

Circulation des eaux de la thermocline dans le Pacifique tropical sud-ouest à partir d'un modèle océanique (ROMS) et comparaison avec les données *in situ* des campagnes WOCE.

Auteur : Fumenia Alain

Encadrant : A. Doglioli

SOMMAIRE

1. INTRODUCTION	1
2. MATERIEL ET METHODE	4
2.1. Modèle numérique et configuration	4
2.2. Données <i>in situ</i>	7
3. RESULTATS	7
3.1. Caractéristiques hydrologiques des eaux de surface	7
3.2. Caractéristiques hydrologiques des eaux de la thermocline et comparaison avec les données WOCE	9
3.3. Les masses d'eau du <i>WTSP</i>	11
3.4. Schéma de circulation des eaux de la thermocline	12
3.4.1. Circulation des eaux de la thermocline supérieure	12
3.4.2. Circulation des eaux de la thermocline inférieures	13
4. DISCUSSION	14
4.1. Existe-t-il une bonne concordance entre les données <i>in situ</i> et simulées ?	14
4.2. Quelles sont les probables régions de formations des eaux de la thermocline ?	15
5. CONCLUSION ET PERSPECTIVES	17
BIBLIOGRAPHIE	17

ACRONYMES

AAIW = Eaux Intermédiaire Antarctique
AM = Archipel Mélanésien
CEA = Courant Est Australien
CES = Courant Équatorial Sud
CNQ = Courant Nord Queensland
CPS = Courant Pacifique Sud
CW = Central Water (eaux de la thermocline)
ESPCW = Eastern South Pacific Central Water
FSA = Front Subantarctique
FST = Front Subtropical
GPC = Courant du Golfe de Papouasie

NVJ = Nord Vanuatu Jet
NCJ = Nord Calédonien Jet
SAMW = Eaux Modales Subantarctique
SECC = Contre-Courant Équatorial Sud
STCC = Sous Courant du Pacifique Subtropical
S_{max} = maximum de salinité
SPEW = South Pacific Eastern Water
TSW = Tropical Surface Water
WOCE = World Ocean Circulation Experiment
WSPCW = Western South Pacific Water
WTSP = Pacifique Tropical Sud-Ouest

1. INTRODUCTION

L'océan Pacifique se caractérise par une forte hétérogénéité spatiale et temporelle de ses propriétés et peut être vu comme un ensemble de sous-systèmes ayant chacun des caractéristiques physiques propres et interagissant entre elles par le biais de la circulation atmosphérique et océanique. La zone de convergence intertropicale (ZCIT) localisée à 5°N (Tomczak & Godfrey, 1994) est une zone de basse pression atmosphérique contrairement au Pacifique central est proche de l'Ile de Pâques, zone de haute pression atmosphériques (Fig. 1). Cette différence de pression couplée à la force de Coriolis est à l'origine de la formation du régime de vent des alizés sud-est qui soufflent vers l'ouest et transportent les eaux de surface d'est en ouest par le biais du Courant Équatorial Sud (CES). Le différentiel de pression entre les basses pressions subpolaires et les hautes pressions subtropicales est quant à lui à l'origine de la formation de vent d'ouest qui va entraîner la formation entre autres du Courant Pacifique Sud (CPS) qui porte à l'est (Fig. 1), et dont une partie est déviée vers la gauche par la force de Coriolis (Fieux & Andrié, 2010). Il en résulte à l'échelle du bassin du Pacifique sud une circulation de type anticyclonique.

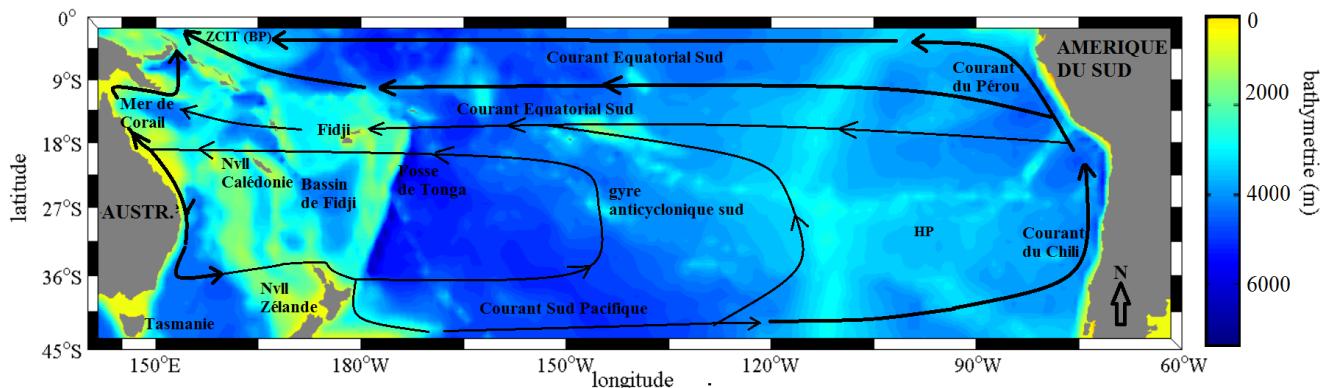


Figure 1 : Carte bathymétrique (m) du Pacifique sud. Les courants océaniques sont schématisés par les lignes noires, (données synthétisées à partir de Fieux & Andrié, 2010). (ZCIT = Zone de Convergence Inter Tropicale, BP = Basse Pression, HP = Haute Pression).

Le CES représente la branche nord du gyre anticyclonique sud et circule entre 4°N et 20°S (Fieux & Andrié, 2010). Il transporte les eaux de surface mais également les eaux de la thermocline supérieures fortement salées d'est en ouest (Gasparin *et al.*, 2014), en direction du Bassin de Fidji. Ce dernier se démarque en comparaison avec la partie centrale du gyre anticyclonique par une remontée bathymétrique ainsi que par la présence d'un ensemble d'îles composant l'Archipel Mélanésien (AM) et a pour origine une chaîne de volcans qui bordent le Pacifique Tropical Sud-Ouest (WTSP) de la Nouvelle Zélande à l'Indonésie (Smith *et al.*, 1977). En arrivant dans l'AM, le CES se divise en deux branches au nord et au sud de Vanuatu, avec la branche sud qui apporte des eaux salées, chaudes et relativement oxygénées (Wirtki, 1962b, Solokov & Rintoul, 2000). À 18°S de latitude, la branche sud du CES bifurque en longeant la côte Australienne et devient le Courant Est Australien (CEA). À environ 30-33°S, le CEA voit une partie de son flux se détacher de la côte (Wirtki, 1962a, Godfrey *et al.*, 1980). Il se décompose en plusieurs branches, l'une continuant sa route vers le sud jusqu'à 42°S près du détroit de Bass (Marchesiello & Middleton, 2000), l'une retournant au nord par le biais de tourbillons et de méandres et la dernière portant à l'est en circulant le long du front Tasman (40°- 45°S) via le nord de la Nouvelle Zélande (Warren, 1970, Solokov & Rintoul, 2000) et vient rejoindre la circulation du gyre anticyclonique. Le CEA transporte vers le sud un flux de 29 Sv (Solokov & Rintoul, 2000) et se caractérise par une forte instabilité et par la formation de systèmes tourbillonnaires.

Bien que présent toute l'année, il montre une variabilité saisonnière marquée par une augmentation de son flux de décembre à avril (Ridway & Godfrey, 1997, Marchesiello & Middleton, 2000). Son influence sur la colonne d'eau est visible jusqu'à 1300 m (Solakov & Rintoul, 2000). Au sud de 33°S, le CEA est principalement constitué de méandres et de tourbillons anticycloniques chauds dont le diamètre varie de 150 à 250 km et perdurent durant plusieurs mois, bien que des systèmes cycloniques froids soient observés (Marchesiello & Middleton, 2000).

La circulation océanique, qu'elle soit le résultat de la tension friction due au vent ou par le biais d'anomalie de densité, est le principal vecteur de transport des masses d'eau. Dans l'océan, une masse d'eau peut se définir comme une parcelle d'eau ayant une histoire de formation commune de tous ces éléments (Tomczak & Large, 1989). En effet lors de la formation d'une masse d'eau, celle-ci est soumise dans la couche de surface de sa région de formation à la distribution du rayonnement solaire et au bilan évaporation-précipitation qui vont ainsi être à l'origine de la température et de la salinité de cette masse d'eau. Par le biais de différences d'anomalie de densité, les eaux de surface vont plonger en profondeur en certains endroits du globe, emportant ainsi avec elles leurs signatures physiques acquises en surface. La température et la salinité sont des paramètres dit conservatifs (Tomczak, 1999), c'est-à-dire qu'ils ne pourront être modifier au sein d'une masse d'eau que par mélange avec une autre masse d'eau ayant des propriétés différentes et sont donc historiquement utilisés par les océanographes pour caractériser les processus de mélange qui occurrent entre elles. Le Pacifique sud se démarque par la présence de plusieurs masses d'eau de la thermocline (Fig. 2) ayant chacune ses propriétés, un mécanisme de formation et une origine propre. Les eaux de la thermocline (*Central Water, CW*) observées dans le Pacifique sud sont confinées dans les 400 premiers mètres et représentent une zone de transition entre les eaux chaudes de surface et les eaux froides et profondes. Une des particularités des *CW* du Pacifique subtropical est la présence d'un maximum de salinité (S_{max}) en subsurface ($\approx 100-200$ m) (Wyrtki, 1962a, Tomczak & Godfrey, 1994, Sokolov & Rintoul, 2000, Fieux & Andrié, 2010). Donguy & Henin, (1977) montrent que dans le Pacifique sud, ce S_{max} en subsurface a pour origine deux masses d'eau distinctes qui se forment dans des régions différentes et qui ont des propriétés toutes aussi différentes. Dans les moyennes et hautes latitudes du Pacifique sud, au niveau du Front Subtropical (FST), qui marque la frontière entre des eaux chaudes et salées au nord et des eaux froides et peu salées au sud (Wyrtki, 1962a), les eaux de subsurface sont subduquées. La subduction est un des trois processus de formations d'une masse d'eau causée par l'effet combiné du pompage d'Eckman et du mélange profond hivernal (Williams *et al.*, 1995, Tomczak, 1999). Les eaux de la thermocline ainsi formées vont circuler majoritairement sur les surfaces isopycnales en direction de l'équateur (Fig.3). Sprintall & Tomczak (1992) rapportent que les masses d'eau ainsi subduquées vont se retrouver dans le Pacifique tropical sud entre 10°S et 20°S de latitude et entre 155°E et 100°W de longitude. Ce processus a lieu principalement pendant la période hivernale bien que la présence du processus de subduction au niveau du FST soit retrouvée durant les autres saisons. L'*Upper* et *Lower Eastern South Pacific Central Water (ESPCW_{up/low})* (Fig. 2) se forment ainsi par subduction au niveau du front subtropical (FTS) entre 180° et 150°W de longitude (Tomczak & Godfrey, 1994, Emery *et al.*, 1986) et sont transportées du sud au nord par le gyre subtropical. Dans le Pacifique tropical sud entre 170°W et

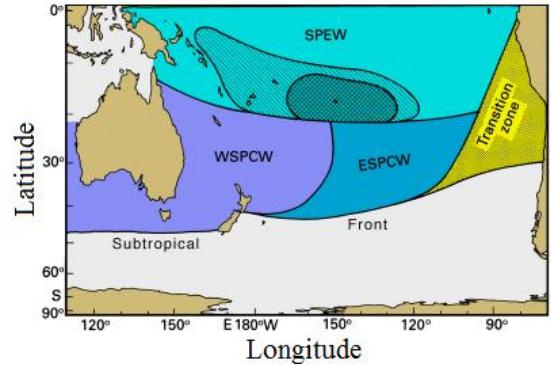


Figure 2 : représentation schématique des eaux de la thermocline dans le Pacifique sud (Tomczak & Godfrey, 1994). La zone hachurée correspond aux régions où la salinité de surface est ≥ 36 .

110°W de longitude et 20°S de latitude, les eaux de surface dites *Tropical Surface Water* (TSW) voient leurs salinités et leurs températures augmenter ($S > 36$ et $T > 26^\circ\text{C}$) sous l'effet d'un bilan radiatif important et un bilan évaporation- précipitation (E-P) positif (Donguy & Henin, 1977, Tomczak & Godfrey, 1994, Solakov & Raintou, 2000, Fieux & Andrié, 2010). Donguy (1994) et Donguy & Henin (1997) rapportent que l'*Upper South Pacific Eastern Water* (*SPEW_{up}*) se forme près des îles Sociétés entre 12°S et 25°S de latitude et entre 100°W et 150°W de longitude (Fig. 2). Les TSW fortement salées et chaudes vont couler par subduction aux alentours de la région Polynésienne sous les eaux plus légères et moins salées de la ZCIT (Tomczak & Godfrey, 1994). La mer de Tasman est une région de formation des eaux de la thermocline inférieurs au sud de 30°S. La *WSPCW_{low}* se forme au niveau de la zone de subduction du FST (30°S-40°S) et transite entre la Tasmanie et la Nouvelle Zélande. Une des différences notables avec l'*ESPCW* est leurs salinités : en effet la *WSPCW_{low}* se démarque par une salinité sensiblement supérieure à celle de la *ESPCW_{low}*. Au sud du FST et au nord du Front Sub-Antarctique (FSA), les Eaux Modales Sub-Antarctique (SAMW) se forment par convection c'est-à-dire par une augmentation de l'anomalie de densité causée par un refroidissement et/ou par évaporation. Ces masses d'eau vont couler jusqu'à la profondeur ou leurs stabilité statique est à nouveau atteinte, ce qui correspond à quelques centaines de mètres (Tomczak, 1999). La SAMW est caractérisée par de fortes concentrations en oxygène (Solakov & Rintoul, 2000) et de fortes concentrations en nutriments et constitue par conséquent la principale source de sels nutritifs pour les eaux de la thermocline équatoriales (Sarmiento *et al.*, 2004). Les eaux intermédiaires Antarctique (AAIW) se forment quant à elles par convection au sud du FSA et sont marquées par un minimum de salinité associé à l'isotherme 5.5°C (Tomczak & Godfrey, 1994).

Peu de campagne en mer ont eu lieu dans la Pacifique sud et contrairement à l'océan

Atlantique, aucun consensus exact sur la nomenclature, le processus de formation, la circulation et le mélange des masses d'eau dans l'océan Pacifique a été proposé. Il en résulte un fort intérêt de développer des modèles numériques de circulation océanique. Marchesiello & Middleton (2000) ont proposé, via le système de modélisation *Princeton Ocean Model* (POM), un schéma de circulation du CEA et ont permis de caractériser la formation de systèmes anticycloniques en lien avec les oscillations et la propagation du front Tasman. Matinez *et al.*, (2009) ont utilisé le système de modélisation *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) pour caractériser la circulation des eaux de la thermocline dans le Pacifique central sud et ont permis de montrer que le CES suit un cycle saisonnier avec un renforcement hivernal. Inversement durant la période estivale, le CES diminue et le Contre-Courant Equatorial Sud (SECC) domine la partie nord de la zone de convergence du Pacifique sud. Hasson *et al.*, (2012) ont utilisé le système de modélisation *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO) pour retracer l'origine et le mode de formation des AAIW dans le Pacifique subtropical et ont permis ainsi de quantifier la transformation de ces masses d'eau après subduction.

Le but de cette étude est de caractériser à partir du système de modélisation ROMS la circulation des eaux de surface et de subsurface et de définir les régions de formation des eaux de la thermocline et leurs

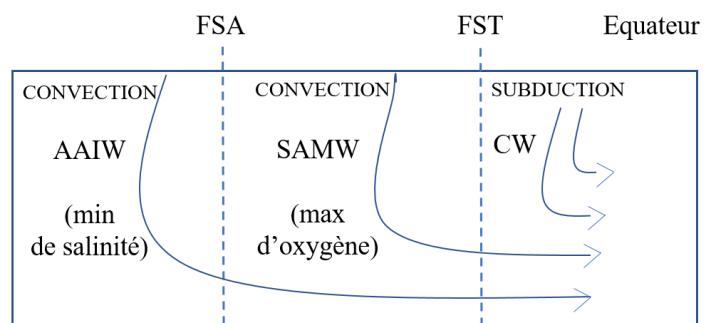


Figure 3 : schéma représentant la formation des différentes masses d'eau (Eaux Antarctiques Intermédiaires = AAIW, Eaux modales Subantarctiques = SAMW, Central Water = CW) dans l'océan Pacifique au niveau du Front Subantarctique (FSA) et du Front Subtropical (FST).

circulations dans le *WTSP*. Dans la partie 2 la configuration du modèle ROMS utilisée dans cette étude est explicitée. Dans la partie 3, les principales caractéristiques hydrologiques des eaux de surface sont présentées. Les caractéristiques hydrologiques des eaux de surface et de la thermocline simulées seront comparées avec les données *in situ* des sections (P11S-1993, P21-2009) échantillonnées lors du programme *World Ocean Circulation Experiment (WOCE)*. Enfin un schéma de circulation des eaux de la thermocline sera proposé avec un accent porté sur le *WTSP*.

2. MATERIEL ET METHODE

2.1. Modèle numérique et configuration

Le système de modélisation océanique régional (ROMS) utilisé dans cette étude est la version ROMS_AGRIF (*Adaptive Grid Refinement in Fortran*) (Penven *et al.*, 2006, Debreu *et al.*, 2012) développé par l’Institut de Recherche et du Développement (IRD). Cette version du code s’accompagne de Romstools permettant le pré et post traitement ROMS (brest.ird.fr/ressources/roms.htm). Le code source et les Romstools ont été téléchargés à partir du site www.croc-ocean.org. Le système de modélisation ROMS détaillé dans Shchepetkin & McWilliams (2005) est un modèle à surface libre basé sur l’hypothèse de Boussineq, l’hypothèse hydrostatique, l’hypothèse de l’équilibre et de la conservation de masse et celle de l’approche de Reynolds. C’est un modèle tridimensionnel s’appuyant sur les équations primitives non linéaires de Navier Stokes (1), l’équation de continuité (2), les équations de conservation de chaleur et de salinité (4 et 5) et l’équation d’état de l’eau de mer (6).

Équations du mouvement :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + U \cdot \nabla u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + Ah \nabla^2 u + Av \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + U \cdot \nabla v - fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + Ah \nabla^2 v + Av \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

Équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

Équations de conservation de la chaleur et du sel :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \cdot \nabla T = Ah \nabla^2 T + Av \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Qc}{\rho Cp} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \cdot \nabla S = Ah \nabla^2 S + Av \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (5)$$

Équation d’état de l’eau de mer :

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (6)$$

Les composantes de vitesses horizontales selon x et y sont exprimées respectivement par u et v, f représente la force de Coriolis, Ah et Av représentent respectivement les coefficients de viscosité horizontaux et verticaux, ρ et ρ_0 correspondent à la masse volumique de l’eau et la masse volumique à la pression atmosphérique. T, S et P sont respectivement la température ($^{\circ}$ C), la salinité (PSU) et la pression. Le tableau 1 résume l’ensemble des paramètres fixés dans le fichiers romstools_param permettant de mettre en place la grille du modèle, ainsi que les conditions initiales et aux frontières.

Tableau 1 : paramètres contenus dans le fichiers *romstools_param*, nom des scripts utilisés pour le traitement post simulation et nom des fichiers de sorties

Paramètres	Traitements	Sorties
<i>lonmin / lonmax</i> =	140/210	
<i>latmin / latmax</i> =	-50/-10	
<i>dl</i> =	1/3	
<i>N</i> =	32	
<i>theta_s /b/hc</i> =	6/0/10	
<i>hmin</i> =	75	
<i>hmax_coast</i> =	500	
<i>hmax</i> =	5000	
<i>topofile</i> =	Topo/etopo2.nc	
<i>r</i> =	0.25	
<i>n_filtre r</i> =	2	
<i>coastfileplot</i> =	coastline_1.mat	
<i>coads_dir</i> =	COADS05	
<i>coads_time</i> =	15 :30 :345	
<i>coads_cycle</i> =	360	
<i>obc</i> =	1 1 1 1	
<i>tini</i> =	0	
<i>zref</i>	1000	
<i>woa_dir</i> =	WOA2009	
<i>woa_time</i>	15 :30 :345	
	make_grid	roms_grd.nc
	make_forcing make_bulk	roms_frc.nc
	make_clim	roms_ini.nc roms_clm.nc

Le domaine simulé s'étend de 140 °E à 150 °W de longitude et de 10°S à 50°S (Fig. 4). Ce choix permet de visualiser d'une part les processus ayant lieu au niveau du FST dans le *WTSP* et d'autre part l'influence de la *ZCIT* au nord de 16 °S ainsi que le transport des eaux de surface et de subsurface par le *CES* au nord de 20 °S. Dans le but de reproduire les processus fortement turbulents et les systèmes tourbillonnaires de la mer de Tasman, la résolution de la grille a été fixé à 1/3° (≈ 30 km) ce qui équivaut à 145 sur 211 mailles sur l'horizontales et 32 niveaux verticaux. Les profondeurs minimales et maximales sont fixées respectivement à 75 et 5000 m. La bathymétrie est définie à partir du fichier ‘*etopo2*’ qui permet d'obtenir la bathymétrie de l'océan global à 2° de résolution. Les données de bathymétrie sont interpolées linéairement pour être intégrées à la résolution du modèle. La grille du modèle est créée à partir du fichier *make_grid* inclut dans la Romstools (Penven *et al.*, 2010) qui extrait les données de bathymétrie et fixe le trait de côte à partir du fichier *GSHHS_coastline*. Un mask ‘terre-mer’ correspondant à une matrice binaire (0 = point de terre, 1= point de l'océan) est ainsi défini et multiplié par la suite à chaque pas de temps par les résultats du modèle. Une transformation des mailles de grille est effectuée sur la base de la topographie du bassin simulée et la bathymétrie est filtrée selon le ratio *r* qui correspond au ratio entre le gradient de topographie et la profondeur et qui est fixé à 0.25. Les fichiers *make_forcing* et *make_bulk* permettent d'extraire les forçages atmosphère-océan correspondant au flux de chaleur, d'eau douce et à l'intensité du vent. Ces derniers sont calculés à partir des données climatologiques

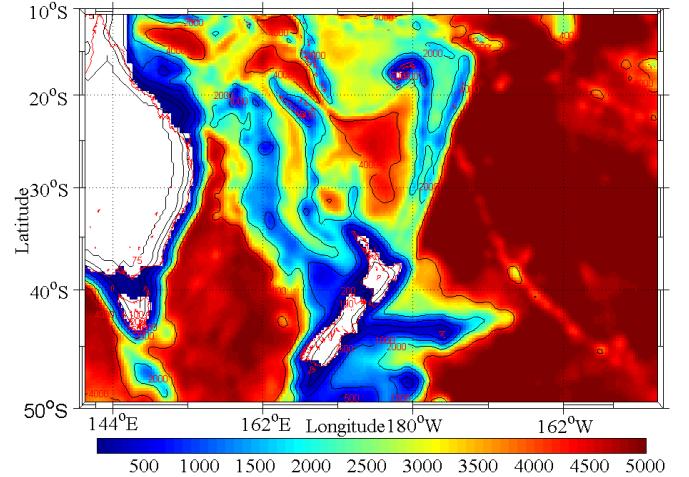


Figure 4 : domaine modélisée et bathymétrie (m).

Le domaine simulé s'étend de 140 °E à 150 °W de longitude et de 10°S à 50°S (Fig. 4). Ce choix permet de visualiser d'une part les processus ayant lieu au niveau du FST dans le *WTSP* et d'autre part l'influence de la *ZCIT* au nord de 16 °S ainsi que le transport des eaux de surface et de subsurface par le *CES* au nord de 20 °S. Dans le but de reproduire les processus fortement turbulents et les systèmes tourbillonnaires de la mer de Tasman, la résolution de la grille a été fixé à 1/3° (≈ 30 km) ce qui équivaut à 145 sur 211 mailles sur l'horizontales et 32 niveaux verticaux. Les profondeurs minimales et maximales sont fixées respectivement à 75 et 5000 m. La bathymétrie est définie à partir du fichier ‘*etopo2*’ qui permet d'obtenir la bathymétrie de l'océan global à 2° de résolution. Les données de bathymétrie sont interpolées linéairement pour être intégrées à la résolution du modèle. La grille du modèle est créée à partir du fichier *make_grid* inclut dans la Romstools (Penven *et al.*, 2010) qui extrait les données de bathymétrie et fixe le trait de côte à partir du fichier *GSHHS_coastline*. Un mask ‘terre-mer’ correspondant à une matrice binaire (0 = point de terre, 1= point de l'océan) est ainsi défini et multiplié par la suite à chaque pas de temps par les résultats du modèle. Une transformation des mailles de grille est effectuée sur la base de la topographie du bassin simulée et la bathymétrie est filtrée selon le ratio *r* qui correspond au ratio entre le gradient de topographie et la profondeur et qui est fixé à 0.25. Les fichiers *make_forcing* et *make_bulk* permettent d'extraire les forçages atmosphère-océan correspondant au flux de chaleur, d'eau douce et à l'intensité du vent. Ces derniers sont calculés à partir des données climatologiques

mensuelles du fichiers *COADS05* (*Comprehensive Ocean Atmospher Data Set*, Da Silva *et al.*, 1994). Les forçages calculés pour le domaine simulé sont stockés dans le fichier *roms_frc*. Le domaine simulé est ouvert sur 4 frontières (est, ouest, nord, sud), le niveau de référence de calcul géostrophique est de 1000 m et les conditions initiales et aux frontières de température, de salinité et de courants sur les bords ouverts sont issues de *World Ocean Atlas 2009*. Ces données sont extraites pour le domaine simulé par le fichiers *make_clim* et stockés dans les fichiers *roms_ini* et *roms_clm*. Les clefs de pré-compilation permettant de configurer les simulations voulues sont définies dans les fichiers *cppdefs.h* et *param.h*. ROMS se base sur une technique de séparation du pas de temps avec un Δt rapide pour les équations 2D et un Δt plus long pour les équations 3D. Le calcul du Critère de Friedrich Levy (CFL) (7) qui lie le pas de temps au pas d'espace, est basé sur la propagation des ondes les plus rapides dans l'océan, soit le déplacement des ondes de gravité lié au déplacement de la surface libre. Le CFL permet d'obtenir le pas de temps externe ($\Delta t_{\text{ext}} = f(\Delta x, \Delta y, h)$).

$$\frac{dx}{dt} = \sqrt{g} \cdot h \quad (7)$$

Le pas de temps interne (Δt_{int}) est calculé à partir de Δt_{ext} et du nombre d'itération du modèle baraothropique à l'intérieur d'un cycle barocline (= NDTFAST).

$$\Delta t_{\text{int}} = \Delta t_{\text{ext}} \times \text{NDTFAST} \quad (8)$$

Le nombre de pas de temps NTIMES est égal à la durée d'un mois divisé par Δt_{int} . La durée totale de simulation est de 10 années (année 1 à 10) avec donc 120 simulations de un mois. Le fichier *restart* est écrit à la fin de chaque simulation de 30 jours (= NRST) et permet de faire redémarrer la simulation avec toutes les informations données sur le pas de temps précédent. Le fichiers *history* permet de sauvegarder les valeurs du modèle en instantanée avec 10 sauvegardes par mois (NWRT= NTIMES/10). Le fichiers *average* permet une sauvegarde des champs moyennés tous les jours (NAVG=NWRT). Le tableau 2 résume les valeurs assignées aux différents paramètres décrit ci-dessus.

Tableau 2 : pas de temps externe et interne calculés à partir du CFL, nombre d'itérations, nombre de pas de temps, et fréquence de sauvegarde des sorties du modèle.

Δt_{ext}	Δt_{int}	NDTFAST	NTIMES	NRST	NWRT	NAVG
96	5760	60	450	450	450	45

La figure 5 montre l'évolution temporelle de l'énergie cinétique moyennées pour l'ensemble du domaine simulé. Après une période de *spin-up* d'environ une année, l'énergie cinétique moyenne oscille autour d'une quantité moyenne à l'équilibre. Dans la suite de cette étude seules les simulations comprises entre la 5^{em} et la 10^{em} année seront considérées.

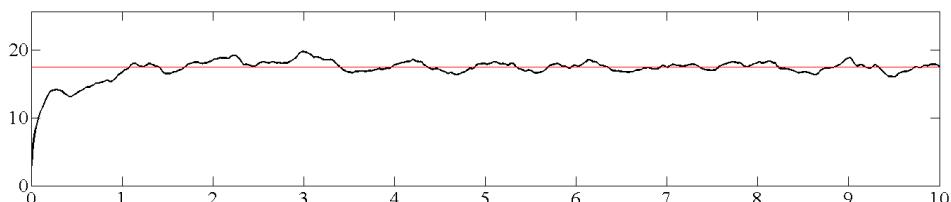


Figure 5 : évolution temporelle (en année) de l'énergie cinétique moyenne ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$). La ligne horizontale correspond à la valeur moyenne.

2.2. Données *in situ*

Dans cette étude, les données simulées par le système de modélisation ROMS sont comparées avec les données issues de la base de données du projet *World Ocean Circulation Experiment* (*WOCE*, 1990-2000) qui propose un jeu de données hydrographiques de bonne qualité et de haute fréquence (deux stations échantillonnées par degré de latitude-longitude). La campagne P21EW (EXPOCODE 49NZ20090521) a été effectuée du 10 avril au 20 juin 2009 dans le cadre du programme *WOCE* entre 154°E et 74°W de longitude et 14,30 °S et 25,43 °S de latitude (Fig. 6). Un total de 257 stations a été échantillonné. Dans cette étude seules les CTD₁₆₄ à la CTD₂₈₆ ont été utilisées. La campagne P11S (EXPOCODE 09FA693) a

été effectuée du 24 juin 1993 au 17 juillet 1993, entre 148,11°E et 156,10°E de longitude et 43,15°S et 11,47°S de latitude. Un total de 80 stations a été échantillonné entre l'Australie et la Nouvelle Zélande. La localisation des stations utilisées dans cette étude est montrée sur la figure 6. La localisation des comparaisons des données avec les résultats du modèle est montrée par les encadrés. Des profils continus de température, salinité, ont été obtenu par l'intermédiaire d'une sonde CTD associée à un carrousel équipé d'une rosette de bouteilles Niskin®. Plus de détails sur les méthodes d'échantillonnage sont disponibles sur le site <https://cchdo.ucsd.esu/cruise/>.

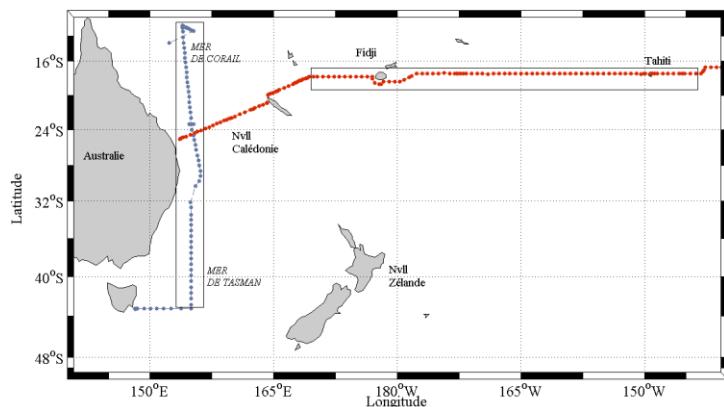


Figure 6 : localisation des stations échantillonnées pendant la section P11S (bleues) et P21EW (rouges). Les encadrés correspondent à la localisation des comparaisons données *in situ*-modèle.

3. RESULTATS

3.1. Caractéristiques hydrologiques des eaux de surface

Un minimum de salinité de surface (< 35) est présent dans la partie nord du domaine simulé (150°E-180°) suivi d'un gradient horizontal de salinité croissant du nord au sud entre 10°S et 22°S de latitude. La couche de surface du *WTSP* est marquée par un S_{max} de surface (> 35.6) situé au nord de la Nouvelle-Zélande et au sud de la Nouvelle-Calédonie entre 22°S et 35°S de latitude et 155°E et 163°W de longitude. Un maximum (> 35.8) est observé localement dans le nord de la mer de Tasman. Un second S_{max} de surface (> 35.6) est observé dans la partie la plus à l'est du domaine simulé au nord de 24°S et à l'est de 165°W de longitude. Entre 35°S et 50°S un gradient décroissant de salinité est présent avec des valeurs minimales de salinité de surface (< 35) observées au sud du FST ($\approx 40^{\circ}$ S). La température de surface (SST) du Pacifique ouest est marquée par un gradient croissant du sud au nord avec des valeurs minimales de l'ordre de 9°C à 50°S et maximales (> 25°C) dans la bande équatoriale entre 10°S et 20°S. À l'est de la Nouvelle-Zélande, entre 180° et 150°W de longitude une remontée vers le nord des isohalines (34.6 - 35.4) est observée. Les résultats montrent que la mer de Tasman est sujette à des variations de salinité dont l'amplitude entre l'été et l'hiver est comprise entre -0.2 et -0.25 au sud de 24°S. Entre 16°S et 24°S une augmentation de la salinité de l'ordre de 0.1 à 0.2 est observée entre l'été et l'hiver. Les variations de SST (Δ SST) entre l'été et l'hiver sont négatives pour l'ensemble du domaine simulé avec une faible amplitude (< 1.5°C) dans la partie équatoriale au nord de 16°S et à l'est de 165°E de longitude et avec des variations plus importantes (> 4°C) entre 24°S

et 48°S. Un gradient décroissant de la Δ_{SST} de l'est à l'ouest est observé au nord de 16°S de latitude et entre 170°E et 145°E de longitude.

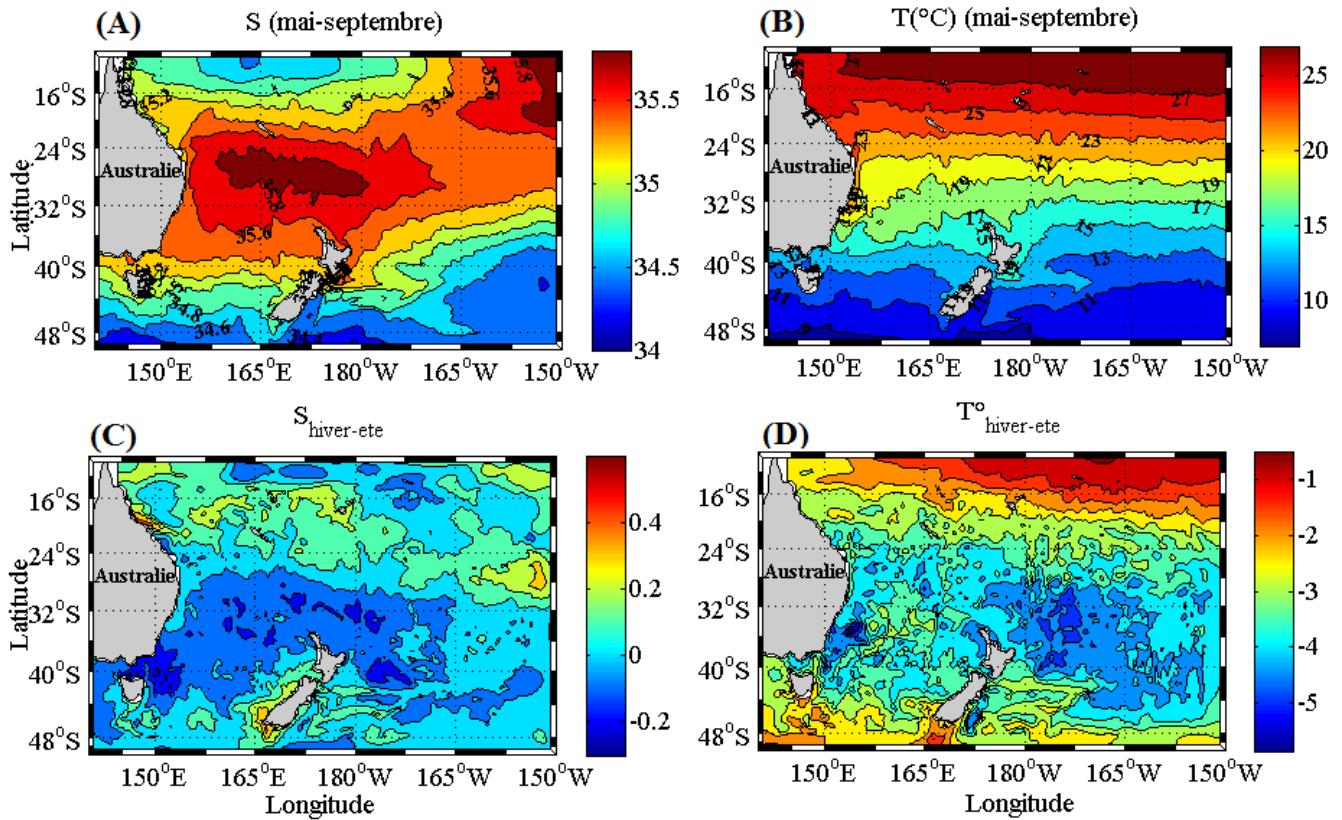


Figure 7 : (A) salinité et (B) température de surface moyennée pour les années 05 à 10 et simulées pendant la période hivernale (MJJAS). Différences entre (C) les valeurs de salinité et (D) de température moyennes simulées entre l'hiver (MJJAS) et l'été (JFMA).

La figure 8 présente les isopycnes affleurant la surface du domaine simulé en période hivernale. Les résultats montrent un gradient méridional décroissant du sud au nord. Entre 40°S et 28°S les eaux de surface ont une anomalie de densité comprise entre 26.5 et 25.4 kg.m⁻³. Les eaux de surface plus légères ($\sigma_{24} - \sigma_{24.7}$) sont comprises entre 28°S et 24°S. Au nord de 20°S, les eaux de surface présentent une anomalie de densité inférieures à 24 kg.m⁻³. Un décalage important vers le sud des isopycnes est observé entre la période hivernale et la période estivale (lignes blanches). La figure 9A présente la profondeur de la couche limite hivernale. Cette dernière est comprise entre 42 et 132 m pour l'ensemble du domaine simulée avec des valeurs minimales (< 70m) au nord de 16°S et au sud du FTS à l'est de 170°W de longitude. Ces deux régions sont marquées par une faible amplitude (< 40m) de la profondeur de la couche limite (Δ_{hbl}) entre l'été et l'hiver.

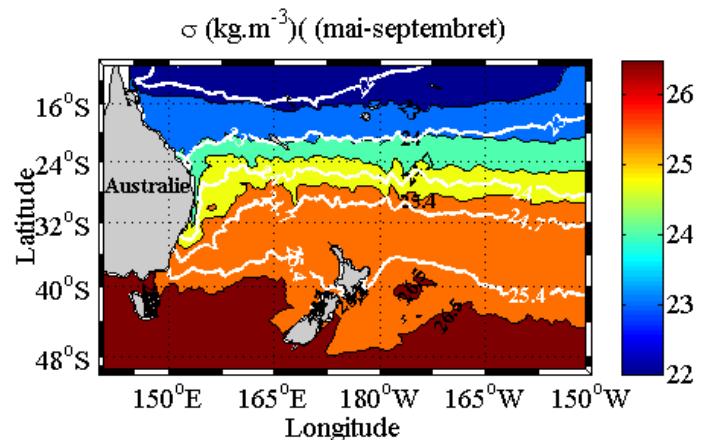


Figure 8 : anomalie de densité de surface (kg.m⁻³) moyennée pour les années 05 à 10 et simulées pendant la période hivernale (MJJAS). Les lignes blanches représentent l'anomalie de densité de surface pour la période estivale (JFMA).

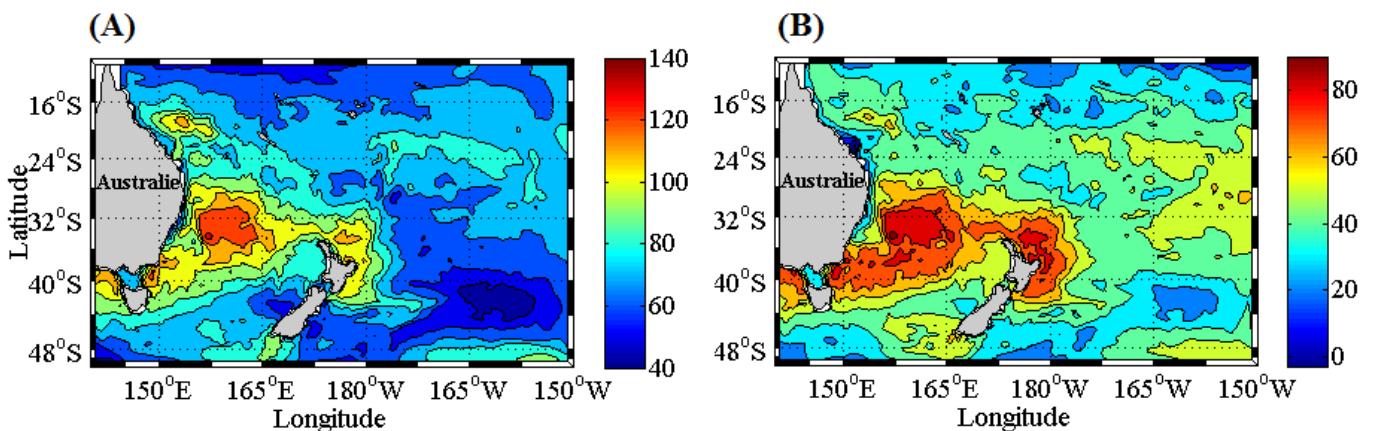


Figure 9 : (A) Profondeur de la couche limite (m) moyennée pour les années 05 à 10 et simulées pendant la période hivernale (MJJAS)., (B) différence entre la profondeur de la couche limite hivernale et estivale (JFMA).

En mer de Corail, en mer de Tasman et au nord est de la Nouvelle-Zélande, la profondeur de la couche limite hivernale atteint des valeurs maximales ($> 100\text{m}$) avec une couche limite supérieure à 120 m observées entre 25°S et 35°S de latitude et 155°E et 165°E de longitude. Le maximum de Δ_{hbl} entre l'été et l'hiver est observé en mer de Tasman et dans le nord-est de la Nouvelle Zelande et atteint près de 80 m.

3.2. Caractéristiques hydrologiques des eaux de la thermocline et comparaison avec les données WOCE

La figure 10 présente une comparaison entre les sections verticales de température et de salinité simulées et les données *in situ* des sections P21EW entre 0 et 800 dbar. Les eaux de surface ($< \sigma_{24}$) présentent une température comprise entre 25 et 27°C entre 150°W et 175°W et tendent à diminuer pour être comprises entre 23° et 25°C entre 175°W et 170°E (Fig. 10B). Entre 160°W et 180° , les eaux de surface (0-100 dbar) voient leur salinité diminuer fortement (< 35) (Fig. 10A) Les résultats du modèle montrent un minimum de salinité des eaux de surface du *WTSP* surestimées avec des valeurs supérieures à 35.2 (Fig. 10C). Un S_{max} (36-36.2) est observé dans les eaux de subsurface ($\sigma_{24}-\sigma_{24.7}$) dans la partie la plus à l'est de la section P21EW entre 160°W et 150°W (Fig. 10D). Les résultats *in situ* (Fig. 10B) montrent le transport de la *SPEW_{up}* par le CES ainsi que leurs subductions sous les eaux de surface moins salées (< 35.4) du *WTSP* à partir de 160°W . Les propriétés de la *SPEW_{up}* ($\sigma_{24}-\sigma_{25.4}$) se modifient progressivement d'est en ouest, avec notamment une diminution des températures qui sont comprise entre 21° et 23°C dans la partie la plus à l'ouest du Pacifique, associée à un approfondissement et à une diminution du S_{max} qui atteint une valeur comprise entre 35.4 et 35.6 (Fig. 10 C-D). Les résultats du modèle montrent une reproductibilité du transport d'est en ouest de la *SPEW_{up}* et du processus de subduction avec néanmoins une sous-estimation de la salinité de surface dans la partie est de la section ainsi que du S_{max} de subsurface qui ne dépasse pas 36 (Fig. 10 B). Une bonne concordance entre les valeurs de températures *in situ* et modélisées est observée avec notamment une reproductibilité fidèle du gradient décroissant vertical de température caractéristique des eaux de la thermocline (Fig. 10A-C). Les valeurs de température et de salinité *in situ* et modélisées sont comprise respectivement entre 19°C sur $\sigma_{25.4}$ et 13°C sur $\sigma_{26.3}$ et entre 35.6 sur $\sigma_{25.4}$ et 34.8 sur $\sigma_{26.3}$. Une modification des propriétés des *CW_{low}* entre $\sigma_{26.3}$ - $\sigma_{26.7}$ est observée sur les données *in situ* et modélisées avec notamment une augmentation des températures et de la salinité d'est en ouest. Le minimum de salinité (< 34.4) observée sur les donnée *in situ* et centré sur $\sigma_{27.1}$ n'est pas reproduit par les résultats du modèle. Ce dernier montre un minimum de salinité surestimé, compris entre 34.4 et 34.6.

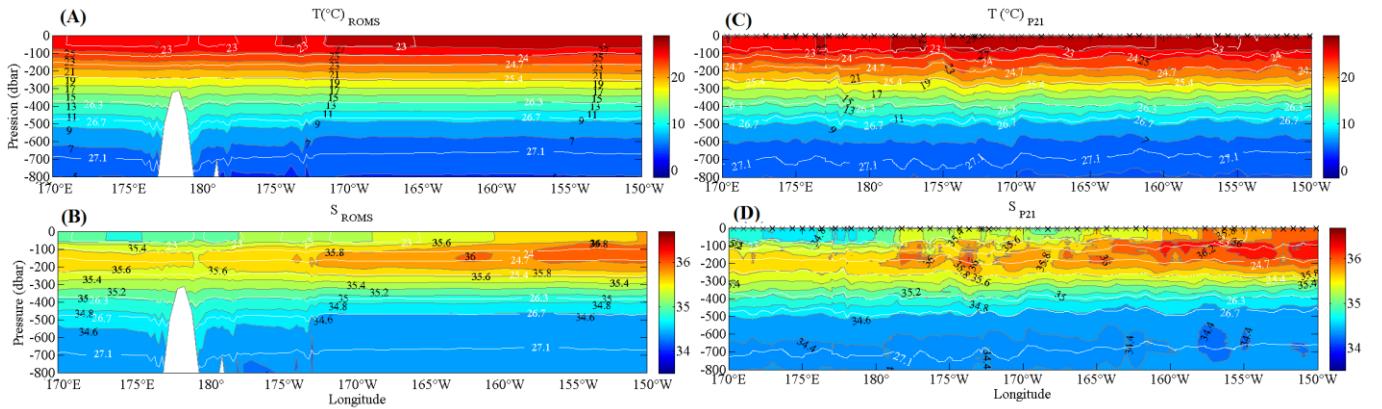


Figure 10 : sections verticales de température ($^{\circ}\text{C}$) et de salinité simulée (fig.10 A-B) et mesurée lors de la campagne WOCE P21-EW (fig.10 C-D) et pour la même période. Les lignes blanches correspondent aux isopycnnes (kg.m^{-3}). La localisation des sections est montrée sur la figure 6.

La figure 11 présente une comparaison entre les sections verticales de température et de salinité simulées et les données *in situ* des section P11S entre 0 et 800 dbar. Au nord de 22°S sur la section P11S, les eaux de surface (0-100 dbar) présentent un minimum de salinité (< 35.5) associé à une température comprise entre 23° et 25 °C (Fig. 11C-D). Les résultats du modèle reproduisent ce minimum de salinité dans les eaux de surface en lien avec la zone de fortes précipitations de la ZCIT (Fig. 11B). Les températures de surface simulées au nord de 22°S (Fig. 11A) sont légèrement surestimées (> 27°C) par rapport aux données *in situ*. La présence d'un S_{max} est observée dans les eaux de subsurface (100-200 dbar, $\sigma_{24.4}$ - $\sigma_{25.4}$) du WTSP sur la section P11S au nord de 25°S (Fig. 10D). Ce S_{max} est compris sur la section P11S entre 35.7 et 35.8 au nord de 15°S et 35.5 et 35.6 entre 25°S et 15°S (Fig. 10D), associé à des températures comprises entre 19°C et 25°C (Fig. 10C). Les résultats du modèle montrent également la présence de ce S_{max} de subsurface au nord de 25°S avec néanmoins une légère surestimation de ce dernier qui atteint localement 35.9 au nord de 15°S (Fig. 10B). La présence de ce S_{max} correspond à l'apport d'est en ouest par la branche nord du CES des CW_{up} en provenance de leur région de formation du Pacifique tropical central (12°S-25°S, 100°W-150 °W). Les résultats du modèle et les données *in situ* (Fig. 11B-D) montre qu'entre 25°S et 35°S, la masse d'eau comprise entre $\sigma_{24.4}$ et $\sigma_{25.4}$ affleure la surface et se démarque par un S_{max} de surface (> 35.7). Néanmoins une sous-estimation de l'extension spatiale du S_{max} (> 35.7) est observé (Fig. 11B). Ce S_{max} marque une limite avec les eaux plus froides, moins salées et plus denses présentes au sud de 35°S.

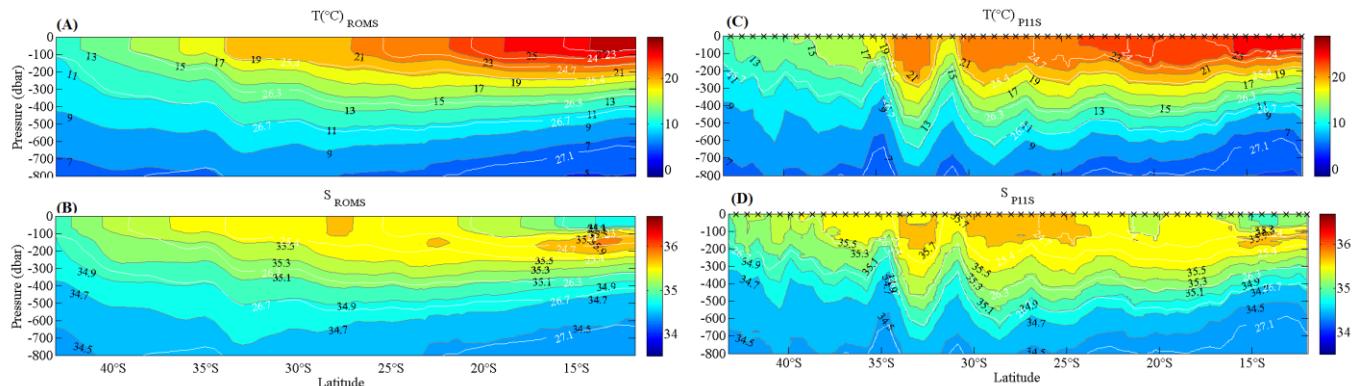


Figure 11 : sections verticales de température ($^{\circ}\text{C}$) et de salinité simulée (fig.11A-B) et mesurée lors de la campagne WOCE P11S (fig.11C-D) et pour la même période. Les lignes blanches correspondent aux isopycnnes (kg.m^{-3}). La localisation des sections est montrée sur la figure 6.

Entre 30°S et 35°S, les données *in situ* montrent contrairement aux résultats du modèle, un approfondissement des isopycnes associé à un approfondissement des isohalines et des isothermes visibles sur toute la colonne d'eau (Fig. 11C-D). Au sud de 35°S un gradient horizontal de température et de salinité est observé entre 0 et 200 dbar, avec notamment un affleurement en surface des eaux comprises entre $\sigma_{25.4}$ et $\sigma_{26.5}$. Entre 35°S et 43°S, les valeurs de températures et de salinité dans les eaux de surface et de subsurface varient respectivement entre 19.3°C et 35.6 sur $\sigma_{25.4}$ à une gamme comprise entre 14.81 °C et 15.40 °C et entre 35.35 et 35.51 sur $\sigma_{26.3}$. Les résultats du modèle reproduisent fidèlement cette modification latitudinale des propriétés des eaux de surface avec une gamme de température et de salinité de surface entre 35°S et 43°S comprise entre 19°C sur $\sigma_{25.4}$ et 15°C et 35.6 sur $\sigma_{25.4}$ et 35.4 sur $\sigma_{26.3}$.

3.3. Les masses d'eau du WTSP

La figure 12A et B présentent respectivement la superposition des diagrammes Θ -S pour l'ensemble des données modélisées et des données issues de la campagne P21EW (CTD 164 à 234) entre 170°E et 150°W de longitude et 17.5°S de latitude. La gamme de température modélisée varie entre 28.03°C en surface et 0.59°C en profondeur et entre 28.68° et 1.048°C pour les données *in situ*. La gamme de salinité modélisée varie entre 34.32 à 36.09 (Fig. A) et entre 34.34 et 36.46 pour les données *in situ*. La couche de surface (< σ_{24}) se caractérise par la présence d'eau chaude (> 22°C) accompagnée d'une forte variabilité des valeurs de salinité en fonction de la longitude. Les données modélisées et *in situ* montrent toutes deux la présence d'un gradient décroissant d'est en ouest des valeurs de salinité et de température dans la couche de surface et dans les eaux de la thermocline supérieures (σ_{24} - $\sigma_{25.4}$). Les CW_{up} sont marquées par un S_{max} , observé entre σ_{24} - $\sigma_{24.4}$ pour l'ensemble des stations avec néanmoins une variabilité inter-stations significative de ce maximum. Les données *in situ* et modélisées montrent respectivement un S_{max} de 36.46 et de 36.09 (150°W-160°W) et qui tend à diminuer pour atteindre respectivement 35.55 et 35.59 dans la partie la plus à l'ouest (180°-170°E). Un gradient de température et de salinité caractéristique des eaux de la thermocline supérieure est observé entre $\sigma_{24.4}$ et $\sigma_{25.4}$ pour les données *in situ* et entre $\sigma_{24.4}$ et $\sigma_{25.8}$ pour les données modélisées.

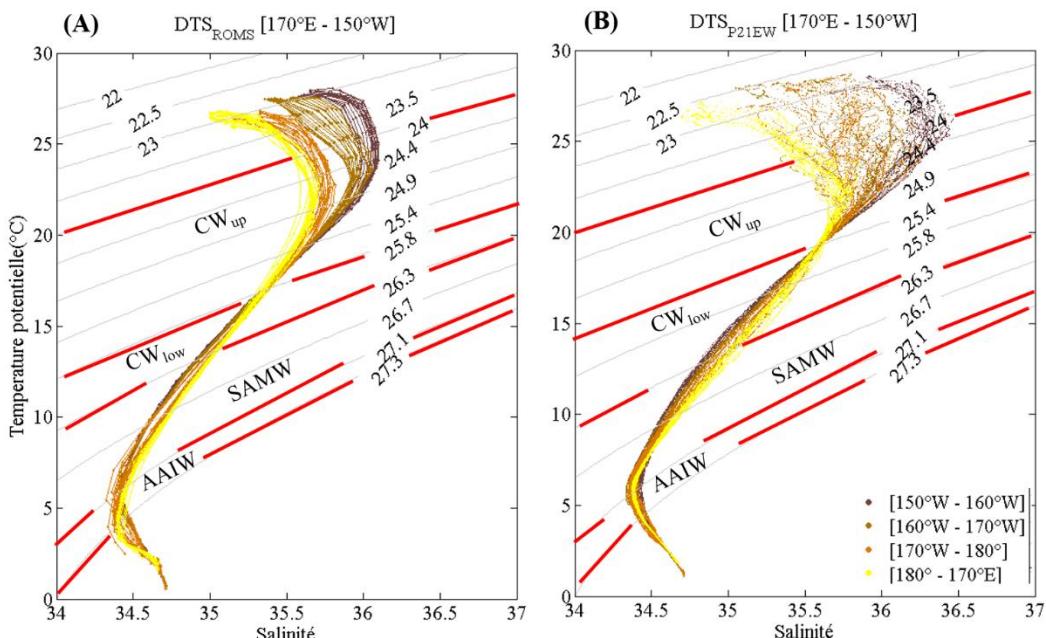


Figure 12 : diagramme température salinité entre 170 °E et 150 °W de longitude et 17.5 °S de latitude à partir (A) des données modélisées, (B) de la section P21EW, pour les mêmes périodes

Les courbes de mélange de l'ensemble des profils tendent à se rejoindre sur $\sigma_{25.4}$ pour les données *in situ* et sur $\sigma_{25.8}$ pour les données modélisées. Les CW_{low} comprises entre $\sigma_{25.4}$ - $\sigma_{26.3}$ pour les données *in situ* et entre $\sigma_{25.8}$ - $\sigma_{26.3}$ pour les données modélisées sont marquées par un gradients décroissants de salinité et de température. Un gradient de salinité longitudinal croissant d'est en ouest est observé dans les CW_{low} . Les eaux modales (*Subantarctique Mode Water, SAMW*) (Tomczak & Godfrey, 1994) sont présentes entre $\sigma_{26.3}$ et $\sigma_{27.1}$ et participent à la ventilation des eaux de la thermocline inférieure (Fieux & Andrié, 2010). Un minimum de salinité de 34.33 pour les données *in situ* et de 34.34 pour les données modelisées, typique des eaux intermédiaires ($\sigma_{27.27.20}$) (*Antarctic Intermediate Water, AAIW*) est observé pour l'ensemble des profils associé à l'isotherme 5.21°C pour les données *in situ* et 5,42°C pour les données modalisées.

3.4. Schéma de circulation des eaux de la thermocline

3.4.1. Circulation des eaux de la thermocline supérieure

Dans le Pacifique sud, les CW incluant le S_{max} circulent une fois isolées de l'atmosphère entre $\sigma_{24.4}$ et $\sigma_{25.4}$ (100 et 200 m) (Fig. 10C, 11C). Dans le but de reproduire un schéma de circulation des CW_{up} , la circulation des courants moyennés entre 100 et 200 m est présentée sur la figure 12. Les résultats montrent la présence d'un flux portant à l'ouest entre 10°S et 22°S de latitude correspondant au CES. La branche nord du CES, le Nord Vanuatu Jet (NVJ) passe au nord de Fidji, tandis qu'une branche moins puissante, le Nord Calédonien jet (NCJ) circule entre Fidji et la Nouvelle- Calédonie. La région au nord de la Nouvelle- Calédonie présente une circulation relativement turbulente avec la présence de systèmes tourbillonnaires. Les résultats montrent qu'il existe localement un échange de masse d'eau entre la branche nord et sud du CES à l'est de Vanuatu.

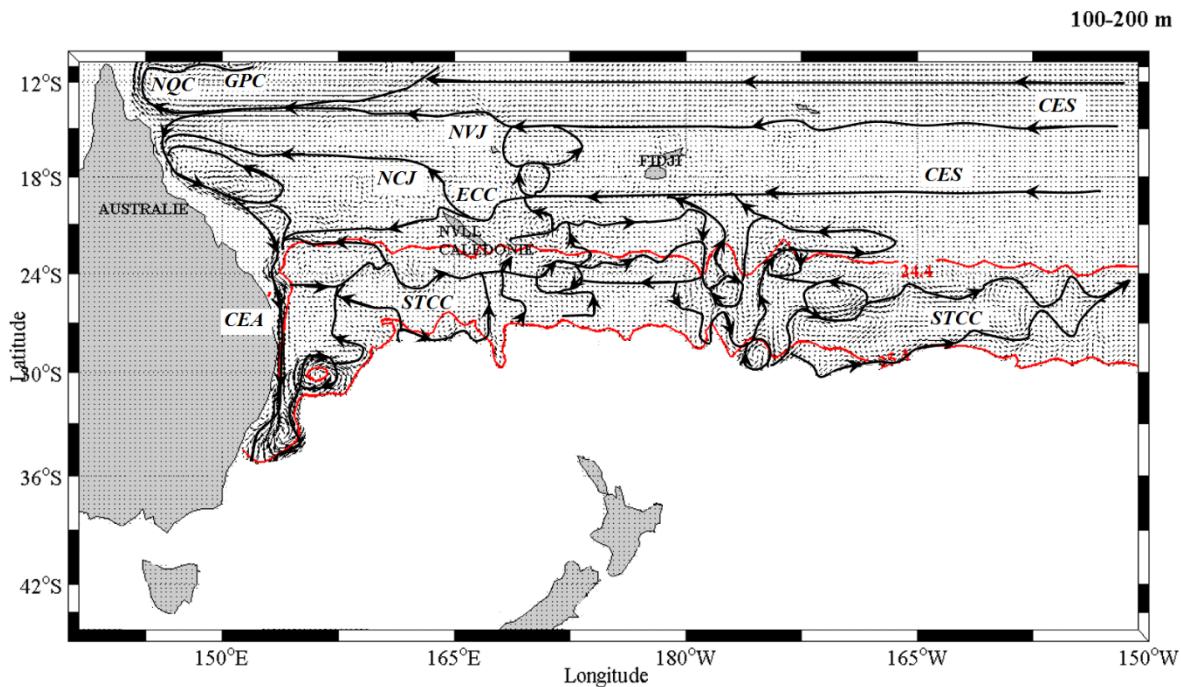


Figure 13 : circulation des courants moyennés entre 100 et 200 m pendant la période hivernale (MJJAS). Les flèches noires représentent les principaux flux. Les lignes rouges correspondent aux isopycnes 24.4 et 25.4 et délimitent la région de formation des CW_{up} . CES = Courant Équatorial Sud, NVJ = Nord Vanuatu Jet, NCJ = Nord Calédonien Jet, ECC = Est Calédonien Jet, CEA = Courant Est Australien, NQC = Courant Nord Queensland, GPC = Courant du Golfe de Papouasie, STCC = Contre-Courant du Pacifique Subtropical.

Arrivé sur la côte est de l'Australie, les résultats du modèle montrent que NVJ est rejoint par le NCJ et se décompose en deux branches distinctes vers 16°S de latitude : le Courant Nord Queensland (CNQ) qui bifurque vers le nord pour devenir le Courant du golfe de Papouasie (GPC) et le CEA qui transporte les CW_{up} en direction du sud tout en longeant la côte Australienne. Entre 30°S et 40°S le CEA est principalement représenté par des systèmes tourbillonnaires, avec notamment la présence à 30°S et 34°S de tourbillons respectivement cyclonique et anticyclonique. Les résultats montrent la présence en mer de Tasman du Contre-Courant du Pacifique subtropical (STCC) contraire au CEA et portant au nord-nord-est. Les résultats montrent que en mer de Tasman, la région de formation de la $WSPCW_{up}$ formées par subduction est délimitée par les isopycnes 24.4 et 25.4, se situe entre 22°S et 36°S. Cette zone montre une forte turbulence avec notamment de nombreux systèmes tourbillonnaires. Néanmoins le flux est principalement dirigé vers l'est, avec toutefois de nombreuses branches entre 20°S et 27°S de latitude et 150°E et 170°W qui rejoignent le CES. À l'est de 170°W et au sud de 22°S, le transport de masse d'eau se fait principalement via le STCC vers l'est et aucun échange avec les masses d'eau transportées par le CES n'est observé.

3.4.2. Circulation des eaux de la thermocline inférieures

Dans le Pacifique sud, les eaux de la thermocline inférieures circulent une fois isolées de l'atmosphère entre $\sigma_{25.4}$ et $\sigma_{26.3}$ (200 et 400 m) (Fig. 10C, 11C). Dans le but de reproduire un schéma de circulation des CW_{low} , la circulation des courants moyennés entre 200 et 400 m est présentée sur la figure 13. Les résultats montrent que la région de formation des CW_{low} , délimitée par les isopycnes 25.4 et 26.3 se situe entre 25°S et 40°S de latitude. Au nord de l'isopycne 25.4, les résultats montrent que les CW_{low} sont transportées entre 200 et 400 m avec globalement le même schéma de circulation que les CW_{up} (fig. 12).

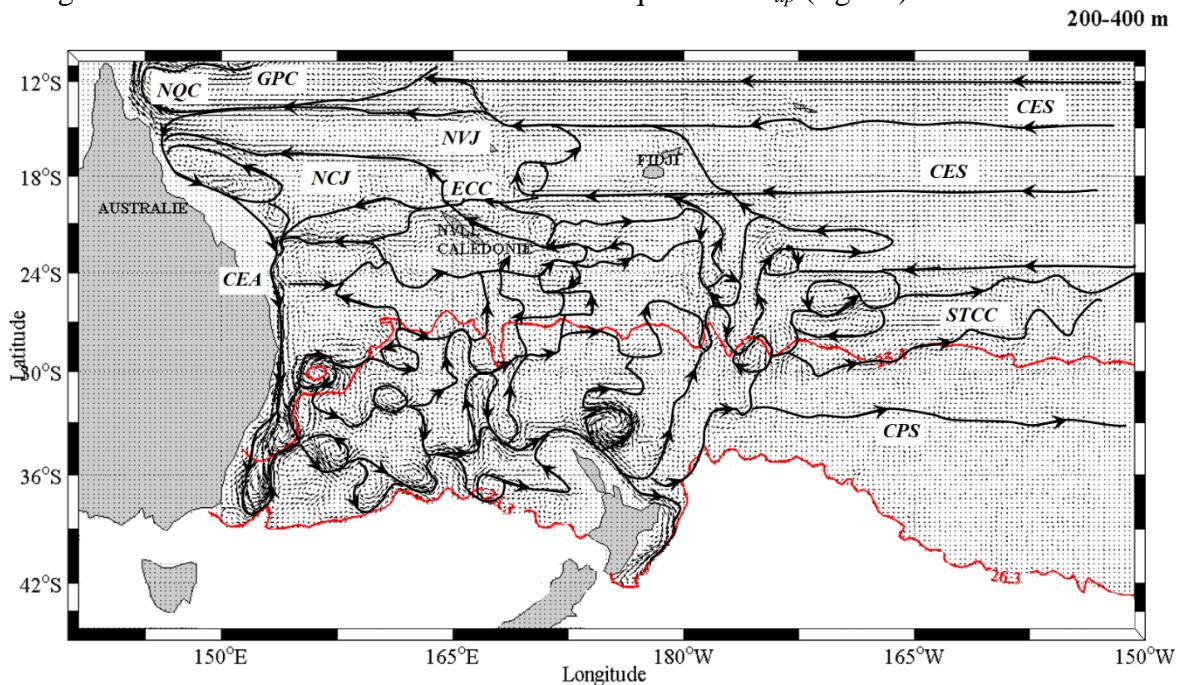


Figure 14 : circulation des courants moyennés entre 200 et 400 m pendant la période hivernale (MJJAS). Les flèches noires représentent les principaux flux. Les lignes rouges correspondent aux isopycnes 25.4 et 26.4 et délimitent la région de formation des CW_{low} . CES = Courant Equatorial Sud, NVJ = Nord Vanuatu jet, NCJ = Nord Calédonien Jet, ECC = Est Calédonien Jet, CEA = Courant Est Australien, NQC = Courant Nord Queensland, GPC = Courant du Golfe de Papouasie, STCC = Contre-Courant du Pacifique Subtropical, CPS = Courant Pacifique Sud.

Les résultats du modèle montrent que la région de formation des CW_{low} est fortement turbulente, notamment entre 155 °E et 170 °W de longitude. Entre 30°S et 40°S de nombreux systèmes tourbillonnaires anticycloniques se détachent du CEA et sont transportés vers l'est. Au nord de la Nouvelle-Zélande, un fort courant longe la côte. Les résultats du modèle montrent que plusieurs veines se détachent de ce courant côtier en direction du nord ainsi que la présence d'un tourbillon anticyclonique. Les résultats montrent qu'une partie des CW_{low} présentes entre 200 et 400 m est transportée vers le nord via une circulation fortement turbulente et rejoint le flux du STCC puis du CES. À l'est de 170°W, les CW_{low} sont transportées uniquement vers l'est par un flux beaucoup plus laminaire pouvant représenter le CPS.

4. DISCUSSION

4.1. Existe-t-il une bonne concordance entre les données *in situ* et simulées ?

Dans le *WTSP*, les valeurs de salinité de surface sont le miroir des conditions climatiques (Donguy, 1994) et les S_{max} de surface observés dans la partie est du domaine simulé et en mer de Tasman coïncident avec des régions océaniques où le bilan E-P est fortement positif (Tomczak & Godfrey, 1994). Le S_{max} (> 35.8) de surface modélisé au nord de 24°S et à l'est de 165°W reflète le fort rayonnement solaire ($> 230 \text{ W.m}^{-2}$) et un bilan E-P fortement positif atteignant plus 4 mm.j^{-1} (Fieux & Andrié, 2010). Le S_{max} (> 35.8) observé dans les eaux de surface de la mer de Tasman est en lien avec un bilan E-P positif compris entre 3 et 4 mm.j^{-1} (Fieux & Andrié, 2010). Le minimum de salinité de surface (< 35) observé dans la partie nord du domaine simulé est cohérent avec les fortes précipitations qui occurrent dans la ZCIT du Pacifique sud (Donguy, 1994, Delacroix & Henin, 1989) et avec le bilan E-P fortement négatif qui atteint -5 à -6 mm.j^{-1} dans le nord-ouest du Pacifique sud (Fieux & Andrié, 2010).

Les données hydrologiques obtenues à partir du modèle ROMS concordent de manière cohérente avec les données *in situ* de la section P21EW hormis dans la couche de surface où les résultats du modèle montrent une sous-estimation du S_{max} de surface et de subsurface. Sur la section P11, les données de SST semblent légèrement surestimées par rapport aux données *in situ* et une sous-estimation de l'extension spatiale du S_{max} de surface au sud de 25°S est observée. Les biais observés dans la couche de surface pourraient s'expliquer par la différence entre l'échelle de temps relative aux données de forçages atmosphère-océan mensuels (*COADS05*) utilisées dans le modèle et l'échelle de temps très courte relative aux données *in situ*. Néanmoins les gammes de température et de salinité modélisées sous la couche de surface et notamment les gradients de température et de salinité caractéristiques des $CW_{up/low}$, montrent une bonne adéquation avec les données *in situ* de la section P21 et rejoignent la conclusion de Donguy (1962b) et Tomczak & Gofrey (1994), qui montrent à partir des données *in situ* qu'il existe un apport important en mer de Corail via le CES des eaux de la thermocline. Les résultats du modèle concordent avec les conclusions de Donguy & Henin (1977) qui ont montré qu'il existe un processus de subduction du S_{max} en provenance du Pacifique tropical (12°S-25°S, 100° à 150°W) sous les eaux de surface plus légère du *WTSP*. Sur la section P11, les données modélisées sous la couche de surface rejoignent les données *in situ*, avec notamment une reproductibilité cohérente du transport nord-sud par le CEA du S_{max} caractéristique des CW_{up} . Au sud de 25°S, les données modélisées et *in situ* montrent toutes deux un affleurement en surface des eaux situées entre $\sigma_{24.4}$ et $\sigma_{25.4}$. Le gradient horizontal de température et de salinité observé entre 35°S et 43°S sur la section P11 est reproduit de manière cohérente par les données modélisées.

La circulation océanique est globalement bien reproduite par le modèle et reflète de manière cohérente les données de la littérature. Solokov & Rintoul (2000) montre à partir de données *in situ* que le CES circule entre 14°S et 19°S et transporte un flux de 55 Sv. Les résultats du modèle ont montré la présence du CES entre 10°S et 22°S en mer de corail ainsi que sa division en deux jets, le NCJ et le NVJ. Ces résultats concordent avec les conclusions de Kessler & Cravatte (2013) qui ont montré l'existence du NCJ vers 18°S circulant entre la surface et 1500 m en direction de la côte Australienne. Le NVJ modélisé est présent entre 10°S et 16°S et transporte les CW_{low} entre 200 et 400 m. Kessler & Cravatte (2013) ont montré que le NVJ circule entre 11°S et 14°S avec une influence pouvant atteindre 300 m. Le NCJ et le NVJ se rejoignent en partie en mer de Salomon et divergent vers 16°S en deux branches, le CEA et le NQC, ce qui concorde avec les conclusions de Solokov & Rintoul (2000) qui montrent à partir des données de la section P11 que le CES bifurque vers 18°S. Le CEA modélisé longe la côte Australienne et présente au sud de 25°S une forte turbulence marquée par la présence de processus tourbillonnaires. La forte activité de méso-échelle a été mise en évidence par Solokov & Rintoul (2000) qui ont montré que la circulation de cette région est dominée par la présence de tourbillons. Néanmoins les données *in situ* de la section P11 montrent la présence d'un approfondissement des isothermes et des isohalines vers 30°S caractéristique d'un processus tourbillonnaire que l'on ne retrouve pas dans les données modélisées. Cela peut s'expliquer par le caractère éphémère de ces processus qui rend dans le cadre de cette étude leurs représentation spatiale et temporelle difficile à reproduire. À partir de 30°S, les résultats du modèle montrent qu'une partie du CEA se détache de la côte en direction du nord-est, ce qui concorde avec les conclusions de Solokov & Rintoul (2000) qui montrent à partir du calcul du transport intégré qu'un flux de 27 Sv se détache de la côte Australienne pour retourner dans la circulation entre 27°S et 29°S. Entre 22°S et 40°S, les résultats du modèle montrent un transport des CW principalement en direction de l'est représentant de manière cohérente le STCC (Merle *et al.*, 1969, in Martinez *et al.*, 2009). Néanmoins une forte activité turbulente tend à ramener entre 170°E et 170°W de longitude une partie des CW au nord de 22°S dans l'AM.

4.2. Quelles sont les probables régions de formations des eaux de la thermocline ?

Les masses d'eau se forment dans des régions océaniques particulières ou elles acquièrent par échange avec l'atmosphère leurs caractéristiques initiales (T, S). Dans le cas des CW du Pacifique sud, leurs formations se font majoritairement par subduction/convection en période hivernale. Les données modélisées et *in situ* ont montré qu'une des spécificités des CW_{up} est un $S_{max} (\geq 35.6)$ positionné entre 100 et 200 m (Fig. 10-B-D, Fig. 11-B-D, Fig. 12). La comparaison des diagrammes TS entre les données modélisées et *in situ* est cohérente, avec notamment une bonne reproductibilité de la diminution du S_{max} d'est en ouest dans les CW_{up} et de l'augmentation de salinité d'est en ouest dans les CW_{low} (Fig. 12). Ces modifications des propriétés des $CW_{up/low}$ dans le *WTSP* suppose qu'un processus de mélange occurrent dans cette région.

Le processus de subduction/convection a besoin pour se réaliser d'un fort refroidissement des eaux de surface. Ce dernier a été mis en évidence sur la figure 7D et les résultats ont montré qu'entre l'été et l'hiver, la région située entre 27°S et 40°S voit ses eaux de surface refroidir d'environ 4° à 5°C, avec notamment la présence d'un minimum local dans la partie ouest de la mer de Tasman (32°S-40°S, 150°E-160°E). Ces résultats concordent avec les données moyennes mensuelles de ΔSST qui sont de l'ordre de 4° à 6°C en mer de Tasman (Reynolds *et al.*, 2002, in Fieux & Andrié, 2010). D'autre part un mélange vertical important est nécessaire et va permettre de transporter la signature des fortes salinités de surface en subsurface (100-200m). À partir d'une synthèse des résultats du modèle, un schéma de circulation des CW est proposé sur

la figure 14. Au nord de 22°S, la $SPEW_{up/low}$ est transportée par le CES en direction de la mer de Corail et de l'Australie. Ces eaux vont être transportées sur les surfaces isopycnales par le CEA du nord au sud et vont affleurer en surface au sud de 25°S, où elles voient leurs propriétés se modifier sous l'effet des échanges air-mer. En assumant l'hypothèse que les CW_{up} se forment entre $\sigma_{24.4}$ et $\sigma_{25.4}$, dans une zone de fort refroidissement hivernal, où la salinité est supérieure à 35.6 en surface et où la couche limite de fond est au moins égale à 100 m, la zone de formation de la $WSPCW_{up}$ se situerait dans la partie ouest de la mer de Tasman entre 155°S et 157°E de longitude et entre 28°S et 32°S de latitude (Fig. 14).

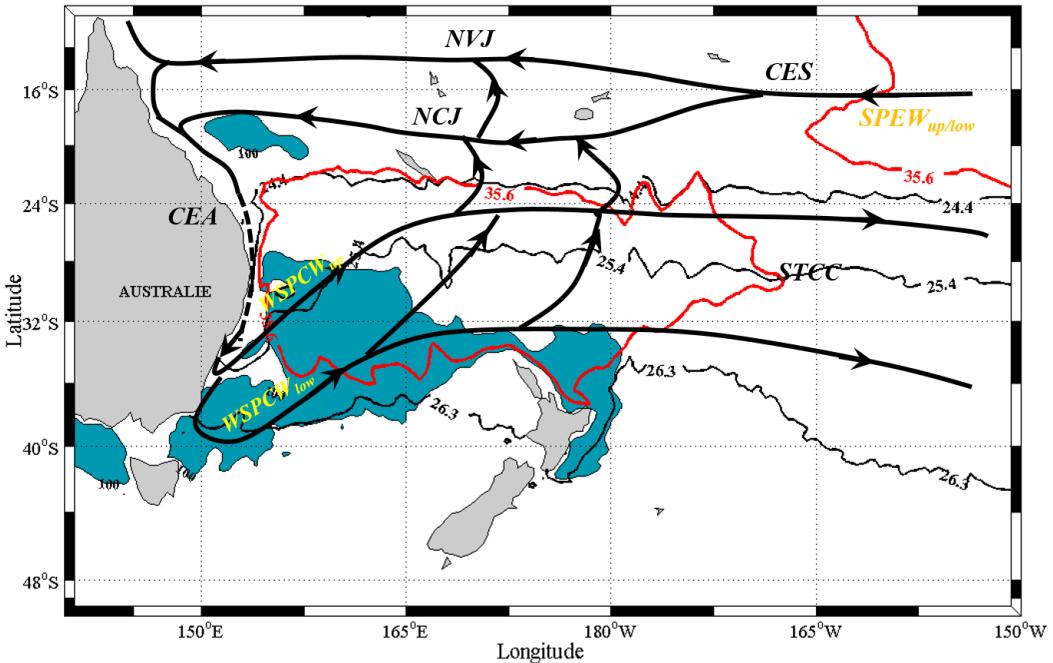


Figure 15 : synthèse des données modélisées moyennées pour les années 5 à 10 en période hivernale (MJJAS), avec la localisation du S_{max} des eaux de surface (ligne rouge), la délimitation des régions de formation des CW représentée par les isopycnnes affleurant la surface (lignes noires), et la circulation océanique à grande échelle des CW (flèches noires). Les régions où la profondeur de la couche limite (profondeur limite à laquelle le pompage d'Eckman agit) est ≥ 100 m est représentée par la zone en bleue.

Selon Solokov & Rintoul (2000) les CW_{low} ont pour origine les CW_{up} . Lorsque les CW_{up} affleurent en surface pendant la période hivernale en plus de se charger en sels, elles se refroidissent et voient leur anomalie de densité augmenter avant d'être transportées vers le sud par le CEA et de plonger pour devenir les CW_{low} . En assumant l'hypothèse que les CW_{low} se forment entre $\sigma_{25.4}$ et $\sigma_{26.3}$, dans une zone de fort refroidissement hivernal, et où la couche limite de fond est au moins égale à 100 m, leurs régions de formation seraient limitées entre 28°S et 40°S de latitude et entre 150°E et 180° de longitude (Fig. 14). La définition des régions de formation des CW présentée ci-dessus est une première approximation et nécessite une meilleure définition de la période hivernale de formation, de la variabilité saisonnière et interannuelle de la localisation et de l'intensité du S_{max} , et des courants.

La résolution de 1/3° fixée au modèle a été suffisante pour montrer une forte turbulence ainsi que la présence de processus tourbillonnaire. Ces processus ont été observés par Kessler & Cravatte (2013) et semblent participer selon les résultats au processus de mélange entre la $WSPCW$ se formant en mer de Tasman et les $SPEW$ transportées directement d'est en ouest par le CES. Le rôle des processus tourbillonnaires sur l'apport de $WSPCW$ dans la partie nord du WTSP reste encore à investiguer.

5. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans le cadre de cette étude, l'utilisation du système de modélisation ROMS a permis de mettre en évidence les caractéristiques hydrologiques des eaux de surface et celles des eaux de la thermocline et de reproduire les principaux courants présents dans le Pacifique sud-ouest (WTSP). Une bonne adéquation entre les propriétés (T, S, σ) des eaux de la thermocline issues des données *in situ* et des données simulées a été observé. La majorité des courants océaniques du Pacifique sud (CES, NVJ, NCJ, CEA, NQC, GPC, STCC, CPS) ont été reproduits de manière cohérente et en adéquation avec les données de la littérature. Les eaux de surface du Pacifique tropical sud fortement salées, transportées par le CES, sont subduquées sous les eaux de surface faiblement salées du WTSP pour former la $SPEW_{up}$. Le maximum de salinité de subsurface (100-200 m) observé dans le WTSP ($17.5^{\circ}, 170^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{W}$) est issu du mélange entre la $SPEW_{up}$ et de la $WSPCW_{up}$ en provenance de la mer de Tasman. Une circulation fortement turbulente, dominé par des processus tourbillonnaires a été mise en évidence dans cette région et semble participer au transport de la $WSPCW$ entre la mer de Tasman et la mer de Corail. La délimitation des zones de subduction (couche limite > 100 m, $\Delta SST = -4\text{--}5^{\circ}\text{C}$, $S > 35.8$) a été mise en évidence en mer de Tasman et a permis de localiser plus précisément les probables régions de formations de la $WSPCW_{up/low}$. Des données *in situ* supplémentaires de température, salinité, et de mélange vertical en mer de Tasman permettraient de valider ou non ces hypothèses. Il serait intéressant de préciser par la suite, le mode de formation des eaux de la thermocline dans la partie est du Pacifique tropical sud. En effet, une modélisation numérique de cette région permettrait de définir plus précisément la région et le mode de formation de la $SPEW_{up}$.

BIBLIOGRAPHIE

- Da Silva, A. M., Young, C. C., and Levitus, S. 1994. Atlas of surface marine data 1994, algorithms and procedures, Tech. rep., U.S. Department of Commerce, NOAA, **1**.
- Debreu, L., Marchesiello P., Penven P., and G. Cambon. 2012. Two-way nesting in split-explicit ocean models: algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling*, **49-50**, 1-21.
- Delcroix T. and C. Henin. 1989. Mechanisms of subsurface thermal structure and sea-surface thermohaline variabilities in the southwestern Tropical Pacific during 1979-1985. *Journal of Marine Research*, **47**, 777-812.
- Donguy J.R. 1987. Recent advances in the knowledge of the climatic variations in the tropical Pacific. *Progress in Oceanography*, **19**, 49-85.
- Donguy, J. R. 1994. Surface and subsurface salinity in the tropical Pacific Ocean. Relations with climate. *Progress in Oceanography*, **34**, 45-78.
- Donguy, J. R. and C. Henin. 1977. Origin of the Surface Tropical Water in the Coral and Tasman Seas. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, **28**, 321-332.
- Emery W.J., and J. Meincke. 1986. Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta*, **9**, 4.
- Fieux, M. and C. Andrié. 2010. L'océan planétaire. Les Presses de l'ENSTA, pp. 421.
- Gasparin, F., Maes, C., Sudre, J., Garcon, V. and A. Ganachaud. 2014. Water mass analysis of the Coral Sea through an Optimum Multiparameter method. *Journal of Geophysics Research Oceans*, **119**, 7229-7244.
- Godfrey, J. S., Cresswell G. R., Golding T. J. and A. F. Pearce. 1980. The separation of the East Australian Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 430-440.
- Hasson, A and A. Koch-Larrouy. 2012. The origin and fate of mode water in the southern Pacific Ocean. *Ocean Dynamics*, **62**, 335-354.
- Kessler, W. S., and S. Cravatte. 2013a. Mean circulation of the coral sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 6385-6410, doi:10.1002/2013JC009117.
- Marchesiello, P and H. Middleton. J. 2000. Modeling the East Australian Current in the Western Tasman Sea. *Journal*

of physical oceanography, **30**, 2956-2971.

- Martinez, E., Ganachaud A., Lefevre J., and K. Maamaatuaiahutapu. 2009. Central South Pacific thermocline water circulation from a high-resolution ocean model validated against satellite data: Seasonal variability and El Nino 1997-1998 influence. *J. Geophys. Res.*, **114**.
- Merle, J., Rotschi H., and B. Voituriez. 1969. Zonal circulation in the tropical western South Pacific at 170°E. *Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr., Prof. Uda's Comm.*, 91-98.
- Penven P., Debreu L., Marchesiello P., and J.C. McWilliams. 2006. Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central California upwelling system. *Ocean Modelling*, **12**, 157-187.
- Poole, R., and M. Tomczak. 1999. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Research*, **46**, 1895-1921.
- Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes, D.C., Wang, W. 2002. An Improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, **15**, 1609-1625.
- Ridgway, K. R. and J. S. Godfrey. 1994. Mass and heat budgets in the East Australian Current: A direct approach. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3231-3248.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., Brzezinski, M.A., and J.P. Dunne. 2003. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*, **427**.
- Shchepetkin, A., and J.C. McWilliams. 2005. The Regional Oceanic Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate ocean model. *Ocean Modelling*, **9**, 347-404.
- Smith, I.E.M., Ward, G.K. and W.R. Amrose. 1977. Geographic distribution and the characterization on volcanic glasses. *Archaeology and Physical Anthropology in Oceanica*, **12**, 3, 173-201.
- Sokolov, S., and S. Rintoul. 2000. Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE Section P11, Papua New Guinea to Tasmania. *Journal of Marine Research*, **58**, 223-268.
- Sprintall, J., and M. Tomczak. 1993. On the formation of Central Water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. *Deep-Sea Research 1*, **40**, No 4, pp 827~84
- Tomczak, M. and J.S. Godfrey. 1994. Regional Oceanography: an introduction. (pdf version 1.1, <http://www.cmima.csic.es/mirror/mattom/regoc/pdfversion.html>), pp.105-156.
- Tomczak, M. 1999. Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. *Journal of Marine Research*, **57**, 275-303.
- Warren, B. A. 1970. General circulation of the South Pacific, in Scientific Exploration of the South Pacific, W. S. Wooster, ed., U.S. National Academy of Sciences, 33-49.
- Williams, R. G., Spall, M. A. and J. C. Marshall. 1995. Does Stommel's mixed layer "demon" work? *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3089-3102.
- Wyrki, K. 1962a. The subsurface water masses in the western South Pacific Ocean. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, **13**, 18-47.