération centripète $\vec{\Omega} \wedge (\vec{\Omega} \wedge \vec{r})$ est négligeable par rapport au terme d'accélération gravitationnelle $\rho \vec{g}$ contenu dans $\rho \vec{F}$. La dynamique océanique est donc régie par les équations :

$$\begin{cases} \rho \frac{d\vec{u}}{dt} = -\rho 2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} - \vec{\nabla}P + \rho \vec{F} \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}) = Q \end{cases} \quad (2)$$

Pour résoudre ce système, nous allons faire les approximations suivantes :

- le fluide est incompressible (hypothèse valable tant que l'on n'étudie pas les ondes sonores) :

$$\text{div} \vec{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

- approximation hydrostatique :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

- approximation du plan β : les équations restent valables près de l'équateur lorsqu'elles sont projetées sur le plan tangent à la Terre à l'équateur. On introduit le paramètre de Coriolis $f=2\Omega \sin \phi$ où ϕ est la latitude. Avec l'hypothèse β -plan, le paramètre de Coriolis peut s'écrire : $f \sim 2\Omega y/R \sim \beta y$ où y est la distance méridienne à l'équateur et R le rayon terrestre.

- approximation de Boussinesq: la densité du fluide s'écrit comme la somme d'un état au repos, d'un océan uniformément stratifié et d'une perturbation :

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0 + \bar{\rho}(z) + \rho'(x, y, z, t) \quad \text{avec} \quad \frac{1}{\rho} = \frac{1}{\rho_0}$$

ce qui donne avec l'approximation hydrostatique :

$$P(\vec{r}, t) = P_0 - \rho_0 g(z - z_{\text{surface}}) + \int_z^{z_{\text{surface}}} \bar{\rho}(u) g du + \int_z^{z_{\text{surface}}} \rho'(x, y, u, t) g du$$

En faisant ensuite une analyse d'échelles :

$$\frac{\partial u}{\partial t} \cong \Omega U \geq u \frac{\partial u}{\partial x} \sim \frac{U^2}{L} ;$$

$$u \frac{\partial}{\partial x} \sim v \frac{\partial}{\partial y} \cong R_0 \Omega U \quad \text{avec} \quad R_0 \cong \frac{1}{\Omega L} ; \quad w \frac{\partial}{\partial z} \cong R_0 \Omega U \frac{WL}{UH} \quad \text{avec} \quad \frac{WL}{UH} \ll 1$$

et $w \ll u$ avec $H \ll L$ et $W \ll \frac{UH}{L}$ ($\text{divu}=0$) car les mouvements verticaux (H) sont moins importants que les mouvements horizontaux (L); on peut donc simplifier la dérivée temporelle lagrangienne en eulérienne : $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t}$ et, en linéarisant, le système (2) se réécrit :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} = F^x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} = F^y \\ \frac{d\rho'}{dt} + w \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = Q \\ \frac{\partial P'}{\partial z} = -\rho' g \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \end{array} \right. \quad (3)$$

En introduisant la fréquence de Brunt-Väisälä $N^2 = -g \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho_0} \right)$, on obtient :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} = F^x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} = F^y \\ \frac{d\rho'}{dt} - \frac{\rho_0 N^2}{g} w = Q \\ \frac{\partial P'}{\partial z} + \rho' g = 0 \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \end{array} \right. \quad (4)$$

F^x et F^y correspondent aux forces volumiques de viscosité et à la force volumique liée à la tension du vent à la surface de l'océan qui s'exerce sur la couche de mélange. Dans ce qui suit, nous nous intéresserons uniquement au système homogène afin de déterminer les solutions en onde libre.

Les conditions aux frontières sont :

En surface : $z=0$, $w = \frac{\partial h}{\partial t}$ avec h, le niveau de la mer.

Au fond : $z=-H$, $w=0$.

□ Modes barotropes et baroclines

Dans le cadre des approximations faites, on peut résoudre le système (4) en découplant le mouvement horizontal de sa structure verticale (Fjelstad, 1933) par séparation des variables verticales (z) des autres (x,y,t). On cherche des solutions de la forme :

$$\begin{aligned} \left[\begin{array}{c} u, v, \\ \rho \end{array} \right] (x, y, z, t) &= \sum_{n=0}^{+\infty} [u_n, v_n, p_n](x, y, t) \varphi_n(z) \\ w(x, y, z, t) &= \sum_{n=0}^{+\infty} w_n(x, y, t) \int_{z=-H}^z \varphi_n(z) dz \\ \rho &= \sum_{n=0}^{+\infty} \rho_n \frac{d\varphi_n}{dt} \end{aligned}$$

où les $(\varphi_n(z))_{n>0}$ forment une base orthogonale au sens du produit scalaire :

$$\int_{z=-H}^{z_{surface}} \varphi_n(u) \varphi_m(u) du = \delta_{nm} \int_{z=-H}^{z_{surface}} \varphi_n(u) \varphi_n(u) du$$

où $\delta_{nm}=1$ si $m=n$; 0 sinon,

et vérifient la condition de normalisation $\varphi_n(0)=1$.

Rechercher des solutions sous cette forme suppose que la stratification est la même quel que soit le lieu et l'instant (N^2 , la fréquence de Brunt-Väisälä ne dépend que de z et pas de x,y et t). Cette hypothèse, bien qu'en général non conforme à la réalité, est souvent utilisée pour résoudre le système précédent.

En reportant les champs sous cette forme dans le système, les fonctions verticales $(\varphi_n(z))_{n>0}$ vérifient:

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{1}{N^2(z)} \frac{d\varphi_n}{dz} \right) + \frac{1}{c_n^2} \varphi_n = 0$$

et les conditions aux limites

$$\begin{cases} \frac{d\varphi_n}{dz} + \frac{N^2(z)}{g} \varphi_n(0) = 0 \\ \frac{d\varphi_n}{dz}(z = -H) = 0 \end{cases}$$

c_n^2 est une constante de séparation des variables z d'une part et (x,y,t) d'autre part. Elle a la dimension d'une vitesse. Elle représente la vitesse de phase du mode vertical n . L'équation en z avec les conditions aux limites imposées peut se résoudre uniquement pour des valeurs

discrètes de c_n fixées par les valeurs propres. La solution est un ensemble de vecteurs propres orthogonaux $(\varphi_n)_{n \geq 0}$ associés à ces valeurs propres.

Si $n=0$, le mode est appelé barotrope (sa structure verticale est indépendante de z) et si $n>0$ les modes sont dits baroclines (ils s'annulent n fois sur la verticale). Les $(\varphi_n)_{n \geq 0}$ (structures verticales des courants horizontaux) sont représentés sur la Figure 48 pour les premiers modes baroclines. Cette figure montre également la structure verticale des vitesses

verticales $\left(\int_{z=-H}^z \varphi_n dz \right)_{n \geq 0}$.

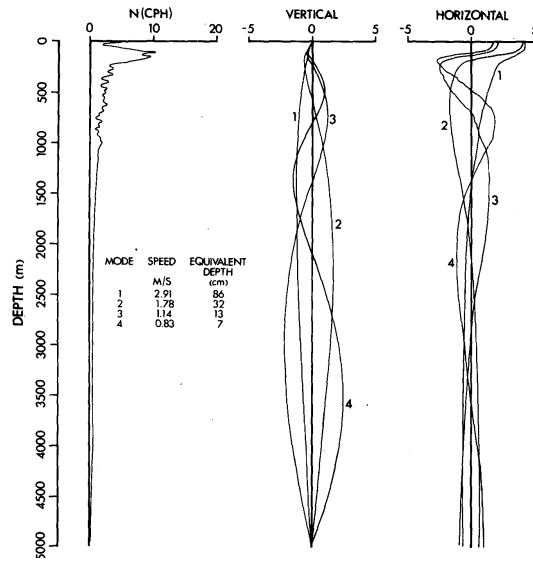


Figure 48: Profils verticaux (à gauche) de la fréquence de Brunt-Väisälä N , (au milieu) des quatre premiers modes baroclines associés aux courants verticaux, et (à droite) des quatre premiers modes baroclines associés aux courants horizontaux estimés à partir du profil vertical de la fréquence de Brunt-Väisälä N^2 moyenné sur le méridien 179°E entre 3°N et 3°S . D'après Eriksen (1982).

□ Modes méridiens

Pour chaque mode vertical, les équations du système homogène (4) s'écrivent :

$$\begin{cases} \frac{\partial u_n}{\partial t} - \beta y v_n + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_n}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial v_n}{\partial t} + \beta y u_n + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_n}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial p_n}{\partial t} + c_n^2 \left(\frac{\partial u_n}{\partial x} + \frac{\partial v_n}{\partial y} \right) = 0 \\ p_n = -\frac{g}{\rho_0} \rho_n \\ w_n = \frac{1}{c_n^2} \frac{\partial p_n}{\partial t} \end{cases} \quad (5)$$

Par analogie avec le système d'équations en eaux peu profondes (dit *Shallow Water*) classique (Cane et Sarachik, 1976, 1981) dans le cas d'un océan à 2 couches, on écrira $c_n^2 = gH_n$ où H_n est une profondeur équivalente à l'épaisseur de la couche active pour le mode n . La Figure 48 donne des ordres de grandeur de cette profondeur équivalente pour chaque mode vertical.

➤ On adimensionnalise généralement ces équations (5) en introduisant les échelles temporelles et spatiales suivantes : $T = \frac{1}{\sqrt{\beta c_n}}$ pour le temps, $c_n = \sqrt{gH_n}$ pour les vitesses zonales et méridiennes, $D = \frac{c_n^2}{g}$ pour la hauteur dynamique, $L = \sqrt{\frac{c_n^2}{\beta}}$ pour les longueurs zonales et méridiennes. Les premières équations du système (5) se réécrivent alors (en omettant les indices n):

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - yv + \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + yu + \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \end{cases} \quad (6)$$

➤ On cherche des solutions à ce système, du type onde libre monochromatique se propageant zonalement:

$$\begin{aligned} u &= u(y)e^{i(kx-\omega t)} \\ v &= v(y)e^{i(kx-\omega t)} \\ h &= h(y)e^{i(kx-\omega t)} \end{aligned}$$

On peut alors se ramener à une équation en v à partir du système précédent (6):

$$\frac{d^2 v}{dy^2} + \left(\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega} - y^2 \right) v = 0$$

Une solution simple de cette équation est la fonction nulle ($v=0$). Cette solution correspond aux ondes dites de Kelvin ; on la notera $v_{-1}(y)=0$. Dans le cas théorique d'un bassin infini en latitude, les solutions non nulles $v_m(y)=\psi_m(y)$ de cette équation et qui tendent vers 0 en l'infini, s'expriment à l'aide des fonctions d'Hermite $H_m(y)$ et vérifient pour $m \geq 0$:

$$\begin{cases} \frac{d^2\psi_m}{dy^2} - y^2\psi_m = (2m+1)\psi_m \\ \psi_m(y) = \pi^{-1/4} (2^m m!)^{-1/2} e^{-y^2/2} H_m(y) \end{cases} \text{ avec } \begin{cases} H_0(y) = 1 \\ H_1(y) = y \\ H_2(y) = 4y^2 - 2 \end{cases}$$

Elles sont orthogonales entre elles pour le produit scalaire : $\int_{y=-\infty}^{+\infty} \Psi_m(y) \cdot \Psi_k(y) dy = \delta_{m,k}$.

La relation de dispersion pour l'équation en v est donc :

$$\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega} = 2m + 1$$

Le diagramme de dispersion (Figure 49) montre que, pour une valeur du nombre d'onde k fixée et un mode m fixé, il existe plusieurs valeurs de pulsation ω caractéristiques d'ondes différentes. On citera par exemple, le mode méridien :

m=-1 qui correspond à un seul type d'ondes, les ondes de Kelvin,

m=0, correspond aux ondes mixtes de Yanai,

m>0, correspond aux ondes d'inertie gravité (haute fréquence) ou aux ondes de Rossby (basses fréquences) qui vont nous intéresser par la suite.

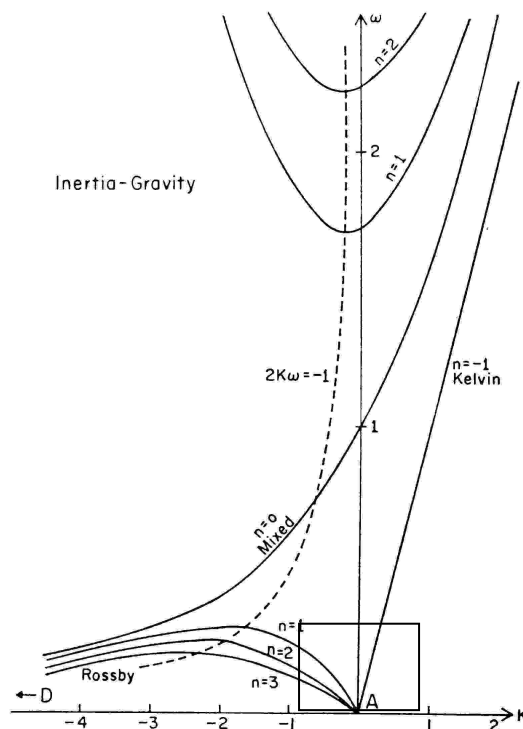


Figure 49: Diagramme de dispersion des ondes équatoriales pour $\omega > 0$. n représente le mode méridien (m dans le texte). Le rectangle noir représente la zone d'approximation ondes longues basse fréquence. D'après Cane et Sarachik (1976).

□ Le cas des ondes longues et basse fréquence

Dans le cadre de notre étude, nous nous intéressons aux ondes longues ($k^2 \ll k$) et basses fréquences ($\omega^2 \ll \omega$), c'est-à-dire les ondes de type ($m=-1$) Kelvin et ($m>0$) Rossby longues à basses fréquences (cf. Figure 49).

➤ La relation de dispersion s'écrit :

- $\omega_{-1} = k$ pour les ondes de Kelvin et
- $\omega_m = -\frac{k}{2m+1}$ pour les ondes de Rossby (longues, basse fréquence).

Maintenant que l'on connaît la structure méridienne de v ($v_m(y) = \psi_m(y)$) solutions du système, on peut en déduire la structure méridienne en u et h associée, à l'aide du système (6) et en considérant les propriétés de $\psi_m(y)$ à savoir :

$$\begin{cases} y\Psi_m(y) = \sqrt{\frac{m+1}{2}}\Psi_{m+1}(y) + \sqrt{\frac{m}{2}}\Psi_{m-1}(y) \\ -\frac{\partial\Psi_m(y)}{\partial y} = \sqrt{\frac{m+1}{2}}\Psi_{m+1}(y) - \sqrt{\frac{m}{2}}\Psi_{m-1}(y) \end{cases}$$

➤ On obtient alors pour structure méridienne $\begin{bmatrix} u_m(y) \\ h_m(y) \end{bmatrix}$ en u et h :

$$\vec{R}_m(y) = \frac{1}{2\sqrt{2}} \begin{bmatrix} \frac{\psi_{m+1}}{\sqrt{m+1}} - \frac{\psi_{m-1}}{\sqrt{m}} \\ \frac{\psi_{m+1}}{\sqrt{m+1}} + \frac{\psi_{m-1}}{\sqrt{m}} \end{bmatrix} \text{ pour les ondes de Rossby longues (} m>0 \text{) et,}$$

$$\vec{M}_{-1}(y) = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} \psi_0 \\ \psi_0 \end{bmatrix} \text{ pour les ondes de Kelvin (} m=-1 \text{)}.$$

Ces vecteurs sont orthogonaux entre eux pour le produit scalaire : $(\vec{A}, \vec{B}) = \int_{-\infty}^{+\infty} (A_u B_u + A_h B_h) dy$

et vérifient les conditions de normalisation : $(\vec{R}_k, \vec{R}_m) = \frac{2m+1}{4m(m+1)} \delta_{m,k}$ et $(\vec{M}_{-1}, \vec{M}_{-1}) = 1$.

La Figure 50 montre la structure méridienne en h , u et v de ces ondes de Kelvin et Rossby longues pour un mode barocline donné (voir la légende), dans le cas d'un océan sans frontières en latitude. L'onde de Kelvin se reconnaît facilement par sa structure méridienne en forme de gaussienne centrée à l'équateur, que ce soit pour sa signature en niveau de la mer ou

en courant zonal. A noter également le maximum de h et le signe opposé du v pour les latitudes $4-5^\circ$ pour l'onde de Rossby du premier mode méridien (ces caractéristiques seront utilisées dans la section suivante). Il faut cependant garder à l'esprit que ces structures méridiennes dépendent également du mode barocline considéré. A titre d'exemple, une onde de Kelvin est d'autant plus piégée à l'équateur (gaussienne moins large) que l'on considère un mode barocline élevé (c_n faible). Les ondes de Rossby de mode méridien impair sont symétriques (resp. antisymétrique) par rapport à l'équateur en niveau de la mer et courant zonal (resp. courant méridien) tandis que celles de mode méridien pair sont antisymétriques (resp. symétrique).

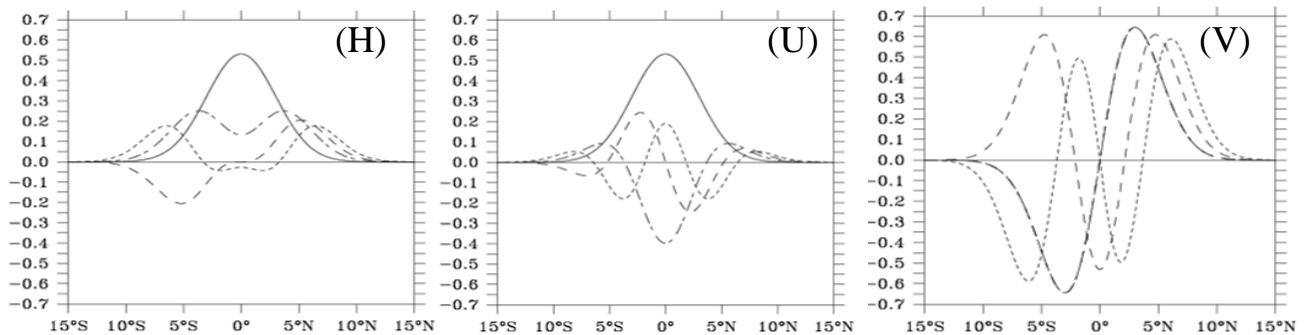


Figure 50 : Structures méridiennes théoriques normalisées des ondes équatoriales de Kelvin (trait continu), Rossby premier mode méridien ($m=1$, trait interrompu), deuxième mode méridien ($m=2$, tirets), troisième mode méridien ($m=3$, pointillés) pour le niveau de la mer (H, à gauche), le courant zonal (U, au centre) et le courant méridien (V, à droite). L'échelle horizontale a été convertie en grandeur physique (degrés latitude) en considérant une vitesse de phase du premier mode barocline $c=2.8\text{m/s}$, caractéristique du Pacifique équatorial ouest (cf. Bosc et Delcroix, 2008).

Il est important de souligner que les vecteurs $(u_m(y), h_m(y))_m$ ou $(v_m(y))_m$ ⁸ pour la dimension horizontale, et $(\varphi_n(z))_{n>0}$ pour la dimension verticale sont orthogonaux entre eux et forment une base complète de l'ensemble des solutions du système différentiel initial. Par conséquent, les ondes qui ont des modes verticaux et/ou des modes méridiens différents ne peuvent interférer entre elles. L'intérêt est grand puisque cela signifie que l'on peut, en théorie, quantifier la contribution respective de chaque onde à un signal donné.

2. Contribution des ondes équatoriales à un signal donné

Une méthode de décomposition horizontale du signal de courant zonal et niveau de la mer (u et h) en ondes de Kelvin et Rossby a déjà été présentée (e.g., Delcroix et al., 1994). Aucune méthode, à notre connaissance, n'a été publiée en ce qui concerne la décomposition du signal en vitesse méridienne v . C'est ce que nous nous attacherons à développer dans le

⁸ La différence entre les bases $(u_m(y), h_m(y))_m$ ou $(v_m(y))_m$ la première résout l'ensemble des ondes tandis que la seconde ne résout pas les ondes de Kelvin

paragraphe suivant. Dans un premier temps, nous rappellerons comment quantifier la contribution des ondes de Kelvin ou Rossby à un signal en courant zonal et en niveau de la mer.

a. Contribution des ondes de Rossby et Kelvin en courant zonal et niveau de la mer

Soit $\vec{S} = (u, h)$ le vecteur du signal en courant zonal u et niveau de la mer h qui vérifie le système (6). Les structures méridiennes théoriques des ondes en u et h sont données par les vecteurs :

$$\vec{M}_{-1}(y) = 2^{-1/2} \pi^{-1/4} e^{-y^2/2} \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix} \text{ pour les ondes de Kelvin et}$$

$$\vec{R}_1(y) = 2^{-3/2} \pi^{-1/4} e^{-y^2/2} \begin{bmatrix} y^2 - 3/2 \\ y^2 + 1/2 \end{bmatrix} \text{ pour le premier mode méridien des ondes de}$$

Rossby.

Ces vecteurs forment une base de vecteurs-solutions du système différentiel. Ainsi, tout signal $\vec{S} = (u, h)$ peut se décomposer selon ces vecteurs et s'écrire :

$$\vec{S} = \begin{bmatrix} u \\ h \end{bmatrix} = a_K \vec{M}_{-1}(y) + \sum_{m>0} a_{R,m} \vec{R}_m(y)$$

Pour estimer la contribution méridienne de chaque onde au signal, il suffit de projeter ce signal sur la structure méridienne de l'onde qui nous intéresse. Par exemple, la contribution d'une onde de Kelvin au signal s'écrit :

$$\begin{bmatrix} u_K \\ h_K \end{bmatrix} = a_K \vec{M}_{-1} \quad \text{où} \quad a_K = \frac{(\vec{S} / \vec{M}_{-1})}{\|\vec{M}_{-1}\|^2} = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} (uM_{-1}^u + hM_{-1}^h) dy}{\int_{-\infty}^{+\infty} (M_{-1}^u{}^2 + M_{-1}^h{}^2) dy}$$

Celle des ondes de Rossby s'écrit :

$$\begin{bmatrix} u_{R_m} \\ h_{R_m} \end{bmatrix} = a_{R_m} \vec{R}_m \quad \text{où} \quad a_{R_m} = \frac{(\vec{S} / \vec{R}_m)}{\|\vec{R}_m\|^2} = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} (uR_m^u + hR_m^h) dy}{\int_{-\infty}^{+\infty} (R_m^u{}^2 + R_m^h{}^2) dy}$$

que l'on peut aisément développer connaissant R_m et M_{-1} (cf. page 79).

b. Estimation de la contribution des ondes de Rossby au courant géostrophique méridien

En ce qui concerne les ondes de Kelvin, le problème de l'estimation de leur contribution aux vitesses méridiennes n'est jamais posé, étant donné que leur structure méridienne théorique en v ($v_{-1}(y)$) est nulle par définition. En ce qui concerne les ondes de Rossby, la structure méridienne en v est $v(y)=\psi_m(y)$. La difficulté arrive lorsque l'on veut calculer la contribution des ondes de Rossby, au courant méridien géostrophique (ce qui sera le cas au paragraphe suivant, Bosc et Delcroix, 2008) car, à l'équateur, il n'est pas rigoureux de calculer ces courants par géostrophie. Nous ne pouvons donc pas simplement projeter le signal v en vitesse géostrophique méridienne sur la structure méridienne théorique $\psi_m(y)$.

Cependant, une fois la contribution en u et h d'un type d'onde donnée obtenue, on peut en déduire la contribution en courant méridien v , en injectant ces contributions dans la première équation du système différentiel :

$$\frac{\partial u}{\partial t} - yv + \frac{\partial h}{\partial x} = 0$$

En utilisant les propriétés des fonctions $\psi_m(y)$ et les propriétés des ondes de Rossby longues et basse fréquence (relation de dispersion, forme exponentielle), on obtient alors, pour la contribution des ondes de Rossby à la vitesse méridienne:

$$v_{R_m}(x, y, z, t) = \frac{1}{2m+1} \frac{\partial a_{R_m}}{\partial x} \psi_m(y)$$

Cette méthode nous permet de faire abstraction du calcul de la vitesse méridienne V à l'équateur et nous permet d'obtenir simplement la contribution des ondes de Rossby à la vitesse méridienne. Nous allons utiliser ces méthodes afin d'étudier la contribution des ondes équatoriales de Rossby aux variations de volume d'eau chaude dans le Pacifique équatorial.

II. Etude des variations de volume d'eau chaude

Cette partie est dédiée à l'étude des variations de volume d'eau chaude du Pacifique équatorial, sur la période 1992-2006. Cette étude a fait l'objet d'un article scientifique publié dans le *Journal of Geophysical Research*. Le résumé en français de cet article se trouve en 1., suivi de l'article en 2.

1. *Résumé de l'article Bosc et Delcroix (2008)*

Les variations de contenu thermique, hauteur dynamique, niveau de la mer ou plus récemment volume d'eau chaude se sont révélées être des indices précieux pour l'étude du phénomène ENSO. Dans cet article, nous présentons une synthèse bibliographique des travaux concernant ces différentes variables, en mettant l'accent sur les variations de volume d'eau chaude définie comme le volume des eaux de température $> 20^{\circ}\text{C}$ (que nous appellerons *Warm Water Volume*, WWV par la suite). Ces variations de WWV sont analysées dans le Pacifique équatorial (5°N - 5°S) sur la période 1992-2006, à l'aide de données d'anomalies de niveau de la mer (SLA) obtenues par altimétrie, de données de vent et d'observations in situ.

Nous avons montré dans un premier temps que le WWV peut être estimé à partir de mesures de niveau de la mer, puis confirmé l'intérêt du WWV compte tenu de son caractère potentiellement prédictif d'ENSO. Pour la période 1992-2006, le WWV est en effet en avance de 2 saisons par rapport aux anomalies de température de surface (SST) de la région Niño3.4 (5°N - 5°S - 170°W - 120°W) couramment utilisées pour caractériser l'apparition d'El Niño : la corrélation entre ces 2 variables est de 0.87 lorsque le WWV est en avance de 21 semaines sur les anomalies de SST.

La contribution des transports méridiens géostrophiques et d'Ekman, à travers les frontières 5°N et 5°S , aux variations de WWV a été estimée à partir des données altimétriques (SLA) et de vent. Ces estimations ont été validées par comparaison avec des observations in situ (cf. Chapitre III, partie II). Cette étude nous permet de conclure que les variations de WWV dans toute la bande équatoriale 5°N - 5°S du Pacifique sur la période 1992-2006 résultent de manière résiduelle des transports méridiens de masse de nature géostrophique et d'Ekman qui ont des effets opposés.

Nous avons ensuite démontré, pour la première fois à partir d'observations, que les ondes de Rossby équatoriales du premier mode barocline, premier mode méridien étaient, au premier ordre, responsables des anomalies de transports géostrophiques méridiens d'eau chaude à travers les frontières 5°N et 5°S ⁹ : elles expliquent plus de 88% de la variance de ces transports. Ces ondes modifient sur leur passage, la pente zonale de la thermocline à l'échelle du bassin ; elles induisent ainsi des anomalies de courants et transports méridiens par géostrophie. De plus, les transports géostrophiques méridiens (5°N - 5°S) se propagent vers l'ouest (tout comme les ondes de Rossby équatoriales) avec une vitesse de propagation de $0,77 \pm 0,04$ m/s qui correspond à la vitesse de phase des ondes de Rossby premier mode barocline, premier mode méridien ce qui confirme la contribution de ces ondes de Rossby.

⁹ Pour ce faire, nous avons utilisé la méthode exposée en I., concernant la décomposition du signal vitesse méridienne sur les ondes de Rossby longues

Nous avons également étudié l'origine de ces ondes de Rossby. Elles semblent être essentiellement forcées par le vent à l'ouest de 130°W. A titre d'exemple, la corrélation entre les vents du Pacifique centre-est (région 150°W-130°W, 5°N-5°S) et la contribution des ondes de Rossby aux anomalies de niveau de la mer 30° plus à l'ouest, est de -0.8 pour des anomalies de niveau de la mer en retard de 1 à 2 mois. Ce retard est cohérent avec le temps de propagation des ondes de Rossby premier mode barocline premier mode méridien (30° longitude parcourus en 1 à 2 mois correspond à une vitesse de phase de 1,4 à 0,7m/s) et permet d'expliquer l'origine de ces ondes de Rossby par forçage atmosphérique.

Par ailleurs, nous avons proposé une explication au potentiel prédictif du WWV. Les transports méridiens géostrophiques apparaissent, en opposition de phase et proportionnels aux anomalies de SST dans la région Niño3.4. Par conséquent, lorsque l'on intègre ces transports dans le temps pour obtenir leur contribution aux anomalies de WWV, on introduit un décalage dans le temps, et plus précisément, une avance de phase du WWV sur la SST dans la région Niño3.4.

Plusieurs sujets ont ensuite été discutés : le lien entre nos observations et la théorie de l'oscillateur Rechargé-Déchargé, la comparaison des différentes recharges et décharges suivant les événements El Niño, ainsi que l'évolution de la relation entre les variations de volume d'eau chaude et les anomalies de SST dans la région Niño3.4. Nous montrons notamment que les événements El Niño de la période 1982-1993 ont des processus de recharge et décharge comparables en amplitude et en évolution dans le temps (bien que ces événements aient été très différents en terme d'anomalies de SST). Dans la période 1993-2007, les processus de recharge et décharge sont très hétérogènes selon les événements. Les événements semblent également plus fréquents et les maxima d'amplitudes d'anomalies de SLA (représentatifs des anomalies de WWV) se situent plus au centre du bassin. Ces différences pourraient être attribuées respectivement, à une intensification de l'activité des ondes de Rossby premier mode barocline, premier mode méridien à partir de 1993 et/ou en liaison avec le concept du El Niño modoki introduit récemment dans la littérature. Une étude sur une plus longue période serait donc très instructive pour affiner ces hypothèses.

2. Article : Observation des ondes de Rossby équatoriales et variations de volume d'eau chaude dans le Pacifique équatorial en liaison avec le phénomène ENSO.



Observed equatorial Rossby waves and ENSO-related warm water volume changes in the equatorial Pacific Ocean

Christelle Bosc¹ and Thierry Delcroix¹

Received 26 October 2007; revised 1 February 2008; accepted 26 February 2008; published 4 June 2008.

[1] Modifications of the volume of warm water above the thermocline in the equatorial Pacific are thought to be critical for ENSO (El Niño Southern Oscillation) preconditioning, development and prediction. In this paper, changes in this Warm Water Volume (WWV) are first reviewed from the literature, and then analyzed within 5°N–5°S in using 1992–2006 altimeter-derived sea level anomalies (SLA) and in situ observations. We conclude that the 1992–2006 WWV changes in the equatorial band are a residual from the opposite effects of zonally integrated meridional Ekman and geostrophic transports of warm water, the latter being estimated from SLA and validated against in situ observations. For the first time with observations, we evidence first baroclinic first meridional mode equatorial Rossby waves to be responsible for the anomalous meridional geostrophic transports of warm water, in changing the basin-scale zonal pressure gradient. These transports appear in phase opposition and proportional to the anomalous Sea Surface Temperature (SST) in the region NIÑO3.4 (170°W–120°W, 5°N–5°S). The links between our observational results and the recharge/discharge oscillator theory, the differences in WWV between ENSO events, and the hint for possible recent changes in the relation between WWV and NIÑO3.4 SST are discussed.

Citation: Bosc, C., and T. Delcroix (2008), Observed equatorial Rossby waves and ENSO-related warm water volume changes in the equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, *113*, C06003, doi:10.1029/2007JC004613.

1. Introduction

[2] The El Niño Southern Oscillation (ENSO) event represents the most energetic year-to-year climate variation in the tropical Pacific, with many adverse or beneficial environmental and socio-economic impacts at global scale [Philander, 1990; Glantz, 1996; Goddard and Ditley, 2005; McPhaden *et al.*, 2006a]. Owing to tremendous progress in monitoring, understanding, modeling and forecasting ENSO in recent years, the ENSO basic physics is now *relatively* well understood. In particular, four major theories were proposed to account for its quasi-cyclic nature with periods of 3–7 years: the delayed action oscillator [Suarez and Schopf, 1988], the western Pacific oscillator [Weisberg and Wang, 1997], the advective-reflective oscillator [Picaut *et al.*, 1997], and the recharge – discharge (RD) oscillator [Jin, 1997]. A proposed unified theory and a review of these four theories are given by Wang [2001] and Wang and Picaut [2004].

[3] For El Niño events to develop, once started, these four theories all involve the same positive feedback [Bjerknes, 1969] in which westerly wind anomalies in the western equatorial Pacific and warm Sea Surface Temperature (SST) anomalies in the eastern equatorial Pacific reinforce each

other, whatever the atmospheric or oceanic anomalies first appear. As a negative feedback, the first three theories only explicitly entail equatorial waves and their reflections at the western and/or eastern boundaries for the system to oscillate. Regarding the fourth theory (the RD oscillator), Jin [1997] noted that “the detail wave propagation process is not emphasized” even though equatorial waves are important in the adjustment of the equatorial ocean. Interestingly, the RD oscillator is also the only one theory to stress the need for an accumulation and depletion of mass in the equatorial band (in agreement with observations, see below), and so for a latitudinal mass exchange between the equatorial and off-equatorial regions for ENSO to be a cycle. These features of the RD oscillator are sketched in the schematic diagrams drawn by Jin [1997], Meinen and McPhaden [2001], and Clarke *et al.* [2007].

[4] Studies that contributed to bring about and improve aspects of the RD oscillator have so far considered different variables: sea level, upper layer heat content, upper layer dynamic height anomalies, thermocline depth, and the related Upper Layer Volume (ULV) and/or Warm Water Volume (WWV). Rébert *et al.* [1985] showed from the analysis of in situ observations, at few locations, that these variables generally agree well in the tropical Pacific. In particular, the agreement between sea level and thermocline depth (and so WWV) was found much better in the equatorial band because the ocean there does behave like a 1.5 layer ocean system given the well-marked thermocline. In the following paragraph, the discussion

¹Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), CNES/CNRS/IRD/UPS, Toulouse, France.

C06003

BOSC AND DELCROIX: EQUATORIAL WAVES AND WARM WATER VOLUME

C06003

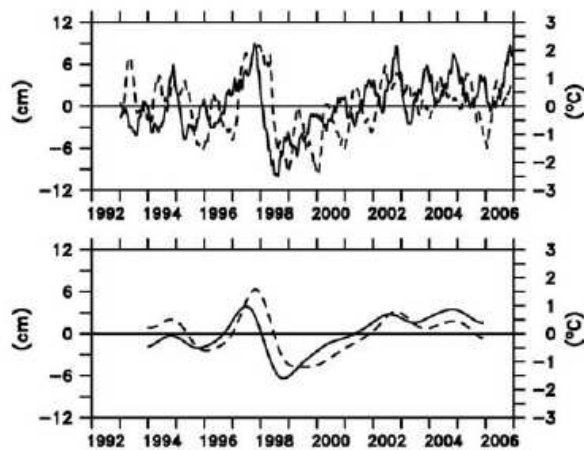


Figure 1. Time series of sea level anomalies averaged within 5°S – 5°N , 120°E – 80°W (full lines, left vertical axes, units are in centimeters) and Niño3.4 SST anomalies averaged within 5°S – 5°N , 170°W – 120°W (dashed lines, right vertical axes, units are in Celsius). The anomalies are relative to the 1993–2006 time period. The top panel shows weekly values, and the bottom panel shows the interannual variations estimated by filtering the weekly values with a 105-week Hanning filter.

of some background findings regarding aspects of the RD oscillator should thus consider all these variables as being interchangeable.

[5] The RD oscillator roots on the early results of *Wyrtki* [1985]. This author showed that the so-called ULV, as estimated from 1975–1983 scattered island-based sea level measurements, builds up within 15°S – 15°N prior to the moderate 1976–1977 and very strong 1982–1983 El Niño events, and then drops off during the mature phases with a move of the above normal ULV to higher latitudes. On the basis of the 1985–1989 more uniformly distributed GEOSAT sea level measurements, *Miller and Cheney* [1990] found that the ULV did decrease following the 1987–1988 El Niño, though only within about 8°N – 8°S latitude of the equator and with a corresponding rise in the northern tropical zone only. In using a simple coupled model, *Zebiak and Cane* [1987] and *Zebiak* [1989] established that above normal heat content in the equatorial band is a necessary, though not sufficient, condition for El Niño event to occur. *Zebiak* [1989] showed, in particular, that at the ENSO timescale, changes in heat content within 15°S – 5°S and 5°N – 5°S are almost in phase, and both latitudinal bands are out-of-phase with the one within 5°N – 15°N . Latter on, *Delcroix* [1998] and *Meinen and McPhaden* [2000] analyzed 15–20 yearlong changes in 0/450 dbar dynamic height anomalies and WWV (i.e., the volume of “warm” water above the thermocline chosen as the depth of the 20°C isotherm), respectively. They found two primary modes of ENSO variability: a well-known east-west tilting mode in the equatorial band, and a RD mode which redistributes WWV between about 15°S – 5°N and 5°N – 20°N . *Alory and Delcroix* [2002] reached similar conclusions with the 1992–1999 Topex/Poseidon (TP) sea level measurements, and a 1964–1999 validated linear model

simulation of sea level. Interestingly, these last studies concluded that the RD mode leads the tilting mode by about half a year. Moreover, they confirmed that the RD mode is by far not symmetrical about the equator, and specifically that the WWV is chiefly redistributed between the two 20°S – 5°N and 5°N – 20°N latitudinal bands at the ENSO timescale, with the largest changes occurring within 5°N – 5°S . *Meinen and McPhaden* [2001] then evidenced that the 1993–1999 observed WWV changes in an equatorial box (156°E – 95°W , 8°N – 8°S) are concurrent with ENSO, and mostly result from Ekman and geostrophic transports across the lateral box boundaries, with the meridional transports dominating. A consistent result was obtained by *Meinen* [2005] for the 1993–2003 period, in using a slightly different equatorial box (bounded at 5°N – 5°S instead of 8°N – 8°S) and a combination of hydrography, altimeter-derived sea level and Sverdrup transport calculations.

[6] While ENSO is the most predictable year-to-year climate change on Earth, current ENSO forecasts still need to be improved either from statistical or dynamical models [e.g., *Kirtman et al.*, 2001]. The potential for predictions relies, at least, on the knowledge of: westerly wind anomalies and/or Madden Julian Oscillation (MJO) activities in the western equatorial Pacific [*Slingo et al.*, 1999; *McPhaden et al.*, 2006b], zonal displacements of the eastern edge of the western Pacific warm pool [*Clarke and Van Gorder*, 2001], SST anomalies in the south-eastern tropical Indian ocean [*Terray and Dominiak*, 2005], and changes in the WWV of the equatorial Pacific [*Zebiak and Cane*, 1987; *McPhaden et al.*, 2006b]. That last predictor highlights the importance of the equatorial band in the RD oscillator theory. To illustrate its value, Figure 1 compares the 1992–2006 time series of sea level (a proxy for WWV, see below) averaged in the whole equatorial band and SST anomalies averaged in the Niño3.4 box (see the caption for details). The best correlation between the two interannual time series is $R = 0.87$, obtained when the sea level leads the SST changes by 21 weeks (about 5 months). (Unless mentioned otherwise, all correlations in the paper are statistically significant at the 95% confidence level after taking into account the autocorrelations of time series [see *Emery and Thomson*, 1998]). Noteworthy, the largest time lag occurred during the 1997–98 El Niño event, and the agreement applies in phase but not in amplitude as sea level and SST anomalies are not strictly proportional (as discussed below).

[7] As noted above, some interesting aspects of the RD oscillator conceptual model are: the unnecessary need to track equatorial wave propagations and their reflections, the requirement for a latitudinal mass exchange for ENSO to oscillate, an intrinsic potential for the prediction of the El Niño phase, and (not mentioned before) its likely relevance at decadal timescale [*Hasegawa and Hanawa*, 2003; *Cibot et al.*, 2005]. These features all concern the equatorial band. Hence as a first step, the aim of the present study is to focus on mechanisms responsible for WWV changes in the equatorial region only. The use of satellite-derived sea level and wind products covering the 1992 to 2006 years will enable us to quantify WWV changes, to assess the relative contribution of Ekman and geostrophic transports of warm water in these changes, and most of all, for the first time to our knowledge, to evaluate the role of *observed* equatorial

waves in the geostrophic transports involved in the RD of the equatorial band.

[8] The paper is organized as follows. Section 2 describes the data and data processing. Section 3 discusses the way we estimate Ekman transports, WWV, geostrophic currents and transports from sea level only, as well as the contribution of equatorial waves to these transports. Section 4 focuses on the key role of equatorial Rossby waves on WWV changes, compares WWV time series and spatial patterns for different El Niño episodes, and discusses the underlying mechanisms. A conclusion and discussion are then tackled in the last section.

2. Data and Data Processing

[9] Seven primary data sets are used in this study. The first data set is the Sea Level Anomaly (SLA) product generated by the AVISO altimetry program [Ducet et al., 2000]. The SLA product is available onto $1/3^\circ$ longitude by $1/3^\circ$ latitude by one week grid mesh, and it includes the TOPEX/Poseidon and ERS1 or ERS2 data from October 1992, to August 2002, the Jason and ERS2 data from August 2002 to June 2003, and the Jason and ENVISAT data since June 2003. The SLA was computed relative to the 1993–2006 period. The second data set is the SST product available onto 1° longitude by 1° latitude by one week, from 1982 to the present time [Reynolds et al., 2002]. The third data set is the $1/4^\circ$ longitude by $1/4^\circ$ latitude by one week wind stress data derived from the ERS and Quikscat satellites [Bentamy et al., 1999], over the August 1991 to January 2001 and July 1999 to March 2007 period, respectively. The fourth data set is the monthly temperature measurements originating from the TAO-TRITON moorings within 8°N – 8°S , as well as the monthly current measurements at the equator and 147°E , 156°E , 165°E , 140°W and 110°W [McPhaden, 1995]. Only the near-surface Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) measurements are considered here for the currents. The fifth data set is the 0.5° latitude by 5 m gridded current measurements obtained from a collection of 42 cruises carried out along the 165°E longitude during 1984–1992 [Delcroix and Eldin, 1995; Delcroix and Picaut, 1998]. The sixth data set is the 5° longitude by 1° latitude by 2 months gridded 20°C isotherm depth (Z_{20}), derived from XBT, TAO-TRITON and CTD measurements over the 1979–1992 period [Durand and Delcroix, 2000]. The last data set is the monthly values of the 1980–2007 WWV averaged within 120°E – 80°W , 5°N – 5°S , computed as by Meinen and McPhaden [2001] and made available on the Web (http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/wwv/).

[10] The original SLA, SST and wind stress fields were reprocessed onto the same 1° longitude by 0.5° latitude by one week gridded fields in using subsampling technique or simple linear interpolations. The ERS wind product was further adjusted so that the mean ERS wind stress components equal the mean Quikscat components over the overlapping July 1999 to January 2001 period. The SLA, SST and wind stress gridded fields were finally smoothed with 11° longitude, 3.5° latitude and 5-week Hanning filters to reduce small-scale noise and/or possibly realistic physical high-frequency signals not considered here. Interannual variations discussed in Figure 1 and below were estimated

by filtering the weekly values with a 105-week (about 2 years) Hanning filter.

3. Methods

[11] This section details the way we estimate Ekman transports, (and validate) warm water volume, geostrophic surface currents and geostrophic transports from SLA, and the contribution of equatorial Rossby waves to the geostrophic transports.

3.1. Ekman Transports

[12] The zonal (U_e) and meridional (V_e) Ekman transports are computed from the meridional (τ^y) and zonal (τ^x) wind stress, so that $U_e = \tau^y/\rho_e f$ and $V_e = -\tau^x/\rho_e f$, where ρ is the upper ocean density (taken as 1023 kg m^{-3}) and f is the Coriolis parameter [Pond and Pickard, 1983]. As discussed by Meinen and McPhaden [2001] and Meinen [2005], choosing other available wind products than the one used here does not significantly change the results as long as we are interested in the low frequency changes of the Ekman transports.

3.2. Warm Water Volume

[13] Following Meinen and McPhaden [2000], we define the WWV as the volume of warm water located above the thermocline (h). As noted in the Introduction, in the tropical Pacific, changes in the thermocline depth (h') can be estimated from changes in sea level (η) with $h' = -(\rho/\Delta\rho)\eta$. The WWV tendency for a given spatial domain delimited by eastern (E), western (W), northern (N), and southern (S) limits can then be estimated from sea level as:

$$\partial WWV / \partial t = (\rho / \Delta\rho) \partial / \partial t \left(\int_E^W \int_S^N \eta dx dy \right) \quad (1)$$

For three sites in the equatorial band, Santa Cruz, Christmas, and Kapingamarangi Islands, Rébert et al. [1985] showed that the values of $\rho/\Delta\rho$ range within 160 and 200. Holland and Mitchum [2003] used a value of $\rho/\Delta\rho = 200$ in updating to 1975–2002 the ULV time series originally derived by Wyrtki [1985]. An estimation of a mean $\rho/\Delta\rho$ value was established here for the 120°E – 80°W , 5°N – 5°S domain by comparing the 1992–2006 WWV computed from in situ thermocline depths (Z_{20}), as by Meinen and McPhaden [2001], versus the WWV computed from the areal integral of sea level as in equation (1). The best fit between the two time series was obtained with $\rho/\Delta\rho = 180$. Physically, it means that an increase of 10 cm in sea level corresponds to a deepening of 18 m in thermocline depth. With such a mean value for $\rho/\Delta\rho$, Figure 2 clearly evidences that altimeter-derived sea level is an excellent surrogate variable for WWV in the equatorial band ($R = 0.86$), in agreement with the results of Meinen [2005]. The small differences between the two curves reflect the contribution of salinity changes in sea level (not accounted for with in situ thermocline depth), the different sampling characteristics and errors of altimeter and in situ measurements, as well as the approximation of the true ocean as behaving like a 1.5 layer ocean model with a $\rho/\Delta\rho$ constant in time and space.

C06003

BOSC AND DELCROIX: EQUATORIAL WAVES AND WARM WATER VOLUME

C06003

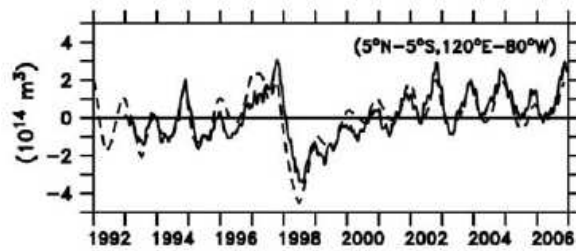


Figure 2. Time series of warm water volume anomalies averaged within 120°E – 80°W , 5°N – 5°S , as estimated from sea level (solid line) and in situ measurements (dashed line). The anomalies are relative to the 1993–2006 time period. Units are in 10^{14} m^3 .

3.3. Geostrophic Currents and Transports

[14] The zonal (U_g) and meridional (V_g) geostrophic transports of warm water across a meridional (y_0) or zonal (x_0) boundary are defined as:

$$U_g = \int_S^N \int_{z=0}^h u_g(x_0, y, z) dz dy \quad (2a)$$

$$V_g = \int_E^W \int_{z=0}^h v_g(x, y_0, z) dz dx \quad (2b)$$

[15] To estimate these transports from altimeter-derived sea level (η), we first computed the zonal (u_g) and meridional (v_g) geostrophic currents at the surface ($z = 0$) as:

$$f u_g = -g \partial \eta / \partial y, \text{ for } y \neq 0 \quad (3a)$$

$$\beta u_g = -g \partial^2 \eta / \partial y^2, \text{ for } y = 0 \quad (3b)$$

$$f v_g = g \partial \eta / \partial x \quad (3c)$$

where g is the acceleration due to gravity ($9.81 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), and β the meridional derivative of the Coriolis parameter at the equator ($2.28 \cdot 10^{-11} \text{ rad s}^{-1} \text{ m}^{-1}$). Following *Picaut and Tournier* [1991], a correction factor $C(y)$ was first added to the sea level field (η) to ensure continuity between u_g calculated from the first and second derivative calculations. That factor is expressed as:

$$C(y) = -(\partial \eta / \partial y)_{y=0} y e^{(-y^2/L^2)} \quad (4)$$

Given the equations (3) and (4), u_g and v_g were calculated from the gridded sea level (η) using centered finite difference schemes, with a trapping scale L of 2° latitude. This method has proven quite efficient to estimate zonal surface current right at the equator [*Delcroix et al.*, 1994, 2000], despite the high sensitivity of u_g to small sea level error at this location. As a matter of fact, Figure 3 shows a

comparison between the longest time series of estimated and observed surface current at 0° – 165°E during 1992–2006 (values at 35 m were used for the in situ measurements for completeness). The correlation coefficient and ratio of standard deviation are 0.81 and 0.85, respectively. Some statistics of comparisons for other mooring sites are given by *Delcroix et al.* [2000, Table 1] for the 1992–1998 period. We are thus now quite confident in our geostrophic surface currents derived from altimeter data.

[16] In order to evaluate the geostrophic transport in equation (2), it remains to estimate the integration depth (h), and the geostrophic velocities at any depth, knowing the surface geostrophic currents only. Several tests were made for determining the integration depth: constant values ranging from 50 to 150 m, spatially varying values based on $\bar{Z}_{20}(x, y)$ the 1979–1992 mean thermocline depth [*Durand and Delcroix*, 2000], and time-space varying values estimated from the mean thermocline depth $\bar{Z}_{20}(x, y)$ and the sea level (η) so that:

$$h(x, y, t) = \bar{Z}_{20}(x, y) + \frac{\rho}{\Delta \rho} \eta(x, y, t) \quad (5)$$

[17] We also tried several hypotheses for the vertical profile of the geostrophic velocity: a constant velocity from the surface down to the thermocline (h), a linearly decreasing velocity from u_g at the surface to $u_g = 0$ at the thermocline depth (h), and a statistically derived velocity profile based on the linear regression between surface velocities and velocities at depth measured during western Pacific cruises [*Delcroix and Eldin*, 1995; *Delcroix and Picaut*, 1998]. The different possibilities for the integration depths and velocity profiles were combined, and the best choice was determined by comparing our geostrophic transport estimates with the ones obtained from in situ measurements across the boundaries of the 8°N – 8°S , 156°E – 95°W box [*Meinen and McPhaden*, 2001]. The best comparison was obtained in using an integration depth given in equation (5), a linear velocity vertical profile for the meridional transports, and a statistically derived vertical profile for the zonal transports. The comparisons are shown in Figure 4 for the meridional transports across the 8°N and 8°S latitudes. The correlation coefficients between the geostrophic transports derived from sea level only and the ones derived from in situ measurements are $R = 0.94$, 0.94 , and

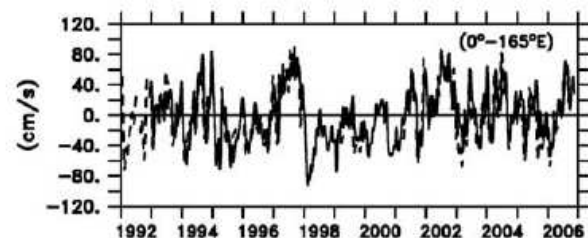


Figure 3. Comparison between altimeter-derived (solid line) and near-surface TAO/TRITON-derived zonal current anomalies (dashed line) at Eq.– 165°E . The anomalies are relative to the overlapping time period of the years 1993–2006. Positive values denote eastward currents. Units are in cm/s .

C06003

BOSC AND DELCROIX: EQUATORIAL WAVES AND WARM WATER VOLUME

C06003

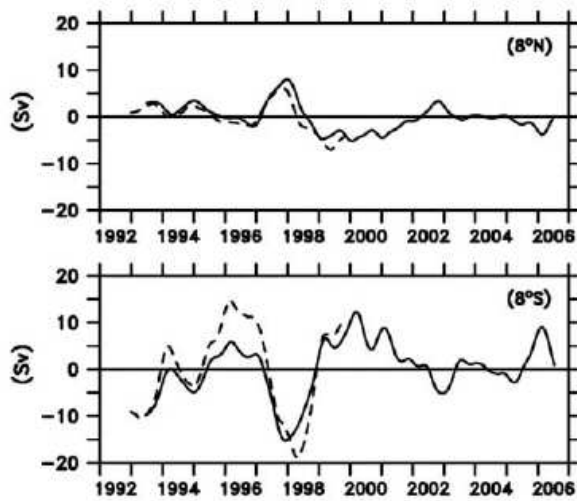


Figure 4. Time series of anomalous geostrophic transport of warm water across (top) 8°N and (bottom) 8°S , integrated from 156°E to 95°W . The full lines represent our estimated transport derived from sea level only and the best configuration of integration depth and vertical velocity profiles (see section 3). The dashed lines, running from 1993 to 1999, represent the transports calculated from in situ measurements only [see *Meinen and McPhaden*, 2000]. Note that a 20-week Hanning filter was applied on each estimated time series, to resemble the data processing performed by these last two authors. The anomalies are relative to the 1993–1999 common time period. Positive values denote northward transports. Units are in Sverdrups.

0.82, and the ratios of standard deviation are 1.0, 0.68, and 0.59, across 8°N , 8°S , and 156°E , respectively. The total geostrophic transports also compare quite well, with $R = 0.91$, and a ratio of 0.69. We are thus now rather confident in our geostrophic transports derived from altimeter data.

[18] The respective contribution of first baroclinic ($c = 2.8 \text{ m s}^{-1}$) Kelvin and gravest Rossby modes to the surface current anomalies were obtained from sea level anomalies, following the method of *Delcroix et al.* [1994, 2000]. The contribution of the Kelvin and Rossby modes to the geostrophic transports was then estimated in using the integration depth in equation (5) and a first baroclinic mode mean vertical velocity profile. Details are given in the Appendix. Noteworthy, the first meridional mode ($m = 1$) Rossby wave results in meridional current anomalies which are maximum within 3 – 5° latitude and of opposite sign in the northern and southern hemispheres (Figure A1). As a remarkable consequence, downwelling (upwelling) Rossby waves will generate meridional geostrophic divergence (convergence) that will act to drain (fill up) the equatorial band. We will make use of this key feature in the following section.

4. Warm Water Volume, Meridional Transports and Equatorial Waves

4.1. Warm Water Volume and Meridional Transports

[19] Time series of the WWV changes derived from sea level was shown in Figure 2 for the 5°N – 5°S , 120°E – 80°W

domain. The time series is reproduced in Figure 5 and compared to the time-integrated net (geostrophic + Ekman) meridional transports of warm water across 5°N and 5°S , integrated from the western (120°E) to the eastern (80°W) Pacific boundaries. Figure 5 shows that the two estimates of WWV changes agree quite well. For the unfiltered data, the correlation coefficient and ratio of standard deviation ($\sigma_{\text{vg+ve}}/\sigma_{\text{wwv}}$) between the two time series are $R = 0.79$ and 1.6, respectively (0.82 and 1.3 at the interannual timescale). The small differences between the net meridional transports and WWV represent an estimate of the combined errors in: estimating WWV and meridional geostrophic transports from sea level only (see section 3), computing meridional Ekman transports from an inevitably imperfect wind field, and neglecting possible changes in cross-isothermal transports (see the discussion by *Meinen and McPhaden* [2001]). Regarding that last source of errors, there is no obvious link in Figure 5 between the magnitude of the differences between the two curves and the occurrence of ENSO events, suggesting that downward (upward) transports may not be enhanced during El Niño (La Niña) events at basin scale. Despite these small differences, the good accord in Figure 5 clearly shows that WWV changes result for a large part from the net convergence and divergence of meridional transports in the equatorial band during 1992–2006. Our results are consistent with the ones obtained from in situ measurements for shorter time periods and different spatial boxes (1992–1999 and 8°N – 8°S , 156°E – 95°W by *Meinen and McPhaden* [2001]; 1992–2003 and 5°N – 5°S , 156°E – 95°W by *Meinen* [2005]), as well as with Sverdrup (i.e., geostrophic + Ekman) transports determined in using wind observations only [*Meinen*, 2005].

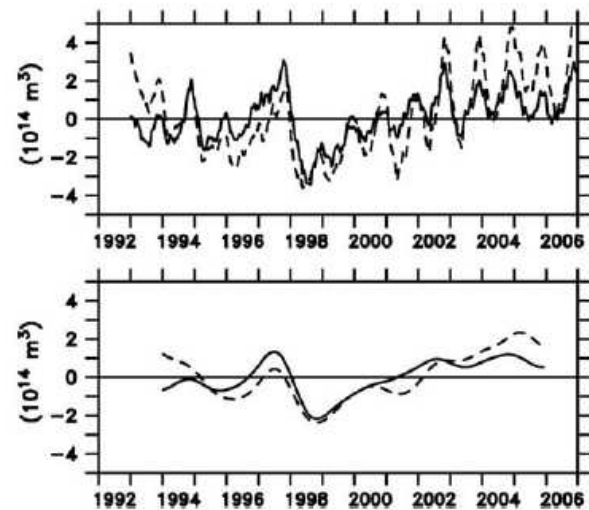


Figure 5. Time series of warm water volume anomalies, as estimated from (full lines) the sea level anomalies averaged within 120°E – 80°W , 5°N – 5°S , and (dashed lines) the net (geostrophic + Ekman) meridional transport anomalies entering the 5°N – 5°S equatorial box. The top panel shows weekly values, and the bottom panel shows the interannual variations estimated by filtering the weekly values with a 105-week Hanning filter. The anomalies are relative to the 1993–2006 time period. Units are in 10^{14} m^3 .

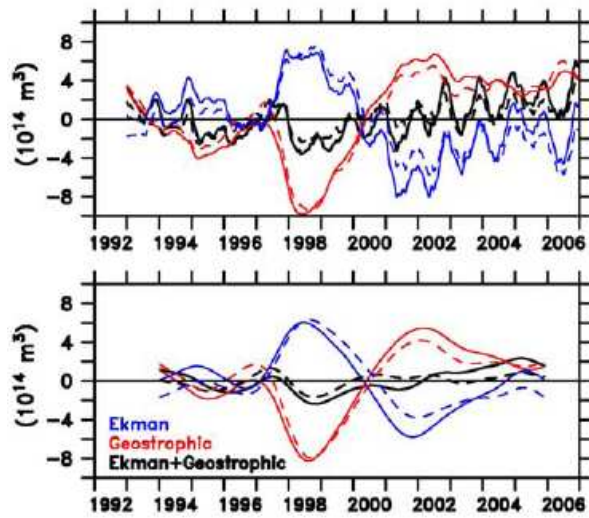


Figure 6. Time series of time integrated meridional (red curves) geostrophic transports, (blue curves) Ekman transports, and (black curves) geostrophic plus Ekman transports entering the 5°N–5°S equatorial box. The full lines represent the transports integrated from 120°E to 80°W, the dashed lines from 150°E to 80°W. The top panel shows weekly values, and the bottom panel shows the interannual variations estimated by filtering the weekly values with a 105-week Hanning filter. The anomalies are relative to the 1993–2006 time period. Units are in 10^{14} m^3 .

[20] Looking at the two contributors of the net time-integrated transport, Figure 6 illustrates one basic feature of the meridional circulation in the equatorial band: the com-

peting poleward Ekman and equatorward geostrophic transports (and vice versa). It also indicates that the net time-integrated meridional transports displayed in Figure 5 actually represent a small residual between the geostrophic and opposite Ekman transports. It further reveals that the geostrophic and Ekman transports mostly concern the 150°E–90°W longitudes, with a marginal contribution of the longitudes located west of 150°E and east of 90°W. *Meinen and McPhaden* [2001] computed the 1993–1999 net meridional transports from in situ observations across 8°N and 8°S and also concluded that the largest variability occurs in the ocean interior. *Alory and Delcroix* [2002] analyzing the 1964–1999 modeled transports obtained a comparable result regarding the weak contribution of the westernmost and easternmost longitudes. With this caveat, we now concentrate on the meridional geostrophic transports within 150°E–90°W, a zonal band where our wave decomposition technique is exploitable (see the Appendix).

4.2. Warm Water Volume and Equatorial Waves

[21] To set the context regarding equatorial waves, the longitude-time variations of the 5°N–5°S averaged SLA, first baroclinic equatorial Kelvin and $m = 1$ Rossby wave contributions to sea level are shown in Figure 7 for the 1992–2006 period. Previous works have already investigated the links between a subset of these SLA, the anomalous wind and SST fields (not shown here), and the related sequential propagations of the equatorial Kelvin and Rossby waves [e.g., *Boulangier and Menkes*, 1999; *McPhaden and Yu*, 1999; *Delcroix et al.*, 2000; *Picaut et al.*, 2002; *Lengaigne et al.*, 2002; *Hackert et al.*, 2007]. The derived analyses mostly focused on: (a) how the zonal surface currents associated with the equatorial waves contributed to ENSO events, (b) whether or not the waves were wind forced or reflected at the eastern and/or western boundaries,

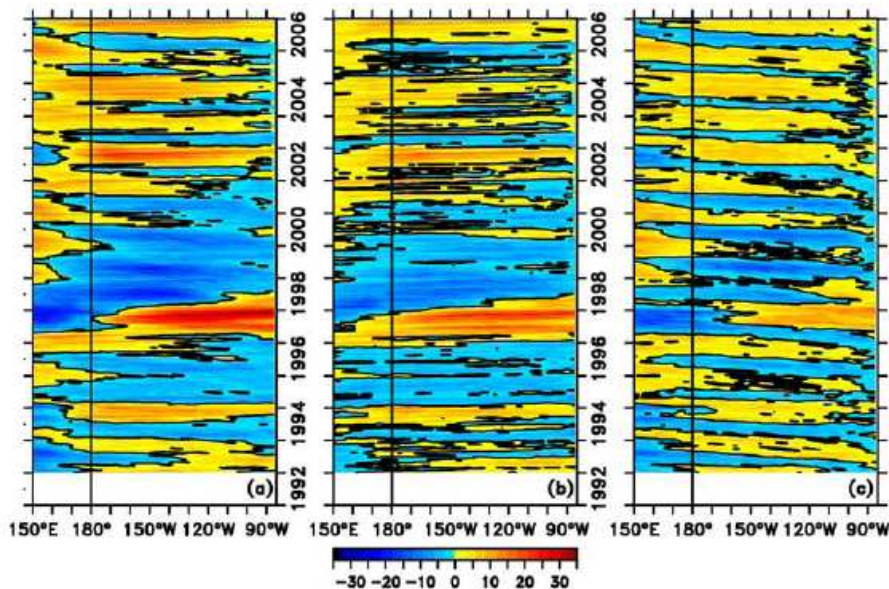


Figure 7. Longitude-time distributions of 5°N–5°S averaged (a) sea level anomalies, (b) first baroclinic Kelvin, and (c) first meridional mode Rossby contribution to the sea level anomalies. Units are in centimeters. The anomalies are relative to the 1993–2006 time period.

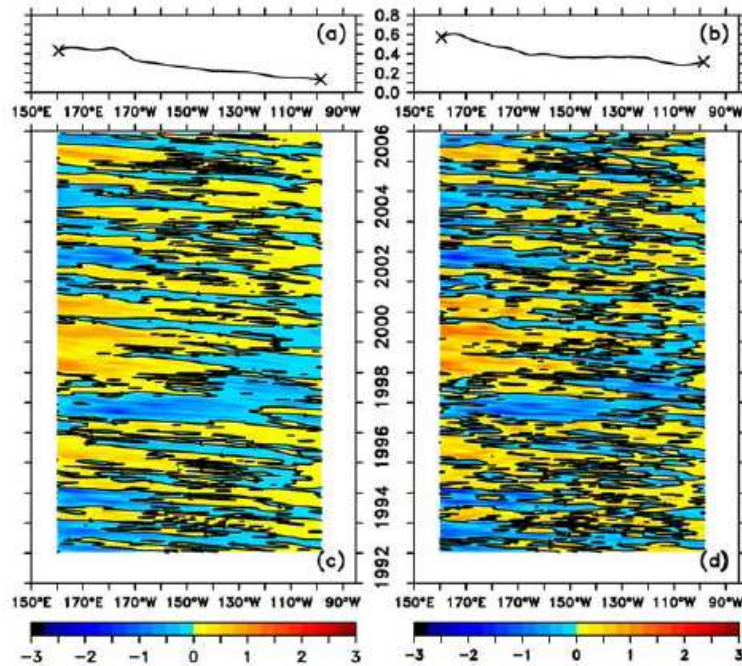


Figure 8. Zonal distribution of the standard deviations of (a) the meridional geostrophic transport anomalies entering the 5°N–5°S equatorial box and (b) the first baroclinic first meridional mode Rossby contribution to this transport. The corresponding longitude-time distributions of the anomalous transports are shown in (c) and (d), respectively. Units are in Sverdrups per degree longitude. The anomalies are relative to the 1993–2006 time period. Note that a 20° longitude Hanning filter was applied for clarity.

and (c) the role of westerly wind bursts and initial conditions for El Niño events to develop. Hence those aspects, some of which being detectable from Figure 7, will not be dealt with here (except the origin of Rossby waves in section 4.3) as they are rather well documented already. Rather, we focus on how the meridional surface currents associated with equatorial waves affect the ENSO features via the recharge/discharge of the equatorial band. Of note, it is worth reminding that equatorial Kelvin waves have no meridional current signature ($v = 0$, see the Appendix). The contribution of equatorial Rossby wave only is thus analyzed below.

[22] The longitude-time distribution of the anomalous meridional geostrophic transports of WWV entering the 5°N–5°S equatorial band is shown in Figure 8c. We clearly observe westward propagation during the whole period, with the anomalies crossing the basin in about half a year. The analysis of significant time lag correlations between all the 10°-longitude averaged SLA time series for the central basin (160°E–140°W) yields phase speed of 0.77 ± 0.04 m/s (the second number is one standard deviation). It corresponds to the theoretical phase speed of the first baroclinic $m = 1$ Rossby wave [$c/(2m + 1)$], with c ranging within 2.3 and 2.8 m/s in this longitudinal band when computed from climatological density profiles [Picaut and Sombardier, 1993]. The variability of these transports (Figure 8a) increases westward, with the largest values west of 170°W, meaning that the geostrophic WWV recharge/discharge of the equatorial band mostly occur in the western half of the basin. This westward increase still remains (figure not shown

here) if the sloping thermocline depths along 5°N and 5°S [$Z_{20}(x, 5^\circ\text{N})$ and $Z_{20}(x, 5^\circ\text{S})$ in equation (5)] involved in the vertical integration of the transports are replaced by a longitudinally constant thermocline depth [$Z_{20}(x, 5^\circ\text{N}) = Z_{20}(x, 5^\circ\text{S}) = 100$ m]. Such a test indicates that the transport variability is mostly influenced by the changes of SLA (hence thermocline slope anomaly) rather than of mean thermocline. Interestingly, the transport contribution of the first baroclinic $m = 1$ Rossby mode (Figures 8c and 8d) is almost identical to the above-noted anomalous transports. The phase speed of the propagation is then 0.84 ± 0.04 m/s. Clearly, Figures 8a–8d indicate that the meridional geostrophic transport anomalies filling up or draining the equatorial band can be fairly well reproduced using only the first baroclinic $m = 1$ Rossby modes. Besides, the phase speed agreement in Figures 8c–8d justifies a posteriori using the first baroclinic mode phase speed to project the SLA.

[23] The meridional geostrophic transports across the 5°N and 5°S latitudes (again counted positive when directed to the equator), now integrated from 150°E to 90°W, are compared with the contribution of the first baroclinic $m = 1$ Rossby mode, for the weekly (Figure 9a) and 105-week Hanning filtered (Figure 10) values. Again, it shows that the Rossby mode explains most of the meridional geostrophic transports, accounting for about 88% of the total variance ($R = 0.94$). It also shows that the discharges of the equatorial band clearly occurred during the 1992–1994 (easily visible in 1994 in Figure 10), 1997–1998 and 2002, 2004, and 2006 (not visible in Figure 10) El Niño events, and the recharges happened conversely during the

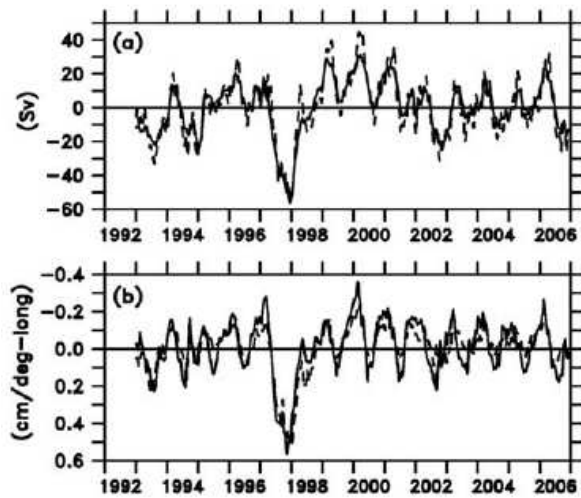


Figure 9. (a) Time series of 150°E–80°W meridional geostrophic transports entering the 5°N–5°S equatorial box. The full line represents the transports computed from the Sea Level Anomalies (SLA), and the dashed line from the first baroclinic first meridional mode Rossby contribution. Units are in Sverdrups. (b) Time series of zonal sea level slope anomalies, as estimated by a linear least squares fits of the SLA along 5°N (full line) and 5°S (dashed line) from 150°E to 80°W. Units are centimeters per degree longitude, and the vertical axis increases downward. The anomalies are relative to the 1993–2006 time period.

1996 and 1999–2001 La Niña events. As intuited in section 3, Figure 9a further indicates that warm water discharges (recharges) of the equatorial band tend to be associated with downwelling (upwelling) Rossby waves, showing up as positive (negative) SLA in Figure 7c.

[24] From a physical point of view, the relationships between Rossby Wave propagations and the geostrophic RD of the equatorial band can be understood looking at the zonal SLA slopes along 5°N and 5°S (Figure 9b). These slopes were computed by least squares fitting a straight line to the SLA values within 150°E–80°W along these two latitudes. Remarkably, the westward propagation of downwelling Rossby waves (SLA > 0 in Figure 7c) tends to induce positive SLA slopes along 5°N and 5°S (>0 values in Figure 9b), merely because positive SLA appear first in the East and about half a year later in the West. These positive SLA slopes correspond to a reduced thermocline slopes (see equation (5)), and so result in a poleward geostrophic transport anomaly (<0 values in Figure 9a) given the opposite sign of the Coriolis parameter at 5°N and 5°S. The reverse processes apply for upwelling Rossby Waves (SLA < 0 in Figure 7c) which so induce equatorward geostrophic transport anomaly (>0 values in Figure 9a). In other words, the large-scale structure of the equatorial Rossby waves affects the basin-scale zonal slope of the thermocline and, as a consequence, the related meridional geostrophic current convergences that impinge on the geostrophic RD of the equatorial band. Another remarkable feature appears in Figure 10. It shows that the geostrophic

RD of the equatorial band, tightly linked to equatorial Rossby waves, is proportional and in phase opposition with the anomalous Niño3.4 SST. This is one of the reasons why the time-integrated geostrophic RD, in phase with the WWV (Figure 6), precedes the anomalous Niño3.4 SST.

4.3. Generation of Equatorial Rossby Waves

[25] It is instructive at this point to discuss the likely generation mechanisms of the equatorial Rossby waves. This has been done in several previous studies, for time periods different than our, in using either GEOSAT or TOPEX/Poseidon altimeter data, in situ TAO mooring data and/or numerical models (linear and OGCM). A partial review of the pre-2000 studies is given by Delcroix *et al.* [2000, their section 4]. As a complement to these previous studies, with the data we have in hand and for the 1992–2006 period, we simply compare time series of zonal wind anomalies in equatorial boxes with time series of first baroclinic $m = 1$ Rossby wave contribution to SLA in other equatorial boxes located few degrees longitude to the west (that is away from the assumed forcing region). Note that the projection of the zonal wind onto the $m = 1$ Rossby is equivalent to the zonal wind itself, although with opposite sign and about half the amplitude [see Wakata and Sarachik, 1991]. Figure 11 shows the zonal distribution of the lagged correlation coefficients between the zonal wind anomalies, averaged in 5°N–5°S and 20° longitude moving boxes, versus the $m = 1$ Rossby wave contribution to SLA, averaged in boxes of similar sizes centered 30° longitude to the west. (Note that choosing boxes of 10° to 30° longitude does not change the results significantly). The maximum correlations between the time series clearly appear west of about 130°W, with a sharp decrease of the correlations in the eastern basin. West of about 130°W, the best correlations (of the order of -0.8) are obtained generally when the zonal wind leads the Rossby wave signal by 4 to 8 weeks (1 to 2 months), consistent with the transit time of Rossby waves between the two equatorial boxes (30° longitude in 4 to 8 weeks yields phase speeds of 1.4 to 0.7 m/s, respectively).

[26] This simple calculation suggests that, in general, Rossby waves west of about 130°W owe their existence to the wind-forcing, whereas those east of about 130°W originate mostly from eastern boundary reflection. In agreement with these findings, sensitivity studies with simple

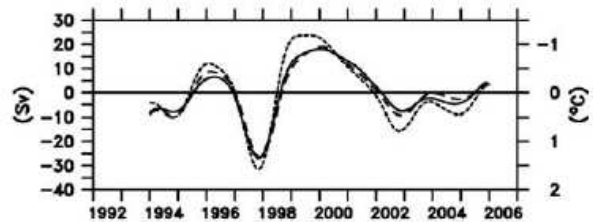


Figure 10. (full and long-dashed lines) Same as Figure 9a for the interannual variations estimated by filtering the weekly values in with a 105-week Hanning filter. Units are in Sverdrups scaled on the left vertical axis. (short-dashed line) Time series of interannual variations of Niño3.4 SST anomalies. Units are in Celsius scaled on the right vertical axis which increases downward. The anomalies are relative to the 1993–2006 time period.

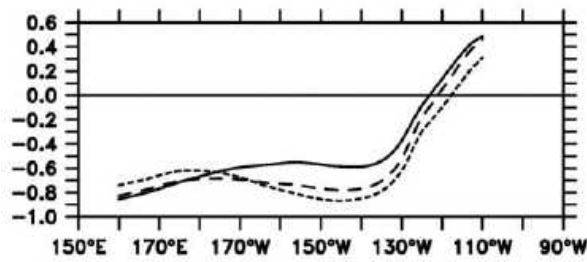


Figure 11. Correlation coefficients between 27-week Hanning filter zonal wind anomalies, averaged in 5°N–5°S and 20° longitude moving boxes, versus the Rossby wave contribution to Sea Level Anomalies (SLA), averaged in similar boxes centered 30° longitude to the west. Correlations are computed when the zonal wind leads the Rossby wave signal by (full line) 0, (long dashed line) 4 and (short dashed line) 8 weeks. Only correlations in excess of ±0.6 are significant at the 95% confidence level. The longitudes ascribed to the correlations denote the centers of the SLA boxes.

linear models, forced with and without Rossby forcing, indicate that the wind (eastern boundary reflection) is actually responsible for the propagation of Rossby waves in the western (eastern) half of the equatorial Pacific basin during 1992–1998 [see *Delcroix et al.*, 2000, plate 3]. Besides, a dedicated study aiming to unravel the respective contribution of wind-forcing and eastern boundary reflection for Rossby waves in the eastern Pacific, as was conducted by *Boullanger et al.* [2003] for Kelvin waves in the western Pacific, concluded that eastern boundary reflection accounts for less than 30% of the Rossby wave SLA variance at 125°W [S. Cravatte, personal communication, 2007].

[27] The effects of wind-forcing and boundary reflection processes are obviously not mutually exclusive, especially in the eastern half of the Pacific basin. As an example, their interplay can be suspected in Figure 12 that compares time series of zonal wind anomaly in the eastern-central equatorial Pacific (5°N–5°S, 120°W–140°W) with time series of Rossby Wave signal in the western-central equatorial Pacific (5°N–5°S, 150°W–170°W). Overall, there is an excellent agreement between the two time series ($R = -0.77$ for a lag of 2 months); the largest differences occurred during the 1997–1998 El Niño when the downwelling Rossby waves in the eastern half of the basin appear to be reflected from the downwelling Kelvin waves reaching the eastern coast by the end of 1997 (see Figures 7b and 7c). As noted earlier by *Delcroix et al.* [2000], based on their literature review, it is thus not realistic to devise a single response regarding the contributions of wind-forcing and eastern boundary reflections for a given time period.

4.4. Comparison Between ENSO Episodes

[28] In addition to analyzing common features, many previous studies have documented the dissimilarity of the ENSO events of the last decades. The events have so been classified according to surface and, to a less extent, subsurface criteria. Regarding the surface, ENSO events were catalogued depending on: the strength, duration, onset and/

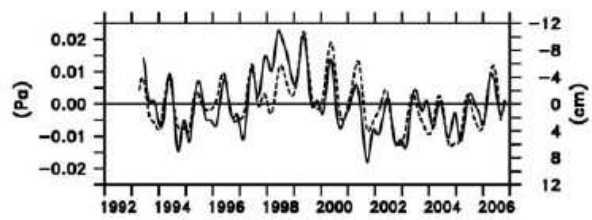


Figure 12. Times series of (full line) zonal wind anomalies averaged in the eastern-central equatorial Pacific (5°N–5°S, 120°W–140°W), and (dashed line) first baroclinic $m = 1$ Rossby mode contribution to Sea Level Anomalies (SLA) averaged in the western-central equatorial Pacific (5°N–5°S, 150°W–170°W) and lagged by 2 months. Units are in Pascal and centimeters, respectively. The anomalies are relative to the 1993–2006 time period. Note that a 27-week (about 3 months) Hanning filter was applied on each time series for clarity, the y axis increases downward for SLA, and positive values denote westerly wind.

or termination time of significant SST anomalies in given spatial boxes (Niño3, Niño3.4, etc.), patterns of zonal SST gradients, eastward versus westward propagation of SST anomalies along the equator, location of maximum SST anomaly, and/or phasing agreement with the mean seasonal cycle [e.g., *Rasmusson and Carpenter*, 1982; *Fu et al.*, 1986; *Wang*, 1995; *Wang and Picaut*, 2004; *Trenberth and Stepaniak*, 2001; *Xu and Chan*, 2001; *Lengaigne et al.*, 2006; *Ashok et al.*, 2007]. Such classifications were also carried out from modern and projected SST simulations [e.g., *Cabos Narvaez et al.*, 2006; *Guilyardi*, 2006; *Leloup et al.*, 2007].

[29] Very few classification efforts were conducted relying on subsurface criteria. These mostly consider heat content anomalies, an alias for WWV, their timing, the speed of the eastward propagation, and/or the link with SST anomalies [*Xu and Chan*, 2001; *Hasegawa et al.*, 2006]. To complement these studies, Figure 13 compares the WWV

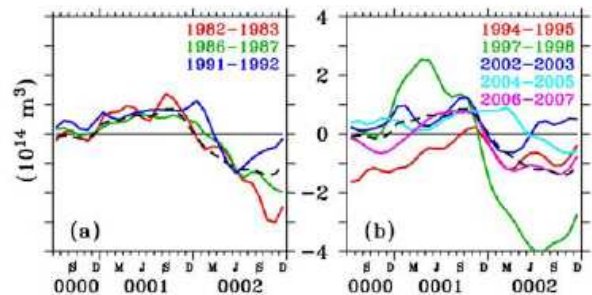


Figure 13. Time series of Warm Water Volume (WWV) anomalies for eight El Niño episodes. The curves on (a) are derived from in situ observations, and on (b) from equivalent Sea Level Anomalies (SLA) measurements (see Figure 2 for a comparison). Years 0001 on the time axis are 1982, 1986, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, and 2006. The dashed black lines on both panels are the average of the eight El Niño episodes. The anomalies are relative to the mean seasonal cycle of WWV computed over the 1993–2006 time period excluding 1997–1998. Units are in 10^{14} m^3 .

C06003

BOSC AND DELCROIX: EQUATORIAL WAVES AND WARM WATER VOLUME

C06003

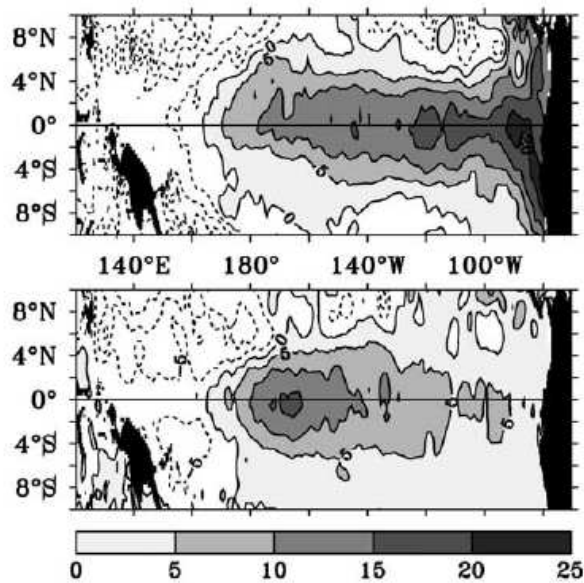


Figure 14. Spatial distribution of three-month averaged sea level anomalies (an alias for Warm Water Volume, see Figure 2) centered on (a) May 1997 and (b) September 2002, at times of maximum WWV changes associated with the 1997–98 and 2002 El Niño events, respectively. Units are in centimeters.

anomaly time series for the eight El Niño episodes of the 1980–2007 time period. Three El Niño episodes occurred during the first half of that period (Figure 13a). Their WWV amplitude is similar; the positive WWV anomalies lasted for about one year and reached maximum values by the end of El Niño years. Overall, the three WWV time series are rather indistinguishable and resemble rather well the mean time series, even for the 1982–1983 El Niño considered as “very strong” based on other criteria. Five El Niño episodes occurred during the second half of the period (Figure 13b), suggesting a trend toward more frequent El Niño in recent years. Then, the dispersion about the WWV mean time series is much larger, and the specificity of the 1997–1998 El Niño clearly shows up. Only for that last episode was a rapid rise in WWV during the preceding winter of the El Niño year, and a maximum WWV in boreal spring. Still, the spatial distribution of WWV for the 1997–1998 El Niño also differs from the other El Niño events. In 1997–1998, the maximum WWV anomaly appears in the eastern and central equatorial basin (Figure 14a). In contrast, for the other events, the maximum WWV was chiefly trapped to the equator in the central basin only, as exemplified for the 2002 El Niño (Figure 14b).

[30] It is interesting to note that the lag of 2–3 seasons between WWV and NIÑO3.4 SST for the 1997–1998 El Niño event seems to reduce to 1–2 seasons for the following events (Figure 1) [see also McPhaden, 2008]. Two possible elements may be related to this possible lag change. First, the 1997–1998 events occurred during a phase of positive Trans Niño (TNI) and negative El Niño Modoki (EMI) indices [Trenberth and Stepaniak, 2001;

Ashok et al., 2007]. This contrasts with the post 1997–1998 events which happened during a phase of opposite signs in TNI and EMI during which the maximum SST anomalies are located in the central rather than in the eastern equatorial basin. Secondly, the activity of equatorial Rossby waves was enhanced after the 1997–1998 El Niño event (Figure 7c), resulting in the dominance of geostrophic over Ekman meridional transports of WWV (Figure 6). Whether or not this is fortuitous cannot be decided with the 1992–2006 data we have in hand. The analysis of a longer time period will be necessary to draw further conclusions on this issue.

5. Conclusion and Discussion

[31] As reviewed by Wang and Picaut [2004], the quasi cyclic nature of ENSO is presently accounted for by four major theories. These include the RD oscillator theory which, in particular, put emphasis on ENSO-related WWV transfers between the equatorial and off-equatorial regions. To make further progress in better understanding those meridional transfers, we focus on the mechanisms responsible for the observed equatorial WWV changes which are critical for ENSO development and prediction ([Wyrski, 1985; Zebiak and Cane, 1987]; see also the references in section 1). In line with previous results which are reviewed, we demonstrated that the equatorial (5°N–5°S) WWV changes during 1992–2006 can be derived from the areal integral of sea level anomalies (SLA) obtained from altimeter measurements. For the study period, we evidence WWV discharges of the equatorial band during the 1992–1994, 1997–1998, 2002, 2004, and 2006 El Niño events, and WWV recharges during the 1996 and 1999–2001 La Niña events.

[32] The role of the geostrophic and Ekman transports in the ENSO-related equatorial WWV changes was then investigated. The geostrophic transports above the thermocline were estimated from SLA only, and validated against in situ transports obtained at different locations. Ekman transports were derived using wind data. We demonstrated that the equatorial WWV changes result from the residual effects of converging geostrophic and diverging Ekman meridional transports (or vice versa). Interestingly, we showed that changes of the meridional geostrophic transports largely result from the westward propagation of wind-forced first baroclinic and first meridional ($m = 1$) mode equatorial Rossby waves which induce changes in the zonal slope of the thermocline. View from the ocean side of a coupled ocean-atmosphere problem, the zonal wind-forcing thus has two effects: first, it drives Ekman transport, and second, it initiates equatorial Rossby waves, which all together combine to change the equatorial WWV. The role of equatorial Rossby waves on the meridional redistribution involved in the RD of the equatorial band was referred to by Zebiak and Cane [1987], Springer et al. [1990], Jin [1997], An and Kang [2000], and Meinen and McPhaden [2001]. To our knowledge, it is the first time with this paper that this is established with observational data.

[33] As reminded in the Introduction, previously published EOF analyses of SLA (or proxies such as upper layer heat content, thermocline depth or surface dynamic height) have evidenced two main statistically derived modes of

ENSO variability: a zonal seesaw pattern in the equatorial band, and a meridional seesaw pattern between the equatorial and off-equatorial regions. These are not rigid seesaws [e.g., see *Delcroix*, 1998, Figures 4c–4d]. Actually, they reflect the influence of propagating equatorial waves which induce, on one hand, a zonal redistribution of warm water mainly due to zonal advection [e.g., *Picaut and Delcroix*, 1995] which induce changes in the zonal tilt of the thermocline and, on the other hand, a meridional redistribution of warm water due to changes in the related zonal pressure gradient which products anomalous meridional convergence (or divergence). While the zonal redistribution of warm water is known as the canonical ENSO feature, it should be kept in mind that it is the meridional redistribution which yields to changes in the zonal mean thermocline depth, a necessary condition for ENSO to oscillate in a coupled model [*Zebiak and Cane*, 1987], and a possible cause of apparent changes in ENSO properties [*Fedorov and Philander*, 2000].

[34] The above results have some obvious limitations and raise interesting questions. First, our meridional geostrophic transport changes were estimated in using a gridded SLA field which actually does not extent all the way to the eastern and western Pacific coasts. This may induce errors in the transports, especially in the gappy western boundary of the equatorial Pacific Ocean where sporadic in situ observations had revealed very energetic regional currents [*Lindstrom et al.*, 1990; *Ridgway et al.*, 1993]. We can anticipate the upcoming SPICE program (Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment [*Ganachaud et al.*, 2007]), at least, will help us to quantify these energetic western boundary current contributions to the WWV changes of the equatorial band. Secondly, our wave decomposition technique did not allow us to compute the Rossby wave contributions to the meridional Geostrophic transports west of 150°E, due to the presence of the Papua New Guinea coast near the equator. While we showed these western transports to be likely unimportant (at least from 150°E to the westernmost gridded point in SLA; Figure 6), it would be interesting to confirm that result in testing other decomposition techniques such as those applicable near coastal regions of the western equatorial Pacific [*Boulanger and Menkes*, 1999] or Guinea Gulf in the eastern equatorial Atlantic [*Illig et al.*, 2004]. Thirdly, to investigate the role of equatorial first baroclinic $m = 1$ Rossby waves, we projected the SLA onto a theoretical latitudinal structure which is symmetrical about the equator (see the Appendix). In doing this, we therefore imposed the meridional geostrophic transports related to Rossby waves to be the same amplitude (and opposite sign) at 5°N and 5°S. The use of a theoretical asymmetric, rather than symmetric, latitudinal structure could actually be more appropriate given the effects of the meridional shears in the mean equatorial current system [*Chelton et al.*, 2003]. In that case, we would expect a much larger meridional geostrophic transports at 5°N than at 5°S (*Ibid*, their Figure 19). Such asymmetric feature would be more coherent with some observations (see Section 1) which evidence the meridional WWV changes to chiefly occur between the regions north and south of about 5°N. An alternative explanation for the asymmetry of the observed WWV changes is the asymmetry of the wind field which impacts both the Ekman and geostrophic transports [*Kug et*

al., 2003]. Clearly, the spatial asymmetry in the WWV changes is worth to be further analyzed. Fourthly, we did not analyze the possible contributions of higher order baroclinic modes to the meridional geostrophic transports. Analysis of zonal SLA propagations and equatorial trapping scale independently indicates that SLA changes are strongly dominated by the first baroclinic mode [*Delcroix et al.*, 1991, Figure 7]. Notwithstanding, it would be interesting to assess the higher mode contributions with simple linear models or assimilation products which have proven quite realistic at simulating SLA and currents [e.g., *Delcroix et al.*, 2000; *Dewitte et al.*, 2003]. The use of linear models will further allow us to analyze a time period longer than the 1992–2006 one used here, to test possible changes in the ENSO-related WWV characteristics before and after the mid-1970s [*An et al.*, 2006], as well as the hint for recent changes in the relation between WWV and Niño3.4 SST that we suggest may result from enhanced Rossby Wave activity. Besides, such linear models will help us to re-examine the actual role of the wind-forcing and Kelvin wave reflection in Rossby Wave generation and derived WWV changes. Finally, the behavior of the ENSO-related WWV changes must be evaluated and compared in Coupled General Circulation Models (CGCM), as was done for other ENSO features [e.g., *Delecluse et al.*, 1998; *Guilvardi*, 2006]. The IPCC AR4 (Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report) coupled GCMs are good candidates for such an investigation although they may misrepresent the western boundary current transport due to their rather coarse resolution. The present analysis, based on in situ and remote observations, tells us about WWV in the real world during a limited (and maybe specific) time period: it is clearly one step of a longer work presently under consideration.

Appendix A

[35] The respective contribution of the first baroclinic Kelvin (M) and Rossby (R) modes to the sea level (h) and zonal current (u) anomalies was computed following *Cane and Sarachik* [1981] and the method detailed by *Delcroix et al.* [1994]. This method consists in projecting the signal onto the theoretical meridional structures in sea level (h) and zonal surface current (u), so that:

$$\begin{bmatrix} u \\ h \end{bmatrix} = a_K(x, t) \vec{M}_{-1}(y) + \sum_{m>0} a_{R,m}(x, t) \vec{R}_m(y)$$

with $\vec{M}_{-1}(y) = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} \psi_0 \\ \psi_0 \end{bmatrix}$ and $\vec{R}_m(y) = \frac{1}{2\sqrt{2}} \begin{bmatrix} \frac{\psi_{m+1}}{\sqrt{m+1}} - \frac{\psi_{m-1}}{\sqrt{m}} \\ \frac{\psi_{m+1}}{\sqrt{m+1}} + \frac{\psi_{m-1}}{\sqrt{m}} \end{bmatrix}$

where the ψ_n are derived from the Hermite polynomials. Noting that the Kelvin mode has no meridional current signature ($v = 0$) and the ψ_n forming an orthogonal base, the contribution of the Rossby modes to the meridional current anomalies is then obtained from:

$$v_m(x, y, t) = \frac{1}{2m+1} \frac{\partial a_{R,m}}{\partial x} \psi_m(y)$$

C06003

BOSC AND DELCROIX: EQUATORIAL WAVES AND WARM WATER VOLUME

C06003

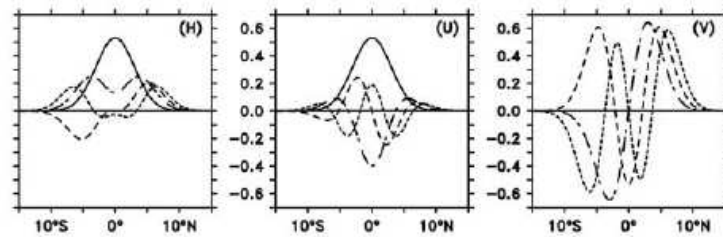


Figure A1. Theoretical meridional distributions of normalized amplitudes in Kelvin modes (solid lines), first (dash-dotted lines), second (long dashed lines), and third (short dashed lines) meridional Rossby modes for sea level (H), zonal (U) and meridional (V) currents. The horizontal scale has been converted in physical unit (degree latitude) in using a first baroclinic mode phase speed $c = 2.8 \text{ m/s}$.

[36] The theoretical meridional structures of the Kelvin (K), and first three Rossby (R1, R2, R3) modes to h , u and the meridional (v) surface currents are shown in Figure A1, in using a first baroclinic mode phase speed $c = 2.8 \text{ m s}^{-1}$ representative of the western equatorial Pacific Ocean [Picaut and Sombardier, 1993]. Noteworthy, with the method discussed by Delcroix *et al.* [1994], the contribution of these modes cannot be quantified west of 150°E due to the presence of the Papua New Guinea coast near the equator, which prohibits a reliable calculation [see Boulanger and Menkes [1995] and Illig *et al.* [2004] for alternate methods].

[37] The contribution of equatorial waves to the current transports was then estimated by fitting a third order polynomial to a mean vertical velocity profile representing the average of 13 first baroclinic mode theoretical profiles (Figure A2), as derived from Brunt Vaisälä frequencies [see Eriksen, 1982] computed every 10° longitude along the equator from an OGCM ORCA model output [see Cravatte *et al.*, 2003]. Such a mean theoretical profile has proven reasonable as compared to sporadic current obser-

vations in the western equatorial Pacific [Delcroix *et al.*, 1992, Figure 18b].

[38] **Acknowledgments.** The preprocessed altimeter and wind data were obtained from CLS/AVISO in Toulouse and CERSAT/FREMER in Brest, respectively. They were further processed and kindly made available to us by J. Sudre at the CTOH/LEGOS in Toulouse. C. Meinen and M. McPhaden provided their WWV transport data derived from the TAO/TRITON moorings and XBT data for validation. The 1980–2007 time series of WWV derived from in situ observations was obtained from the TAO project office (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/www/>). We had numerous valuable discussions with S. Cravatte, and constructive comments from IRD colleagues at LEGOS. We also thank J. P. Boulanger, B. Dewitte, and M. McPhaden for helpful clarifications and email exchanges during the course of the study. This research was supported by IRD and CNES; one of us (CB) was/is supported by a grant from the French *Ministère de l'Éducation Nationale, de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche* during her ongoing PhD.

References

- Alory, G., and T. Delcroix (2002), Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from TOPEX/Poseidon data and linear model results (1964–1999), *J. Geophys. Res.*, *107*(C10), 3153, doi:10.1029/2001JC001067.
- An, S. I., and I. S. Kang (2000), A further investigation of the recharge oscillator paradigm for ENSO using a simple coupled model with the zonal mean and eddy separated, *J. Clim.*, *13*, 1987–1993.
- An, S.-I., Z. Ye, and W. W. Hsieh (2006), Changes in the leading ENSO modes associated with the late 1970s climate shift: Role of surface zonal current, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L14609, doi:10.1029/2006GL026604.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata (2007), El Niño Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, *112*, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Bentamy, A., P. Queffelec, Y. Quilfen, and K. Katsaros (1999), Ocean surface wind fields estimated from satellite active and passive microwave instruments, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *37*, 2469–2486.
- Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.*, *97*, 163–172.
- Boulanger, J.-P., and C. Menkes (1995), Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific Ocean during the 1992–1993 El Niño, *J. Geophys. Res.*, *100*(C12), 25,041–25,059.
- Boulanger, J. P., and C. Menkes (1999), Long equatorial wave reflection in the Pacific Ocean from TOPEX/POSEIDON data during the 1992–1998 period, *Clim. Dyn.*, *15*, 205–225.
- Boulanger, J. P., S. Cravatte, and C. Menkes (2003), Reflected and locally wind-forced interannual equatorial Kelvin waves in the western Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, *108*(C10), 3311, doi:10.1029/2002JC001760.
- Cabos Narvaez, W., F. Alvarez-Garcia, and M. J. OrtizBeviá (2006), Impact of global warming on ENSO phase change, *Adv. Geosci.*, *6*, 103–110.
- Cane, M. A., and E. S. Sarachik (1981), The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, *39*, 651–693.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, J. M. Lyman, and G. C. Johnson (2003), Equatorially trapped Rossby waves in the presence of meridionally sheared baroclinic flow in the Pacific Ocean, *Prog. Oceanogr.*, *56*, 323–380.
- Cibot, C., E. Maisonnave, L. Terray, and B. Dewitte (2005), Mechanisms of tropical Pacific interannual-to-decadal variability in the Arpege/Orca global coupled model, *Clim. Dyn.*, *24*(8), 823–842.

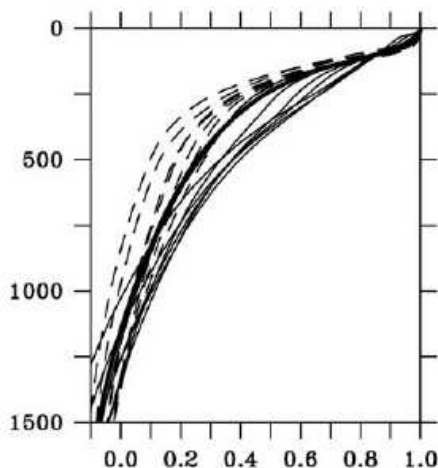


Figure A2. Normalized vertical distribution of the first baroclinic mode horizontal velocity, as derived from Brunt Vaisälä frequencies computed every 10° longitude along the equator. The dashed lines are for longitudes west of 150°W , and the thin full lines east of 150°W . The heavy black line is the mean vertical profile (see the Appendix for details).

C06003

BOSC AND DELCROIX: EQUATORIAL WAVES AND WARM WATER VOLUME

C06003

- Clarke, A. J., and S. Van Gorder (2001), ENSO prediction using an ENSO trigger and a proxy for western equatorial Pacific warm pool movement, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(4), 579–582.
- Clarke, A. J., S. Van Gorder, and G. Colantuono (2007), Wind stress curl and ENSO discharge/recharge in the equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 1077–1091, doi:10.1175/JPO3035.1.
- Cravatte, S., J. Picaut, and G. Eldin (2003), Second and first baroclinic Kelvin modes in the equatorial Pacific at intraseasonal timescales, *J. Geophys. Res.*, **108**(C8), 3266, doi:10.1029/2002JC001511.
- Delcroix, T. (1998), Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: A tentative overview, *J. Geophys. Res.*, **103**(C9), 18,611–18,634.
- Delcroix, T., and G. Eldin (1995), *Observations hydrologiques dans l'Océan Pacifique Tropical Ouest*, Campagnes SURTROPAC 1 à 17, de janvier 1984 à août 1992, campagnes COARE156 1 à 3, d'août 1991 à octobre 1992, Travaux et Documents Microfichés, vol. 141, 78 pp., ORSTOM Editions, Paris.
- Delcroix, T., and J. Picaut (1998), Zonal displacement of the western equatorial Pacific "fresh pool", *J. Geophys. Res.*, **103**(C1), 1087–1098.
- Delcroix, T., J. Picaut, and G. Eldin (1991), Equatorial Kelvin and Rossby Waves evidenced in the Pacific Ocean through GEOSAT sea level and surface current anomaly, *J. Geophys. Res.*, **96**(Suppl.), 3249–3269.
- Delcroix, T., G. Eldin, M.-H. Radenac, J. Toole, and E. Firing (1992), Variation of the western equatorial Pacific Ocean, 1986–1988, *J. Geophys. Res.*, **97**(C4), 5423–5445.
- Delcroix, T., J.-P. Boulanger, F. Masia, and C. Menkes (1994), Geosat-derived sea level and surface current anomalies in the equatorial Pacific during the 1986–1989 El Niño and La Niña, *J. Geophys. Res.*, **99**(C12), 25,093–25,107.
- Delcroix, T., B. Dewitte, Y. duPenhoat, F. Masia, and J. Picaut (2000), Equatorial waves and warm pool displacements during the 1992–1998 El Niño Southern Oscillation events: Observation and modeling, *J. Geophys. Res.*, **105**(C11), 26,045–26,062.
- Delecluse, P., M. Davey, Y. Kitamura, S. Philander, M. Suarez, and L. Bengtsson (1998), Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, **103**(C7), 14,357–14,373.
- Dewitte, B., S. Illig, L. Parent, Y. duPenhoat, L. Gourdeau, and J. Verron (2003), Tropical Pacific baroclinic mode contribution and associated long waves for the 1994–1999 period from an assimilation experiment with altimetric data, *J. Geophys. Res.*, **108**(C4), 3121, doi:10.1029/2002JC001362.
- Ducet, N., P. Le Traon, and G. Reverdin (2000), Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2, *J. Geophys. Res.*, **105**(C8), 19,477–19,498.
- Durand, F., and T. Delcroix (2000), On the variability of the tropical Pacific thermal structure during the 1979–96 period, as deduced from XBT sections, *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 3261–3269.
- Emery, W. J., and R. E. Thomson (1998), *Data and Their Analysis Methods in Physical Oceanography*, 634 pp., Pergamon Press, Amsterdam.
- Eriksen, C. (1982), Equatorial wave vertical modes observed in a western Pacific island array, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1206–1227.
- Fedorov, A. V., and S. G. H. Philander (2000), Is El Niño changing?, *Science*, **228**(5473), 1997–2002.
- Fu, C., H. F. Diaz, and J. O. Fletcher (1986), Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episodes of the Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, **114**, 1716–1738.
- Ganachaud, A., et al. (2007), *Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE). Part I: Scientific Background*, International CLIVAR Project Office, CLIVAR Publication Series No. 111, Project Office NOAA OAR Special Report, 37 pp., NOAA/OAR/PMEL, Seattle, WA.
- Glantz, M. H. (1996), *Currents of Change*, p. 194, Cambridge Univ. Press, New York.
- Goddard, L., and M. Ditley (2005), El Niño: Catastrophe or opportunity, *J. Clim.*, **18**, 651–665, doi:10.1175/JCLI-3277.1.
- Guilyardi, E. (2006), El Niño–mean state–seasonal cycle interactions in a multimodel ensemble, *Clim. Dyn.*, **26**, 329–348.
- Hackert, E., J. Ballabrera-Poy, A. J. Busalacchi, R.-H. Zhang, and R. Murtugudde (2007), Comparison between 1997 and 2002 El Niño events: Role of initial state versus forcing, *J. Geophys. Res.*, **112**, C01005, doi:10.1029/2006JC003724.
- Hasegawa, T., and K. Hanawa (2003), Decadal-scale variability of upper ocean heat content in the tropical Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1272, doi:10.1029/2002GL016843.
- Hasegawa, T., T. Horii, and K. Hanawa (2006), Two different features of discharge of equatorial upper ocean heat content related to El Niño events, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02609, doi:10.1029/2005GL024832.
- Holland, C. L., and G. T. Mitchum (2003), Interannual volume variability in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, **108**(C11), 3369, doi:10.1029/2003JC001835.
- Illig, S., B. Dewitte, N. Ayoub, Y. du Penhoat, G. Reverdin, P. de Mey, F. Bonjean, and G. Lagerloef (2004), Interannual long equatorial waves in the tropical Atlantic from a high-resolution ocean general circulation model experiment in 1981–2000, *J. Geophys. Res.*, **109**, C02022, doi:10.1029/2003JC001771.
- Jin, F. F. (1997), An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. part I: Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 811–829.
- Kirtman, B. P., J. Shukla, J. Balmaseda, N. Graham, C. Penland, Y. Xue, and S. Zebiak (2001), *Current Status of ENSO Forecast Skill: A Report to the CLIVAR Working Group on Seasonal to Interannual Prediction*, ICPO Publ. Ser., vol. 56, 24 pp., International Project Office, Southampton, U.K.
- Kug, J.-S., I.-S. Kang, and S.-I. An (2003), Symmetric and antisymmetric mass exchanges between the equatorial and off-equatorial Pacific associated with ENSO, *J. Geophys. Res.*, **108**(C8), 3284, doi:10.1029/2002JC001671.
- Leloup, J., M. Lengaigne, and J.-P. Boulanger (2007), Twentieth century ENSO characteristics in the IPCC database, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-007-0284-3.
- Lengaigne, M., J. P. Boulanger, C. Menkes, and H. Spencer (2006), Influence of the seasonal cycle on the termination of El Niño events in a coupled general circulation model, *J. Clim.*, **19**, 1850–1868.
- Lengaigne, M., J. P. Boulanger, C. Menkes, S. Masson, P. Delecluse, and G. Madec (2002), Ocean response to the March 1997 westerly wind event, *J. Geophys. Res.*, **107**(C12), 8015, doi:10.1029/2001JC000841.
- Lindstrom, E., J. Butt, R. Lukas, and S. Godfrey (1990), The flow through Vitiaz Strait and St. George's Channel, Papua New Guinea, in *The Physical Oceanography of Sea Straits*, pp. 171–189, Springer, New York.
- McPhaden, M. J. (1995), The tropical atmosphere ocean array is completed, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **76**, 739–741.
- McPhaden, M. J. (2008), Evolution of the 2006–07 El Niño; The role of intraseasonal to interannual time scale dynamics, *Adv. Geosci.*, **14**, 219–230.
- McPhaden, M. J., and X. Yu (1999), Equatorial waves and the 1997–98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, **26**(19), 2961–2964.
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, and M. H. Glantz (2006a), ENSO as an integrating concept in Earth science, *Science*, **314**, 1740–1745.
- McPhaden, M. J., X. Zhang, H. H. Hendon, and M. C. Wheeler (2006b), Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16702, doi:10.1029/2006GL026786.
- Meinen, C. S. (2005), Meridional extent and interannual variability of the Pacific Ocean tropical-subtropical warm water exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 323–335, doi:10.1175/JPO-2694.1.
- Meinen, C. S., and M. J. McPhaden (2000), Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña, *J. Clim.*, **13**, 3551–3559.
- Meinen, C. S., and M. J. McPhaden (2001), Interannual variability in warm water volume transports in the equatorial Pacific during 1993–99, *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1324–1345.
- Miller, L., and R. Cheney (1990), Large-scale meridional transport in the tropical Pacific Ocean during the 1986–1987 El Niño from Geosat, *J. Geophys. Res.*, **95**(C10), 17,905–17,919.
- Philander, S. G. (1990), *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, p. 293, Elsevier, New York.
- Picaut, J., and T. Delcroix (1995), Equatorial wave sequence associated with warm pool displacements during the 1986–1989 El Niño-La Niña, *J. Geophys. Res.*, **100**(C9), 18,393–18,408.
- Picaut, J., and L. Sombarrier (1993), Influence of density stratification and bottom depth on vertical mode structure functions in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, **98**(C8), 14,727–14,737.
- Picaut, J., and R. Tourmier (1991), Monitoring the 1979–1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3263–3277.
- Picaut, J., F. Masia, and Y. duPenhoat (1997), An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO, *Science*, **277**, 663–666.
- Picaut, J., E. Hackert, A. J. Busalacchi, R. Murtugudde, and G. S. E. Lagerloef (2002), Mechanisms of the 1997–1998 El Niño–La Niña, as inferred from space-based observations, *J. Geophys. Res.*, **107**(C5), 3037, doi:10.1029/2001JC000850.
- Pond, S., and G. Pickard (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 329 pp., Elsevier, New York.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter (1982), Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Weather Rev.*, **110**(5), 354–384.
- Rébert, J. P., J. R. Donguy, G. Eldin, and K. Wyrki (1985), Relations between sea level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **90**(C6), 11,719–11,725.

C06003

BOSC AND DELCROIX: EQUATORIAL WAVES AND WARM WATER VOLUME

C06003

- Reynolds, R., N. Rayner, T. Smith, D. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Clim.*, *15*, 1609–1625.
- Ridgway, K. R., J. S. Godfrey, G. Meyers, and R. Bailey (1993), Sea level response to the 1986–1987 El Niño–Southern Oscillation event in the western Pacific in the vicinity of Papua New Guinea, *J. Geophys. Res.*, *98*(C9), 16,387–16,395.
- Slingo, J. M., D. P. Rowell, K. R. Sperber, and F. Nortley (1999), On the predictability of the interannual behavior of the Madden-Julian oscillation and its relationship with El Niño, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *125*, 583–609.
- Springer, S., M. McPhaden, and A. Busalacchi (1990), Oceanic heat content in the tropical Pacific during the 1982–1983 El Niño, *J. Geophys. Res.*, *95*(C12), 22,089–22,101.
- Suarez, M. J., and P. S. Schopf (1988), A delayed action oscillator for ENSO, *J. Atmos. Sci.*, *45*, 3283–3287.
- Terray, P., and S. Dominiak (2005), Indian ocean sea surface temperature and El Niño–Southern Oscillation: A new perspective, *J. Clim.*, *18*, 1351–1368, doi:10.1175/JCLI3338.1.
- Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak (2001), Indices of El Niño evolution, *J. Clim.*, *14*(8), 1697–1701.
- Wakata, Y., and E. Sarachik (1991), On the role of equatorial ocean modes in the ENSO cycle, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 434–443.
- Wang, B. (1995), Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades, *J. Clim.*, *8*(2), 267–285.
- Wang, C. (2001), A unified oscillator model for the El Niño–Southern Oscillation, *J. Clim.*, *14*, 98–115.
- Wang, C., and J. Picaut (2004), Understanding ENSO physics—A review, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, pp. 21–48, AGU, Washington, D. C.
- Weisberg, R. H., and C. Z. Wang (1997), A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño Southern Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, *24*(7), 779–782.
- Wyrtki, K. (1985), Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles, *J. Geophys. Res.*, *90*(C4), 7129–7132.
- Xu, J., and J. C. L. Chan (2001), The role of the Asian–Australian monsoon system in the onset time of El Niño events, *J. Clim.*, *14*(3), 418–433.
- Zebiak, S. (1989), Ocean heat content variability and ENSO cycles, *J. Phys. Oceanogr.*, *19*, 475–485.
- Zebiak, S. E., and M. A. Cane (1987), A model of El Niño–Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, *115*, 2262–2278.

C. Bosc and T. Delcroix, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), UMR 5566, CNES/CNRS/IRD/UPS, 14, Avenue Ed. Belin, 31400 Toulouse, France. (thierry.delcroix@ird.fr)

Chapitre V.

*Variabilité des structures
thermohalines de la warm pool*

Dans ce chapitre, nous allons nous concentrer sur la région de la *Warm/Fresh Pool* du Pacifique équatorial. Comme nous l'avons vu dans le deuxième chapitre, cette région présente un intérêt particulier non seulement parce qu'elle contient les eaux les plus chaudes de la planète, mais aussi car elle présente une structure thermohaline particulière avec, en surface, la présence d'un front de salinité et, en subsurface, la présence d'une couche barrière de sel qui sépare la couche isotherme de la couche de mélange.

I. Etude préliminaire

Afin d'analyser la variabilité de ces structures (front, couche barrière de sel), nous avons besoin de données de température et salinité avec une bonne résolution verticale et horizontale. Trois campagnes océanographiques avec des mesures CTD, ADCP et biogéochimiques ont été dédiées à l'étude de la zone de front de salinité : Frontalis 1 (avril 2001 ; Delcroix et al., 2002), Frontalis 2 (avril 2004 ; Ganachaud et al., 2006) et Frontalis3 (avril-mai 2005 ; Maes et al., 2006b). Outre les mesures nommées ci-dessus, des flotteurs Argo (Provor) ont de plus été largués au cours de la campagne Frontalis 3. Ainsi, nous avons effectué une étude préliminaire de ces structures avec les données de cette dernière campagne, laquelle a donné lieu à une note dans la Coriolis Newsletter de septembre 2007 (cf. Annexe 2).

La campagne Frontalis 3 s'est déroulée de la manière suivante. Le navire océanographique Alis a appareillé de Nouméa (166.25°E- 22.15°S) en avril 2005 et a longé le méridien 165°E jusqu'à l'équateur (Figure 51). Des mesures CTD ont été effectuées le long de l'équateur afin de repérer le front de salinité. Une fois le front repéré (autour de 163°E), des flotteurs PROVOR (Argo) ont été mis à l'eau de part et d'autre du front de salinité, tous les 1° de longitude entre 161°E et 167°E afin de bien échantillonner la zone du front de salinité. Ces flotteurs dérivent librement depuis (8 flotteurs sur les 10 mis à l'eau sont encore actifs en septembre 2009) et fournissent des profils de température et salinité sur les 1500 premiers mètres de l'océan. Pour cette campagne spécialement, les flotteurs ont été programmés pour fournir une résolution verticale plus fine que la « normale », de 5m sur les 150 premiers mètres de l'océan afin d'observer précisément la structure de barrière de sel.

Ces flotteurs ont dérivé plusieurs mois depuis leur mise à l'eau. Leurs trajectoires (cf. Figure 1 de la note Coriolis, Annexe 2) restent concentrées dans la zone du front (qui est aussi une zone de convergence de masse) au moins la première année, ce qui confirme l'intérêt d'utiliser ces flotteurs pour notre étude.

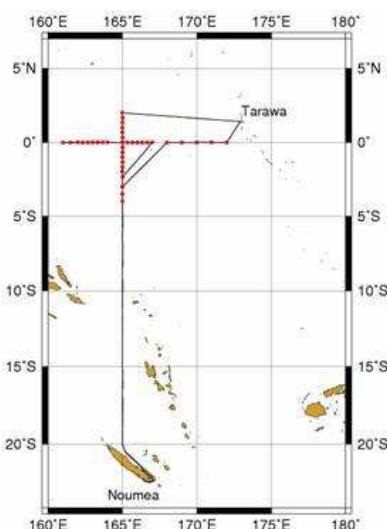


Figure 51 : Trajectoire du navire océanographique Alis lors de la campagne Frontalis3 en avril-mai 2005 (Maes et al., 2006b). Les points rouges représentent les positions de mise à l'eau des flotteurs Argo.

Les flotteurs ont fourni plus de 1020 profils au cours des deux premières années (seulement 2% ont été rejetés suite aux tests de qualité identiques à ceux présentés au Chapitre III, Partie I., 5.). Les données nous ont permis de suivre précisément le front de salinité : nous avons pu le localiser et estimer ses déplacements zonaux (de l'ordre de 20km/jour, en accord avec les résultats obtenus par Eldin et al., 2005 pour la campagne Frontalis 2).

Par ailleurs, en subsurface, nous avons pu estimer les épaisseurs de couche barrière de sel, lesquelles semblent principalement présentes à l'ouest du front de salinité et s'amincir à l'est du front. Ces données ont également fait apparaître une variabilité haute fréquence de cette structure qui n'avait pas été détectée précédemment. Cette étude était une première étape qui nous a permis de vérifier, sur une courte période, la pertinence des données Argo pour étudier les structures thermohalines de la warm pool. Une étude sur une plus longue période a été menée pour étudier plus précisément ces structures (cf. II ainsi que la Coriolis Newsletter de janvier 2009 en Annexe 3).

II. Etude des structures thermohalines de la warm pool

1. Résumé de l'article Bosc et al. (2009)

Le Pacifique équatorial ouest présente une structure thermohaline particulière avec en surface, la présence d'un front de salinité et en subsurface la présence d'une couche barrière de sel. L'étude de ces structures a été réalisée sur la période 2000-2007, essentiellement grâce à l'apport sans précédent de données issues de profileurs Argo. Des couches barrières d'épaisseur 15-25m apparaissent de manière quasi-permanente dans une région située 10 à 20° de longitude à l'ouest du front de salinité. Cette région se déplace zonalement en phase avec ENSO, vers l'est pendant El Niño et vers l'ouest pendant La Niña. L'épaisseur de ces couches est, au premier ordre, proportionnelle à l'intensité du front. Par ailleurs, les températures de surface (SST) supérieures à 29°C (responsables de la convection atmosphérique intense) dans la warm pool apparaissent uniquement en présence de couches barrières de sel d'épaisseur supérieure à 20m. Plusieurs mécanismes possibles de formation des couches barrières ont été analysés. La formation ou l'épaississement des couches barrières semble être favorisé(e) par les faibles vents, les fortes précipitations, l'advection zonale de salinité de surface, le cisaillement vertical de courants, ainsi que par les déplacements verticaux différentiels associés aux ondes équatoriales de Kelvin et de Rossby forcées à distance.

Cette étude a fait l'objet d'un article soumis *au Journal of Geophysical Research* en novembre 2008. Pour plus de pertinence scientifique, nous avons choisi de mettre, à posteriori dans ce manuscrit, l'article dans sa version publiée en juin 2009 telle qu'elle apparaît dans le *Journal of Geophysical Research*.

2. Article: *Barrier layer variability in the western Pacific warm pool from 2000 to 2007*



Barrier layer variability in the western Pacific warm pool from 2000 to 2007

Christelle Bosc,¹ Thierry Delcroix,¹ and Christophe Maes²

Received 6 November 2008; revised 18 February 2009; accepted 20 April 2009; published 26 June 2009.

[1] Major features of the equatorial portion of the western Pacific warm pool (WP) were brought to light through the analysis of an unprecedented collection of temperature and salinity profiles derived from Argo floats from 2000 to 2007. A region of thick (>15–25 m) and quasi-permanent barrier layers (BLs) was found to occur in a band from 10° to 20° longitude to the west of the maximum zonal sea surface salinity gradient ($\partial S/\partial x$), which occurs at the eastern edge of the WP. In this region, thick BLs and associated maxima ($\partial S/\partial x$) were displaced eastward (westward) during El Niño (La Niña) over a distance of more than 6000 km. The thickness of the BL in this region is, to the first order, proportional to $\partial S/\partial x$ and quasi-permanently associated with the occurrence of sea surface temperatures warmer than 28–29°C, which are a good proxy for maximum atmospheric convection for the current Pacific climate. Statistics indicated that a thick BL forms preferentially under low wind conditions, heavy precipitation, eastward advection of low sea surface salinity, zonal current vertical shear, and/or in conjunction with equatorial downwelling Kelvin and Rossby waves (favoring the vertical stretching of the upper water column). None of these processes seemed to dominate the others, indicating that the formation of a thick BL results from a combination of different and complex mechanisms. The fact that a thick BL represents a quasi-permanent feature in the WP signifies that its specific stratification and likely impact on the sea surface temperature balance should be accounted for in coupled models.

Citation: 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.

1. Introduction

[2] The oceanic Indo-Pacific warm pool is the warming source for the Earth's heat engine. In the Pacific region, the warm pool is located between about 10°N and 15°S west of 160°W, and covers an area comparable in size to the surface of the Australian continent. The Pacific warm pool is characterized by sea surface temperatures (SSTs) warmer than 28–29°C, a sea surface salinity (SSS) fresher than 35 (note that salinity computations are based on the Practical Salinity Scale (PSS-1978), with no units [see *Millero*, 1993]), an enhanced deep atmospheric convection, heavy precipitation (2–4 m a⁻¹), and a low wind speed [*Tomczak and Godfrey*, 1994; K. Wyrki, Some thoughts about the west Pacific warm pool, paper presented at West Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE, Institut de Recherche pour le Développement, Nouméa, New Calédonia, 1989]. Several studies have indicated that “weak” oceanic and atmospheric changes in the western Pacific warm pool are important for understanding climate.

For example, model sensitivity studies have revealed that, because of a strong oceanic-atmospheric coupling associated with warm waters in the region, small regional SST changes can lead to severe atmospheric anomalies on a global scale [*Palmer and Mansfield*, 1984; *Hoerling and Kumar*, 2003]. Furthermore, oceanic features of the equatorial warm pool have been shown to be tightly related to the development and evolution of ENSO (El Niño Southern Oscillation) events. Of particular interest is the existence of a SSS front located at the eastern edge of the Pacific warm pool that is associated with salinity stratification in the isothermal upper layer.

[3] The eastern edge of the western Pacific warm pool (WP) is characterized by a zonal SSS front in the equatorial band. On average, this front is located near 170°E and separates western Pacific waters from relatively saltier central Pacific waters, as revealed by an analysis based on conductivity-temperature-depth (CTD) data collected during oceanographic cruises [*Kuroda and McPhaden*, 1993; *Eldin et al.*, 1997, 2004; *Delcroix and McPhaden*, 2002; *Maes*, 2008]. The SSS gradient surrounding the front can reach amplitudes as large as 1 in 1° longitude. While displaying weak seasonal variability [*Mignot et al.*, 2007], the front is subjected to large eastward and westward displacements of as much as 8000 km, in synchrony with El Niño and La Niña events [*Picaut et al.*, 1996; *Delcroix*

¹LEGOS, UMR5566, UPS, CNES, IRD, CNRS, Toulouse, France.

²LEGOS, UMR5566, UPS, CNES, IRD, CNRS, Nouméa, New Caledonia.

and Picaut, 1998]. The front results from the convergence of high-salinity water masses (advected from the central Pacific) and low-salinity water masses (advected from the western Pacific). Convergence at the eastern edge of the WP, together with the associated zonal SSS front, has led to the development of an advective-reflective conceptual model that accounts for the oscillatory nature of ENSO [Picaut et al., 1997]. Overall, the presence of a SSS front has important consequences for the physics and related biogeochemical features of the equatorial Pacific (see the reviews by Picaut et al. [2001] and Le Borgne et al. [2002]).

[4] The WP is further characterized by a peculiar near-surface thermohaline structure in the vertical. Here, the temperature mixed layer (typically extending to approximately 80 m in depth) is not mixed in salinity most of the time, such that the density mixed layer (typically extending to approximately 40 m depth) is controlled by salt stratification. The layer between the bottom of the density mixed layer and the bottom of the temperature mixed layer has been called the barrier layer [Lukas and Lindstrom, 1991]. The presence of a barrier layer (BL) in the WP has significant thermodynamic and dynamic consequences. As shown in model simulation studies, the BL acts to maintain warm SSTs in the WP by isolating the density mixed layer from entrainment cooling in the bottom of the mixed layer, and favors WP displacements by confining the response to wind forcing in a shallower mixed layer [Maes et al., 1997; Vialard and Delecluse, 1998a, 1998b; Vialard et al., 2002]. Sensitivity studies performed with a coupled model have further suggested that a lack of salinity stratification within the isothermal layer in the WP (in the absence of the BL) may lead to reduced or aborted El Niño events [Maes et al., 2002]. Such sensitivity has been found to be associated with changes in BL thicknesses only on the order of 20–40 m.

[5] Currently, few studies exist that document the BL and its variability in the equatorial Pacific, since doing so requires a long time series of concurrent temperature and salinity profiles with adequate vertical resolution. To our knowledge, the pioneering studies aimed at analyzing tropical Pacific BLs were published by Lindstrom et al. [1987] and Lukas and Lindstrom [1991], who used CTD measurements obtained during two specific WEPOCS cruises carried out west of 155°E in July–August 1985 and January–February 1986. In their studies, Lindstrom et al. [1987] and Lukas and Lindstrom [1991] hypothesized that the BL in the WP was caused by the subduction of warm and salty waters from the South Equatorial Current beneath fresh and warm pool waters. In later studies, variability in the BL was documented from CTD measurements obtained during 21 cruises along 165°E during 1984–1988 by Delcroix et al. [1992], whose histogram of BL thickness at 165°E (with a mean of 24 m) was found to be similar to the one obtained at 155°E. Delcroix et al. [1992] also determined that the BL at 165°E was destroyed during episodes of eastward surface flow and equatorial upwelling driven by easterlies. Temperature and salinity time series data collected at discrete depths from the 0–165°E mooring site were also utilized to analyze BL variability by Sprintall and McPhaden [1994]. These authors noted that local BL thickness varied with a dominant time scale of 15–25 days and was mainly influenced by eastward advection of low-salinity water moving past the

mooring. Other studies based on historical CTD profiles have shed light on the variability of the BL at the ENSO time scale. Ando and McPhaden [1997] analyzed changes in the equatorial Pacific Ocean from 1976 to 1994, and Delcroix and McPhaden [2002] focused on changes in the WP region from 1992 to 2000. The variability of BL thickness was also analyzed in the equatorial band during 1993–2002 [Maes, 2000; Maes et al., 2005]. Maes [2000] and Maes et al. [2005] relied on reconstructed salinity profiles derived from Tropical Atmosphere Ocean project (TAO) temperature measurements and statistical modes [see Maes and Behringer, 2000]. Most recent studies, further discussed below, have suggested a clear relationship between the BL and the occurrence of ENSO events.

[6] While the aforementioned studies provided valuable information regarding the role of the BL, most, if not all, were limited by a rather poor time/space resolution for the computed BL thickness. Only recently have concurrent temperature and salinity profiles, collected by the autonomous floats of the Argo program [Roemmich and Owens, 2000], become available, enabling us to improve the analysis of BL variability. Concurrent profiles were utilized to improve the analysis of BL variability by Sato et al. [2004] and Maes et al. [2006a] in the tropical Pacific, and by Sato et al. [2006] in tropical oceans. By expanding on earlier results and by taking advantage of the capabilities provided by Argo technology, our study sought to analyze BL variability and the mechanisms responsible for WP characteristics from 2000 to 2007. In particular, we focused on the relationships between the BL and the zonal SSS front, ENSO features, and hot spots in SST.

[7] Our manuscript is arranged into several sections. Section 2 describes data and methodology. Section 3 presents basic statistics regarding isothermal layer depth (ILD), mixed layer depth (MLD), and barrier layer thickness (BLT); and analyzes the covariability of surface and subsurface thermohaline structures in the WP, with an emphasis on the relationships between the zonal SSS front, warm SST, the BLT, and ENSO. Section 4 analyzes possible mechanisms that influence BL formation and thickness in regards to both local and remote forcing. In section 5 we summarize and discuss the main results.

2. Data and Processing Methodology

[8] Our study is based on a collection of temperature and salinity data collected in the equatorial Pacific (120°E to 120°W, 5°N to 5°S) during the period from 2000 to 2007. Study data originated from three types of measurements, with Argo floats providing a main data source (Figure 1). Utilized data included ~12,000 profiles from Argo floats, ~2000 profiles from CTD data, and ~16,000 daily averaged data points from complementary surface-only thermosalinographs (TSGs). A time/space distribution of data near the surface (i.e., 10 m in our case) indicated that Argo measurements were mainly concentrated after 2003. The 2000–2002 Argo data gap was partly filled by adding CTD and surface-only TSG data. Utilized CTD data represents 94 dedicated cruises while the TSG data distribution reflects measurements collected along mean shipping tracks spanning an area from New Caledonia to Japan, crossing the equator from 140°E to 170°W. While combining the

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

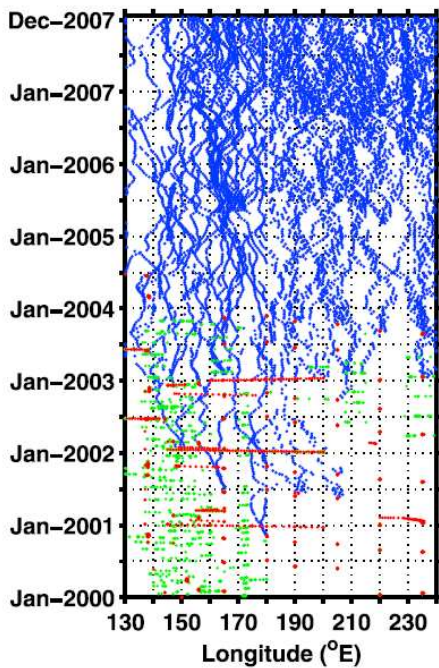


Figure 1. Longitude-time distribution of Argo floats (blue dots), CTD stations (red dots), and TSG (green dots) from 5°N to 5°S.

three sets of measurements did improve the data coverage, Figure 1 clearly indicates that caution is required for the period prior to 2003, especially in the eastern half of the basin. Note that a similar amount of data available at a depth of 10 m still appears at 100 m and 200 m (except for the TSG; not shown).

[9] Argo data profiles are validated on a preliminary basis within the context of operational oceanography via the dedicated routine procedures of the Coriolis Global Data Acquisition Center (GDAC). Only data validated as “good” were downloaded and selected for the study. Delayed mode data were used preferentially when available. We also applied additional tests to filter out spurious data within a depth range from 0 to 200 m. We rejected data with the following profiles: (1) data out of climatic limits (5–35°C for temperature and 30–37 for salinity), (2) data with no values in the upper 10 m, (3) data with gaps in excess of 25 m within the 10–150 m depth range, (4) data with a density inversion in excess of 0.02 kg m⁻⁴, and (5) data with an unrealistic vertical temperature gradient (more than 7°C in 10 m). Using these criteria, approximately 3% of the original Argo data were discarded. Approximately 12% of the CTD values were rejected on the basis of similar criteria (mainly because of surface values), and a daily median filter was applied to original 5 min resolution TSG measurements to filter out irrelevant data spikes. Approximately 40% (92%) of our selected Argo profiles had a vertical resolution smaller than or equal to 5 (10) m for the upper 200 m, with an average vertical resolution of 5.9 m. For each Argo profile, temperature and salinity values were then interpolated every 5 m using a spline function. A similar interpolation was

performed for CTD profiles that originally had a higher vertical resolution of 1–2 m. Density was then calculated using interpolated temperature and salinity values.

[10] In the literature, different techniques have been used for estimating the isothermal layer depth (ILD), the density mixed layer depth (MLD), and the derived barrier layer thickness (BLT). The techniques are mainly based on differences or gradient criteria computed from potential temperature and density. For instance, *Levitus* [1982] defined the ILD as the depth where temperature had a $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$ colder than SST (T_0), and the MLD as the depth where the density (ρ) had increased by 0.125 kg m⁻³ when compared to surface density (ρ_0). *Lukas and Lindstrom* [1991] defined the thermocline depth as the depth where the temperature gradient ($\partial T/\partial z$) exceeded 0.05°C m⁻¹, and the MLD as the depth where the density gradient ($\partial \rho/\partial z$) exceeded 0.01 kg m⁻⁴. A somewhat different technique was proposed by *Sprintall and Tomczak* [1992], who defined the ILD in terms of a temperature step ($\Delta T = -0.5^\circ\text{C}$) from SST and the MLD in terms of a variable density step ($\Delta \rho$), equivalent to ΔT , from the sea surface density:

$$\text{ILD} = Z(T = T_0 + \Delta T)$$

$$\text{MLD} = Z(\rho = \rho_0 + \Delta \rho)$$

$$\begin{aligned} \text{with } \Delta \rho &= \rho(T_0 + \Delta T, S_0, P_0) - \rho(T_0, S_0, P_0) \\ &\approx \partial \rho / \partial T(T_0, S_0, P_0) \cdot \Delta T \end{aligned}$$

where $\partial \rho / \partial T$ is the coefficient of thermal expansion. One advantage of this approach was that any difference between the ILD and the MLD (that is the BLT) was due to salinity stratification. Here the reader should note that the “surface” value (T_0, S_0) used in the literature was defined within 1 and 20 m, largely to filter out the effects of diurnal heating on MLD and ILD calculations. Reviews of different MLD and ILD criteria are given by *Anderson et al.* [1996], *Kara et al.* [2000], and, more recently, *de Boyer Montégut et al.* [2004].

[11] With the above considerations in mind, our choice for defining the MLD, the ILD and the surface value was guided by numerous sensitivity tests, quantitative comparisons, visual inspection of Argo profiles, and a consideration of near-surface data availability (see *Bosc* [2008] for details). We eventually decided to define the ILD and MLD using the *Sprintall and Tomczak* [1992] technique but changed the temperature threshold to $\Delta T = -0.2^\circ\text{C}$, as in the paper by *de Boyer Montégut et al.* [2004], with values at 10 m depth considered as the surface level of reference. Following *de Boyer Montégut et al.* [2004], the ILD, the MLD, and the resulting BLT were then computed from each vertically interpolated profile before applying any horizontal or temporal averages to individual profiles. For some profiles (2.6%), MLDs were found significantly deeper (i.e., in excess of 10 m) than ILDs (yielding an unrealistic negative BLT), indicating the presence of compensated layers [*de Boyer Montégut et al.*, 2004] which were not analyzed.

[12] Figure 2 shows (as an illustration of ILD, MLD, BLT definitions, and physical descriptions) a longitude-depth

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

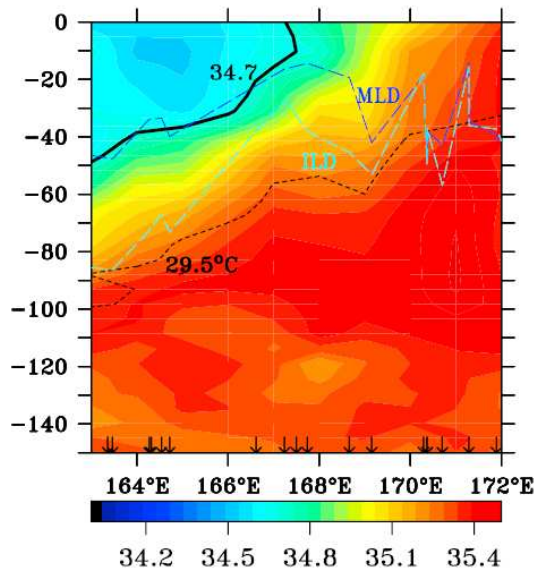


Figure 2. Longitude-depth distribution of salinities averaged within 1.5°N to 1.5°S during the first half of June 2005, as obtained from Argo floats. The heavy back line denotes the 34.7 isohaline, the dashed black line denotes the 29.5°C isotherm, the dashed blue line denotes the mixed layer depth (MLD), and the dashed green line denotes the isothermal layer depth (ILD). The difference between the ILD and the MLD denotes the barrier layer thickness. Note that the black arrows at the bottom of Figure 2 mark the positions of Argo floats.

distribution of salinity for a 10° longitude section collected in the equatorial band (163–172°E) during the first half of June 2005. The 10° longitude section was chosen since it was obtained from Argo floats designed with enhanced vertical resolution in the upper 250 m (see the Frontalis 3 cruise report by *Maes et al.* [2006b]). In Figure 2, we clearly noted the presence of a sharp zonal SSS front from 168°E to 171°E and, to the west, a MLD on the order of 30–40 m, an ILD of 40–80 m, and a BLT of approximately 10–40 m. Interestingly, the MLD and the ILD tended to converge to

the east of the zonal SSS front, featuring the progressive eastward disappearance of the barrier layer. The apparent connection between the zonal SSS front and the occurrence of a barrier layer to the west will be discussed below for the entire 2000–2007 period.

[13] Estimates of the MLD, the ILD, and the BLT derived from individual profiles were interpolated onto a regular grid of 5° longitude by 1° latitude by two weeks, covering the 5°N to 5°S and 120°E to 120°W region for the period of 2000–2007. Additional data and/or derived quantities are used in the following discussion and include (1) the 0/200 dbar dynamic height anomalies calculated from all individual temperature and salinity profiles; (2) the 1° longitude by 0.5° latitude by one week altimeter-derived sea level anomalies (SLA), related zonal geostrophic current anomalies (u'_g), and the contribution of equatorial Kelvin and Rossby waves to these SLA and u'_g [see *Bosc and Delcroix*, 2008]; (3) the monthly observed zonal currents at the TAO mooring sites along the equator [*McPhaden*, 1995]; (4) the 2.5° longitude by 2.5° latitude monthly estimates of precipitation from the Global Precipitation Project (GPCP) [*Adler et al.*, 2003]; and (5) the 1/4° longitude by 1/4° latitude by one week Quikscat wind product [*Bentamy et al.*, 1999]. All of these variables (except for the TAO currents) were reprocessed onto the same 5° longitude by 1° latitude by two week gridded fields as for the ILD, the MLD and the BLT by using either an averaging technique or a simple linear interpolation.

3. Observed Thermohaline Variability

3.1. Basic Statistics of BL Thickness

[14] Figure 3 shows percentages of occurrences for BLs thicker than 10, 20, and 30 m, as computed in 5° longitude boxes for all 2000–2007 individual profiles located from 2°N to 2°S. Note that the statistics are based on a number of profiles in each box ranging from 40 to 510. Figure 3 reveals that BLs thicker than 10 m are frequent (60–75% of the time) between approximately 140°E and 160°E and appear less frequently while moving to the east. Similarly, BLs thicker than 20 (30) m are frequent from 140°E to 160°E, appear approximately 50% (30%) of the time, and display a percentage of occurrence that diminishes almost linearly to the east while reaching less than 10% near

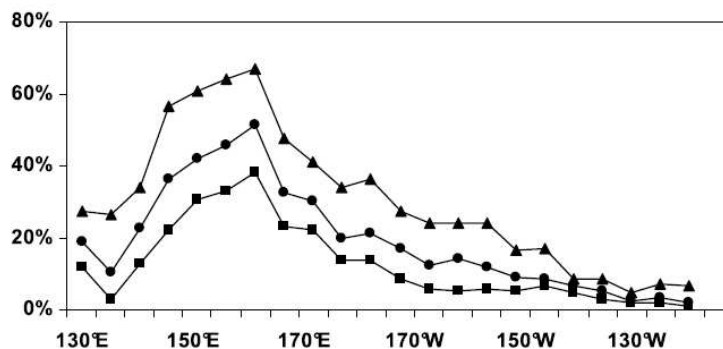


Figure 3. Percentage of individual temperature and salinity profiles with barrier layers thicker than 10 (triangles), 20 (circles), and 30 m (squares), as computed from Argo floats within 5° longitude zonal boxes for the 2°S to 2°N region during the period of 2000–2007.

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

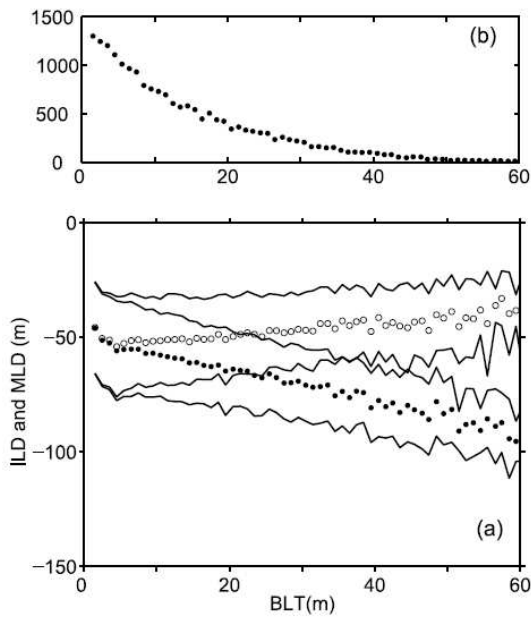


Figure 4. (a) Bin-averaged mixed layer depth (open circles, m) and isothermal layer depth (solid circles, m), as a function of barrier layer thickness (BLT) (m), for 1 m BLT bins. Also shown are the corresponding ± 1 standard deviation curves (black lines). (b) Population of the bins. All values were derived in the region from 120°E to 120°W and 5°S to 5°N during the period from 2000 to 2007.

110°W (also note the abrupt drop westward of 140°E). The percentages of occurrence are consistent with the results of *de Boyer Montégut et al.* [2007] indicating that significant BLs are present at least 10 months a^{-1} in the WP during a mean annual cycle. By using Argo or higher-resolution CTD profiles, independently, similar statistics (not shown) are obtained, justifying the relevance, a posteriori, of Argo data for estimating BLT.

[15] To identify the respective contribution of the MLD and the ILD to BLT changes, the mean and standard deviation of the ILD (and the MLD) were calculated from gridded fields by considering all of the values for the ILD (and the MLD) within each BLT bin of 1 m. In the 2°N to 2°S equatorial band, Figure 4a indicates that a thickening of the BL results, on average, from both a deepening of the ILD and a shoaling of the MLD (and vice versa for a thinning of the BL). Figure 4b shows that the region where the BLT exceeds approximately 40 m represents a rather small fraction of measurements, and should thus be viewed with caution (this comment applies to Figures 8 and 9 below). Regression coefficients were $R_c = 0.7$ and $R_c = -0.3$ for changes in the ILD versus the BLT and for those in the MLD versus the BLT (e.g., a 20 m thickening of the BL in Figure 4a results from a 14 m deepening of the ILD and a 6 m shoaling of the MLD), respectively. These results indicate that the BLT in the WP region is, on average, roughly twice as affected by changes in the ILD than in the MLD. However, a differential deepening of both the MLD

and the ILD could also result in a thickening of the BLT, and will be explored in section 3.2.

[16] The mean and standard deviation of the BLT, between 2°N and 2°S for the period from 2000 to 2007, are shown in Figure 5. The mean BLT had a maximum (22 ± 10 m) between 160°E and 170°E , and decreased both to the west (to reach 7 ± 4 m at 130°E) and to the east (to reach less than 4 ± 4 m at 120°W). A maximum BLT appeared at approximately $5-10^{\circ}$ longitude to the west of the mean position of the maximum zonal SSS gradient ($\partial S/\partial x$, calculated using a centered differencing scheme; the star symbol in Figure 5) located near 167°E . The standard deviation of the BLT ranged between 4 and 12 m, with a maximum value in the western central equatorial Pacific nearby the mean position of the zonal SSS front.

3.2. Relationship Between SST, SSS, and Displacements of the Zonal SSS Front

[17] Figure 6 shows the longitude-time diagrams for SSS, SST, $\partial S/\partial x$, and BLT, averaged within the 2°N to 2°S band. Figure 6a exhibits the well-marked contrast between the low-salinity waters of the western equatorial Pacific and the relatively high salinity waters of the central equatorial Pacific. Such a contrast has been documented for earlier time periods, relying on more sparsely distributed data [*Delcroix and Picaut*, 1998; *Vialard and Delecluse*, 1998b; *Picaut et al.*, 2001; *Maes et al.*, 2006a]. Figure 6 also reveals that the common boundary between the two different SSS regions can be adequately delimited by the position of the maximum zonal salinity gradient ($\partial S/\partial x$; the black line in Figure 6a). Statistical analyses based on correlation coefficients and ratios of zonal displacements indicate that the boundary is the location of the 34.7 isohaline (as compared with other tested isohalines), which agrees best with the location of maximum $\partial S/\partial x$ (the correlation coefficient between longitudes is $R = 0.87$). This finding differs slightly from pre-2000 investigations that, for the most part, used the 35 isohaline to delimit the eastern edge of the WP, likely because the WP was saltier in past decades than today [*Delcroix et al.*, 2007]. In the following discussion we use the maximum $\partial S/\partial x$ to denote the eastern edge of the WP.

[18] In contrast to the SSS in Figure 6a, SST in Figure 6b nearly linearly increases from the eastern to the western equatorial Pacific, with the absence of a well-marked zonal SST front at the eastern edge of the WP. A remarkable

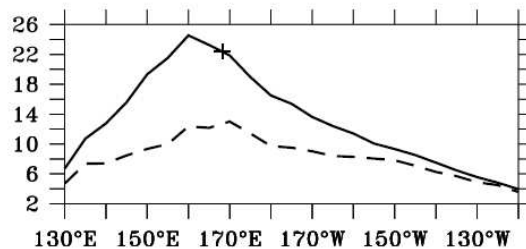


Figure 5. Mean (black line) and standard deviation (dashed line) of the 2°N to 2°S averaged barrier layer thicknesses (m) for the period from 2000 to 2007. The cross near 167°E represents the mean position of the maximum zonal gradient in SSS ($\partial S/\partial x$).

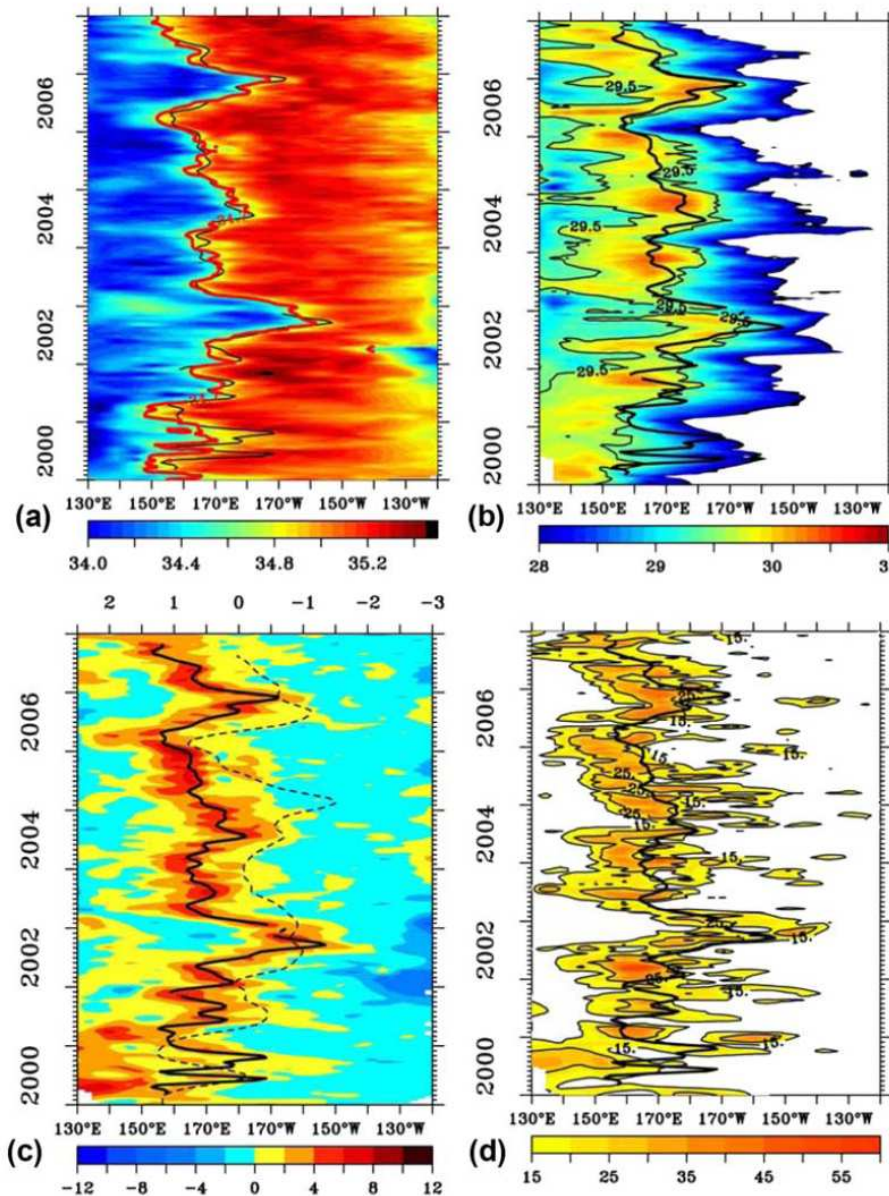


Figure 6. Longitude-time distribution of 2°N to 2°S averaged (a) SSS, (b) SST, (c) zonal SSS gradient ($\partial S/\partial x$), and (d) barrier layer thickness. Heavy black lines represent the maximum $\partial S/\partial x$ for Figures 6a–6d. The red line in Figure 6a denotes the 34.7 isohaline. The thin black line in Figure 6b denotes the 29.5°C isotherm. The dashed line in Figure 6c denotes the Southern Oscillation Index scaled in reverse order on the upper horizontal axis. Note that values in excess of 28°C and 15 m are only reported in Figures 6b and 6d, respectively. Units are °C for Figure 6b, 10^{-7} m^{-1} for Figure 6c, and m for Figure 6d.

feature for SST is that the location of the warmest waters ($>29.5^\circ\text{C}$) extends 10–20° in longitude west of the moving eastern edge of the WP. A similar zonal extension for the warmest waters associated with the eastern edge of the WP was documented by *Maes et al.* [2004, Figure 3] during 1992–2001, on the basis of reconstructed SSSs estimated using an indirect approach, and by *Maes et al.* [2006a, Figure 2] during 2002–2004 (note that these authors used the 34.4 or 34.6 isohalines to denote the eastern edge). Our

analysis using Argo-derived SSSs and SSTs indicates that the occurrence of the warmest SST is a permanent and robust feature that appears tightly linked to, and west of, the moving zonal SSS front at the eastern edge of the WP. Therefore, the frontal region appears to be a favorable location for the formation of “hot spots” in SST [see *Waliser*, 1996]. Related climatic implications for this feature are discussed in section 3.1.

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

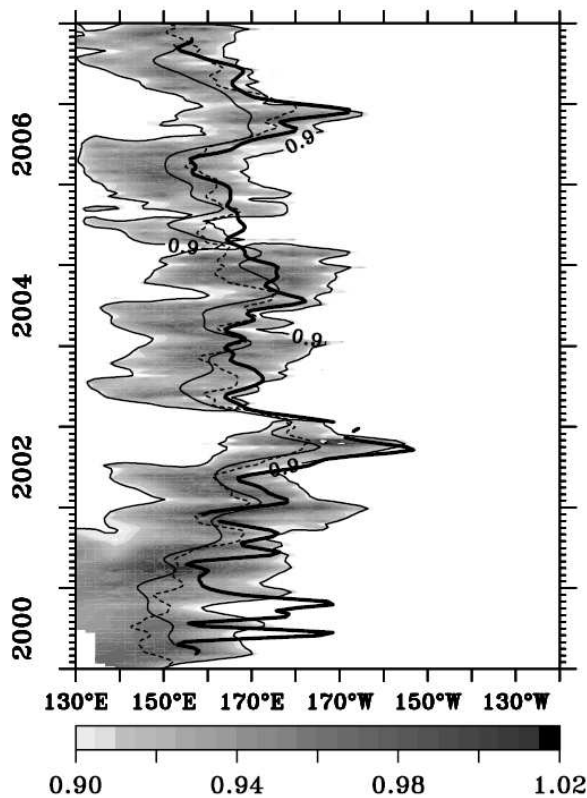


Figure 7. Longitude-time distribution of 2°N to 2°S averaged for 0/200 dbar dynamic height anomalies; only values in excess of 0.9 dyn m are reported. The dashed line is the location for the maximum 0/200 dbar dynamic height anomalies, the heavy black line represents the maximum $\partial S/\partial x$ (as in Figure 6), and the thin black line is the convergence zone of hypothetical drifters transported by the zonal surface current (see text for details).

[19] Figure 6c shows the longitude-time plot of 2°N to 2°S averaged $\partial S/\partial x$, together with the longitudinal position of its maximum, and the Southern Oscillation Index (SOI). Figure 6c reveals that the eastern edge of the WP was displaced eastward during El Niño years (2002, 2004, and 2006) and westward during La Niña years (2000–2001, 2007). To identify the causes of these zonal displacements, we used a technique described by Gill [1983] and applied by Picaut and Delcroix [1995] for altimeter-derived currents. Specifically, we computed the trajectories of hypothetical drifters transported by the 2°N to 2°S zonal surface current ($u = U + u'$), for which current anomalies (u') were derived from Bosc and Delcroix [2008] and mean current fields (U) were derived from Sudre and Morrow [2008]. A group of hypothetical drifters were launched at 10 – 20° longitude east and west of the eastern edge of the WP at 1-year intervals, every year, then displaced by the zonal current. As expected, the drifter trajectories all converged after approximately 1 year or less (not shown), and the resulting dynamical convergence zone was found to be displaced in parallel to the maximum $\partial S/\partial x$ (Figure 7).

Therefore, our results confirm earlier results (see Picaut *et al.* [2001] for a review) indicating that zonal advection mainly accounts for the zonal displacements of the WP during the period from 2000 to 2007.

[20] The convergence of the hypothetical surface drifters at the eastern edge of the warm pool and the expected mass convergence can be further inferred by looking at the variability of 0/200 dbar dynamic height anomalies (Figure 7). Such a convergence shows up as a zonal band of roughly 20° in longitude for which the anomalies exceed 0.9 dyn m. The area moves east and west in phase with the maximum $\partial S/\partial x$, in agreement with model results obtained for the period of 1986–1994 [Picaut *et al.*, 2001]. The related mass convergence accounts for the relative maximum of surface dynamic height anomalies located between approximately 160 – 170°E in climatological data, as indicated in earlier publications [Wyrki, 1984; McPhaden *et al.*, 1998; Le Borgne *et al.*, 2002]. These results suggest that, when SSS measurements (and therefore $\partial S/\partial x$) are unavailable, the use of absolute sea level (derived from GRACE-type and Jason satellites) can be used as a substitute for detecting the eastern edge of the warm pool and the associated BLT.

3.3. Relations Between SSS Front, Warm SST, and BLT

[21] To better define the relationship between the SSS front and the BLT, as illustrated in Figures 2 and 5, Figure 6d shows the longitude-time plots of the 2°N to 2°S averaged BLT. Interestingly, Figure 6d indicates that BLs thicker than 15 m are only and always present (except for 2 to 3 months in 2001) in a zonal band extending from approximately 10° longitude to the east and 20° longitude to the west of the moving front position, whereas a BL thicker than 25 m mainly appears to the west of the front. To further illustrate this relationship, Figure 8 presents the mean and standard deviation of $\partial S/\partial x$ as a function of the BLT. The mean and standard deviations of $\partial S/\partial x$ were calculated by considering all the values of $\partial S/\partial x$ within each BLT bin of 1 m, for the 2°N to 2°S equatorial band during 2000–2007. Figure 8a reveals, to a first approximation, that the BLT within 10 and 40 m is almost linearly related to the strength of the zonal SSS gradient ($\text{BLT} = 16.5 \times 10^7 \partial S/\partial x + 5 \times 10^7$). BLs thicker than 40 m appear only for a $\partial S/\partial x$ in excess of approximately $2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ with a standard deviation for $\partial S/\partial x$ of similar magnitude. The maximum $\partial S/\partial x$, which is well suited to characterize the eastern edge of the warm pool, may therefore be viewed as an additional source of information regarding the expected thickness of the BL, a feature that cannot be obtained by using any particular isohaline (such as the 34.7). As a consequence, we expect that the combination of in situ and future satellite-derived SSS measurements [e.g., Kerr *et al.*, 2001] will be quite useful, not only for locating the SSS front and the derived BL location, but also for providing estimates of the thickness of the BL in the WP.

[22] A visual comparison between Figures 6b and 6d reveals the outstanding time/space coincidence between the warmest ($>29.5^{\circ}\text{C}$) SST and the occurrence of the thickest (>20 m) BL. To further document this relationship, Figure 8b presents related data in the form of the mean and standard deviation of SST as a function of BLT. The mean SST curve roughly delimits two specific regions. In the first

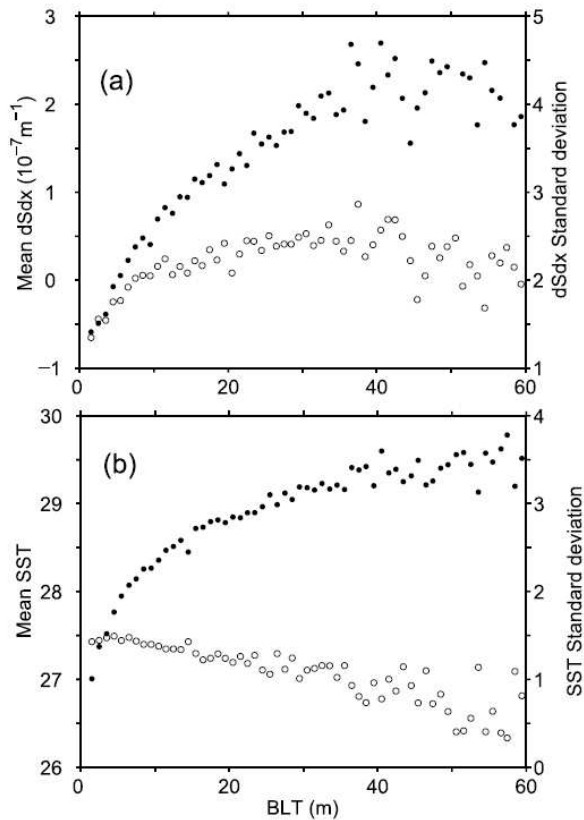


Figure 8. Bin-averaged (a) zonal salinity gradient (solid circles, 10^{-7} m^{-1}) and (b) SST (solid circles, $^{\circ}\text{C}$), as a function of barrier layer thickness (BLT) (m), for 1 m BLT bins. Also shown are the corresponding standard deviations (open circles) scaled on the right vertical axis. The population of the bins is shown in Figure 4b.

region, the SST increases from roughly $27\text{--}29^{\circ}\text{C}$ while the BLT increases from 0 to ~ 20 m. In the second region, the SST exceeds 29°C and the BLT increases almost linearly from 20 to ~ 60 m. The second region corresponds to the $10\text{--}20^{\circ}$ zonal band located west of the moving zonal SSS front. Interestingly, hot spots in SST ($>29^{\circ}\text{C}$) mostly occur in the presence of a thick (>20 m) BL. However, noteworthy is the fact that the standard deviation of SST ranges within approximately 0.5 and 1°C in this second region, indicating that no simple universal relationship exists between the occurrence of a BL thicker than 20 m and hot spots in SST. Differentiating El Niño and La Niña events in Figures 8a and 8b was not conclusive for determining a possible signature for the two contrasted situations.

4. Possible Mechanisms for BL Formation, Growth, and Erosion

[23] Previous studies have shown that the mechanisms responsible for changes in the BLT in the WP are complex and interrelated [e.g., Lukas and Lindstrom, 1991; Vialard and Delecluse, 1998a, 1998b]. Among those studies, the

dynamics of BL formation, growth, and erosion were discussed and illustrated by Cronin and McPhaden [2002, equations (2), (3), and (4) and Figure 1]. Cronin and McPhaden [2002] showed that the BL could chiefly result from (1) heavy rainfall, especially (but not only) under light wind conditions; (2) horizontal advection of a remote BL; (3) the tilting of near-vertical salinity contours, requiring vertical shear in horizontal currents; and (4) the vertical stretching of the upper water column, assuming the preexistence of a BL. In the paragraphs that follow we discuss these four mechanisms. A rigorous quantitative analysis of these processes would require information on the four-dimensional (4-D) structure of temperature, salinity, and currents in the upper ocean; and information on the three-dimensional (3-D) structure of local surface forcing in the atmosphere. Such an analysis was not possible with our limited, although unique, observational data sets. However, a qualitative analysis is instructive in this section in order to provide guidance for assessing the role of these processes as benchmarks for model studies.

4.1. Precipitation, Wind, and the BL

[24] Rainfall can cause a BL to form by freshening the near surface layer which then forms a vertical salinity gradient in the isothermal layer (in the absence of vertical mixing and surface heating). As was presented for $\partial S/\partial x$ and SST, ensemble relationships between precipitation (P) and the wind stress modulus ($|\tau|$, a proxy for vertical mixing) versus the BLT are presented in Figure 9. The correlation coefficient between the bin-averaged P and the BLT for 1 m BLT bins was $R = 0.95$, and the one between the bin-averaged $|\tau|$ and the BLT was $R = -0.83$. The correlations indicate the general tendency for a thick BL to be associated with a heavy precipitation regime and a small wind stress modulus, that are favorable for generating low-salinity near-surface waters and for maintaining the resulting salt-stratified isothermal layer, respectively. As an example, a BL thicker than ~ 20 m mainly occurs during a heavy rainfall regime ($P > 5 \text{ mm d}^{-1}$) and a small wind stress modulus ($|\tau| < 0.05 \text{ Pa}$). Using only easterly or westerly winds in Figure 9b did not change our results significantly. However, as noted for the SST versus BLT relationship, the P versus BLT relationship is not quite robust given the magnitude of the standard deviation in P (of the order of $3\text{--}4 \text{ mm d}^{-1}$). A similar comment applies for wind stress, with the standard deviation of the wind stress modulus reaching $\sim 50\%$ of the mean for a BL thicker than 20 m. The last feature partly reflects that an energetic wind stress modulus may at times favor BL formation, as observed during westerly wind bursts [Cronin and McPhaden, 2002].

[25] Figure 10 further shows that the area of maximum P ($>6 \text{ mm d}^{-1}$) nicely coincides with the area of maximum BLT (>20 m), as well as with the area of warmest SST ($>29.5^{\circ}\text{C}$; Figure 6b) that is located approximately $10\text{--}20^{\circ}$ in longitude to the west of the moving SSS front. To focus in on this region and to filter out the effect of coincidental zonal displacements of warm SSTs, heavy Ps, and thick BLs, we computed the correlation between bin-averaged P and BLT in a moving 10° zonal band located west of the SSS front. The correlation was $R = 0.52$, indicating that the good relationship between P and BLT still applies in this region. Unfortunately, whether or not this could be inter-

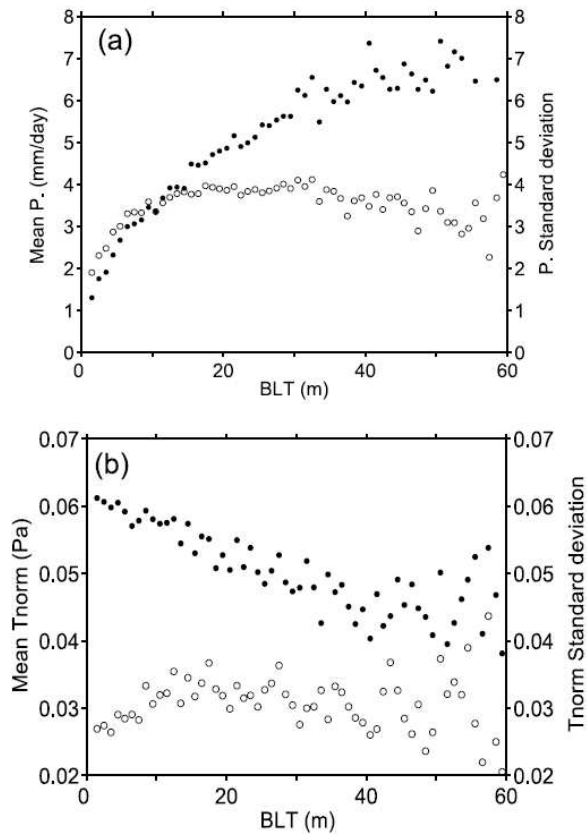


Figure 9. Bin-averaged (a) precipitation (solid circles, mm d^{-1}) and (b) surface wind stress modulus (solid circles, Pa), as a function of barrier layer thickness (BLT, m), for 1 m BLT bins. Also shown are the corresponding standard deviations (open circles) scaled on the right vertical axes. The population of the bins is shown in Figure 4b.

preted as a sign that heavy Ps induced thick BLs, or as a sign that thick BLs induced warm SSTs, and in turn heavy Ps could not be determined with observations. As stated above, the related climatic implications will be discussed in section 5.

4.2. Horizontal Advection and BL

[26] Horizontal advection can cause a BL to form in a region through advection of a vertical salinity gradient in an isothermal layer (the term $U_z \nabla S_z$ in the paper by Cronin and McPhaden [2002]). In the absence of 4-D information for U, we only computed the surface zonal ($u'_g \partial S/\partial x$) and meridional ($v'_g \partial S/\partial y$) salt advection. The anomalous surface geostrophic currents (u'_g and v'_g) were derived from altimetry [see Bosc and Delcroix, 2008], and horizontal SSS gradients ($\partial S/\partial x$ and $\partial S/\partial y$) were derived from centered differencing schemes. Meridional salt advection was not considered here since it is one order of magnitude smaller than zonal salt advection (not shown). The evolution of $u'_g \partial S/\partial x$ is shown in Figure 11, together with the position of the zonal salinity front ($\max \partial S/\partial x$). Recall that a thick BL and a vertical salinity gradient (S_z) in an isothermal layer

appears in a zonal band extending $10\text{--}20^\circ$ in longitude to the west of the front (Figure 6d). Figure 11 indicates that the maximum in positive values for $u'_g \partial S/\partial x$ tends to occur within and during the eastward displacement of the zonal SSS front. Such a maximum occurred during mid-2001, by the end of 2001, during most of 2002, mid-2003, the first half of 2004, mid-2005, and the second half of 2006 when a thick BL was also present. Hence, the time/space concurrence suggests that horizontal advection plays a role in generating a thick BL ($>15\text{--}25$ m), and bringing a vertical salinity gradient, only during eastward displacements of the WP. Unfortunately, a computation could not be performed in subsurface layers to ensure that this surface advection is part of the advection process involved in the generation of the BL.

4.3. Vertical Shear in the Zonal Current and the BL

[27] Vertically sheared horizontal flows advecting horizontal salinity gradients within an isothermal layer can also cause a BL to form in a region (the term $U_z \nabla S$ in the paper by Cronin and McPhaden [2002]). The vertical structure of horizontal currents is not available at the basin scale. However, vertical structure can be obtained with a vertical resolution of 5 m from acoustic Doppler current profiler

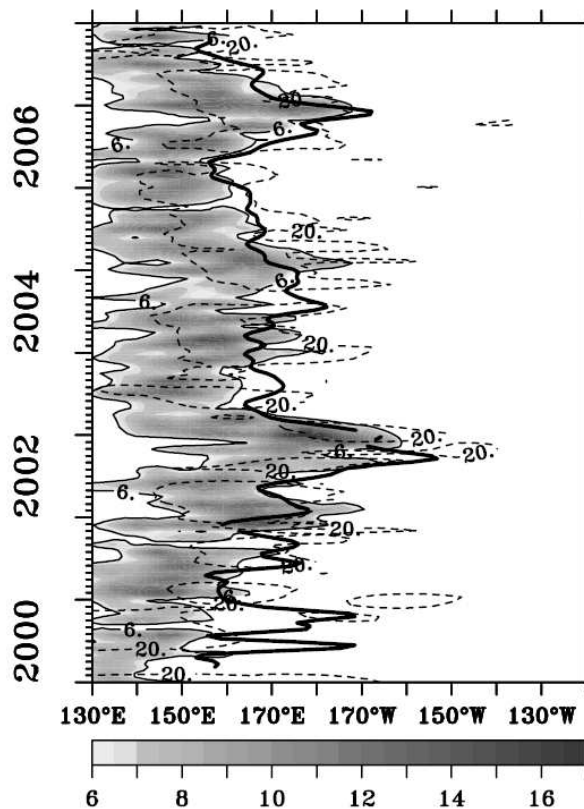


Figure 10. Longitude-time distribution of 2°N to 2°S averaged precipitation (mm d^{-1}); only values in excess of 6 mm d^{-1} are reported. The heavy black lines represent the maximum $\partial S/\partial x$ (as in Figure 6), and dashed lines denote the 20 m BLT.

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

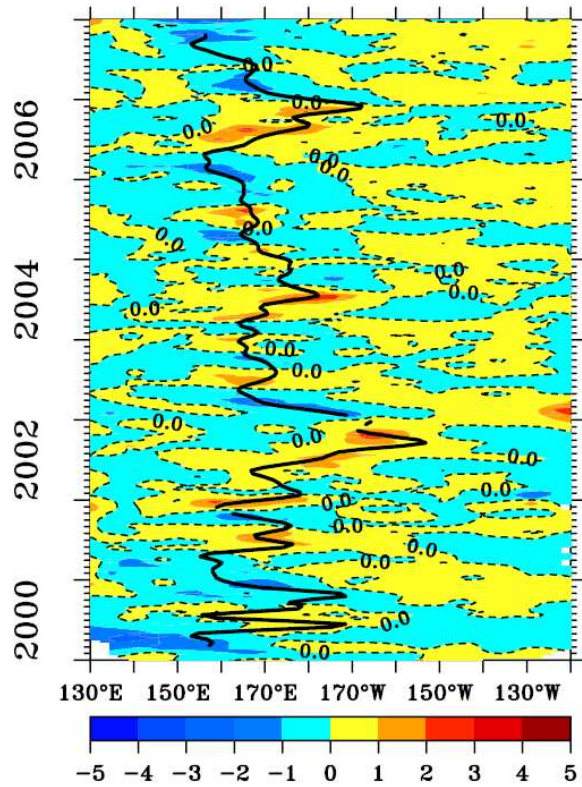


Figure 11. Longitude-time distribution of 2°N to 2°S averaged surface zonal salt advection ($u'_g \partial S/\partial x$, 10^{-7} s^{-1}). The heavy black lines represent the maximum $\partial S/\partial x$, as in Figure 6.

(ADCP) measurements collected from two TAO mooring sites along the equator at 165°E and 170°W . The infrequent ADCP data for the upper 20–35 m (i.e., within the MLD) were filled in with altimeter-derived surface geostrophic currents that are known to compare quite well with in situ data for overlapping periods [see *Bosc and Delcroix*, 2008]. Figure 12 shows the depth-time plots of the zonal current shears ($\partial U/\partial z$) calculated in the upper 120 m for these two sites during 2000–2007 (data were not yet available for 2007 at the time of writing). For comparison, depths of the 0.5°N to 0.5°S averaged MLD and ILD denoting the vertical position and thickness of the BL were overplotted at the same longitudes. At 0 – 165°E , $\partial U/\partial z$ was negative most of the time within the BL (i.e., in between the ILD and the MLD) when the local BL was rather thick; conversely, $\partial U/\partial z$ was positive in 2000 and in the first few months of 2003 and 2006 when the local BL was rather thin (Figure 6d). Yet, at 0 – 170°W , $\partial U/\partial z$ was negative from mid-2002 to early 2003 and, to a lesser extent, in early 2005 when the local BL was rather thick. Additionally, $\partial U/\partial z$ was positive during the remaining time period when the BL was quasi-nonexistent (Figure 6d). Within the BL, at 0 – 165°E , the correlation between bin-averaged $\partial U/\partial z$ and the BLT was $R = 0.6$ for the entire time period. (The correlation is not discussed here from 0 to 170°W since it was not significant

because of the rare occurrence of the BL at this location). Differentiating eastward and westward currents in Figure 12 was not conclusive for a possible signature for the two contrasting situations. Hence, for both tested longitudes, there was a hint of negative vertical shear in zonal currents, as well as for positive zonal surface salinity gradients ($\partial S/\partial x$, see Figure 6c) to coexist with a thick BL. By assuming that $\partial S/\partial x$ was representative of the zonal salinity gradient in the upper 40–60 m, these two conditions, $\partial U/\partial z < 0$ and $\partial S/\partial x > 0$, corresponded to the tilting mechanism for BL formation as discussed in previous publications [*Roemmich et al.*, 1994; *Vialard and Delecluse*, 1998b; *Cronin and McPhaden*, 2002]. However, with our observational data we could not discriminate whether the negative vertical shear ($\partial U/\partial z < 0$) appearing at times was a cause or a consequence of the thick BL, as discussed in section 4.2.

4.4. Vertical Stretching and the BL

[28] As noted above when discussing Figure 4a, a thickening of the BL can result from a deepening of the ILD, a shoaling of the MLD, and/or a differential deepening of the ILD and MLD (in that case, related to the term $w_z S_z$ in the paper by *Cronin and McPhaden* [2002]). A few previous studies that have examined the tropical Pacific BL have suggested that changes in the BLT could result from

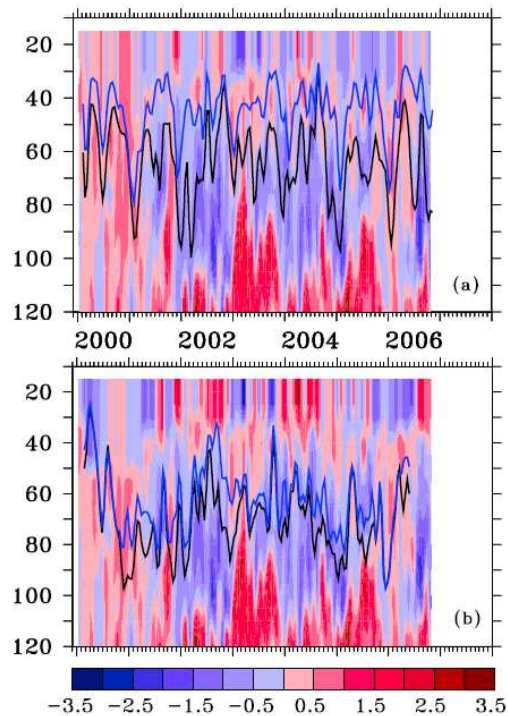


Figure 12. Time-depth distribution of the zonal current vertical gradient ($\partial U/\partial z$, 10^{-2} s^{-1}), derived from acoustic Doppler current profiler measurements collected at the (a) 0 – 165°E and (b) 0 – 170°W TAO mooring sites. Negative values denote a decrease of zonal current with depth. A 1.5 month Hanning filter was applied for clarity. The blue line represents the mixed layer depth, and the black line is the isothermal layer depth.

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

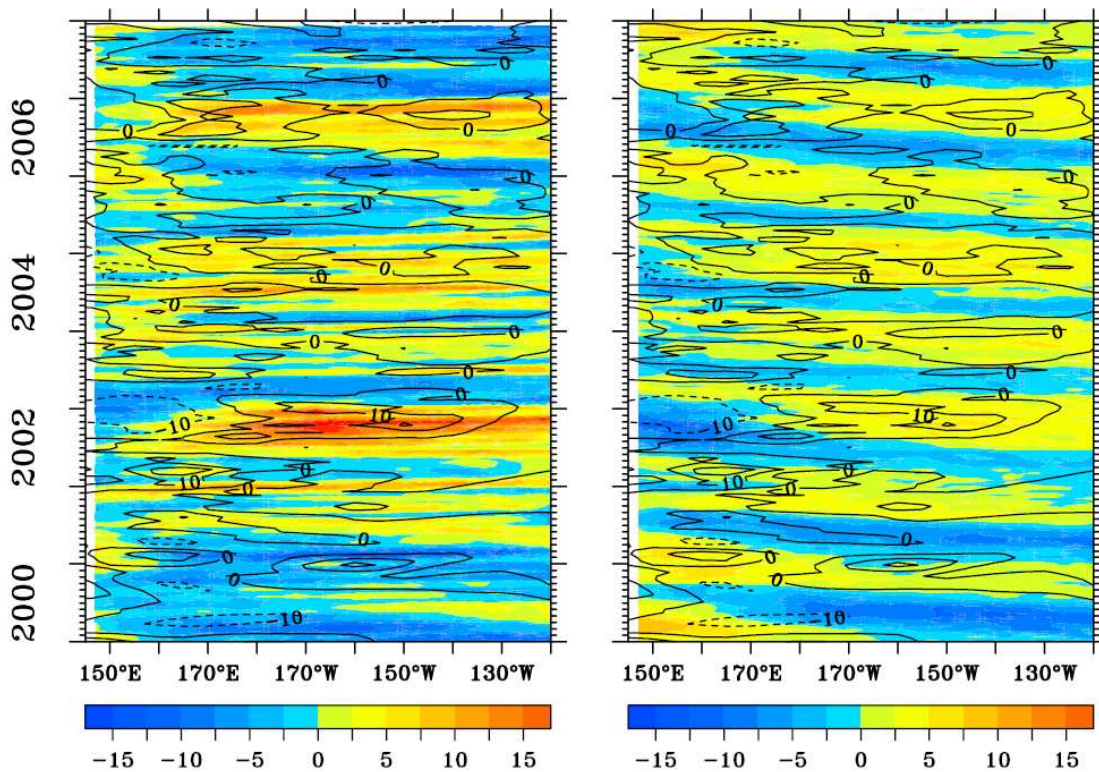


Figure 13. Longitude-time distribution of the 2°N to 2°S averaged sea level anomalies (cm) associated with the (left) first baroclinic Kelvin and (right) first meridional mode Rossby waves. Positive values denote downwelling equatorial waves. Black contours in Figures 13 (left) and 13 (right) show the 2°N to 2°S averaged barrier layer thickness anomalies (m). All of the anomalies are given relative to the 2000–2007 period.

equatorial waves acting remotely on the MLD and the ILD [Shinoda and Lukas, 1995; Vialard and Delecluse, 1998b; Delcroix and McPhaden, 2002; Cronin and McPhaden, 2002]. One possible explanation is that the amplitude of the vertical velocity associated with long equatorial waves increases downward in the upper ocean [Eriksen, 1982], meaning that the related vertical displacements are larger at the ILD than at the MLD, which could favor a thickening of the BL (in the case of downward velocity). To further understand this possible process, Figure 13 presents longitude-time plots for the 2°N to 2°S averaged contribution of the first baroclinic Kelvin waves and the first meridional mode ($m = 1$) Rossby waves of the SLA, as derived by Bosc and Delcroix [2008]. Since these plots denote sea level anomalies, the notion of upwelling or downwelling waves is a function of the chosen reference time period (2000–2007 in our case). For comparison purposes, we computed the anomalous BLTs relative to the same reference time period (see Figure 5 to get the mean BLT), and the values were superimposed on Figure 13. As seen in Figure 13, there is a clear tendency for downwelling (SLA > 0) Kelvin and Rossby waves to coincide with positive anomalous BLTs. In particular, this occurred east of approximately 170°E during the second half of 2002, 2004, and 2006 for downwelling Kelvin waves, and roughly every year for westward propagating downwelling Rossby waves. There-

fore, the BL appeared to be thicker than average in the presence of downwelling Kelvin and Rossby waves, and thinner than average for upwelling waves. Noting that downwelling Kelvin waves are associated with eastward and downwelling Rossby waves with westward current anomalies, it is unlikely that the related thickening of the BL would result from zonal advection rather than vertical stretching.

[29] To compare the relative effects of Kelvin and Rossby waves, Figure 14 presents the ensemble relationships between these equatorial waves and an anomalous BLT, following the procedure described for Figures 8–9. As can be inferred from Figure 13, a steeper slope for Kelvin rather than for Rossby waves indicates that the BLT is much more affected by Kelvin waves. The steeper slope likely results from the SLA meridional structure (proportional to the vertical displacements) of Kelvin waves which have a maximum at the equator (and so within 2°N to 2°S), as compared to the $m = 1$ Rossby wave structure which is near zero at the equator and presents two symmetrical maxima near 4° latitude [e.g., Delcroix et al., 1994].

5. Conclusion and Discussion

[30] The variability of the barrier layer (BL) in the western Pacific warm pool was investigated from 2000 to

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

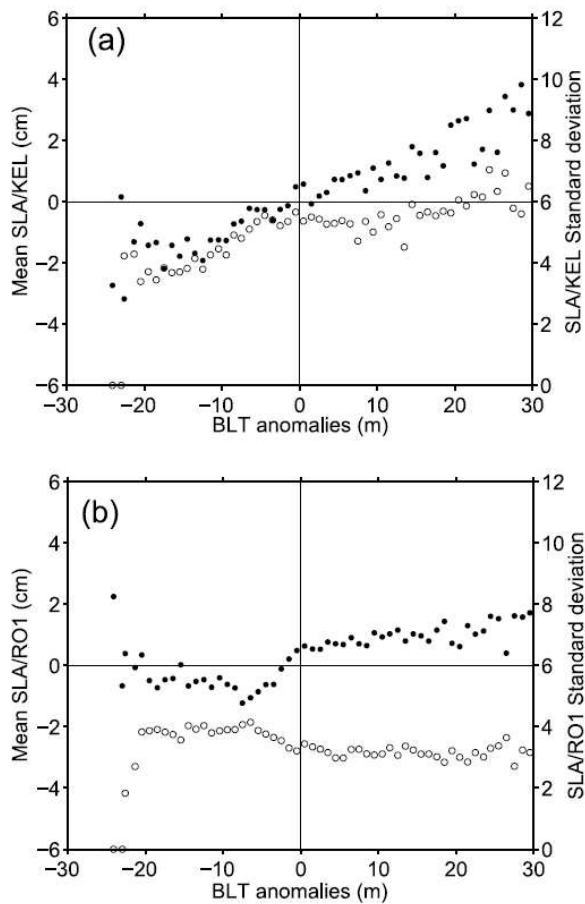


Figure 14. Bin-averaged sea level anomalies associated with the first baroclinic (a) Kelvin (solid circles, cm) and (b) first meridional mode Rossby (solid circles, cm) waves as a function of barrier layer thickness anomalies for 1 m BLT bins. Also shown are the corresponding standard deviations (open circles), scaled on the right vertical axes.

2007, which encompassed a period of moderate El Niño and La Niña events. The investigation was performed using the unprecedented availability of concurrent temperature and salinity profiles provided by Argo floats. We derived basic statistics for the BL; analyzed the covariability of the BL against SSS, SST, a zonal salinity gradient at the eastern edge of the warm pool, and ENSO; and attempted to assess the contribution of the mechanisms responsible for its observed changes in space and time.

[31] Our results indicate that a region of thick (>15–25 m) BL robustly occurs in the equatorial band in the western Pacific warm pool. The region extends over $\sim 10\text{--}20^\circ$ in longitude to the west of the maximum zonal SSS gradient ($\partial S/\partial x$), featuring the eastern edge of the warm pool, and moves eastward during El Niño events and westward during La Niña events over more than 6000 km. Such a region is crucial for establishing the necessary ocean-atmosphere interactions in the advective/reflective conceptual model accounting for the oscillatory nature of ENSO [Picaut et

al., 1997]. The thickness of the BL appears to be tightly related to the strength of the maximum $\partial S/\partial x$, indicating that present in situ and future satellite-derived SSS measurements may provide relevant information both on the position and thickness of the BL. Interestingly, our calculations further indicate that the presence of BLs thicker than ~ 20 m are quasi-permanently associated with the occurrence of SSTs warmer than $\sim 29\text{--}29.5^\circ\text{C}$, a value that has been shown to be related to a maximum atmospheric convection [Waliser and Graham, 1993]. The occurrence of a thick BL then appears as a crucial ingredient for warm pool oceanic-atmospheric interactions, which are known to affect the atmospheric circulation at the global scale [Hoerling and Kumar, 2003].

[32] The mechanisms responsible for BL formation, growth, and erosion were discussed qualitatively to improve our understanding of BL formation from in situ measurements and provide benchmarks for model studies. As could have been surmised from a synthesis of previous results, at least partially, we have confirmed that understanding the origin and variability of the BL in the WP is extremely complex, since it involves the contribution of different interrelated mechanisms. On the basis of complementary observations, we have shown statistically that the occurrence of a thick (>15–25 m) BL is highly related to the presence of heavy rainfall, light winds, eastward advection of low SSS (especially during El Niño periods), and zonal current negative vertical shears. We further demonstrated that the BL is most likely modulated through vertical stretching of the upper water column associated with remotely forced equatorial Kelvin and (to a lesser extent) Rossby waves. However, it should be emphasized that no unique and dominant mechanism among those we identified explains the full variability of the BL during the entire period from 2000 to 2007.

[33] Some key issues still remain undocumented and/or unresolved. First, we established clear evidence for strong relationships between the time/space coincidence of a thick BL (>15–25 m), heavy P (>6 mm d⁻¹), and warm SST (>29.5°C). One possibility for these relationships is that a thick BL favors the maintenance of warm SST (by cutting off entrainment cooling), which provides the potential for organized atmospheric convection and leads to an increase in P which favors a thick BL (by inducing low near-surface salinity). Another possibility is that an area of warm SSTs and hence heavy Ps follows the front displacements driven by zonal advection, and that the BL does not really have an active role. This would not be consistent with model simulations that have established the key role of BL for warm SST [Vialard and Delecluse, 1998b]. Clearly, the driving process (if any) in these coupled interactions, has to be identified, possibly with the help of coupled models as discussed by Maes et al. [2002]. Second, we also showed tight relationships between the vertical shear in zonal currents and BL formation. Vialard and Delecluse [1998b] suggested that current shear is due to the presence of the BL which reduces the penetration depth of the wind momentum. On the other hand, Roemmich et al. [1994] and Cronin and McPhaden [2002] suggested that the BL is due to the occurrence of current shear which favors the so-called tilting/shearing mechanism that is likely a complex process worth further investigation. Important to note is that each

mechanism could be relevant for different locations and different time periods. Third, the quasi-permanence of a BL thicker than 15–25 m, west of approximately 170°W and spanning approximately 10–20° in longitude during 2000–2007, represents a feature that deserved attention. Fujii and Kamachi [2003] and Maes et al. [2005] reported such a quasi-permanent BL to the west of the front position during 1993–2002. However, both studies analyzed the BLT using a salinity field that was reconstructed with an indirect approach. In contrast, such a permanence was not observed from 1978 to 1994 [Ando and McPhaden, 1997] or from 1992 to 2000 [Delcroix and McPhaden, 2002]. Again as for the studies by Fujii and Kamachi [2003] and Maes et al. [2005] both studies relied on a rather poor time/space coverage in data (mainly CTD profiles). In our study, the BL was found to be quasi-permanent for both El Niño and La Niña events. Therefore, it is difficult to determine whether or not a thick BL is a prerequisite for El Niño. As a result, further studies should be conducted to establish the precise role of the BL in the ENSO cycle. Finally, the time/space coincidence of a thick BL and a warm SST is remarkable. Determining the actual role of the BL for this phenomenon during 2000–2007 would require an explicit evaluation of all of the terms involved in the mixed layer heat budget, as has been done in studies based on Ocean General Circulation Models (see, for example, Vialard et al. [2001] and references therein). Whatever the final results, they suggest, at this stage, that the time/space coincidence should be included in model simulations aimed at reproducing realistic warm pool SSTs.

[34] **Acknowledgments.** Argo data were collected and made freely available through the International Argo Project and the national initiatives that contributed to it (<http://www.argo.net> and <http://www.coriolis.eu.org>). We also acknowledge the Sea Surface Salinity Observation Service (<http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/>), the TAO Project Office (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/>), the Climate Prediction Center (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/web.html), and the National Oceanographic Data Center (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html>) for providing free and open access through the World Wide Web to the data we used in this paper. We had useful discussions with S. Cravatte and F. Durand during the course of the study. Comments from M. Cronin and J. Vialard were helpful in improving the paper. Part of this work was supported by a grant from the French Groupe Mission Mercator Coriolis. C. Bosc was further supported by a grant from the French Ministère de l'Éducation Nationale, de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche during her Ph.D. thesis.

References

- Adler, R. F., et al. (2003), The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydro-meteorol.*, **4**, 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- Anderson, S. P., R. A. Weller, and R. Lukas (1996), Surface buoyancy forcing and the mixed layer in the western Pacific warm pool: Observation and one-dimensional model results, *J. Clim.*, **9**, 3056–3085, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<3056:SBFATM>2.0.CO;2.
- Ando, K., and M. J. McPhaden (1997), Variability of surface layer hydrography in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **102**, 23,063–23,078, doi:10.1029/97JC01443.
- Bentamy, A., P. Queffelec, Y. Quilfen, and K. Katsaros (1999), Ocean surface wind fields estimated from satellite active and passive microwave instruments, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **37**, 2469–2486, doi:10.1109/36.789643.
- Bosc, C. (2008), Variabilité du volume d'eau chaude et de la couche barrière de sel dans l'Océan Pacifique équatorial à l'échelle interannuelle (ENSO), Ph.D. thesis, 146 pp., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Bosc, C., and T. Delcroix (2008), Observed equatorial Rossby waves and ENSO-related warm water volume changes in the equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **113**, C06003, doi:10.1029/2007JC004613.
- Cronin, M. F., and M. J. McPhaden (2002), Barrier layer formation during westerly wind bursts, *J. Geophys. Res.*, **107**(C12), 8020, doi:10.1029/2001JC001171.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Ludicone (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.
- de Boyer Montégut, C., J. Mignot, A. Lazar, and S. Cravatte (2007), Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description, *J. Geophys. Res.*, **112**, C06011, doi:10.1029/2006JC003953.
- Delcroix, T., and M. J. 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:10.1029/2001JC000862.
- Delcroix, T., and J. Picaut (1998), Zonal displacement of the western equatorial Pacific “fresh pool”, *J. Geophys. Res.*, **103**, 1087–1098, doi:10.1029/97JC01912.
- Delcroix, T., G. Eldin, M.-H. Radenac, J. Toole, and E. Firing (1992), Variation of the western equatorial Pacific Ocean, 1986–1988, *J. Geophys. Res.*, **97**, 5423–5445, doi:10.1029/92JC00127.
- Delcroix, T., J. P. Boulanger, F. Masia, and C. Menkes (1994), GEOSAT-derived sea level and surface current anomalies in the equatorial Pacific during the 1986–1989 El Niño and La Niña, *J. Geophys. Res.*, **99**, 25,093–25,107, doi:10.1029/94JC02138.
- Delcroix, T., S. Cravatte, and M. J. McPhaden (2007), Decadal variations and trends in tropical Pacific sea surface salinity since 1970, *J. Geophys. Res.*, **112**, C03012, doi:10.1029/2006JC003801.
- Eldin, G., M. Rodier, and M.-H. Radenac (1997), Physical and nutrient variability in the upper equatorial Pacific associated with westerly wind forcing and wave activity in October 1994, *Deep Sea Res., Part II*, **44**, 1783–1800.
- Eldin, G., T. Delcroix, and M. Rodier (2004), The frontal area at the eastern edge of the western equatorial Pacific warm pool in April 2001, *J. Geophys. Res.*, **109**, C07006, doi:10.1029/2003JC002088.
- Eriksen, C. (1982), Equatorial wave vertical modes observed in a western Pacific island array, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1206–1227, doi:10.1175/1520-0485(1982)012<1206:EWVMOI>2.0.CO;2.
- Fujii, Y., and M. Kamachi (2003), Three-dimensional analysis of temperature and salinity in the equatorial Pacific using a variational method with vertical coupled temperature-salinity empirical orthogonal function modes, *J. Geophys. Res.*, **108**(C9), 3297, doi:10.1029/2002JC001745.
- Gill, A. E. (1983), An estimation of sea-level and surface-current anomalies during the 1972 El Niño and consequent thermal effects, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 586–606, doi:10.1175/1520-0485(1983)013<0586:AEOSLA>2.0.CO;2.
- Hoerling, M., and A. Kumar (2003), The perfect ocean for drought, *Science*, **299**, 691–694, doi:10.1126/science.1079053.
- Kara, A., P. Rochford, and H. Hurlburt (2000), An optimal definition for ocean mixed layer, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16,803–16,821, doi:10.1029/2000JC000072.
- 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 (SMOS) mission, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 1729–1735, doi:10.1109/36.942551.
- Kuroda, Y., and M. J. McPhaden (1993), Variability in the western equatorial Pacific Ocean during JAPACS cruises in 1989 and 1990, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4747–4759, doi:10.1029/92JC02684.
- Le Borgne, R., R. Barber, T. Delcroix, H. Inoue, D. Mackey, and M. Rodier (2002), Pacific warm pool and divergence: Temporal and zonal variations on the equator and their effects on the biological pump, *Deep Sea Res., Part II*, **49**, 2471–2512, doi:10.1016/S0967-0645(02)00045-0.
- Levitus, S. (1982), Climatological atlas of the world ocean, *Prof. Pap.* **13**, 173 pp., NOAA, Silver Spring, Md.
- Lindstrom, E., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, S. Godfrey, G. Meyers, and M. Tsuchiya (1987), The western equatorial Pacific Ocean circulation study, *Nature*, **330**, 533–537, doi:10.1038/330533a0.
- Lukas, R., and E. Lindstrom (1991), The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3343–3357.
- Maes, C. (2000), Salinity variability in the equatorial Pacific Ocean during the 1993–98 period, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1659–1662, doi:10.1029/1999GL011261.
- 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.
- Maes, C., and D. Behringer (2000), Using satellite-derived sea level and temperature profiles for determining the salinity variability: A new approach, *J. Geophys. Res.*, **105**, 8537–8548, doi:10.1029/1999JC000279.
- Maes, C., P. Delecluse, and G. Madec (1997), Impact of westerly wind bursts on the warm pool of the TOGA-COARE domain in an OGCM, *Clim. Dyn.*, **14**, 55–70, doi:10.1007/s003820050208.

C06023

BOSC ET AL.: BARRIER LAYER IN THE WARM POOL

C06023

- Maes, C., J. Picaut, and S. Belamari (2002), Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(24), 2206, doi:10.1029/2002GL016029.
- Maes, C., J. Picaut, Y. Kuroda, and K. Ando (2004), Characteristics of the convergence zone at the eastern edge of the Pacific warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L11304, doi:10.1029/2004GL019867.
- Maes, C., J. Picaut, and S. Belamari (2005), Importance of salinity barrier layer for the buildup of El Niño, *J. Clim.*, *18*, 104–118, doi:10.1175/JCLI-3214.1.
- Maes, C., K. Ando, T. Delcroix, W. S. Kessler, M. J. McPhaden, and D. Roemmich (2006a), Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L06601, doi:10.1029/2005GL024772.
- Maes, C., E. Kestenare, A. Ganachaud, F. Gallois, M. Rodier, D. Varillon, G. Eldin, R. Chuchla, and A. Lapetite (2006b), Rapport de la mission FRONTALIS-3 à bord du N. O. Alis du 22 Avril au 19 Mai 2005, 22°S–2°N/161°E–172°E, in *Rapports de Missions, Sciences de la Mer; Océanographie Physique, Rep. 20*, pp. 1–167, Int. de Rech. pour le Dev., Nouméa, New Caledonia.
- McPhaden, M. J. (1995), The tropical atmosphere ocean array is completed, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *76*, 739–741.
- McPhaden, M. J., et al. (1998), The Tropical Ocean–Global Atmosphere observing system: A decade of progress, *J. Geophys. Res.*, *103*, 14,169–14,240, doi:10.1029/97JC02906.
- Mignot, J., C. de Boyer Montegut, A. Lazar, and S. Cravatte (2007), Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas, *J. Geophys. Res.*, *112*, C10010, doi:10.1029/2006JC003954.
- Millero, F. J. (1993), What is PSU?, *Oceanography (Wash. D.C.)*, *6*(3), 67.
- Palmer, T. N., and D. A. Mansfield (1984), Response of two atmospheric general circulation models to sea-surface temperature anomalies in the tropical east and west Pacific, *Nature*, *310*, 483–488, doi:10.1038/310483a0.
- Picaut, J., and T. Delcroix (1995), Equatorial wave sequence associated with the warm pool displacement during the 1986–1989 El Niño and La Niña, *J. Geophys. Res.*, *100*, 18,393–18,408, doi:10.1029/95JC01358.
- Picaut, J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, and M. J. McPhaden (1996), Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool: Implications for ENSO, *Science*, *274*, 1486–1489, doi:10.1126/science.274.5292.1486.
- Picaut, J., F. Masia, and Y. du Penhoat (1997), An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO, *Science*, *277*, 663–666, doi:10.1126/science.277.5326.663.
- 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*, 2363–2386, doi:10.1029/2000JC900141.
- Roemmich, D., and W. B. Owens (2000), The Argo Project: Global ocean observations for understanding and prediction of climate variability, *Oceanography (Wash. D.C.)*, *13*(2), 45–50.
- Roemmich, D., M. Morris, W. R. Young, and J.-R. Donguy (1994), Fresh equatorial jets, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 540–558, doi:10.1175/1520-0485(1994)024<0540:FEJ>2.0.CO;2.
- Sato, K., T. Suga, and K. Hanawa (2004), Barrier layer in the North Pacific subtropical gyre, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L05301, doi:10.1029/2003GL018590.
- Sato, K., T. Suga, and K. Hanawa (2006), Barrier layers in the subtropical gyres of the world's oceans, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L08603, doi:10.1029/2005GL025631.
- Shinoda, T., and R. Lukas (1995), Lagrangian mixed layer modeling of the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, *100*, 2523–2541, doi:10.1029/94JC02486.
- Sprintall, J., and M. J. McPhaden (1994), Surface layer variations observed in multiyear time series measurements from the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, *99*, 963–979, doi:10.1029/93JC02809.
- Sprintall, J., and M. Tomczak (1992), Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics, *J. Geophys. Res.*, *97*, 7305–7316, doi:10.1029/92JC00407.
- Sudre, J., and R. Morrow (2008), Global surface currents: A high resolution product for investigating ocean dynamics, *Ocean Dyn.*, *58*, doi:10.1007/s10236-008-0134-9.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: An Introduction*, 422 pp., Pergamon, New York.
- Vialard, J., and P. Delecluse (1998a), An OGCM study for the TOGA decade. Part I: Role of salinity in the physics of the western Pacific fresh pool, *J. Phys. Oceanogr.*, *28*, 1071–1088, doi:10.1175/1520-0485(1998)028<1071:AOSFTT>2.0.CO;2.
- Vialard, J., and P. Delecluse (1998b), An OGCM study for the TOGA decade. Part II: Barrier layer formation and variability, *J. Phys. Oceanogr.*, *28*, 1089–1106, doi:10.1175/1520-0485(1998)028<1089:AOSFTT>2.0.CO;2.
- Vialard, J., C. Menkes, J.-P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi, and M. McPhaden (2001), A model study of the oceanic mechanisms affecting the equatorial SST during the 1997–98 El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 1649–1675, doi:10.1175/1520-0485(2001)031<1649:AMSOOM>2.0.CO;2.
- Vialard, J., P. Delecluse, and C. Menkes (2002), A modeling study of salinity variability and its effects in the tropical Pacific Ocean during the 1993–1999 period, *J. Geophys. Res.*, *107*(C12), 8005, doi:10.1029/2000JC000758.
- Waliser, D. E. (1996), Formation and limiting mechanisms for very high sea surface temperature: Linking the dynamics and the thermodynamics, *J. Clim.*, *9*, 161–188, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0161:FALMFV>2.0.CO;2.
- Waliser, D. E., and N. E. Graham (1993), Convective cloud systems and warm-pool sea surface temperatures: Coupled interactions and self-regulation, *J. Geophys. Res.*, *98*, 12,881–12,893, doi:10.1029/93JD00872.
- Wyrtki, K. (1984), The slope of sea level along the equator during the 1982/1983 El Niño, *J. Geophys. Res.*, *89*, 10,419–10,424, doi:10.1029/JC089iC06p10419.

C. Bosc and T. Delcroix, LEGOS, UMR5566, UPS, CNES, IRD, CNRS, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France. (thierry.delcroix@ird.fr)

C. Maes, LEGOS, UMR5566, UPS, CNES, IRD, CNRS, B.P. A5, Nouméa 98848, New Caledonia.

Conclusion et Perspectives

L'océan Pacifique est le plus vaste océan du monde. Il est le siège du phénomène climatique naturel El Niño Oscillation Australe (ENSO) dont les impacts climatiques, humains et socio-économiques sont considérables. L'océan Pacifique contient dans sa partie équatoriale ouest, les eaux de surface les plus chaudes ($SST > 28-29^{\circ}\text{C}$) de la planète. Cet immense réservoir d'eau chaude en fait une région clé pour l'étude du phénomène ENSO et du climat à l'échelle globale.

Plusieurs théories permettent d'expliquer la nature quasi cyclique d'ENSO, avec une alternance entre les événements El Niño et La Niña : la théorie de l'oscillateur retardé (Suarez et Schopf, 1988; Battisti et Hirst, 1989), la théorie de l'oscillateur advectif-réfléctif (Picaut et al., 1997), la théorie de l'oscillateur Pacifique ouest (Weisberg et Wang, 1997) et la théorie de la Recharge-Décharge (Jin, 1997).

Selon cette dernière théorie, le Pacifique équatorial se recharge en eaux chaudes ($T > 20^{\circ}\text{C}$) quelques mois avant l'arrivée d'un événement El Niño et se décharge lors de la phase mature de l'évènement. Cette théorie présente plusieurs spécificités : elle présente une capacité prédictive sur l'arrivée des évènements, elle est la seule à prendre en compte les transports méridiens de masse et enfin, c'est la seule théorie pour laquelle, le rôle des ondes équatoriales n'a jamais été étudié en détails. Par ailleurs, aucune des quatre théories ne considère explicitement le rôle du sel dans la dynamique d'ENSO. Pourtant la salinité joue un rôle important dans la circulation océanique. En particulier, le Pacifique équatorial présente dans sa partie ouest une structure thermohaline appelée couche barrière de sel qui semble influencer la genèse et/ou l'amplitude des évènements ENSO.

Cette thèse avait pour objectif l'étude de 2 aspects qui pourraient améliorer la compréhension du phénomène El Niño : d'une part, d'affiner l'étude du mécanisme de Recharge-Décharge de la bande équatoriale en étudiant plus précisément, le rôle des ondes équatoriales ; et d'autre part, d'étudier la variabilité des couches barrières de sel qui se forment dans le Pacifique équatorial et leurs liens potentiels avec ENSO.

Recharge-Décharge de la bande équatoriale

Meinen et McPhaden (2000, 2001) ont observé, à l'aide de données in situ, les variations de volume d'eau chaude (WWV) dans la région $8^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{S}$, $156^{\circ}\text{E}-95^{\circ}\text{W}$ du Pacifique équatorial à l'échelle interannuelle (ENSO). Ils ont démontré que les transports de masse à travers les frontières de cette région pouvaient expliquer ces variations. Nous avons, de notre côté, mené l'étude de la Recharge-Décharge de la bande équatoriale ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$) du

Pacifique à l'aide d'observations in situ et satellites sur la période 1992-2006. Les données altimétriques (SLA) nous ont permis d'estimer et de suivre les variations in situ de WWV dans la bande équatoriale. Nous avons démontré que les transports méridiens (géostrophiques et d'Ekman) de masse, estimés à partir de données satellites, rendent bien compte des variations de volume d'eau chaude de la bande équatoriale. Les données altimétriques nous ont également permis d'étudier, pour la première fois à partir d'observations, la contribution des ondes équatoriales. La variabilité des transports géostrophiques méridiens est associée à la propagation des ondes équatoriales de Rossby premier mode barocline, premier mode méridien, majoritairement forcées par les vents. Par ailleurs, l'étude des variations de WWV nous a permis de proposer une nouvelle classification des événements ENSO basée sur le WWV. Cette classification en WWV montre en particulier des événements plus fréquents et dont les anomalies de SST se concentrent plus au centre qu'à l'est du bassin après 1992. Cette augmentation de fréquence des événements pourrait être liée à l'intensification de l'activité des ondes équatoriales de Rossby.

Pour confirmer et/ou affiner ces résultats, une étude sur des périodes plus longues, par exemple à l'aide de simulations longues, validées sur notre période d'étude, serait particulièrement utile afin d'analyser un plus grand nombre d'événements ENSO. Elle nous permettrait en particulier d'étudier : a) la contribution des ondes de Rossby de modes baroclines supérieurs sur le mécanisme de Recharge-Décharge, b) les transports de masse (méridiens et zonaux) et la contribution des ondes équatoriales à l'ouest de 150°E (Ishida et al., 2008), c) la dissymétrie Nord-Sud de la Recharge-Décharge potentiellement liée aux interactions ondes-courants (Chelton et al., 2003) et/ou à la dissymétrie du champ de vent (Kug et al., 2003), et d) l'origine physique des différences entre ENSO basées sur le WWV, notamment le rôle potentiel des ondes de Rossby.

Couche barrière de sel

Plusieurs études ont observé, à l'aide de données issues de campagnes océanographiques, la présence d'une couche barrière de sel à l'ouest du front de salinité qui borde la warm pool à l'est. Elles ont également mis en évidence plusieurs mécanismes de formation mais n'ont jamais observé le rôle des ondes équatoriales sur les variations d'épaisseur de la couche barrière de sel.

En plus des données CTD et TSG, nous avons pu bénéficier de l'apport considérable des données Argo pour mener l'étude de la structure thermohaline du Pacifique équatorial ouest (5°N-5°S-120°E-120°W) sur la période 2000-2007. Nous avons confirmé que la warm pool est marquée : a) en surface, par un front de salinité à sa frontière est, et b) en subsurface, par la présence de couches barrières de sel dans une région qui s'étend sur 10 à 20° de longitude à l'ouest du front et se déplace avec le front en phase avec ENSO. Nous avons pu

montrer que l'épaisseur des couches barrières de sel était quasiment proportionnelle à l'intensité du front de salinité en surface. Ce résultat permettra d'estimer, à partir de données de salinité de surface uniquement, la position et l'intensité du front de salinité et des couches barrières de sel. L'arrivée des données de salinité de surface du satellite SMOS, combinées à des données in situ pourraient notamment s'avérer pertinentes pour l'étude des structures thermohaline de la warm pool.

Nous avons également pu vérifier sur un grand nombre de profils de température et salinité, que les couches barrières de sel d'épaisseur supérieure à 15-25 m sont systématiquement associées à la présence de fortes températures de surface ($SST > 29^{\circ}\text{C}$). Elles pourraient alors expliquer la présence de fortes SST qui semblent responsables du maximum de convection atmosphérique organisée dans la warm pool. Les couches barrières devraient donc être présentes dans les modèles numériques qui reproduisent les fortes SST.

Nous avons pu observer par ailleurs, que les couches barrières de sel semblaient se former ou s'épaissir dans des conditions de faibles vents, fortes précipitations, d'advection zonale de faibles salinités, de cisaillement vertical des courants négatif et/ou encore, lors du passage d'ondes équatoriales (Kelvin ou Rossby premier mode méridien, premier mode barocline) de downwelling. Les mécanismes de formation de couches barrières de sel sont donc complexes, multiples et leurs interactions rend l'étude délicate. Pour réellement discerner le ou les mécanismes en jeu lors de la formation de couches barrières de sel, une étude numérique réaliste, validée avec nos observations, s'avère nécessaire afin d'isoler le poids relatif de chaque mécanisme.

L'étude menée sur la période 2000-2007, montre des couches barrières de sel quasi-permanentes, indépendamment de la période (chaude ou froide) du cycle ENSO. Des études passées ont montré que l'absence de couches barrières pouvait amoindrir voire inhiber l'apparition d'un événement El Niño (Maes et al., 2002). La quasi-permanence des couches barrières de sel dans la warm pool suscite donc quelques interrogations quant à sa relation effective avec les événements El Niño. Une étude sur un plus grand nombre d'événements chauds et froids pourrait donc apporter des éléments de réponse à cette question importante concernant l'occurrence des événements El Niño.

Dans le cas où l'on observerait une relation entre les couches barrières de sel (BL) et ENSO, il conviendrait de regarder le rôle potentiel des couches barrières de sel dans la Recharge-Décharge de la bande équatoriale et à terme, de considérer ces structures dans les théories pour ENSO. Maes et al. (2005) ont mené, à partir de données reconstituées de salinité et d'un modèle couplé, une étude sur le rôle des couches barrières de sel dans la Recharge du Pacifique équatorial qui précède l'occurrence des événements El Niño. Ils observent, sur la période 1993-2002, une coïncidence forte entre les couches barrières épaisses et la recharge

durant une période de 1 an avant l'arrivée d'un évènement chaud. Il serait intéressant de reprendre ce type d'étude avec les données Argo, sur une période plus longue que celle analysée ici (2000-2007).

Par ailleurs, les couches barrières de sel présentent comme la Recharge-Décharge une asymétrie méridienne par rapport à l'équateur, les 2 étant plus forts au Sud qu'au Nord. Cette coïncidence suscite des interrogations : Est-ce que ces asymétries sont liées entre elles notamment car les couches barrières de sel influencent la Recharge-Décharge? Sont-elles liées aux ondes équatoriales ? Cette étape supplémentaire permettrait de renforcer le lien, si lien il y a, entre ENSO et les couches barrières de sel.

Bibliographie

- Alory, G., et T. Delcroix (2002), Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from TOPEX/Poseidon data and linear model results (1964–1999), *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 3153, doi:10.1029/2001JC001067.
- Anderson, S. P., R. A. Weller, et R. Lukas (1996), Surface buoyancy forcing and the mixed layer in the western Pacific warm pool: Observation and one-dimensional model results, *J. Climate*, **9**, 3056–3085.
- Anderson, D. L. T., E. S. Sarachik, P. J. Webster, et L. M. Rothstein (1998), The TOGA decade: Reviewing the progress of El Niño research and prediction, *J. Geophys. Res.*, **103**, 14 169–14 510.
- Ando, K., et M. J. McPhaden (1997), Variability of surface layer hydrography in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 102, 23,063–23,078.
- AVISO (1996), Handbook for Merged TOPEX/POSEIDON Products, AVI-NT-02-101-CN, Edition3.0.
- Barber R. T., et F. P. Chavez (1983), Biological consequences of El Niño, *Science*, 222, 1203-1210.
- Barber, C. B., D.P. Dobkin, et H.T. Huhdanpaa (1996), The Quickhull Algorithm for Convex Hulls, *ACM Transactions on Mathematical Software*, Vol. 22, No. 4, Dec. 1996, p. 469-483.
- Battisti, D. S., et A. C. Hirst (1989), Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean system: Influence of the basic state and ocean geometry, *J. Atmos. Sci.* 46, 1687-1712.
- Bentamy A., P. Queffelec, Y. Quilfen, et K. Katsaros (1999), Ocean surface wind fields estimated from satellite active and passive microwave instruments, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37, 2469–2486.
- Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.*, 97, 163-172.
- Blackman RB., et Turkey JW (1958), The measurement of power spectra. New York: Dover.
- Bosc, C., et T. Delcroix (2008), Observed equatorial Rossby waves and ENSO-related warm water volume changes in the equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 113, C06003, doi:10.1029/2007JC004613.

- Bosc, C., T. Delcroix, et 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.
- Boullanger, J.-P., et C. Menkes (2001), The TRIDENT Pacific model. Part II: The thermodynamical model and the role of long equatorial wave reflection during the 1993-1998 TOPEX/POSEIDON period, *Clim. Dyn.*, 17, 175-186.
- Cane, M. A., et E. S. Sarachik (1976), Forced baroclinic ocean motions. I. The linear equatorial unbounded case, *J. Mar. Res.*, **34**, 629–665.
- Cane, M. A., et E. S. Sarachik (1981), The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, 39, 651-693.
- Changnon, S. A. (1999), Impacts of 1997–98 El Niño generated weather in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 1819–1828.
- Chelton D. B., M. G. Schlax, J. M. Lyman, et G. C. Johnson (2003), Equatorially trapped Rossby waves in the presence of meridionally sheared baroclinic flow in the Pacific Ocean, *Progress in Oceanography*, Vol. 56, Pergamon, 323–380.
- Cravatte, S., J. P. Boullanger, et J. Picaut (2004), Reflection of intraseasonal equatorial Rossby waves at the western boundary of the Pacific Ocean, *Geophysical Research Letters*, 31(10).
- Cronin, M. F., et M. J. McPhaden (2002), Barrier layer formation during westerly wind bursts, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8020, doi:10.1029/2001JC001171.
- de Boor, C. (1978), A Practical Guide to Splines, Springer- Vedag, New York, NY.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, et 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.
- Defant (1961), Physical oceanography, v. 2. Macmillan, New York. 598 p.
- Delcroix, T., J.P. Boullanger, F. Masia, et C. Menkes (1994), GEOSAT-derived sea level and surface current anomalies in the equatorial Pacific during the 1986-1989 El Niño and La Niña, *J. Geophys. Res.*, 99, 25093-25107.
- Delcroix, T., G. Eldin, M.H. Radenac, J. Toole, et E. Firing (1992), Variations of the western equatorial Pacific ocean, 1986-1988. *J. Geophys. Res.*, 97, 5423-5447.
- Delcroix T., et G. Eldin (1995), Observations Hydrologiques dans l'Océan Pacifique Tropical Ouest. Campagnes SURTROPAC 1 à 17, de janvier 1984 à août 1992, campagnes COARE156 1 à 3, d'août 1991 à octobre 1992. TDM 141, ORSTOM Editions, Paris, 78 pages.

- Delcroix, T., F. Baurand, G. Eldin, F. Gallois, Y. Gouriou, M. Rodier, et D. Varillon (2002), Rapport de la mission FRONTALIS 1 à bord du Navire Océanographique l'Alis (Frontalis Cruise Report), 29 mars – 26 avril 2001, 22°S-5°N / 155°E-165°E. UMR LEGOS, Toulouse, document interne, 130 pages.
- Delcroix, T., S. Cravatte, et M. J. McPhaden (2007), Decadal variations and trends in tropical Pacific sea surface salinity since 1970, *J. Geophys. Res.*, 112, C03012, doi:10.1029/2006JC003801.
- Delcroix, T., B. Dewitte, Y. duPenhoat, F. Masia, et J. Picaut (2000), Equatorial waves and warm pool displacements during the 1992–1998 El Niño Southern Oscillation events: Observation and modeling, *J. Geophys. Res.*, 105(C11), 26045-26062.
- 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:10.1029/2001JC000862.
- Delcroix, T., M. McPhaden, A. Dessier, et Y. Gouriou (2005), Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans, *Deep Sea. Res.*, 52/5, 787-813, doi:10.1016/j.dsr.2004.11.012.
- Delcroix, T., et J. Picaut (1998), Zonal displacements of the western equatorial Pacific fresh pool, *J. Geophys. Res.*, 103, 1087-1098.
- Dewitte B., S. Illig, L. Parent, Y. duPenhoat, L. Gourdeau, et J. Verron (2003), Tropical Pacific baroclinic mode contribution and associated long waves for the 1994–1999 period from an assimilation experiment with altimetric data, *J. Geophys. Res.*, 108 (C4), 3121, doi:10.1029/2002JC001362.
- Ducet, N., P. Le Traon, et G. Reverdin (2000), Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2, *J. Geophys. Res.*, 105(C8), 19,477– 19,498.
- Durand, F., et T. Delcroix (2000), On the variability of the tropical Pacific thermal structure during the 1979-96 period, as deduced from XBT sections, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 3261-3269.
- Eldin, G., M. Rodier et M.-H. Radenac (1997), Physical and nutrient variability in the upper equatorial Pacific associated with westerly wind forcing and wave activity in October 1994, *Deep Sea Res.*, Part II, 44, 1783– 1800.
- Eldin, G., T. Delcroix et M. Rodier (2004), The frontal area at the eastern edge of the western equatorial Pacific warm pool in April 2001, *J. Geophys. Res.*, 109, C07006, doi:10.1029/2003JC002088.

- Eldin G., M. Rodier, T. Delcroix, C. Maes, et R. Le Borgne (2005), The frontal zone at the eastern boundary of the western tropical Pacific warm pool: displacements and structure variability associated with intraseasonal forcing. Poster presentation at the International meeting, Dynamic Planet, Cairns, Australia, 22-28 August 2005.
- Emery, W.J., et R.E. Thomson (1998), Data and their analysis methods in physical oceanography, Pergamon Press, Amsterdam, 634 pp.
- Eriksen, C. (1982), Equatorial wave vertical modes observed in a western Pacific island array, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1206– 1227.
- Fjelstad, J. E. (1933), Interne Wellen. *Geofysiske Publikasjoner*, 10(6), 35 pp.
- Fu, L. L., et A. Cazenave (2001), Satellite altimetry and Earth sciences, A Handbook of techniques and applications, International Geophysics Series, vol. 69, *Academic Press*.
- Fu C., H. F. Diaz, et J. O. Fletcher (1986), Characteristics of the Response of Sea Surface Temperature in the Central Pacific Associated with Warm Episodes of the Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, 114, 1716.
- Ganachaud, A., G. Eldin, R. Chuchla, M. Rodier, A. Lapetite, F. Gallois et C. Dupouy (2006), Rapport de la mission FRONTALIS 2 à bord du Navire Océanographique l'Alis du 2 au 30 avril 2004. Rapports de missions, Sciences de la mer, Océanographie physique, Centre IRD de Nouméa, N°8, 185 pages.
- Godfrey, J. S., et E. J. Lindstrom (1989), The heat budget of the equatorial western Pacific surface mixed layer, *J. Geophys. Res.*, 94, 8007– 8017.
- Gray, W. M. (1984), Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1649–1668.
- Guilyardi, E. (2006), El Niño–mean state–seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble, *Clim. Dyn.*, 26, 329-348.
- Hackert, E. C., A. J. Busalacchi, et R. Murtugudde (2001), A wind comparison study using an ocean general circulation model for the 1997–1998 El Niño, *J. Geophys. Res.*, 106(C2), 2345–2362.
- Hasegawa, T., et K. Hanawa (2003), Heat content variability related to ENSO events in the Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 407– 421.
- Hasegawa T., T. Horii, et K. Hanawa (2006), Two different features of discharge of equatorial upper ocean heat content related to El Niño events, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02609, doi:10.1029/2005GL024832.

- Henin, H., Y. du Penhoat, et M. Ioualalen (1998), Observations of sea surface salinity in the western Pacific fresh pool: Large-scale changes in 1992-1995, *J. Geophys. Res.*, 103, 7523-7536.
- Hénin, C., et J. Grelet (1996), A merchant ships thermo-salinograph network in the Pacific Ocean, *Deep-Sea Res.*, **43**, 1833–1855.
- Hoerling M. P., et A. Kumar (2003), The perfect ocean for drought, *Science*, **299**, 691–699.
- Holland C. L., et G. T. Mitchum (2003), Interannual volume variability in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 108 (C11), 3369, doi:10.1029/2003JC001835.
- Inoue, H. Y., M. M. Ishii, H. Matsueda, M. Ahoyama, et I. Asanuma (1996), Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of CO₂ (pCO₂) in the central and western equatorial Pacific, west of 160W, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1781– 1784.
- Ishida, A., Y. Kashino, S. Hosoda, et K. Ando (2008), North-south asymmetry of warm water volume transport related with El Niño variability, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18612, doi:10.1029/2008GL034858.
- Jin, F. F. (1997), An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part I: Conceptual Model, *J. Atmos. Scien.*, 54, 811-829.
- Kara, A. B., P. A. Rochford, et H. E. Hurlburt (2000), An optimal definition for ocean mixed layer depth, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16803–16821.
- Kessler, W. S. (2002), Is ENSO a cycle or a series of events?, *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2125, doi:10.1029/2002GL015924.
- Kirtman, B. P., J. Shukla, J. Balmaseda, N. Graham, C. Penland, Y. Xue, et S. Zebiak (2001), Current Status of ENSO Forecast Skill: A Report to the CLIVAR Working Group on Seasonal to Interannual Prediction, ICPO Publ. Ser., vol. 56, 24 pp., International Project Office, Southampton, U.K.
- Kug, J.-S., I.-S. Kang, et S.-I. An (2003), Symmetric and anti-symmetric mass exchanges between the equatorial and off-equatorial Pacific associated with ENSO, *J. Geophys. Res. Oceans*, **108(C8)**, 3284, doi:10.1029/2002JC001671.
- Kuroda, Y., et M.J. McPhaden (1993), Variability in the western equatorial Pacific Ocean during JAPACS cruises in 1989 and 1990, *J. Geophys. Res.*, 98, 4747–4759.
- Lau, K. M., H. T. Wu et S. Bony (1997), The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature, *J Climate*, **10**, 381–392.

- Le Borgne R., et Rodier M (1997), Net zooplankton and the biological pump: a comparison between the oligotrophic and the mesotrophic equatorial Pacific, *Deep-Sea Res II*, 44: 2003-2023.
- Levitus, S. (1982), Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA Prof. Paper No. 13, U.S. Govt. Printing Office, 173 pp.
- Levitus, S., R. Burgett, et T. Boyer, 1994, World Ocean Atlas 1994. Vol 3: Salinity; Vol. 4: Temperature, NOAA Atlas NESDIS 3; 4, U.S. Dept. of Commerce 117 pp; 99 pp.
- Lighthill, M.J., (1969), Dynamic response of the Indian Ocean to the onset of the southwest monsoon, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* **265**, pp. 45–92.
- Lindstrom, E., R. Lukas, R. Fine, E. firing, J. S. Godfrey, G. Meyers, et Tsuchiya (1987), The Western Equatorial Pacific Ocean Circulation study, *Nature*, 330. 533-537.
- Lorbacher, K., D. Dommenges, P. Niiler, et A. Köhl (2006), Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability, *Journal of Geophysical Research*, **111**, C07010.
- Lukas, R., et E. Lindstrom (1991), The mixed layer of the Western Equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3343–3357.
- Maes, C., et D. Behringer (2000), Using satellite-derived sea level and temperature profiles for determining the salinity variability: A new approach, *J. Geophys. Res.*, **105** (C4), 8537–8548.
- Maes, C., J. Picaut, et S. Belamari (2002), Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2206, doi:10.1029/2002GL016029.
- Maes, C., J. Picaut, Y. Kuroda, et K. Ando (2004), Characteristics of the convergence zone at the eastern edge of the Pacific warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, 31,L11304, doi:10.1029/2004GL019867.
- Maes, C., J. Picaut, et S. Belamari (2005), Importance of salinity barrier layer for the buildup of El Niño, *J. Clim.*, 18, 104– 118.
- Maes, C., K. Ando, T. Delcroix, W. S. Kessler, M. J. McPhaden, et D. Roemmich (2006a), Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06601, doi:10.1029/2005GL024772.
- Maes, C., E. Kestenare, A. Ganachaud, F. Gallois, M. Rodier, D. Varillon, G. Eldin, R. Chuchla, et A. Lapetite (2006b), Rapport de la mission FRONTALIS-3 à bord du N. O. Alis du 22 avril au 19 mai 2005, 22°S–2°N/161°E– 172°E, IRD Nouméa, Rapports de Missions, Sciences de la Mer, Océanographie Physique, No 20, 167 pp.

- 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.
- Matsuno, T. (1966), Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *J. Met. Soc. Japan*, **44** (1), 25-42.
- McDougall J.M, D. R. Jackett, D. G. Wright et R. Feistel (2003), Accurate and Computationally Efficient Algorithms for Potential Temperature and Density of Seawater, *Journal of Atmos and oceanic technology*.
- McPhaden, M. J. (1995), The tropical atmosphere ocean array is completed, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 76, 739–741.
- McPhaden, M.J., Busalacchi, A.J., Cheney, R., Donguy, J.-R., Gage, K.S., Halpern, D., Ji, M., Julian, P., Meyers, G., Mitchum, G.T., Niiler, P.P., Picaut, J., Reynolds, R.W., Smith, N., et Takeuchi, K. (1998), The Tropical Ocean–Global Atmosphere observing system: a decade of progress, *Journal of Geophysical Research* 103, 14169–14240.
- McPhaden, M.J., X. Zhang, H.H. Hendon, et M.C. Wheeler (2006), Large Scale Dynamics and MJO Forcing of ENSO Variability, *Geophys. Res. Lett.*, 33(16), L16702, doi:10.1029/2006GL026786.
- Meinen, C. S. (2005), Meridional extent et interannual variability of the Pacific Ocean tropical-subtropical warm water exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 323-335, DOI: 10.1175/JPO-2694.1.
- Meinen, C. S., et M. J. McPhaden (2000), Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Nina, *J. Clim.*, 13, 3551-3559.
- Meinen, C. S., et M. J. McPhaden (2001), Interannual variability in warm water volume transports in the equatorial Pacific during 1993-99, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1324-1345.
- Meyers, G. (1979), On the annual Rossby wave in the tropical north Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 663–674.
- Mignot, J., C. de Boyer Montegut, A. Lazar, et S. Cravatte (2007), Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas, *J. Geophys. Res.*, 112, C10010, doi:10.1029/2006JC003954.
- Moore, D. W. (1968), Planetary-gravity waves in an equatorial ocean. Ph.D. thesis, Harvard University, Cambridge, MA.
- Moore, D. W., et S. G. H. Philander (1977), Modeling of the tropical oceanic circulation, *The Sea*, Goldberg et al., Eds., Vol. 6, Interscience, 319–361.

- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, et S. E. Zebiak (1998), ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 103(C7), 14,261–14,290.
- Palmer T.N., et D.A. Mansfield (1984), Response of two atmospheric general circulation models to sea-surface temperature anomalies in the tropical east and west Pacific, *Nature*, **310** pp. 483–488.
- Philander, S. G. H. (1990), El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation, *Academic Press*, 293 pp.
- Philander, S.G., et Fedorov, A. (2003), Is El Niño sporadic or cyclic? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31, 579–594.
- Picaut, J., F. Masia, et Y. duPenhoat (1997), An Advective-Reflective Conceptual Model for the Oscillatory Nature of the ENSO, *Science*, 277, 663-666.
- Picaut, J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, et M. J. McPhaden (1996), Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool: Implications for ENSO, *Science*, 274, 1486– 1489.
- Picaut J., E. Hackert, A. J. Busalacchi, R. Murtugudde, et G. S. E. Lagerloef (2002), Mechanisms of the 1997–1998 El Niño–La Niña, as inferred from space-based observations, *J. Geophys. Res.*, 107 (C5), 3037, doi:10.1029/2001JC000850.
- Picaut, J., M. Ioualalen, T. Delcroix, F. Masia, R. Murtugudde, et 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, 2363– 2386.
- Picaut, J., et R. Tournier (1991), Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data, *J. Geophys. Res.*, 96, 3263-3277.
- Pond, S. et Pickard, G. L. (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd edition, Elsevier Butterworth-Heinemann, 349 pp.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, et B.P. Flannery (1992), *Numerical Recipes in Fortran 77: The Art of Scientific Computing*, 2nd ed. (Cambridge University Press, Cambridge, 1992), Sec. 10.5.
- Radenac, M.-H., Menkes, C., Vialard, J., Moulin, C., Dandonneau, Y., Delcroix, T., Dupouy, C., Stoens, A., et Deschamps, P.-Y. (2001), Modeled and observed impacts of the 1997–1998 El Niño on nitrate and new production in the equatorial Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 106, 26879–26898.
- Rébert, J. P., J. R. Donguy, G. Eldin, et K. Wyrtki (1985), Relations Between Sea Level, Thermocline Depth, Heat Content, and Dynamic Height in the Tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 90(C6), 11,719–11,725.

- Reverdin, G. C., C. Frankignoul, E. Kestenare, et M. J. McPhaden (1994), Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **99**, 20,323–20,344.
- Reynolds, R. W., et T. M. Smith (1994), Improved sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Climate*, **7**, 929–948..
- Rodier, M., G. Eldin, et R. Le Borgne (2000), The western boundary of the equatorial Pacific upwelling: Some consequences of climatic variability on hydrological and planktonic properties, *J. Oceanogr.*, **56**, 463–471.
- Roemmich, D., M. Morris, W. R. Young, et J. R. Donguy (1994), Fresh equatorial jets, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 540–558.
- Roemmich, D. et W. B. Owens (2000), The Argo Project: Global ocean observations for understanding and prediction of climate variability, *Oceanography*, **13**, No. 2 (NOPP Special Issue), 45-50.
- Rothstein, L. M. (1983), A model of the equatorial sea surface temperature field and associated circulation dynamics. Ph.D. dissertation, University of Hawaii, 174 pp.
- Rotschi, H., P. Hisard, et F. Jarrige (1972), Les eaux du Pacifique occidental à 170°E entre 20°S et 4°N, *technical report, Inst. de Rech. pour le Dev.*, Paris.
- Schneider, N., et P. Muller (1990), The meridional and seasonal structures of the mixed-layer depth and its diurnal amplitude observed during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 1395–1404.
- Soloviev, A., et R. Lukas (1997), Observation of large diurnal warming events in the near-surface layer of the western Pacific warm pool, *Deep-Sea Res.*, **44**, 1055–1076.
- Sponberg, K. (1999), Navigating the numbers of climatological impact. Compendium of Climatological Impacts, University Corporation for Atmospheric Research, Vol. 1, National Oceanic and Atmospheric Administration, Office of Global Programs, 13 pp. [Available online at <http://www.cip.noaa.gov/docs/navimpact.pdf>.]
- Sprintall, J., et M. J. McPhaden (1994), Surface layer variations observed in multiyear time series measurements from the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **99**, 963–979.
- Sprintall, J., et M. Tomczak (1992), Evidence of the barrier layer in the surface layer of the Tropics, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7305–7316.
- Stoens A., C. Menkes, M.-H. Radenac, N. Grima, Y. Dandonneau, G. Eldin, L. Memery, C. Navarette, J.-M. André, T. Moutin, et P. Raimbault (1999), The coupled physical-new production system in the equatorial Pacific during the 1992-1995 El Niño, *J. Geophys. Res.*, **104**, 3323-3339.

- Suarez, M. J., et P. S. Schopf (1988), A Delayed Action Oscillator for ENSO, *J. Atmos. Scien.*, 45, 3283-3287.
- UCAR (1994), El Niño and climate prediction. Reports to the Nation on our Changing Planet, UCAR, No. 3, 25 pp.
- Unesco (1983), Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, Unesco Tech. Pap. In Mar. Sci._No. 44, 53pp.
- Vialard, J., et P. Delecluse (1998a), An OGCM Study for the TOGA Decade. Part I: Role of Salinity in the Physics of the Western Pacific Fresh Pool, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1071 - 1088.
- Vialard, J., et P. Delecluse (1998b), An OGCM Study for the TOGA Decade. Part II : Barrier Layer Formation and Variability, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1089 - 1106.
- Vialard, J., C. Menkes, J-P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi et M. McPhaden (2001), A model study of the oceanic mechanisms affecting the equatorial SST during the 1997-98 El Niño, *Journal of Physical Oceanography*, 31, 1649-1675.
- Wang, B. (1995), Interdecadal Changes in El Niño Onset in the Last Four Decades. , *J. Clim.*, 8(2), 267-285.
- Wang, C. (2001), A Unified Oscillator Model for the El Niño–Southern Oscillation, *J. Climate*, 14, 98-115.
- Wang, C., et J. Picaut (2004), Understanding ENSO physics—a review, in *Earth's climate: the ocean-atmosphere interaction*, edited, pp. 21-48, American Geophysical Union.
- Wang, C. et R.H. Weisberg (2000), The 1997-98 El Niño evolution relative to previous El Niño events, *Journal of Climate*, 13:488-501.
- Webster, P. J. et R. Lukas (1992), TOGA COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 73, 1377-1416.
- Weisberg, R. H., et C. Z. Wang (1997), A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño Southern Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 779-782.
- Wyrtki, K. (1975), El Niño : The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.* 5,572-584.
- Wyrtki, K. (1985), Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles, *J. Geophys. Res.*, 90(C4), 7129-7132.
- Xie et Arkin (1997), Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2539-2558.

Xu, J., et J. C. L. Chan (2001), The Role of the Asian–Australian Monsoon System in the Onset Time of El Niño Events, *J. Clim.*, 14(3), 418-433.

Annexes

Annexe 1 : Méthodes et outils de traitement des données

a. Méthodes Statistiques

Soit X une variable aléatoire donnée dont on dispose de n observations. Nous rappelons ici quelques notions de statistiques.

- La **moyenne** de cette variable aléatoire se calcule comme suit :

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

- La **variance** se calcule comme suit :

$$\text{Var}(X) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

- L'**écart-type estimé** est calculé comme suit :

$$s = \sqrt{\frac{n}{n+1} \text{Var}(X)}$$

- La **corrélation** entre 2 variables aléatoires X et Y se calcule comme suit :

$$\text{cor}(X, Y) = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\text{var}(X)}\sqrt{\text{var}(Y)}}$$

Au cours de cette thèse, nous avons également utilisé des **corrélations avec retard**. La corrélation entre X et Y avec un retard de 2 pas de temps de Y par rapport à X est la corrélation entre les x_i et les y_{i+2} avec i allant de 1 à n-2, ou encore entre les x_{i-2} et les y_i pour i allant de 2 à n.

La valeur de la corrélation n'est pas toujours significative, il faut un nombre de données indépendantes suffisant pour que la corrélation ait un sens. Pour l'interprétation des résultats, nous appliquons systématiquement un test de significativité de la corrélation.

- Test de significativité des corrélations

Pour tester la significativité de la corrélation (Emery et Thomson, 1998) entre les variables X et Y par exemple, il faut connaître le nombre de données indépendantes dont on dispose. Dans une série de données de X, le nombre de valeurs indépendantes est donné par

$n_{obs_ind} = \frac{n}{p}$ où n est le nombre d'observations de la variable X, et p est la longueur de décorrélation c'est-à-dire, la valeur pour laquelle l'autocorrélation ($cor(x_i, x_{i+p})=0$) s'annule. Le nombre de degrés de liberté vaut $N=n_{obs_ind}-2$.

Une fois ce nombre N connu¹⁰, les tables ci-dessous, réalisées à partir de la loi de Student à n-2 degrés de liberté, permettent de connaître la significativité (en %) de la corrélation.

Moins on a de données indépendantes, plus il faudra que la corrélation soit élevée pour qu'elle soit significative. A titre d'exemple, avec 10 observations indépendantes soit 8 degrés de liberté, il faut une corrélation supérieure ou égale à 0.632 pour qu'elle soit significative à 95%.

$k \backslash \alpha$	0,05	0,01	0,001
1	0,99692	0,999877	0,9999988
2	0,95000	0,990000	0,99900
3	0,8783	0,95873	0,99116
4	0,8114	0,91720	0,97406
5	0,7545	0,8745	0,95074
6	0,7067	0,8343	0,92493
7	0,6664	0,7977	0,8982
8	0,6319	0,7646	0,8721
9	0,6021	0,7348	0,8471
10	0,5760	0,7079	0,8233
11	0,5529	0,6835	0,8010
12	0,5324	0,6614	0,7800
13	0,5139	0,6411	0,7603
14	0,4973	0,6226	0,7420
15	0,4821	0,6055	0,7246
16	0,4683	0,5897	0,7084
17	0,4555	0,5751	0,6932
18	0,4438	0,5614	0,6787
19	0,4329	0,5487	0,6652
20	0,4227	0,5368	0,6524
25	0,3809	0,4869	0,5974
30	0,3494	0,4487	0,5541
35	0,3246	0,4182	0,5189
40	0,3044	0,3932	0,4896
45	0,2875	0,3721	0,4648
50	0,2732	0,3541	0,4433
60	0,2500	0,3248	0,4078
70	0,2319	0,3017	0,3799
80	0,2172	0,2830	0,3568
90	0,2050	0,2673	0,3375
100	0,1946	0,2540	0,3211

Tableau 6: Tableau de significativité (1- α) des corrélations en fonction du nombre de degrés de liberté (k=nombre d'observations indépendantes-2, noté N dans le texte). D'après Emery et Thomson, 1998.

¹⁰ Il convient de déterminer ce nombre pour chaque variable X et Y et de prendre le plus défavorable à savoir, le plus petit des 2.

b. Le filtrage de Hanning

Le filtrage des données consiste à «éliminer» du signal toute l'énergie contenue dans une gamme de fréquence spatiale et/ou temporelle. Il existe plusieurs types de filtre : les passes haut (on élimine les basses fréquences), les passes bande (on élimine entre deux fréquences), ou les passes bas (on élimine les hautes fréquences). Dans cette thèse, nous avons utilisé le filtrage de Hanning (Blackman et Turkey, 1958), couramment utilisé dans la communauté des océanographes, pour filtrer des hautes fréquences (relatives) dans le temps et dans l'espace.

Sa fonction est définie par :

$$D_2(\tau) = \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi\tau}{T_m} \right) \quad \text{pour } |\tau| < T_m$$
$$D_2(\tau) = 0 \quad \text{pour } |\tau| > T_m$$

En un point donné, la valeur est remplacée par la moyenne, pondérée par la fonction précédente sur la période T_m .

Si l'on se place dans le domaine temporel, pour mieux comprendre ce qu'il se passe lors d'un filtrage, la Figure 52 montre les fenêtres spectrales et temporelles du filtre de Hanning. La fenêtre spectrale montre des lobes secondaires aplatis qui ne laissent que très peu passer les fréquences (f) supérieures à $1/T_m$ ou encore les périodes inférieures à T_m .

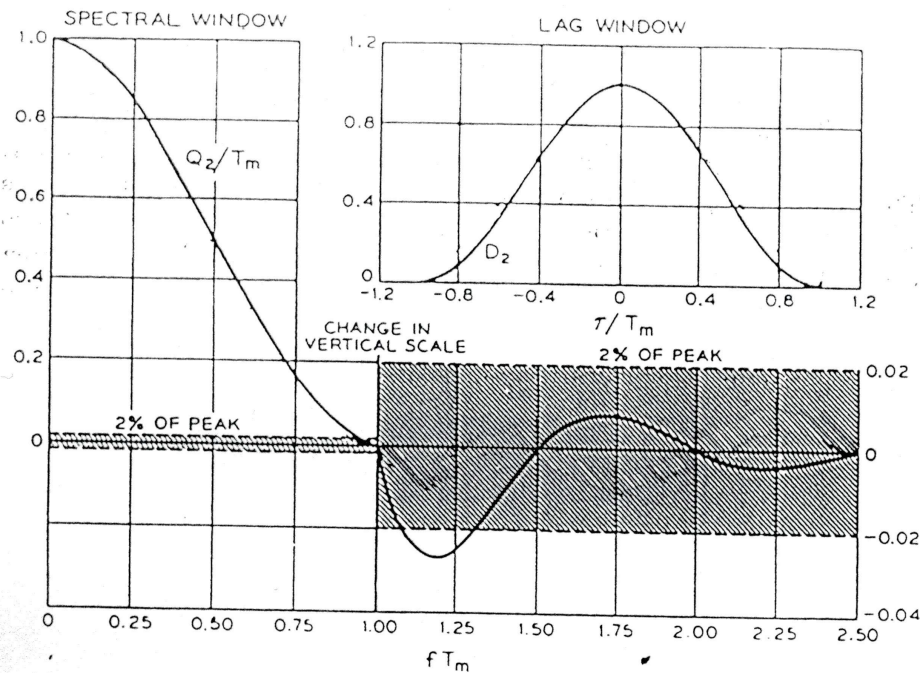


Figure 52: Fenêtres spectrales et temporelles du filtre de Hanning.

c. Régression linéaire robuste

Pour obtenir une relation linéaire entre des couples de données, on utilise couramment la méthode de régression linéaire. Cette méthode consiste à trouver une équation de droite qui représente la relation linéaire entre les couples. Cette équation de droite est souvent obtenue par la méthode des moindres carrés qui vise à minimiser l'écart entre la droite de régression et les données. La Figure 53 montre un exemple de régression linéaire simple.

La régression linéaire simple peut s'avérer périlleuse lorsque l'échantillon présente des données isolées (parfois dites aberrantes). Une autre méthode de régression linéaire dite « méthode de régression linéaire robuste » (Press et al., 1992) a été mise au point pour ne pas considérer les points qui se situent à plus de 3 écarts-types de l'échantillon de données. La Figure 53 montre l'efficacité de ce type de régression dans le cas où l'échantillon contient des données isolées.

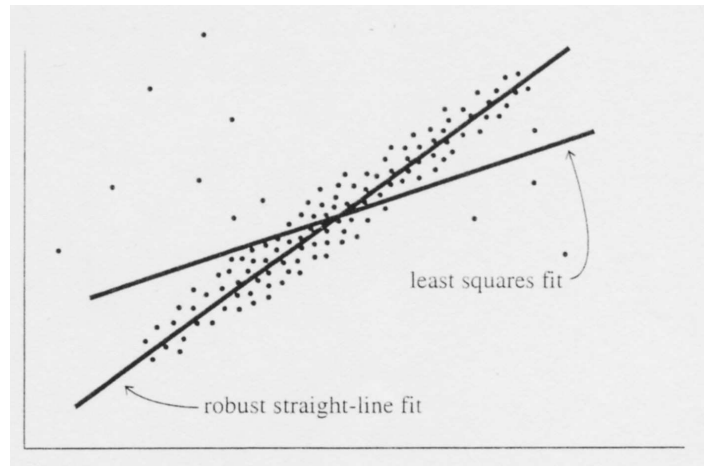


Figure 53 : Exemple de régression linéaire d'un échantillon de données en 2 dimensions, avec une méthode simple telle que la méthode des moindres carrés ou avec la méthode robuste.

d. Interpolation par spline

L'interpolation par spline est un type d'interpolation qui utilise une fonction spline. La fonction spline est une fonction définie par partie par des polynômes. Dans cette thèse nous utilisons une fonction spline cubique définie par des polynômes de degré 3.

Soit $\{x_i, y_i\}_{i \in \langle 0, n \rangle}$ $n+1$ couples de points. On peut construire une fonction spline S avec n polynômes cubiques qui va permettre d'interpoler la fonction qui lie les couples $\{x_i, y_i\}$:

$$S(x) = \begin{cases} S_0(x), x \in [x_0, x_1] \\ S_1(x), x \in [x_1, x_2] \\ \dots \\ S_{n-1}(x), x \in [x_{n-1}, x_n] \end{cases}$$

$$\text{où } S_i(x) = \frac{z_{i+1}(x-x_i)^3 + z_i(x_{i+1}-x)^3}{6h_i} + \left(\frac{y_{i+1}}{h_i} - \frac{h_i}{6} z_{i+1}\right)(x-x_i) + \left(\frac{y_i}{h_i} - \frac{h_i}{6} z_i\right)(x_{i+1}-x)$$

avec $h_i = x_{i+1} - x_i$ et z_i la dérivée seconde discrétisée au couple $\{x_i, y_i\}$.

L'interpolation par spline est souvent préférée à l'interpolation linéaire car elle évite le problème de Runge Kuta.

Pour effectuer cette interpolation nous avons utilisé le logiciel Matlab qui utilise la méthode décrite dans de Boor (1978).

e. Interpolation linéaire en 3D

L'interpolation linéaire en 3 dimensions a été effectuée avec la fonction matlab `griddata3`.

Cette fonction adapte une hypersurface aux données éparses afin de les « regriller » sur des points réguliers. La méthode est basée sur la triangulation de Delaunay (Barber et al., 1996).

Annexe 2 : Extrait de la Coriolis Newsletter n°4



n°4, Sept 2007 - <http://www.coriolis.eu.org>

Thermohaline Variability of the Eastern Edge of the Western Pacific Warm Pool, as inferred from ARGO floats.

Christelle Bosc¹, Christophe Maes² and Thierry Delcroix¹

¹ LEGOS, Toulouse - ² LEGOS, Nouméa

The Western Pacific Warm Pool (WP) is one of the major driving forces of the world climate and, in particular, plays a key role in influencing features of El Niño Southern Oscillation (ENSO) events. The WP is characterized by Sea Surface Temperature (SST) warmer than 28-29°C and Sea Surface Salinity (SSS) lower than 35 reflecting heavy precipitation (>3 m/year). Previous works have identified two important quasi-permanent climatic characteristics of the WP: a zonal SSS front marking its eastern edge and the presence of rather thick barrier layer. A review of these two notable climatic features can be found in Picaut et al. (2001). A schematic diagram showing the links between the zonal SSS front, the BL and formation mechanisms is also shown in Delcroix and Maes (2006).

To better understand the time-space variability of the fine-scale thermohaline structure of this key region, ten PROVOR floats (WMO 5900901 to 5900910) were deployed along the equator between 161°E and 167°E in May 2005 during the FRONTALIS 3 cruise onboard the R/V Alis (Maes et al., 2006). The exact positions of the float deployments were chosen at sea, during the cruise, in order to sample both the western and eastern parts of the zonal SSS front and the associated vertical thermohaline structure. Following our requests, the floats were configured by the Coriolis deployment

division so that to sample the 0-1500 m water column every 10 days, with a parking depth of 1000 m, and with an "unusual" enhanced 5 m depth resolution in the upper 250 m. As of today (September 2007) 9 out of the 10 floats are still active (the float WMO 5900902 landed on Kapingamarangi Island, near 0.5° N-155°E, on February 2006).

The T and S profiles of the 10 floats, downloaded from the Coriolis web site, were carefully quality controlled via various tests involving visualisation of all profiles, climatic limits, vertical stability in density, etc... About 98% of the profiles were validated by such analyses. The space-time distribution of the floats is shown in Figure 1. It indicates rather weak longitudinal and latitudinal migrations over the 2-year period of May 2005 – May 2007, with the floats remaining within about 150°E-180°E and 2°N-2°S, i.e., in the usual BL formation region.

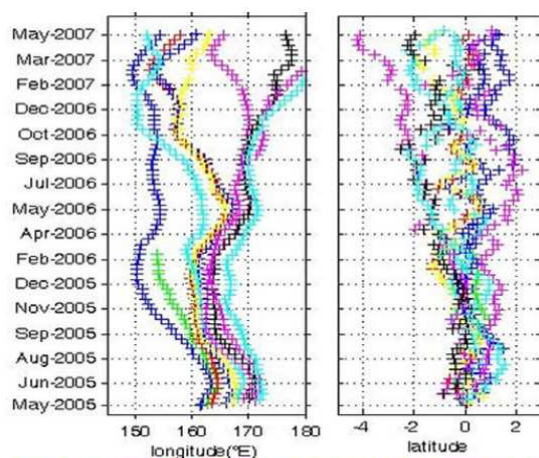


Figure 1: Zonal (left) and meridional (right) displacements of the ten PROVOR floats deployed in May 2005 along the equator in the western Pacific warm pool.

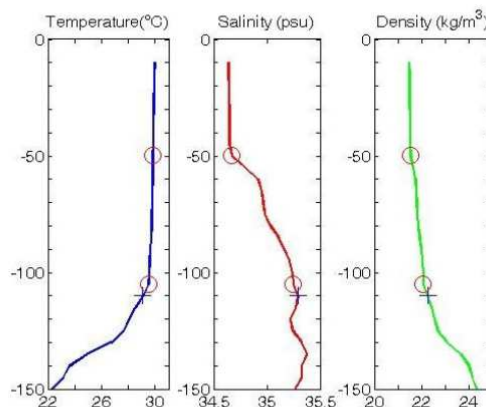


Figure 2. Vertical profiles of (left panel) temperature, (middle panel) salinity and (right panel) density obtained on May 5, 2005 at 0°-161°E. The open red circles denote the depth of mixed layers defined with the criteria of Lukas and Lindstrom (1991); the blue plus with the criteria of Levitus (1982), as detailed in the main text.

There are several ways of defining the depth of the mixed layer from T and S profiles. We chose two gradient criteria to discriminate the top of the thermocline (0.05°C/m) and the base of the density mixed layer (0.01 kg/m⁴), as done by Lukas and Lindstrom (1991) in the same region. We also tested to define the top of the thermocline from a temperature difference (the depth where T=SST-0.5°C), and the

n°4, Sept 2007 - <http://www.coriolis.eu.org>

base of the density mixed layer from a density difference (the depth where $\rho = \rho + 0.125 \text{ kg/m}^3$), as proposed by Levitus (1982). As an example, with the above criteria, Figure 2 reveals the occurrence of a barrier layer thickness of about 50 m at the equator and 161°E on May 4, 2005, reflecting the presence of a vertical salinity gradient within the temperature mixed layer.

To further set the stage, Figure 3 shows the longitude-depth distribution of salinity together with the corresponding thickness of the BL, as derived from 10 floats during the first half of June 2005. Noteworthy, we observe a well-marked zonal SSS front near 169°E, with a rather thick BL to the west (maximum at the front position) and a vanishing BL to the east. Similar calculations were done for all 15-day periods starting in May 2005. The ongoing analysis (not detailed here) reveals a surprisingly high frequency variability of the BL which was not detected before. It also enables us to precisely monitor the displacements of the zonal SSS front featuring the eastern edge of the WP. Most interestingly, it suggests a key role of zonal current anomalies associated with equatorial Kelvin and Rossby waves in modulating the BL formation and thickness (Bosc et al., ms in preparation). These results, presently being verified, would not have been made possible without the fine-scale horizontal and vertical resolution in both temperature and salinity of the deployed ARGO floats.

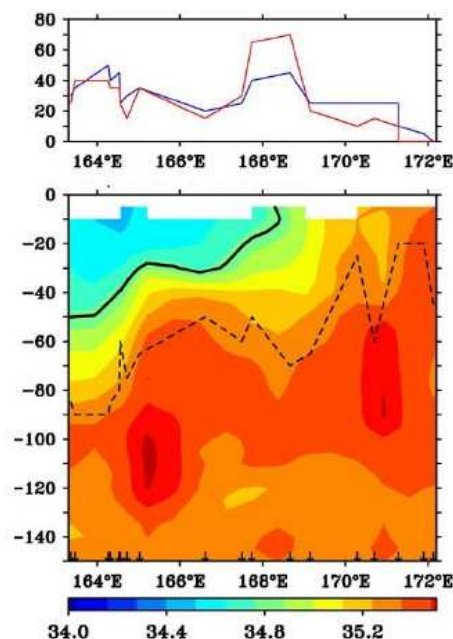


Figure 3. (bottom panel) Longitude-depth section of salinity derived from 17 PROVOR profiles present within 1.5°N-1°5°S in the first half of June 2005. The small arrows on the x-axis denote the float positions. The heavy black line represents the 34.8 isohaline, and the dashed line the 29°C isotherm. (top panel) Zonal variations of the barrier layer thickness, as estimated from the (in red) Lukas and Lindstrom (1991) and (in blue) Levitus (1982) criteria.

References

- Delcroix, T., and C. Maes, 2006. Using PROVOR floats to assess the link between ENSO and the salinity variability in the western Pacific warm pool. *Mercator-Ocean Quart. Newslet.*, 21, 24-29.
- Levitus, S., 1982. *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA Prof. Pap., 13, 173pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Rockville, Md.
- Lukas, R., and E. Lindstrom, 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96 (Suppl.), 3343-3357.
- Maes, C., E. Kestenare, A. Ganachaud, F. Gallois, M. Rodier, D. Varillon, G. Eldin, R. Chuchla, and A. Lapetite, 2006. Rapport de la mission FRONTALIS 3 à bord du N.O. Alis du 22 avril au 19 mai 2005. Rapports de missions du centre IRD de Nouméa, sciences de la mer, océanographie physique, no 20, 167 pp.
- 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, 2363-2386.

Annexe 3 : Extrait de la Coriolis Newsletter n°5



n°5, January 2009 - <http://www.ifremer.fr/coriolis/>

Barrier Layer Variability in the Western Pacific Warm Pool, as inferred from Argo floats during 2000-2007

Christelle BOSC¹, Thierry DELCROIX¹ and Christophe MAES²
LEGOS, (UMR: CNES, CNRS, IRD, UPS); ¹Toulouse, ²Nouméa

Introduction

The Western Pacific Warm Pool (WP) is the warm source of the Earth's heat engine. It is characterized by permanent Sea Surface Temperature (SST) warmer than 28-29°C and Sea Surface Salinity (SSS) lower than 35 reflecting heavy precipitation (>3 m/year). Several past studies indicate that 'weak' oceanic and atmospheric changes in the WP are of major climatic importance both at global scale and for El Niño Southern Oscillation (ENSO) dynamics (Palmer and Mansfield, 1984; Picaut et al., 2001; Hoerling and Kumar, 2003). Of main interest in this regard is the existence of a SSS front located at its eastern edge, associated with specific salinity stratification in the isothermal upper layer.

The SSS front has important consequences on the physics and related biogeochemical features of the equatorial Pacific (see the reviews by Picaut et al., 2001, and Le Borgne et al., 2002). Still, the WP is characterized by the presence of Barrier Layer (BL) located in between the bottom of the density and temperature mixed layers (Lukas and Lindstrom, 1991). As evidenced in model simulation studies, BL acts: a) to maintain warm SST in the WP by isolating the density mixed layer from entrainment cooling at the bottom of the mixed layer, and b) to favor the WP displacements by confining the response to wind forcing in a shallower mixed layer (Maes et al., 1998; Vialard and Delecluse, 1998ab; Vialard et al., 2002).

There are rather few studies documenting the observed BL variability in the equatorial Pacific, chiefly because it requires long time series of concurrent temperature and salinity profiles with adequate vertical resolution. Taking advantage of Argo profiling floats (Roemmich and Owens, 2000), Bosc et al. (2007) have already demonstrated the potential of using such data to study the thermohaline variability in the WP. In line with their analysis, this study takes benefit from Argo data to analyze the conjoint relationships between the BL variability and the zonal SSS front, and focuses on the responsible mechanisms for BL formation during the period 2000-2007.

Data and data processing

Our study is based on a collection of temperature and salinity data collected in the equatorial Pacific (120°E-120°W, 5°N-5°S) during the period 2000-2007. Those data originate mainly from Argo floats (12 000 profiles, Figure 1) complemented by CTD profiles, and surface-only thermosalinograph (TSG) data. For Argo floats, only the so-called 'good data only' were downloaded from the Coriolis operational data centre, and we conducted additional tests to filter out spurious data over the 0-200 m depth range. For each Argo and CTD profile, the temperature and salinity values were then interpolated every 5 m using a spline function. Following de Boyer Montégut et al. (2004), the Isothermal and Mixed Layer Depths (ILD and MLD, respectively), and the resulting Barrier Layer Thickness (BLT) were then computed from each vertically-interpolated profile. Finally, values of SSS, SST, MLD, ILD, and BLT were

interpolated onto a regular grid of 5° in longitude, 1° in latitude and every 2 weeks, covering the 5°N-5°S, 120°E-120°W region during the period 2000-2007. Details can be found in Bosc (2008) and Bosc et al. (2008).

Surface structure variability

Figure 2 shows the longitude – time plot of 2°N-2°S averaged zonal surface salinity gradient ($\partial S/\partial x$), together with the longitudinal position of its maximum, and the Southern Oscillation Index (SOI). Values of $\partial S/\partial x$ reveal the well-marked contrast between the low-salinity waters of the western equatorial Pacific and the relatively high-salinity waters of the central equatorial Pacific. Statistical analyses based on correlation coefficients and ratios of zonal displacements indicate that it is the location of the 34.7 isohaline, as compared to other tested isohalines, which best agrees with the location of maximum $\partial S/\partial x$ denoting the SSS front (R=0.87). Figure 2 further reveals that the eastern edge of the WP was displaced eastward during El Niño years (2002, 2004, and 2006) and westward during La Niña years (2000-2001, 2007), out of phase with the SOI. Corroborating earlier results, we demonstrated that these displacements of the eastern edge of the WP were mainly induced by zonal current anomalies (not shown here, see Bosc et al., 2008).

Sub-surface structure variability

Figure 3 shows the longitude – time plot of 2°N-2°S averaged BLT, together with the area enclosed by SST warmer than 29.5°C and the position of the SSS front (as shown on Fig. 2). Interestingly, it indicates that the BL thicker than 15 m are only and permanently present (except for 2-3 months in 2001) in a zonal band extending from about 10° longitude to the east to 20° longitude to the west of the moving front position, whereas the BL thicker than 25 m mostly appear to the west of the front. A quantitative analysis shows that BLT within the 10 and 40 m range are almost linearly related to the strength of the zonal SSS gradient (not shown here). The maximum $\partial S/\partial x$ which is well suited to characterize the eastern edge of the warm pool, may be thus viewed as an additional source of information about the expected thickness of the BL, a feature which cannot be obtained in using any particular isohaline (such as the 34.7 for instance). As a consequence, we can expect that the combination of in situ and future satellite-derived SSS measurements (e.g., Kerr et al., 2001) will be quite useful, not only in locating the SSS front and derived BL location, but also in providing estimates of BLT in the western equatorial Pacific.

Figure 3 further reveals the outstanding time/space coincidence between the warmest (>29.5°C) SST and the thickest (>20 m) BL. Again, a quantitative analysis (not shown here) shows that 'hot' spots in SST (>29°C) can so barely occur without the presence of a thick (>20 m) BL, stressing the likely relevant climatic impact of thick BL (more in Bosc et al., 2008).

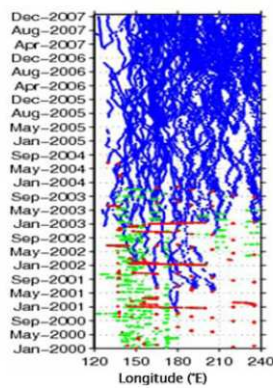


Figure 1. Longitude-time distribution of Argo floats (blue dots), CTD stations (red dots) and TSG (green dots) within 5°N-5°S.

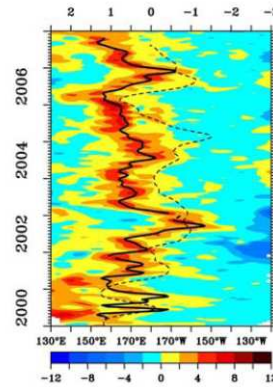


Figure 2. Longitude-time distribution of 2°N-2°S averaged zonal SSS gradient, $\Delta S/\Delta x$ (Units are $10^{-1} m^{-1}$). The heavy black line represents the maximum $\Delta S/\Delta x$. The dashed line denotes the Southern Oscillation Index scaled in reversed order on the upper horizontal axis.

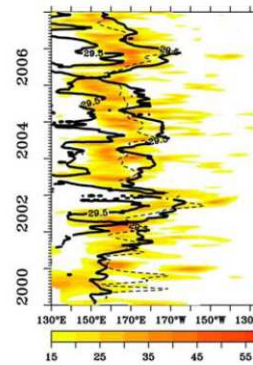


Figure 3. Longitude-time distribution of 2°N-2°S averaged barrier layer thickness (Units are m). The dashed black line represents the maximum barrier layer thickness. The thick black lines denote the 29.5°C isotherm. Note that barrier layer thicknesses in excess of 15m only are reported.

Barrier layer formation mechanisms

Previous studies have revealed that the mechanisms responsible for changes in the BLT in the WP are rather complex and probably interrelated (e.g., Lukas and Lindstrom, 1991; Vialard and Delecluse, 1998ab). Local processes such as the effects of winds, precipitations and currents are detailed in Bosc et al. (2008) and, for this note, we will only focus on the role of equatorial waves for BL formation.

Previous studies have suggested that notable changes in BLT could result from equatorial waves acting remotely on the MLD and ILD (Shinoda and Lukas, 1995; Vialard and Delecluse, 1998b; Delcroix and McPhaden, 2002; Cronin and McPhaden, 2002). One possible explanation is that the amplitude of the vertical velocity associated with long equatorial waves increases downward in the upper ocean (Eriksen, 1982), meaning that the related vertical displacements are larger at the ILD than at the MLD, a feature that could favour a thickening of the BL (in case of downward velocity). To look at this possible process, Figure 4 shows the longitude-time plots of the 2°N-2°S averaged contribution of the first baroclinic Kelvin waves and first meridional mode ($m=1$) Rossby waves to the Sea Level Anomalies (SLA), as derived by Bosc and Delcroix (2008). Overplotted in Figure 4 are the anomalies of BLT relative to the same 2000-2007 period. It is interesting to note that there is clear tendency for downwelling ($SLA > 0$) Kelvin and Rossby waves to coincide with the positive anomalous BLT. This happened, in particular, east of about 170°E during the 2nd half of 2002, 2004 and 2006 for downwelling Kelvin waves, and about every year for the westward propagating downwelling Rossby waves. Hence, the BL appears to be thicker-than-average in the presence of downwelling Kelvin and Rossby waves, and thinner-than-average for upwelling waves.

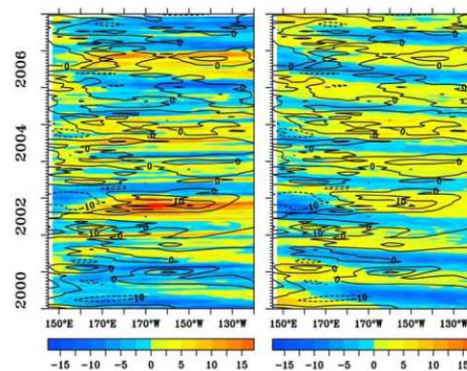


Figure 4. Longitude-time distribution of 2°N-2°S averaged sea level anomalies (cm) associated with first baroclinic Kelvin (left panel) and first meridional mode Rossby (right panel) waves. Positive values denote downwelling equatorial waves. The black contours on both panels show the 2°N-2°S averaged barrier layer thickness anomalies (m). All anomalies are relative to the 2000-2007 period.

AUTHOR :
Christelle BOSC

TITLE :
Warm Water Volume and Salinity Barrier Layer variability in the Equatorial Pacific at the interannual (ENSO) timescale

SUPERVISOR :
Thierry DELCROIX

DEFENSE :
LEGOS, December 5th, 2008

ABSTRACT

The equatorial Pacific is a key region for the El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon which strongly influences the global climate variability at the interannual time scale. To improve our understanding of ENSO, the present work aims at a) studying the role of equatorial waves on the Recharge/Discharge (RD) mechanism for ENSO, and b) documenting and analysing salinity barrier layers (BL) in the western Pacific warm pool.

The RD mechanism for ENSO is first reviewed from the literature, and then analyzed within 5°N-5°S in using 1992-2006 altimeter-derived sea level anomalies (SLA) and in-situ observations. Changes in the volume of warm water above the thermocline (WWV) within 5°N-5°S, characterizing the RD of the equatorial band, are computed from SLA. The WWV changes appear to be a residual of incoming and outgoing warm waters, resulting from the opposite effects of zonally-integrated meridional Ekman and geostrophic transports of warm water. For the first time with observations, we evidence first baroclinic first meridional mode equatorial Rossby waves to be responsible for the anomalous meridional geostrophic transports of warm water, in changing the basin-scale zonal pressure gradient.

Major features of the BL in the equatorial portion of the western Pacific Warm Pool (WP) are brought to light through analysis of an unprecedented collection of temperature and salinity profiles derived from Argo floats during the period 2000-2007. The co-variability between Barrier Layer Thickness (BLT), sea surface salinity front, sea surface temperature and dynamic height anomalies, highlights clear relationships between BLT and each of those climatic variables. Statistics indicate that thick BL form preferentially under low wind conditions, heavy precipitation, eastward advection of low SSS, zonal current vertical shear, and/or in conjunction with equatorial downwelling Kelvin and Rossby waves (favouring the vertical stretching of the upper water column).

KEY WORDS

ENSO, equatorial Pacific, the Recharge-Discharge theory, equatorial Kelvin and Rossby waves, altimetry, warm pool, barrier layers, Argo data, salinity.

AUTEUR :
Christelle BOSC

TITRE :
Variabilité du Volume d'Eau Chaude et de la Couche Barrière de Sel dans l'Océan Pacifique
Equatorial à l'Echelle Interannuelle (ENSO)

DIRECTEUR DE THESE :
Thierry DELCROIX

SOUTENANCE :
LEGOS, le 5 décembre 2008

RESUME

Le Pacifique équatorial est une région clé pour l'étude du phénomène climatique El Niño Oscillation Australe (ENSO) qui joue un rôle essentiel sur la variabilité du climat à l'échelle globale. L'objectif de cette thèse est d'étudier, d'une part le rôle des ondes équatoriales sur le mécanisme de Recharge-Décharge d'ENSO et d'autre part, d'observer et comprendre l'impact des couches barrières de sel susceptibles d'influencer ENSO. Le mécanisme de Recharge-Décharge de la bande équatoriale (5°N-5°S) est analysé sur la période 1992-2006 à l'aide de données altimétriques. Les variations de volume d'eau chaude qui rechargent ou déchargent la bande équatoriale sont bien représentées par les transports méridiens de masse exprimés en terme de transports géostrophiques et d'Ekman. Les ondes équatoriales de Rossby premier mode méridien premier mode barocline jouent un rôle important sur la partie géostrophique de ces transports. Une classification des événements El Niño est également effectuée à l'aide des variations de volume d'eau chaude du Pacifique équatorial.

La variabilité de la structure thermohaline de la warm pool est analysée dans la bande équatoriale, à l'aide de données Argo, sur la période 2000-2007. Une validation de ces données ainsi que des tests de différents critères d'estimation des couches barrières de sel sont présentés. Les co-variabilités entre les couches barrières de sel, le front de salinité, les températures de surface et la hauteur dynamique sont analysées. Elles montrent notamment que les températures de surface élevées (SST>28-29°C), associées au maximum de convection atmosphérique sont fortement liées à la présence de couches barrières de sel épaisses (>20m). Les couches barrières de sel sont favorisées par des fortes précipitations, de faibles vents, l'advection zonale de salinité de surface et le cisaillement vertical de courants. Pour la première fois à partir d'observations, l'influence des ondes équatoriales sur les couches barrières de sel est mise en évidence.

MOTS CLES

ENSO, Pacifique équatorial, théorie de la Recharge-Décharge, ondes équatoriales de Kelvin et Rossby, altimétrie, warm pool, couches barrières de sel, données Argo.