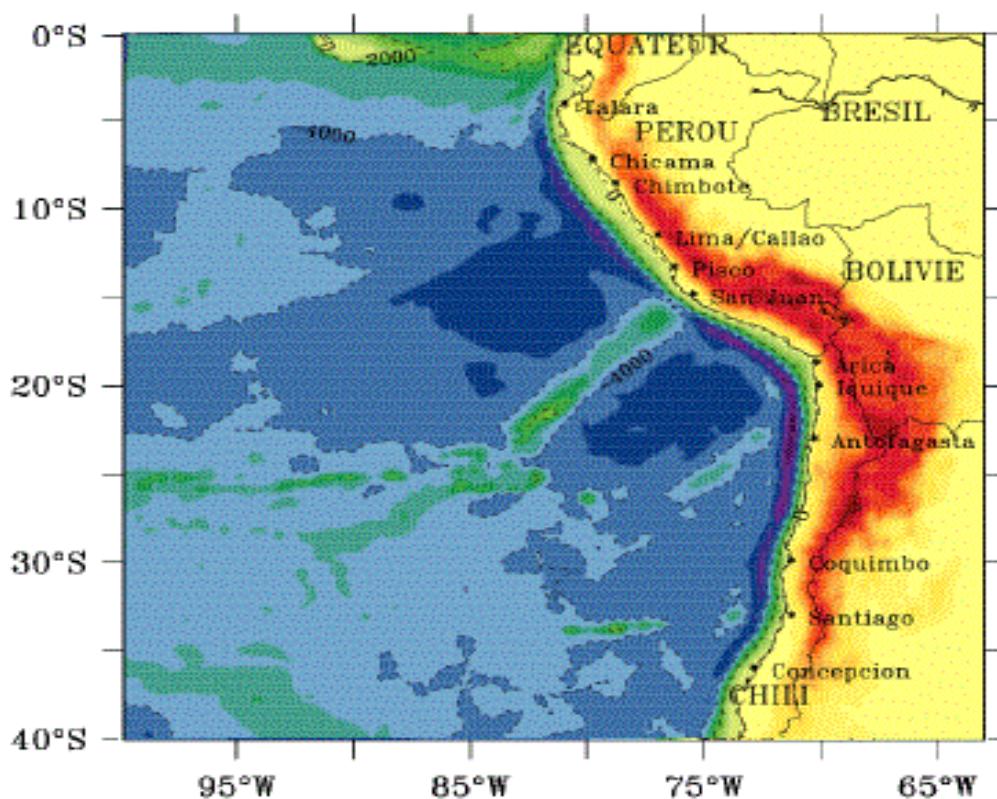


OPB 205 – Modélisation de la circulation océanique

A. DOGLIOLI

Etude de la circulation au large des côtes d'Amérique du sud et de l'impact de l'upwelling du Pérou.



MEREU Aurélie

Aix-Marseille université - MIO

Master 1 OPB (2013-2014)

Résumé

Cette étude a pour but de proposer un modèle numérique afin de simuler la circulation océanique au large des côtes péruvienne et chilienne. La modélisation de cette zone d'étude est faite à partir du modèle 3D ROMS. La zone d'étude qui est choisi a pour intérêt de mettre en avant l'upwelling du Pérou-Chili. L'étude de cet upwelling impacte des processus biologiques, chimiques et physiques. Une simulation sur 10 ans est faite pour cette région. La physique est étudiée en détail, à travers la température, la surélévation et d'autres paramètres qui mettent en évidence la présence d'un upwelling côtier dans cette zone. La littérature a permis de référencer les différents courants qui seraient à l'origine d'un transport d'Ekman vers le large. Ce qui induit un déficit d'eau à la côte qui sera comblé par un apport d'eau profonde froide et dense ; soit le phénomène d'upwelling côtier. Une comparaison avec des résultats obtenue à partir de la bibliographie montre des corrélations avec la simulation du modèle ROMS. On peut donc penser que notre modèle est stable et très proche des autres publications.

Mots clés : upwelling, Pérou, modèle ROMS.

Abstract

This study aims to propose a numerical model to simulate ocean circulation off the coast of Peru and Chile. The modeling of this study area will be made from the 3D ROMS model. This study area is chosen for bring out the Peru-Chile upwelling. The study of this upwelling brings biological, chemical and physical process. A simulation out of 10 years was made in this area. The physics will be studied in detail, with temperature, water elevation and other parameters that will highlight the presence of a coastal upwelling in this region. The literature allowed currents reference which would cause an Ekman transport offshore. This which induces a deficit of water to the coast that will be corrected by a contribution deep water cold and dense; this phenomenon is a coastal upwelling. A comparison with results obtained from the literature shows good agreement with the ROMS simulation model. That suggests that our model is stable and in agreement with the publications.

Keys words: upwelling, Peru, ROMS.

Introduction

En océanographie, il est important de comprendre la circulation océanique générale. C'est pourquoi la modélisation est un outil de taille pour l'océanographe. Il existe de nombreux modèles dans ce domaine d'application tels que ROMS (Regional Oceanic Modelling System), le modèle SYMPHONIE et le modèle POM (Princeton Ocean Model).

Dans cette étude c'est le modèle tridimensionnel ROMS qui sera utilisé dans le but d'implémenter une zone d'étude et ainsi étudier les phénomènes physiques associés. La zone d'intérêt ici, sera l'océan Pacifique Est au large du Pérou-Chili. Les principaux courants ainsi que l'upwelling du Pérou sont des structures physiques majeures à étudier.

La côte subtropicale ouest de l'Amérique du Sud présente des caractéristiques physiques, chimiques et biologiques importantes. Ce pays est bordé par le système du courant de Humboldt dont les eaux froides sont les plus riches en poissons (Chavez *et al.*, 2008). En effet le phénomène d'upwelling côtier permanent enrichit les couches de surfaces en nutriment favorisant une activité biologique intense.

Les vents dirigés vers l'équateur le long du bord Est du bassin entraînent un transport d'Ekman (Ekman, 1905) vers l'Ouest et donc une divergence à la côte qui renforce la remontée d'eaux profondes, froides et salées à la côte. Le courant Humboldt est directement forcée par le vent, il se dirige vers le Nord le long du continent puis au environ de 4°S il se dirige vers l'Ouest. Plus en profondeur (150m) il y a la présence d'un contre-courant suivant la côte en direction du pôle (Chavez *et al.*, 2008). Cette zone côtière présente donc un cisaillement vertical important qui est la source d'une activité tourbillonnaire à méso-échelle.

Au niveau du Pérou, le courant de surface s'amincit pendant que le sous-courant s'intensifie, ce qui renforce le cisaillement vertical et donc la turbulence de méso-échelle. En été l'upwelling diminue alors qu'il se renforce légèrement en hiver tandis qu'au Chili, il devient de plus en plus intense au printemps et en été.

L'upwelling joue un rôle pour les cycles chimiques de l'océan, comme le cycle du carbone. La forte production biologique est associée à l'absorption du carbone atmosphérique (CO₂) qui sera ensuite séquestrés dans les sédiments (pompe biologique). C'est pourquoi l'upwelling Pérou-Chili est un système de grande importance pour comprendre les enjeux environnementaux et économiques des pays voisins.

Dans ce rapport, ce sont les aspects physiques qui seront abordés en priorité dans l'étude de l'upwelling du Pérou-Chili.

Tout d'abord le fonctionnement du modèle sera exposé, ensuite différentes caractéristiques seront mises en avant afin de comprendre la formation de l'upwelling du Pérou-Chili. Pour finir une étude de comparaison avec les différents articles sera faite.

Matériels et méthode

Le modèle ROMS

Pour réaliser nos simulations un modèle océanique régional tridimensionnel est utilisé, soit ROMS (Regional Oceanic Modeling System) dans sa version ROMS-AGRIF.

Celui-ci est basé sur la résolution des équations de Navier-Stokes, l'équation de continuité, l'équation de la conservation de la chaleur et de la salinité, ainsi que l'équation d'état de l'eau de mer.

Equations de Navier Stokes :

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \bar{u}'u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}'w'}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \bar{v}'u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}'v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}'w'}{\partial z}\end{aligned}$$

Avec u et v les vitesses horizontales ; P la pression ; ρ_o la masse volumique ; f le paramètre de Coriolis ; T la température et S la salinité.

Equation de continuité : $\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \vec{v}) = 0$

Equation d'état de l'eau de mer : $\rho = \rho(T, S, z)$

Equations de conservation de la chaleur et de la salinité :

$$\begin{aligned}\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T &= -\frac{\partial \bar{(T'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{(T'v')}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{(T'w')}}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_o C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \\ \frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S &= -\frac{\partial \bar{(S'u')}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{(S'v')}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{(S'w')}}{\partial z}\end{aligned}$$

Une approximation des différents paramètres est faite afin de simplifier les calculs.

La masse volumique ne varie pas avec la pression avec l'hypothèse que l'écoulement est incompressible. La formulation analytique de la continuité devient donc une condition de non-divergence des vitesses.

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

L'approximation hydrostatique fait négliger la contribution barocline et la pression de pesanteur, on exprime donc le gradient de pression en fonction de la surélévation de la surface libre. Avec la formule suivante ; $\nabla_H P = \rho_o g \nabla_H \eta$

Le plan beta du paramètre de Coriolis sera approximé afin de faire varier f linéairement dans l'espace.

Si les variations de densité sont petites la densité sera considérée comme constante, soit l'approximation de Boussinesq.

Le modèle utilisera la fermeture newtonienne pour régler le problème de la fermeture de la turbulence introduite par l'approximation de Reynolds.

$$\begin{aligned}\overline{u'u'} &= -A_x \frac{\partial u}{\partial x} & \overline{u'v'} &= -A_y \frac{\partial u}{\partial y} & \overline{u'w'} &= -A_z \frac{\partial u}{\partial z} \\ \overline{v'u'} &= -A_x \frac{\partial v}{\partial x} & \overline{v'v'} &= -A_y \frac{\partial v}{\partial y} & \overline{v'w'} &= -A_z \frac{\partial v}{\partial z}\end{aligned}$$

Avec les coefficients de viscosité turbulente : $A_h = A_x$ et $A_v = A_z$. Ces coefficients sont calculés à partir de l'approche de Large et al (1994) dite à Kprofil pour la verticale, et les coefficients horizontaux par l'approche de Smagorinski.

Discrétisation du modèle

L'horizontale et la verticale utilisent des schémas aux différences finies sur des grilles décalées. La discrétisation spatiale sur la verticale utilise les coordonnées sigma généralisées. Ces coordonnées suivent la topographie des fonds marins. Sur l'horizontale, le modèle est écrit en coordonnées curvilignes, ce qui permet de traiter les frontières irrégulières. C'est la grille d'Arakawa C qui est adoptée pour l'horizontale dans ROMS.

La discrétisation temporelle se fait à partir de la méthode de séparation du pas de temps des modes barotropes pour la variation de la surface libre (externe, rapides, 2D) et baroclines pour la variation de la masse volumique (interne, lents, 3D). Un modèle 2D de surface est couplé au modèle 3D afin de considérer séparément les ondes de gravité de surface et les ondes internes qui n'ont pas le même pas de temps. Les modèles 2D (un pas de temps court) prennent moins de temps que les modèles 3D (pas de temps long) caractérisé par le time splitting qui est la technique de séparation des pas de temps.

Résolution spatiale et résolution temporelle sont liées par le critère de stabilité CFL (Courant-Friedrichs-Levy) de façon à ce que les processus ne se propagent pas de plus d'une maille pour chaque pas de temps. On décide d'abord de la résolution spatiale et ensuite on fixe le pas de temps qui doit respecter la condition de formulation ;

$$\Delta t \leq \frac{1}{c} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

Les conditions initiales et les conditions aux frontières

Le modèle prend en compte les phénomènes physiques (forçage et dissipation) qui agit sur la circulation des masses d'eau, directement dans les équations, soit dans les conditions initiales ou aux limites. Ces conditions concernent : la surface, le fond, ainsi que les frontières latérales fermées avec la côte ou ouvertes avec l'océan.

Pour les conditions initiales la grille est calculée en fonction de la zone d'études d'intérêt et de la résolution choisie. Ensuite la bathymétrie utilisée est fourni grâce aux données d'ETOPO (*Global Bathymetric Prediction for Ocean Modelling and Marine Geophysics*). Les données concernant les forçages en surface tels que les flux de chaleurs, la température de surface, les vitesses du vent et les autres sont issues de l'ICOADS (*The International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set Project*) qui regroupe des données de Pathfinder SST et de World Ocean Atlas.

Les conditions aux limites sont fixées pour chaque variable (température, salinité, vitesse de courant, surélévation) à la surface, au fond et aux frontières de la zone.

Condition en surface : z = η

Le flux de chaleur et le flux de sel :

$$A_z^T \frac{\partial T}{\partial z} = H_s + H_e + H_l + (1 - Tr) H_c \quad \text{et} \quad A_z^S \frac{\partial S}{\partial z} = (E - P) S$$

La vitesse de courant : $\vec{\tau}_s = \rho_{air} C_v \| \vec{V}_{vent} \| \vec{V}_{vent}$

Condition au fond : z = -h

Les flux de chaleurs et la salinité sont considérées comme nuls.

La vitesse de courant : $\vec{\tau}_b = \rho_0 C_d \| \vec{V}_b \| \vec{V}_b$

Les conditions aux frontières

Si la frontière est caractérisée par une côte alors la condition sera égale à zéro pour le flux normal à la côte. Si au contraire elle est ouverte vers l'océan, ces frontières vont influencer fortement les résultats du modèle. ROMS limite ces problèmes grâce à une méthode empirique dite à radiation couplée mais leur efficacité dépend de la simulation sinon on peut aussi déplacer la zone d'étude jusqu'à obtenir que toutes les frontières soient fermées (solution très coûteuse en temps de calcul).

Implémentation du modèle

L'utilisation du modèle commence par le choix des coordonnées de la zone qui sera étudiée. Ces valeurs sont fixées à partir du fichier Matlab *ad_findgeocoord.m*.

Le script *romstools_param.m* comporte les choix de paramètres ; des frontières ouvertes ou fermées, de la résolution du modèle ainsi que les coordonnées spatiales.

La grille de calcul peut alors être éditée à partir du fichier *make_grid.m* ce qui permet d'obtenir la carte de la bathymétrie du site [Figure 1]. Les paramètres obtenus vont alors servir pour le calcul du critère CFL.

Il faut ensuite exécuter le script *make_forcing.m* qui prend les données de vitesse du vent, le flux d'eau douce ainsi que la salinité et la température de surface. Ensuite il faut lancer le fichier *make_clim.m* pour obtenir le calcul des conditions aux frontières et initiales avec la salinité, la température en profondeur ainsi que les courants.

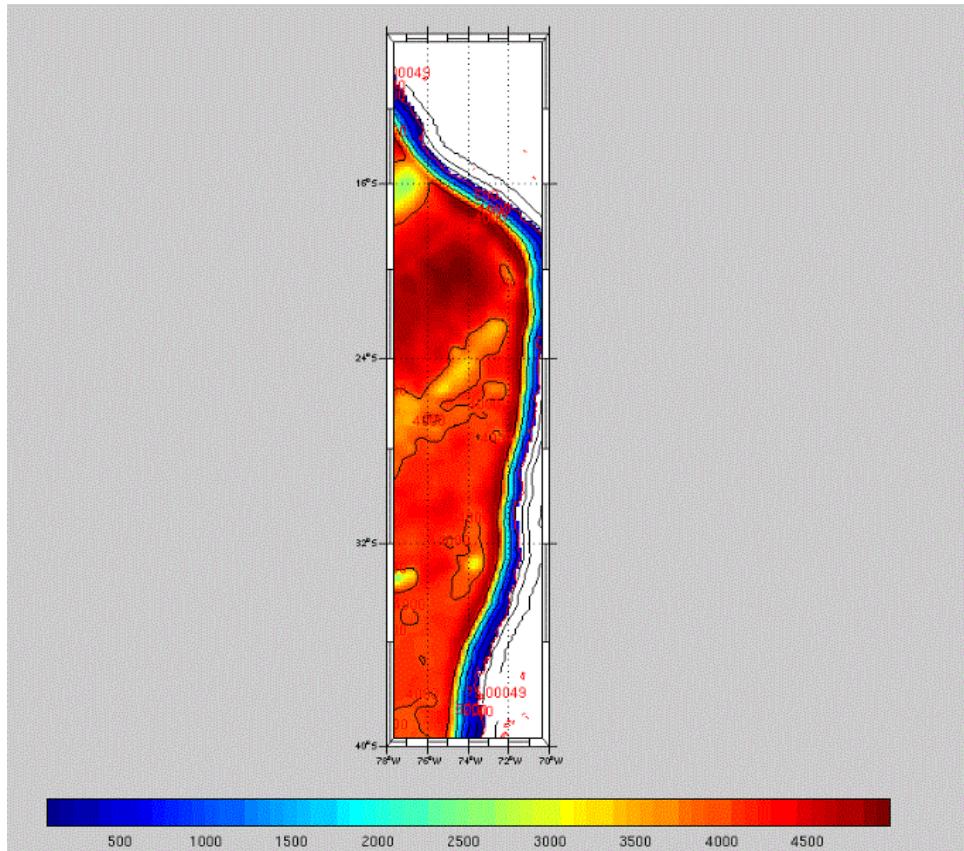


Figure 1: La bathymétrie de la zone d'étude; d'après le modèle ROMS.

Le calcul du pas de temps interne (2D) et externe (3D) se fait avec le script *ad_cfl.m*. Ici l'utilisateur va choisir la durée de simulation et ainsi savoir le nombre de fois que le mode barotrope va parcourir le mode barocline.

Tableau 1: Les différents fichiers utilisés par le modèle ROMS.

Noms des fichiers	Description des fichiers
<i>roms_fr.nc</i>	Forçages: radiation solaire, bilan de sel, vent de surface
<i>roms_grd.nc</i>	Caractéristiques de la grille
<i>roms_ini.nc</i>	Les conditions initiales
<i>roms_clim.nc</i>	Les conditions aux frontières
<i>roms_RST.nc</i>	Permet de relancer le modèle pour le mois suivant
<i>roms_hst.nc</i>	Résultats de sorti du modèle à chaque pas de temps
<i>roms_avg.nc</i>	Résultats de sorti du modèle moyennés

Les différents fichiers de fonctionnement du modèle ROMS sont représentés dans le Tableau 1. La visualisation des simulations se fait à partir de Matlab avec la commande « *roms_gui* » pour les figures, soit la représentation spatiale. Et la commande « *roms_diags* » pour avoir une représentation temporelle. La résolution du modèle sera de 1/3.

Le Tableau suivant représente les paramètres du modèle pour la zone d'étude d'intérêt [Tableau 2].

Tableau 2: Les paramètres du modèle pour la zone d'étude.

Paramètres	Implémentation du modèle
Longitude	69° W - 88° W
Latitude	5° S - 35° S
Profondeur max (en m)	5000
Nombre de maille horizontales en x	22
Nombre de maille horizontales en y	22
Nombre de niveaux verticaux en z	N=32
NTIMES: nombre total de pas de temps pour les équations 3D	2160
NDTFAST: nombre de pas de temps 2D pour chaque pas 3D	60
DT: pas de temps pour les équations 3D (en seconde)	1200
temps de simulation (en années)	10
NWRT: fréquence de sauvegarde pour les sorties instantanées (en jours)	30
NAVG: fréquence de sauvegarde pour les sorties moyennées (en jours)	3
Caractéristiques des frontières (ouvertes)	Nord - Ouest - Sud

Résultats et discussions

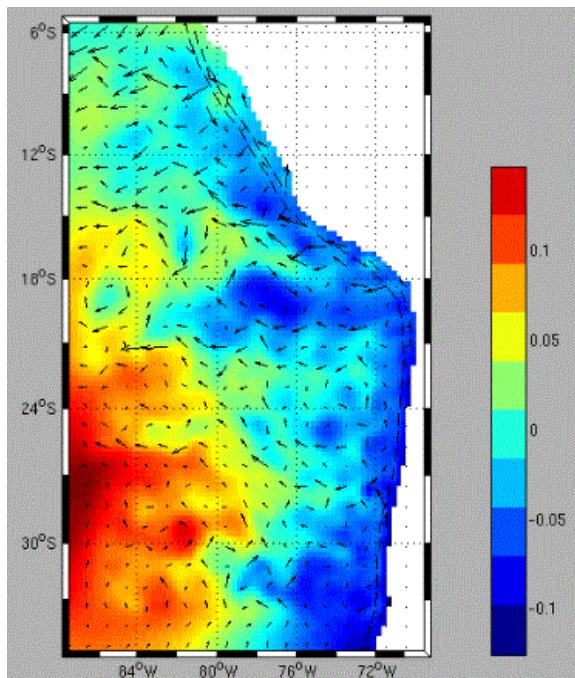
Diagnostique et stabilité du modèle

Les variables diagnostiques apportent les résultats pour les grandeurs sur les dix ans de simulation. Ces valeurs permettent de vérifier la conservation de la masse et donnent une information sur la stabilité du modèle.

On peut ainsi voir sur ces graphiques la moyenne de chaque variable en rouge et les différents cycles associés en noir [Annexe 1]. Pour l'étude de la stabilité, la première année est à exclure, c'est le temps de spin-up. Chaque type de modèle met plus ou moins longtemps avant de se stabiliser soit le temps que met le modèle pour s'affranchir des conditions initiales. Ici, le modèle est stable au bout de la troisième année. Ceci s'explique par l'implémentation du modèle qui se trouve en zone côtière.

Circulation dans la zone d'étude

Etude de l'upwelling



Le modèle montre bien la présence d'un upwelling côtier avec l'élévation de surface de l'eau. On observe bien un déficit en eau au niveau de la côte. On peut voir que le niveau de l'eau au niveau de la côte est inférieur à l'élévation au large plus importante, visualisé à partir de la variable 'zeta' [Figure 2]. L'élévation atteint 0.1 m au large de l'Amérique du sud, et on observe des valeurs négatives proche de la côte ; soit égale à -0.1 m.

La simulation représentée ici correspond à l'hiver austral de l'année 3. Car c'est à cette période que l'upwelling du Pérou est le plus important. Il sera donc plus visible sur le modèle.

Figure 2: L'élévation du niveau de l'eau (m) et les vecteurs de courant (0.1 m/s flèches) pour le mois de juillet de l'année 3 ; d'après le modèle ROMS.

On peut voir [Figure 3] que la variable de la température augmente au fur et à mesure que l'on s'approche de l'équateur. Avec une bande d'eau froide longeant la côte, soit la preuve que l'upwelling du Pérou-Chili est bien présent et que le modèle ROMS le modélise.

On est sur une simulation en juillet (hiver austral), de l'année 3.

Il y a donc bien un gradient Nord-Sud, du sud vers l'équateur avec des valeurs comprises entre 13°C et 21°C. Et un gradient Est-Ouest de la côte vers le large dont la température est compris entre 13°C et 17°C à 30°S et entre 17°C et 21°C à 9°S.

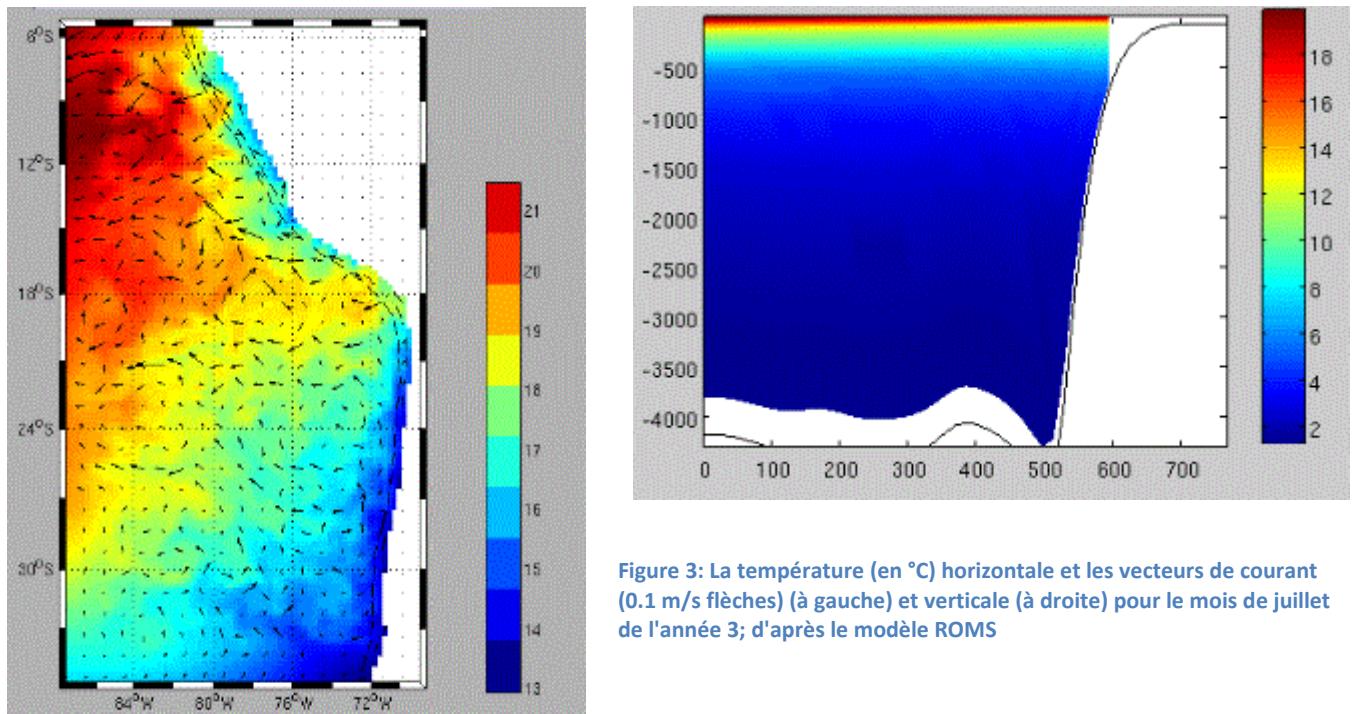


Figure 3: La température (en °C) horizontale et les vecteurs de courant (0.1 m/s flèches) (à gauche) et verticale (à droite) pour le mois de juillet de l'année 3; d'après le modèle ROMS

La coupe verticale de la température devrait montrer des isothermes orientées vers la surface quand on se rapproche de la côte. On peut voir sur cette coupe verticale la stratification de la colonne d'eau et la thermocline. Le gradient vertical montre une diminution importante de la température passant d'environ 20 °C à 2 °C au fond [Figure 3]. La stratification observée peut être due au différent courant et contre-courant qui se trouve dans cette zone d'étude.

Etant données que l'océan côtier du Pérou est soumis à un régime de vent quasi-permanent parallèle à la côte. Ce forçage engendre une forte remontée d'eau profonde qui son dense et froide. Les données concernant la masse volumique montre bien que les masses d'eaux proches de la côte sont plus dense que celle du large. Les figures issues de la simulation ROMS montrent bien une masse volumique plus importante à la côte avec une diminution lorsque l'on va vers le large.

La circulation générale

L'étude des différentes masses d'eau permet de comprendre la dynamique des courants et de l'upwelling.

L'eau antarctique Intermédiaire qui est formée entre les régions sub-polaires et sub-tropicale est caractérisée par un minimum de salinité, elle plonge autour de 45°S à plus de 500 m de profondeur puis elle est entraînée vers le Nord dans le gyre subtropical. L'eau Intermédiaire du Pacifique Sud Est se situe entre 40 et 500 m de profondeur. Elle se forme dans la région côtière au sud du Chili par subduction due au pompage d'Ekman. Les faibles salinités de ces eaux est en corrélation avec les fortes précipitations dans cette région. L'eau équatoriale de

sub-surface avec un maximum de salinité se situe à une profondeur comprise entre 100 et 400 m.

Plus au nord, au large du Pérou les masses d'eau sont plus influencé par les eaux d'origine équatoriale. En surface il y a la présence de l'eau sub-tropicale de surface, qui est très salée. Au Nord du Pérou, les eaux côtière se mélange avec les eaux tropicales pour former l'eau équatoriale de surface aux caractéristique intermédiaires.

L'océan qui borde les côtes chilienne et péruvienne est fortement influencé par le courant Humboldt orienté vers le nord ainsi que le contre-courant associé. Cette zone est donc soumise à un phénomène d'upwelling démontré dans la partie précédente. Les upwellings induisent de nombreux méandres et tourbillons qui découlent de cette anomalie physique. Le courant du Humboldt est dirigé vers l'Ouest à partir de 4° Sud donc l'upwelling diminue à cette latitude. Sur les différentes figures il y a bien une diminution de l'upwelling lorsque l'on se rapproche de cette latitude.

L'upwelling côtier apporte des températures plus froides créant un front de température. Ce front ainsi que les courants océaniques dans cette région sont propices au développement de tourbillons et méandres océaniques. Dans la littérature, les tourbillons ont une échelle typique de 30 km il serait formés près de la côte. Puis se propage vers le large soit par des tourbillons cycloniques vers l'Ouest, soit des tourbillons anticycloniques vers le Nord-Ouest (Chaigneau *et al.* 2005). Dans le modèle les tourbillons sont du même ordre de grandeur.

L'article de David A. Rahn et ses collaborateur en 2013, met en évidence 3 régions d'upwelling importantes ; avec Pisco (14°S), Punta Lengua de Vaca (30°S) et Punta Levapie (36°S). Ces upwellings seraient associés à un maximum de vent dans ces régions à différentes périodes de l'année. Punta Levapie en janvier-février, Pisco en juillet-aout et Punta Lengua de Vaca en septembre-octobre. C'est pourquoi une comparaison avec la simulation de ROMS concernant la vitesse du vent est faite [Figure 4].

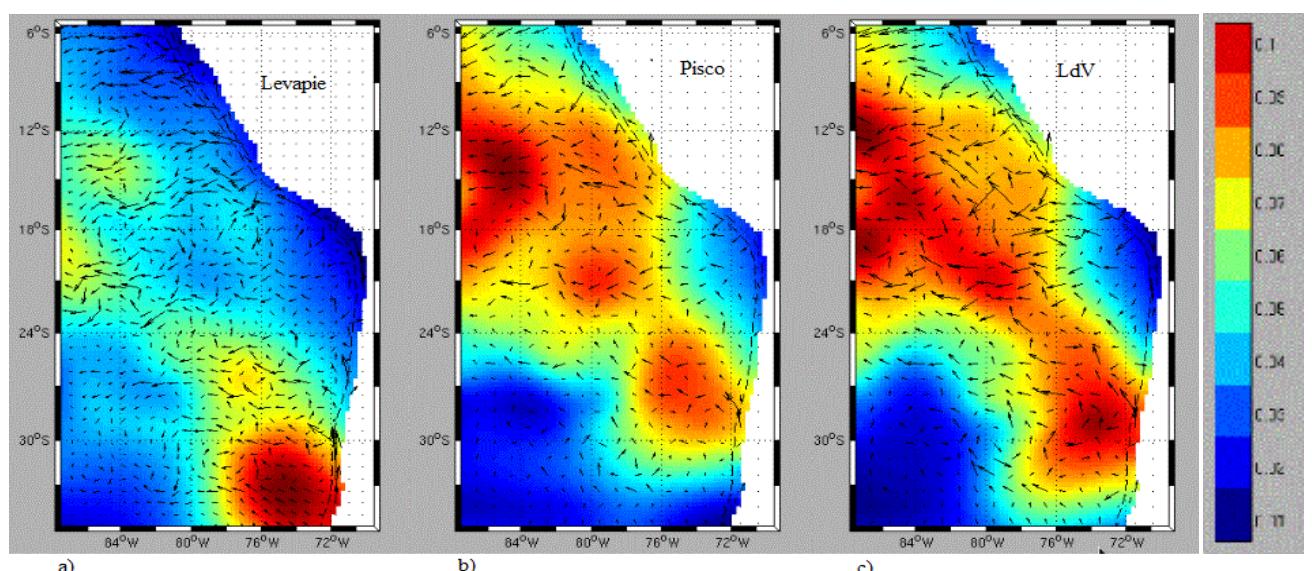


Figure 4: La représentation des vecteurs de courant (0.1m/s flèches) et de la tension du vent (N/m²); en a) le mois de janvier, en b) le mois de juillet et en c) le mois de septembre. D'après le modèle ROMS.

On peut voir sur la figure 4 a) que la vitesse du vent est la plus importante autour 36°S que pour la b) on a un maximum vers 14°S et pour la c) on a un maximum situé autour de 30°S. La représentation de Punta Lengua de Vaca montre aussi un maximum entre 12°S et 18°S qui serait à exclure pour être en accord avec la publication. On voit qu'à 14°S le maximum à la côte est plus important pour la figure b) que pour la c). Il y a bien une corrélation entre les périodes avec a, b, et c respectivement associé à janvier, juillet et septembre.

Conclusion

La simulation dans le pacifique, au large de l'Amérique du sud confirme bien la présence d'un upwelling côtier. On a pu noter que la température de surface ainsi que les données concernant les élévations sont propices à la présence de ce phénomène. Il y a le courant Humboldt, qui s'étend du Sud vers l'équateur, induit par le vent qui apporte une dérive d'Ekman vers l'Ouest. Il y a donc création d'un déficit en eau à la côte ce phénomène induit une remonté d'eau profonde et froide afin de combler cette perte c'est donc un upwelling côtier du Pérou-Chili qui est créé.

Le modèle ROMS pour cette zone d'étude est fiable, car en accord avec les éléments trouvés dans différentes publications. On peut observer que la température ainsi que les données de surélévations coïncide avec les valeurs répertoriées pour l'upwelling du Pérou-Chili.

La publication David A. Rahn et ses collaborateurs en 2013 ; montre la formation de vent intense dans 3 régions ce qui engendre des upwellings plus importants selon la période de l'année. Le modèle donne les résultats concernant la tension du vent qui est la vitesse du vent au carré mais la simulation montre que les tensions du vent maximum se situent dans les mêmes régions. Il y a donc bien l'upwelling qui s'intensifie dans ces régions et à ces périodes de l'année. Malgré quelques différences la modélisation à partir de ROMS montre bien des phénomènes équivalents à la bibliographie.

Le phénomène d'upwelling côtier apporte des nutriments vers la surface ce qui alimente le phytoplancton et donc ces eaux sont riches en poissons. Ce processus physique a donc un impact sur l'écologie et l'économie à l'Ouest de l'Amérique du Sud. Cette forte activité biologique induit de faible concentration en oxygène dissous cette région est en effet considéré comme une zone de minimum d'oxygène (OMZ). L'upwelling côtier du Pérou-Chili a donc une importance dans les processus physiques mais il ne faut pas négliger les impacts importants sur la biologie et la chimie.

Bibliographie

Chaigneau, A., O. Pizarro. Eddy characteristics in the eastern South Pacific. Geophys., en 2005.

Chavez F. The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future. www.Elsevier.com, en 2008.

Doglioli A. (2014), unité d'enseignement OPB205 modélisation de la circulation océanique.

Ekman V.W. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. Arkiv for matematik, astronomi och fysik, en 1905.

Garreaud R., Rahn D. A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. International journal of climatology, en 2013.

Large *et al.* Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. Revue Geophys., en 1994.

Annexe 1

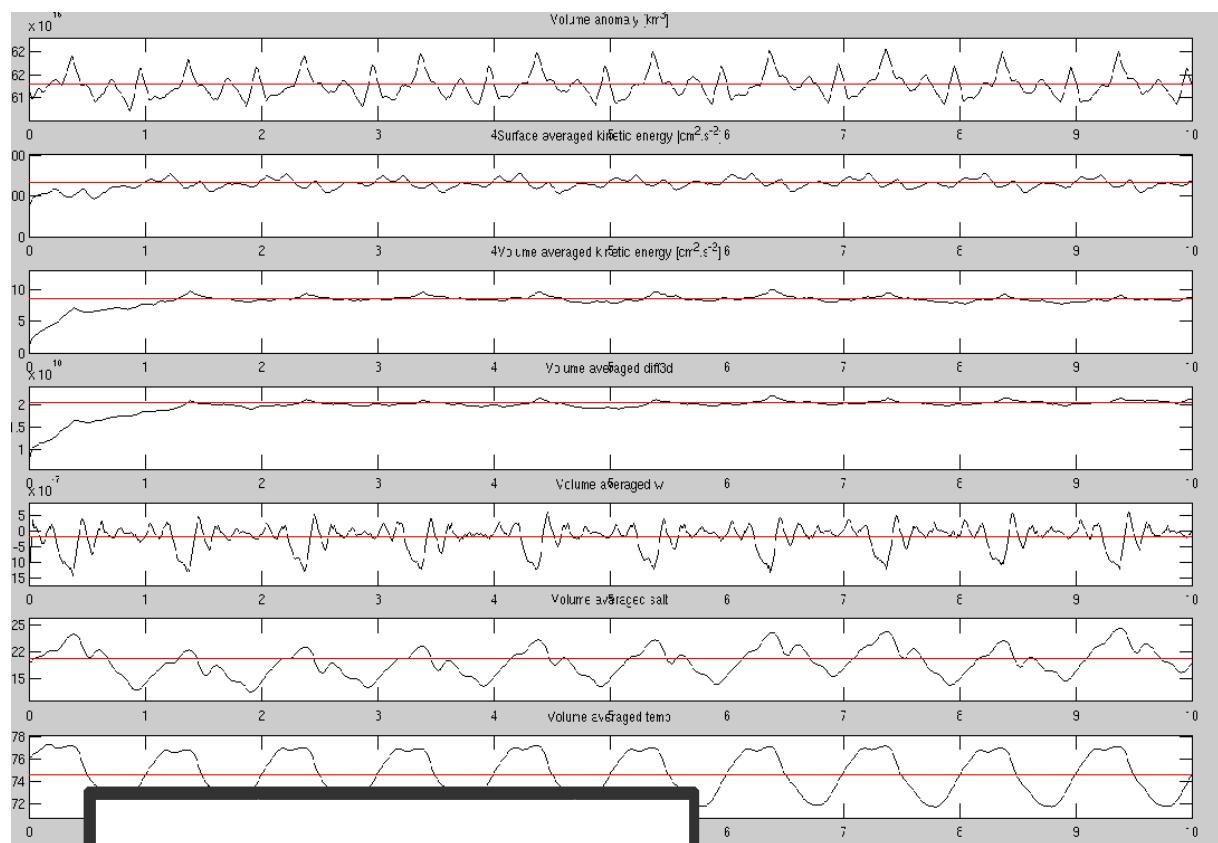


Figure: Représentation du cycle sur dix ans pour le diagnostic et l'étude de la stabilité du modèle.