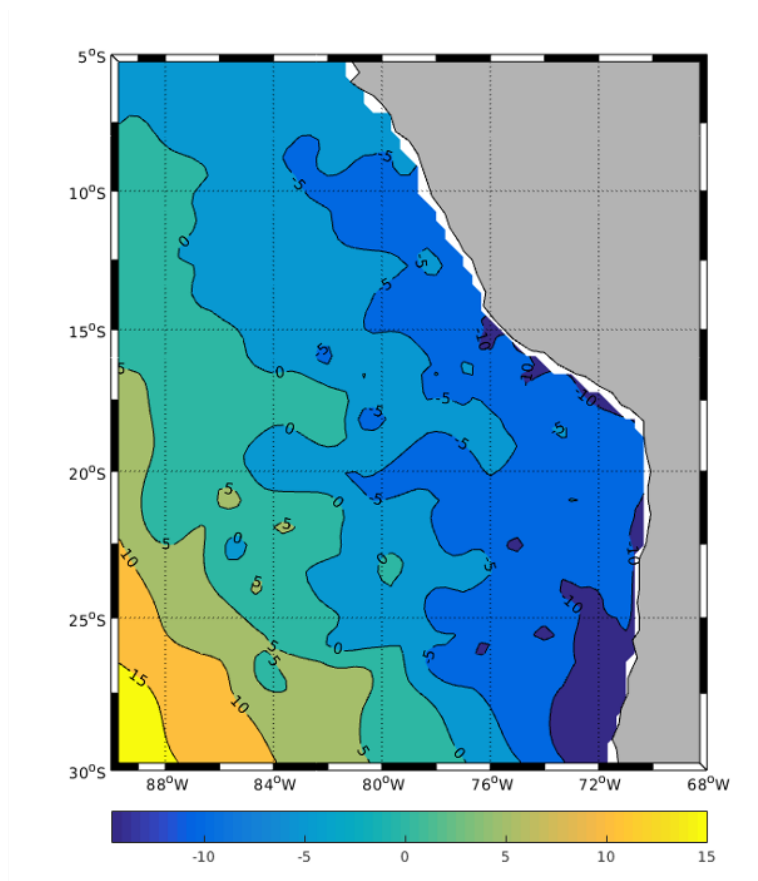


Institut Pythéas
Observatoire des Sciences de l'Univers
Aix-Marseille Université

MASTER SCIENCES DE LA MER OPB205 MODÉLISATION 3D

Responsable UE : [A. Doglioli](#)

Modélisation 3D de l'upwelling du Pérou-Chili grâce au modèle CROCO



Eva Lefèvre
2022-2023

Résumé

Cette étude a pour objectif de simuler l'upwelling du Pérou-Chili sur une période de 10 ans. La simulation a lieu grâce au modèle de simulation de circulation océanique régionale CROCO. La simulation a montré la présence permanente de l'upwelling côtier. L'ampleur de l'upwelling varie selon un cycle saisonnier. L'upwelling de Pisco va être maximum en hiver austral et l'upwelling de Punta Lengua de Vaca sera maximum en été/printemps austral. La remontée d'eau profonde est modélisée grâce à l'étude des paramètres physico-chimiques et l'étude de la surélévation du niveau de la mer.

Abstract

The objective of this study is to simulate the Peru-Chile upwelling over a 10-year period. The simulation takes place through the regional ocean circulation simulation model CROCO. The simulation showed the permanent presence of the coastal upwelling. The magnitude of the upwelling varies according to a seasonal cycle. The upwelling of Pisco will be maximum in austral winter and the upwelling of Punta Lengua de Vaca will be maximum in austral summer/spring. The upwelling of deep water is modeled through the study of physico-chemical parameters and the study of the sea level rise.

Table des matières

1	Introduction	3
1.1	Généralité	3
1.2	Description de la zone	3
2	Matériel et méthode	4
2.1	Modele numérique CROCO	4
2.2	Paramètre de la simulation	6
3	Résultats et Discussion	7
3.1	Diagnostic du modèle	7
3.2	Evolution saisonnière de l’upwelling du Pérou-Chili	8
3.2.1	Anomalie de la hauteur de la surface de la mer	8
3.2.2	Température de surface de d’eau de mer	8
3.3	Circulation saisonnière	10
4	Conclusion	12

1 Introduction

1.1 Généralité

L'océan est un vaste domaine d'étude où les capacités d'exploration de cet environnement restent encore limitées. En effet les technologies et les moyens disponibles ne permettant pas d'échantillonner la totalité de toutes les mers et océans présentent sur terre. Cela fait de l'océan un milieu où il reste encore beaucoup à découvrir et où l'utilisation de la modélisation est essentielle pour simuler l'évolution des paramètres physico-chimiques et biologiques. Un autre enjeu consiste à comprendre les phénomènes physiques qui régissent les différentes régions océaniques. De nombreux modèles tels que CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model), SYMPHONIE ou encore POM (Princeton Ocean Model) permettent de comprendre la circulation océanographique générale et l'impact des forçages atmosphérique sur les masses d'eau. En effet la surface des océans est impactée par de nombreux flux (vent, chaleur, eau douce) qui viennent modifier les caractéristiques physico-chimiques et hydrologiques telles que la salinité, la température, la turbulence, etc. et ainsi impacte la dynamique des masses d'eau. Ainsi, pour un bassin océanique donnaient les eaux qui la composent auront des conditions biogéochimiques et un régime de circulation turbulente qui leur sera propre. Dans le cadre de cette unité d'enseignement l'objectif sera d'étudier la variabilité saisonnière de l'upwelling côtier grâce au modèle CROCO.

1.2 Description de la zone

La zone d'étude est localisée sur la côte nord-ouest de l'Amérique du Sud au large du Pérou et du Chili entre $90^{\circ}, 70^{\circ}\text{W}$ et $30^{\circ}, 5^{\circ}\text{S}$.

Cette aire géographique est marquée par le système de courant de Humboldt, c'est l'un des plus productifs de la frontière orientale. Parmi les différents courants du système il y a : le courant côtier du Pérou (PCC) qui domine la couche superficielle. Le courant de Humboldt prend naissance vers 43°S et ses eaux proviennent en partie du Courant Antarctique Circumpolaire (ACC). Il est dirigé vers le nord notamment du à la cordillère des Andes qui force les alizés, venant du sud-ouest, à souffler vers le nord. Ce changement de direction entraine un transport d'Ekman vers l'Ouest et donc une divergence à la côte. Il est donc associé à une remontée d'eau froide est salé. Cela entraine de nombreuses remontées d'eau le long de la côte. Les remontées d'eau permanentes entraînent un enrichissement des couches de surfaces en nutriments et induisent ainsi une forte productivité biologique. De ce fait, les pêcheries le long de cette côte représentent 18 à 20 % des prises totales dans le monde.

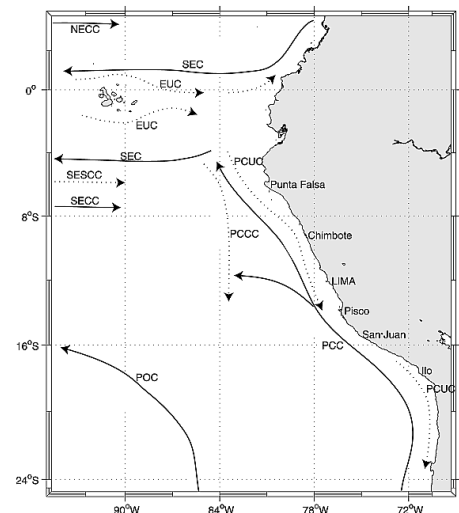


Figure 1.1 – Schéma de circulation océanique, Penven(2005)

L'upwelling joue également un rôle très important dans les cycles biogéochimique de l'océan. En effet, l'absorption du carbone atmosphérique (CO₂), lors de la production biologique, sera ensuite séquestrée 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 de la région. De plus, il s'agit du seul système de frontière orientale situé à proximité et en connexion avec l'océan équatorial, le soumettant à la variabilité interannuelle de ENSO (El NINO SOUTH OSCILLATION). L'ENSO est caractérisé par un renversement des alizées provenant du sud-est vers le Pacifique sud modifiant alors les conditions climatiques ainsi que la circulation de nombreux courants marins. A l'échelle interannuelle il s'agit du principal facteur de variabilité de la zone étudiée.

2 Matériel et méthode

2.1 Modele numérique CROCO

Le modèle CROCO permet une modélisation 3D de la dynamique d'une région océanique face à des forçages physiques. Pour cela, le modèle résout les équations primitives du mouvement décrites par : les équations du mouvement (Eq.(2.1) (2.2)), de continuité (Eq.(2.3)), de conservation de la chaleur (Eq.(2.4)) de conservation de la salinité (Eq.(2.5)) et d'état de l'eau de mer (à partie de l'algorithme TEOS-10) (Eq.(2.6)).

Le modèle CROCO résout ces équations simplifiées, obtenues grâce aux hypothèses et approximation suivantes :

- L'hypothèse hydrostatique : l'équation de la composante verticale du mouvement est réduite à l'équilibre hydrostatique (la force de gravité est en équilibre avec la force de pression).
- L'approximation de boussinesq : la masse volumique du fluide, en tout point d'espace et de temps, est la résultante d'une densité de référence ρ_0 et d'une petite fluctuation ρ' , avec $\rho' \ll \rho_0$.
- L'hypothèse d'incompressibilité : la masse volumique de l'eau ne varie pas avec la pression.
- L'hypothèse de la fermeture Newtonnienne de la turbulence.

Equations du mouvement de Navier Stokes sur x et y :

$$\frac{\delta u}{\delta t} + V \nabla u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta P}{\delta x} + f v + A_h \nabla_h^2 u + A_z \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \quad (2.1)$$

$$\frac{\delta v}{\delta t} + V \nabla v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta P}{\delta y} - f u + A_h \nabla_h^2 v + A_z \frac{\delta^2 v}{\delta z^2} \quad (2.2)$$

Equation de continuité :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0 \quad (2.3)$$

Equations de conservation de la chaleur et de la salinité :

$$\frac{\delta T}{\delta t} + V \nabla T = K_T h \nabla_h^2 T + K_T v \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\delta I}{\delta z} \quad (2.4)$$

$$\frac{\delta S}{\delta t} + V \nabla S = K_S h \nabla_h^2 S + K_S v \frac{\delta^2 S}{\delta z^2} \quad (2.5)$$

Equations de l'état de l'eau de mer :

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (2.6)$$

V(u,v,w)	Vecteur vitesse (m.s ⁻¹)
∇	Opérateur nabla
f	facteur de coriolis (s ⁻¹)
P	Pression (N.m ⁻²)
ρ ₀	Masse volumique (kg.m ⁻³)
A _h , A _v	Coefficients de viscosité turbulente sur l'horizontale et la verticale (m ² .s ⁻¹)
K _T h, K _T v	Coefficients de diffusivité turbulente de la chaleur (m ² .s ⁻¹)
K _S h, K _S v	Coefficients de diffusivité turbulente du sel (m ² .s ⁻¹)
T	Température (K)
H _c	Flux solaire incident (W.m ²)
C _p	Coefficient de chaleur massique (J.kg ⁻¹ .K ⁻¹)
I(z)	Fraction de flux solaire reçu à la profondeur z
S	Salinité

Table 1 – Variables intervenants dans les équations précédentes

Les équations sont résolues numériquement par discrétisation sur le maillage. Pour la grille spatiale la colonne d'eau est discrétisée sur l'horizontale par une grille d'Arakawa-C et sur la verticale le modèle utilise des coordonnées sigmas. La grille d'Arakawa-C permet le calcul des vitesses aux interfaces de la maille et le calcul des autres variables au centre. Les coordonnées sigmas ont été choisis car elle permet de suivre la topographie de la zone d'étude, conserve le nombre de maille sur la verticale et améliorer la résolution près de la surface.

Les ondes de gravité longue constituent une solution des équations primitives et permettent l'utilisation du critère CFL (Courant-Friedrichs-Levy). Le critère CFL est un critère sur le choix du pas de temps qui permet de s'assurer la stabilité, c'est-à-dire la non-amplification des erreurs au cours des calculs, et la convergence du modèle. Ainsi cette condition décrit le fait que le temps de calcul d'un paramètre entre deux pas d'espace consécutifs doit être inférieur à la durée prise par les ondes.

A partir de la vitesse de propagation des ondes longue de gravité : $c=(g.h)^{1/2}$, on peut retrouver le critère de minimisation (critère CFL) :

$$\frac{dx}{dt} > (g.h)^{1/2} \Leftrightarrow \Delta t < \frac{1}{c} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta x^2} \right)^{(-1/2)} \quad (2.7)$$

De plus le calcul des processus lent (calcul des équations 3D) et des processus rapides (équations intégrées sur la verticale) se fait séparément afin de minimiser le temps de calcul. Il y a donc un pas de temps externe (t_e) pour les processus rapides et un pas de temps interne (t_i) plus long pour les processus lents. Le pas de temps externe est obtenu grâce au critère CFL. Le pas de temps interne est ensuite calculé à partir du pas de temps externe (t_e).

De plus, les paramètres de forçages utilisés par le modèle sont issus de la bases de données COADS. Les conditions initiales sont elles issues de la base de données WOA (World Ocean Atlas), ce sont des données climatiques de références.

2.2 Paramètre de la simulation

La première étape consiste à définir la zone géographique de notre domaine d'étude à l'aide de *ad_findgeoccord*, un script Matlab fourni par CROCOTOOLS (Table 2).

	Longitude (°E)	Latitude (°N)
minimum	-90	-30
maximum	-68	-5

Table 2 – Coordonnées géographique du domaine d'étude

De plus, il est nécessaire de spécifier la fermeture et l'ouverture des frontière latérales. Nous avons pour cette zone d'étude fermée la frontière sur le bord Est et ouvertes les frontières sur le bord Nord, Sud et Ouest.

L'étape suivante consiste à mettre en place la maille spatiale. Pour cela, il a été choisi une résolution de 1/3. La grille obtenue comporte sur l'horizontale 65 mailles de latitude (LLm) et 79 mailles de longitude (MMm), soit un total de 5135 mailles. Sur la verticale il y a 32 niveaux (N).

Les coordonnées géographiques, la résolution, et le nombre de niveaux verticaux sont enregistrés dans le fichier *crocotools_param*. Les valeurs de la grille (Tab. 3) sont intégrées au fichier *param.h*.

LLM	MMm	Mindx	Mindy	Maxdx	Maxdy	Hmax
65	79	32.0813 km	32.1277 km	36.9131 km	36.8844	4000 m

Table 3 – Paramètres de la grille spatiale

La dernière étape consiste à paramétrer la grille temporelle à l'aide de *ad_cfl*. Le pas de temps externe (DTE_{cfl}) de la simulation est calculée grâce au critère CFL puis le pas de temps interne (dt) en est déduit :

$$DTE_{cfl} = 48 \quad (2.8)$$

$$dt = DTE_{cfl}.NDFAST = 48.60 = 2880 \quad (2.9)$$

Les valeurs suivantes sont également fixées :

- NTIMES : La durée de la simulation.
- NWRT : La fréquence de sauvegarde des sorties instantanées.
- NAVG : La fréquence de sauvegarde des sorties moyennées.
- La fréquence de sauvegarde des sorties pour relancer le modèle NRST. Cela permet d'éviter de relancer l'ensemble de la simulation, dans le cas d'un incident informatique du modèle.

NTIMES	NDFAST	NRST	NAVG	NWRT	dt
900	60	900	90	90	2880

Table 4 – Paramètres temporelles

3 Résultats et Discussion

3.1 Diagnostique du modèle

Les diagnostics du modèle nous permettent de vérifier la stabilité du modèle. La série temporelle des diagnostics permet de voir la variation de plusieurs paramètres moyennés (Fig. 3.1) sur les 10 années de la simulation. L'analyse de la série temporelle permet de déterminer le temps de spin up de notre modèle.

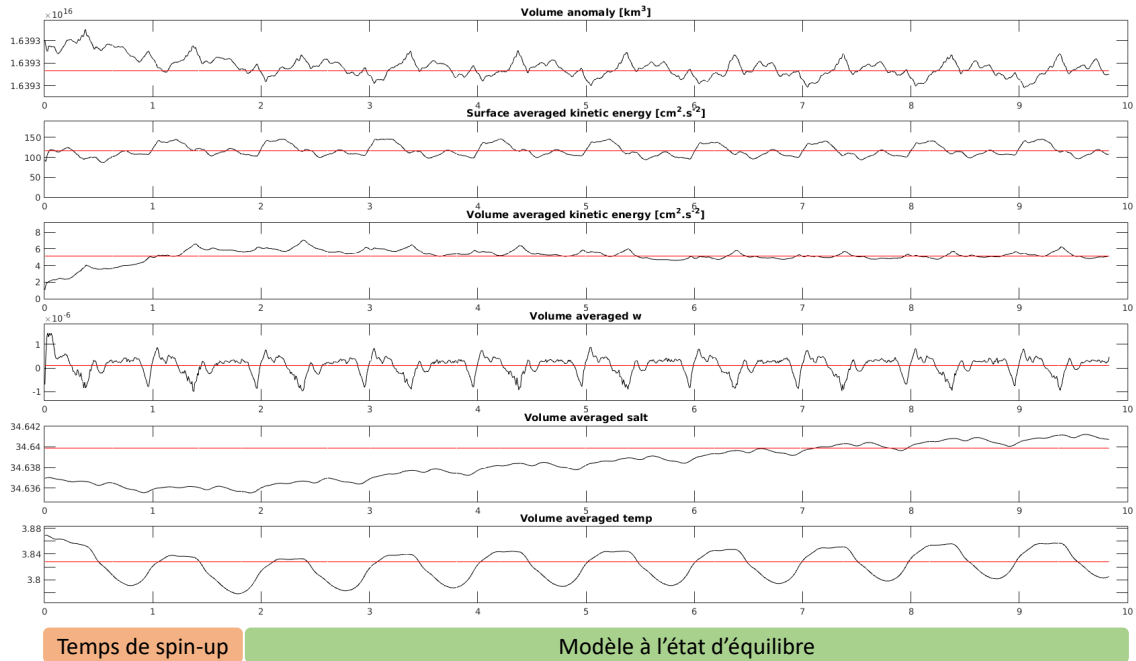


Figure 3.1 – Diagnostique du modèle

Le temps de spin up est la durée nécessaire pour que le modèle se stabilise pour atteindre un équilibre dans les calculs. C'est le temps nécessaire pour que le modèle ne soit plus influencé par les conditions initiales. D'après les diagnostics le modèle se stabilise à la fin de la deuxième année. Ainsi les huit dernières années de la simulation peuvent être analysées. Hormis pour l'étude de la salinité qui se stabilise seulement après huit ans.

Pour la suite de l'étude nous allons nous focaliser sur la cinquième année de simulation.

3.2 Evolution saisonnière de l'upwelling du Pérou-Chili

3.2.1 Anomalie de la hauteur de la surface de la mer

Le modèle met en évidence la présence de l'upwelling côtier. En effet la variable zeta, indiquant la surélévation du niveau de la mer (SSH : Sea Surface Hight), permet de visualiser le déficit d'eau près des côtes du Pérou et du Chili.

La mise en place de l'upwelling s'explique par le fait que les vents soufflent vers le nord et dirigent donc le pompage d'Ekman vers l'ouest. Cela crée un déficit d'eau le long de la côte entraînant une remontée d'eau profonde. Ce pompage engendre un déficit négatif d'eau pouvant atteindre 10cm près de la côte et une surélévation positive de 15cm au large.

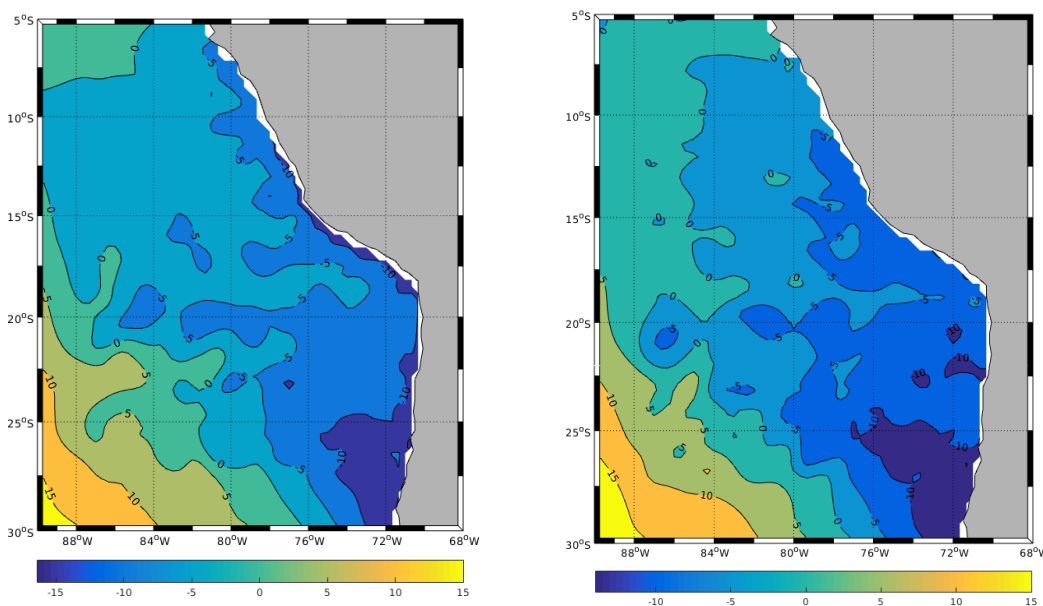


Figure 3.2 – Elévation de la surface de la mer en a) hiver austral b) printemps austral de la cinquième année de simulation

3.2.2 Température de surface de d'eau de mer

La température de surface de la mer (SST : Sea Surface Temperature) est caractéristique du cycle saisonnier de l'upwelling du Pérou. La figure 3.3 représente les valeurs de SST en été, automne, hiver et printemps pour la cinquième année de simulation.

Le modèle met en évidence la présence des eaux chaudes proche de l'équateur et au sud des eaux plus froides qui s'étendent vers l'équateur au cours du cycle saisonnier. Cela est le résultat

de l'upwelling côtier qui engendre une remontée d'eau profonde froide, qui par la suite est transporté par le biais des courants de surface vers le nord et l'ouest. Il y a donc un gradient de température Nord-Sud avec des valeurs comprises entre 13°C et 21°C, et un gradient de température Est-ouest. A la latitude où l'upwelling est maximal, à 30°S (Fig. 3.2), les températures varient de 13° à 19°C.

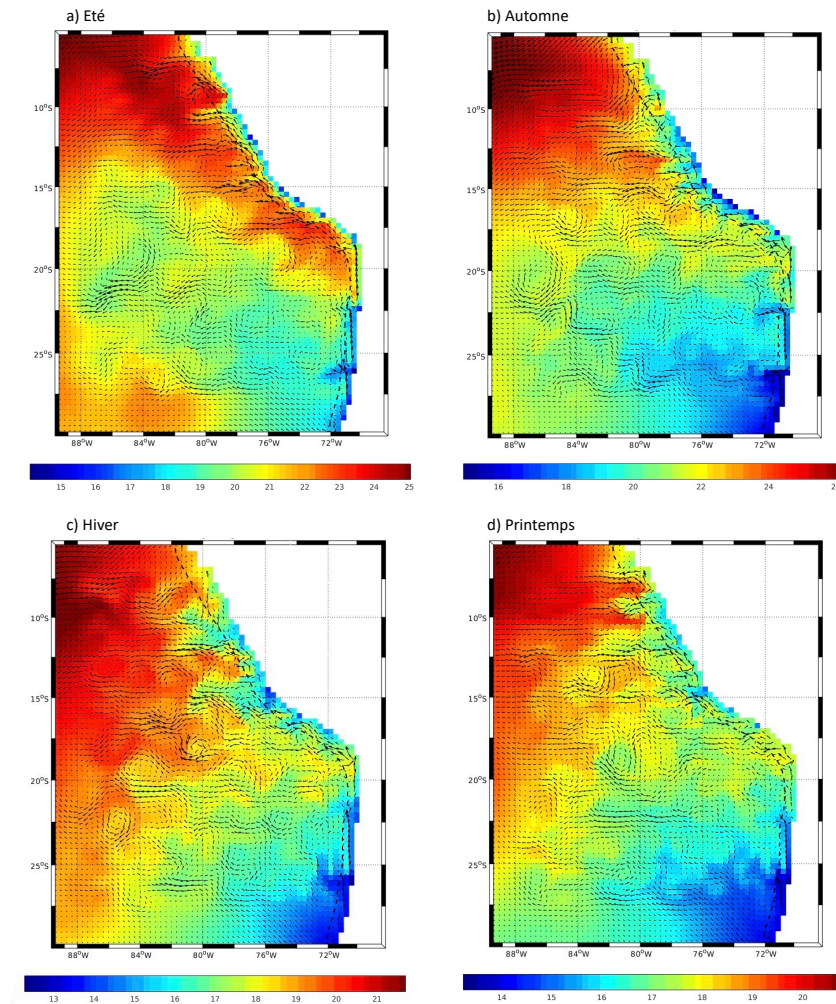


Figure 3.3 – SST en a) été(26/01/5), b) automne(26/04/5), c) hiver(26/07/5), d) printemps(26/10/5)

La coupe verticale de température (Figure 3.4) à 27°S met en évidence la remontée d'eau froide, et donc plus dense, pour lors de l'upwelling côtier.

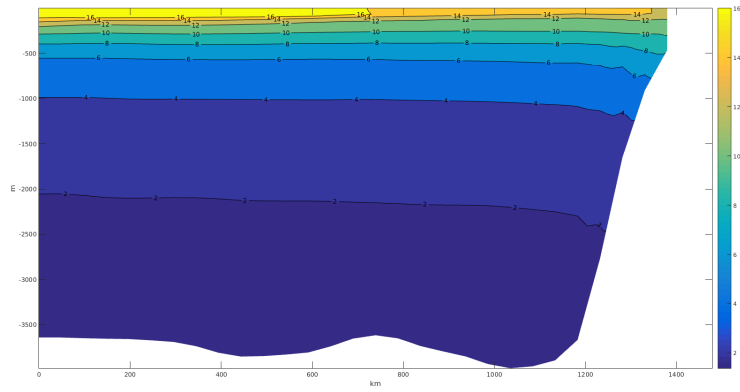


Figure 3.4 – coupe verticale de température le 26/07/5

3.3 Circulation saisonnière

Le courant de Humboldt influence fortement la circulation générale des eaux qui bordent la côte péruvienne et chilienne. Ce Courant orienté vers le nord entraine la formation d’upwelling, comme vu précédemment. Le modèle met en évidence l’upwelling permanent présent vers 14°S, avec une amplitude maximale en hiver austral (Fig.3.2), c’est l’upwelling de Pisco. Cela est due à une amplitude des vents maximale durant l’hiver austral. Une seconde zone d’upwelling est mise en évidence au Nord du Chili au printemps/été austral, c’est l’upwelling permanent de Punta Lengua de Vaca, au alentour de 27°S. Cette amplification de l’upwelling est également due à une amplification des vents durant le printemps au nord du Chili.

Les profils verticaux de température moyennée sur la cinquième année (Fig.3.6) montre la presence de l’upwelling de Pisco tout au long de l’année avec la remontée d’eau profonde froide. L’élévation moyenne de la cinquième année (Fig. 3.5) met en évidence la présence de l’upwelling de Punta Lengua de Vaca tout au long de l’année.

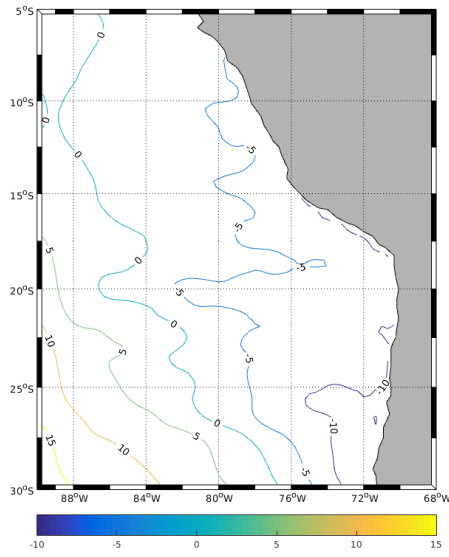


Figure 3.5 – Elévation moyenne de la surface au cours de la cinquième année

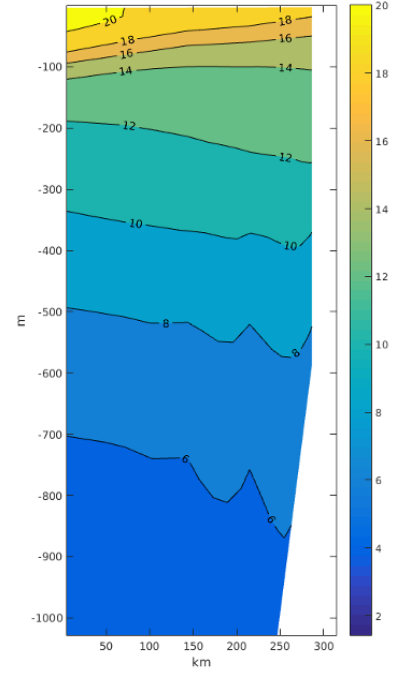


Figure 3.6 – Température moyenne de l'année au niveau de l'upwelling de Pisco

Pour l'upwelling de Pisco les données issues de notre modèle semblent en accord avec la littérature. La température moyenne sur la cinquième année (Fig.3.7) coïncide avec les données in situ (WAO) et du modèle de l'article de Penven et al. (2005).

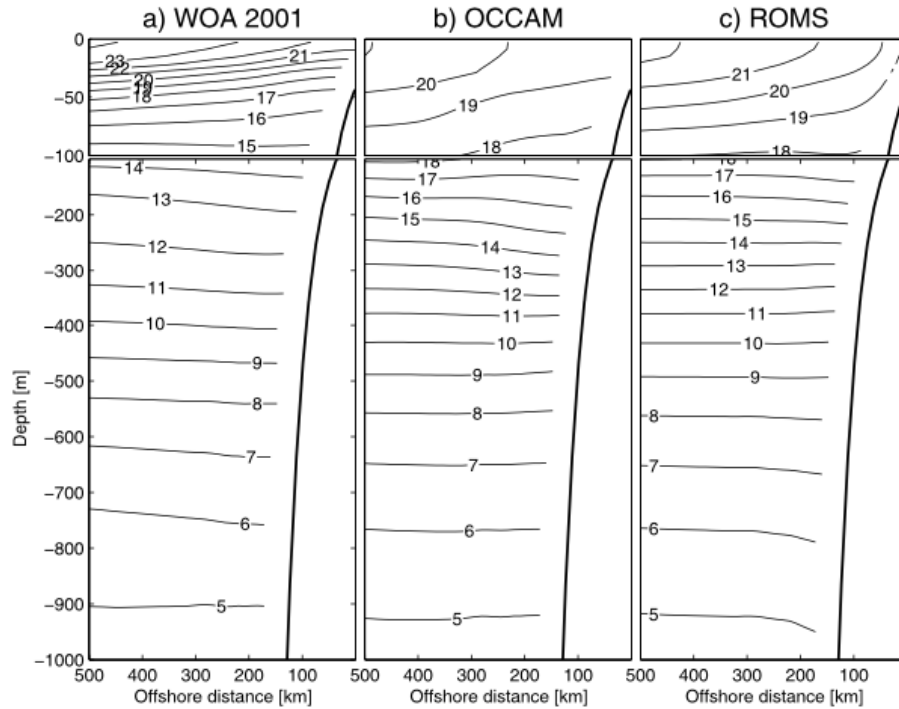


Figure 3.7 – Température moyenne annuelle [°C] pour la région d'upwelling central péruvien, en moyenne de 13°S à 7°S. (a) WOA 2001, (b) modèle OCCAM et (c) modèle ROMS. (Paven et al. 2005)

4 Conclusion

La simulation du modèle, sur 10 ans, de la zone océanique du Pacifique au large des côtes péruvienne et chilienne, confirme bien la présence d'un upwelling côtier. Le modèle a réussi à bien modéliser les températures et élévation de la surface océanique induite par la présence de l'upwelling. De plus, les variations saisonnières de l'upwelling, induit par une amplification des régimes des vents sur la côte péruvienne et au nord du chili, semblent correspondre à celles décrites dans la littérature. Néanmoins, la simulation présente quelque problème concernant la salinité. Comme le montrent les diagnostics la salinité met énormément de temps à se stabiliser. Seulement au bout de la huitième année elle commence à se stabiliser. Ce problème est lié au manque d'apport d'eau douce pas prise en compte dans le modèle. En effet les nombreux fleuves prenant source dans la cordillère des Andes ne sont pas pris en compte. Il serait donc intéressant de simuler plus rigoureusement cette zone en prenant en compte les apports d'eau douce. Une modélisation avec une résolution plus fine permettrait également d'exploiter des variables, telle que la vorticité. Comme le montre Peven(2005), l'étude de la vorticité permet de montrer une succession de cyclones et d'anticyclones qui sont générés au front d'upwelling.

Références

Doglioli.A (2023) *unité d'enseignement OPB205 modélisation de la circulation océanique*

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

Croquette M. (2007) *Contribution à l'étude de l'upwelling du Pérou Chili*

Paven.P (2005) *Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System : A modeling approach*

ANNEXE 1

Script permettant la génération des figures d'élévation de la surface.

```
close all;clear all

hisfile = '/filer/roms/l20001244/modelisation/MYCROC0/Run1/SCRATCH/
croco_avg_Y5M6.nc'      %on recupère le fichier
gridfile = hisfile

vname = 'zeta'           % la variable que l'on veut plot
tindex = 9               % l'indice du mois
vlevel = 0               % =0 car en 2D
coef = 1                 % pour modifier le plot
rempts = [0 0 0 0]       % //

[lat,lon,mask,var]=get_var(hisfile,gridfile,vname,tindex,vlevel,coef
,rempts);                % la fonction qui permet la visualisation
var = var*100
figure                    % on plot
m_proj('mercator','long',[-90 -68],'lat',[-30 -5]);
                        % la projection souhaité et les coord
[cs,h]=m_contourf(lon,lat,var);
clabel(cs,h,'fontsize',8);
h = colorbar('h')

m_grid('box','fancy','tickdir','in','ShowText','on');
m_coast('patch',[.7 .7 .7],'edgecolor','k')
```