

Année universitaire 2025-2026
Master Mer — Parcours OPB
UE OPB205 — Aix-Marseille Université

Modélisation 3D de l'upwelling du Système du Courant du Pérou

Implémentation régionale du modèle CROCO

THEVENON Pablo

Encadrant : Andrea Doglioli
Avril 2025

Table des matières

Préambule	2
Résumé	2
Abstract	2
1 Introduction	2
2 Matériels et Méthodes	4
2.1 Le modèle CROCO	4
2.1.1 Les équations de conservation.	4
2.1.2 Les hypothèses.	4
2.1.3 Les caractéristiques de la grille de discrétisation.	5
2.2 Implémentation régionale	5
3 Résultats et discussion	6
3.1 Spin-up du modèle	6
3.2 Température moyenne de surface	7
3.3 Profil de salinité et température	8
4 Conclusion	9
Références bibliographiques	10

Préambule

« Assis sur la dunette, Ned Land et moi, cautions de choses et d'autres, regardant cette mystérieuse mer dont les profondeurs sont restées jusqu'ici inaccessible aux regards des hommes »

Jules Verne, *Vingt mille lieues sous les mers*.

C'est avec ces mots que Jules Verne exprime la curiosité que l'être humain peut avoir face à l'océan et aussi la difficulté que représente son observation. À titre personnel j'ai déjà pu expérimenter une sorte de contemplation remplie de curiosité et d'impuissance face à l'océan, ou encore face aux imposants codes composant l'outil de modélisation CROCO.

Résumé

Nous avons réalisé une modélisation océanographique du Système du Courant du Pérou afin d'observer l'upwelling de bord Est de cette région. Pour ce faire, nous utilisons le modèle CROCO avec une résolution de $1/4^\circ$ sur une durée de 10 ans. Les données de forçages et de conditions initiales sont issues de climatologies (QuikSCAT, COADS, WOA2009). Le modèle est stable à partir de la cinquième année, cette durée est principalement imposée par le spin-up du sel. Nous observons la présence de l'upwelling sur les données de température de surface ainsi qu'un transect de salinité. Ces observations concordent avec les résultats de Penven et al. (2005)[5]. Notre modélisation présente deux limites. Premièrement, une limite du domaine spatial : il ne comprend pas la zone de convergence intertropicale. Deuxièmement, une limite de résolution : dans le sud du domaine, la résolution de 27 km est insuffisante pour résoudre correctement les ondes de Rossby dont le rayon de déformation n'est que d'environ 47 km.

Abstract

We have carried out an oceanographic modelling study of the Peru Current System in order to observe the eastern boundary upwelling of this region. To do so, we use the CROCO model with a resolution of $1/4^\circ$ over a period of 10 years. The forcing and initial condition data are derived from climatologies (QuikSCAT, COADS, WOA2009). The model reaches a stable state from the fifth year onwards, this duration being primarily imposed by the salinity spin-up. We observe the presence of the upwelling in the sea surface temperature data as well as in a salinity transect. These observations are consistent with the results of Penven et al. (2005)[5]. Our modelling presents two limitations. First, a spatial domain limitation : it does not include the Intertropical Convergence Zone. Second, a resolution limitation : in the southern part of the domain, the resolution of 27 km is insufficient to correctly resolve Rossby waves whose radius of deformation is only approximately 47 km.

1 Introduction

Le courant du Pérou s'écoule vers l'équateur le long de la côte ouest de l'Amérique du Sud, alimentant le Courant Équatorial Sud (SEC) aux environs de 4°S . On peut inclure la dynamique de circulation régionale du Système du Courant du Pérou à l'échelle globale comme la partie orientale de la gyre anticyclonique subtropical du Pacifique-Sud. On peut y observer un upwelling tout le long de la côte sud-américaine. Nous utiliserons les codes océanographiques CROCO pour observer cet upwelling au travers d'une simulation décennale.

L'upwelling est mis en place sous l'effet des alizés soufflant vers l'équateur le long de la Cordillère des Andes : un transport d'Ekman vers le large se met en place et fait remonter des eaux froides et

riches en nutriments depuis les profondeurs vers la surface, soutenant des écosystèmes marins d'une exceptionnelle richesse. Les systèmes d'upwelling de bord est figurent parmi les environnements océaniques les plus productifs de la planète.

Parmi ces systèmes, le Système du Courant du Pérou ou de Humboldt se distingue comme l'un des plus productifs au monde. Ses pêcheries représentent à elles seules environ 18 à 20 % des captures halieutiques mondiales Penven et al. (2005)[5].

Ce système de courant se distingue par plusieurs caractéristiques, notamment sa connexion avec les eaux chaudes de l'équateur et sa variabilité due au phénomène interannuel ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*). Nous ne prendrons pas en compte ENSO car nous utilisons des données de climatologie pour les conditions initiales et les forçages.

La circulation régionale du Système du Courant de Humboldt est structurée par plusieurs courants majeurs (Fig. 1). En surface, le Courant Côtier du Pérou (PCC) s'écoule vers l'équateur dans une bande de 100 à 200 km de la côte Penven et al. (2005)[5]. En subsurface, le Sous-Courant Pérou-Chili (PCUC) s'écoule vers le pôle le long du talus continental, avec un noyau situé entre 50 et 150 m de profondeur Penven et al. (2005)[5]. Au large, le Contre-Courant Pérou-Chili (PCCC) s'écoule vers le pôle à quelques centaines de kilomètres de la côte.

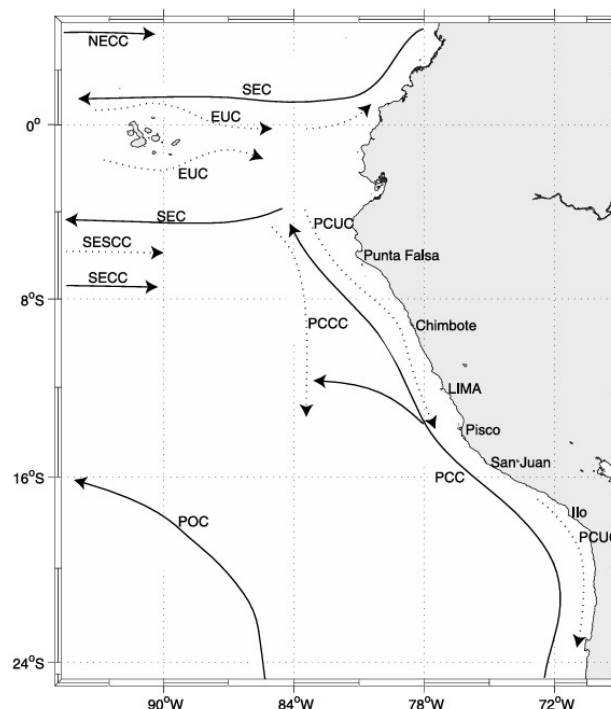


FIGURE 1 – Circulation régionale du Système du Courant de Humboldt, selon Penven et al. (2005)[5].

Dans ce rapport, nous présenterons d'abord brièvement les principales équations et hypothèses physiques du modèle CROCO. Nous décrirons ensuite la configuration du modèle de façon qu'il soit possible pour un modélisateur tiers de réitérer cette expérience numérique. Enfin, nous comparerons nos résultats avec les travaux de Penven et al. (2005)[5].

2 Matériels et Méthodes

2.1 Le modèle CROCO

Pour réaliser cette modélisation décennale, nous utilisons le modèle CROCO (*Coastal and Regional Ocean COmmunity model*), un modèle océanique régional tridimensionnel permettant de résoudre des équations physiques de conservation par des méthodes numériques de résolution d'équations différentielles dans un contexte géophysique.

2.1.1 Les équations de conservation.

Les équations de conservation du mouvement dites de Navier-Stokes avec fermeture newtonienne.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + f v + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - f u + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

Les équations de conservation de la masse, du sel et de la chaleur :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = -\frac{\partial \overline{u'S'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'S'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'S'}}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{\partial \overline{u'T'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'T'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z} \quad (5)$$

L'équation d'état de l'eau de mer selon TEOS-10 (Thermodynamic Equation of Seawater - 2010).

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

2.1.2 Les hypothèses.

L'approximation hydrostatique, elle réduit la composante verticale de l'équation de conservation du mouvement à l'équilibre entre la force de pression et de pesanteur. L'ordre de grandeur de l'accélération des vitesses verticales étant négligeable devant le gradient de pression et l'accélération de pesanteur :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (7)$$

L'approximation de Boussinesq qui décompose la masse volumique en deux termes ρ_0 , une constante, et ρ' , une variation, tels que $\rho_0 \gg \rho'$. Cela a pour conséquence de substituer dans toutes les équations ρ par ρ_0 , sauf dans le calcul de la poussée d'Archimède où ρ' est moteur du mouvement.

L'approximation de Boussinesq a pour conséquence mathématique directe de réduire l'équation de continuité (Eq. 3) à celle d'un fluide incompressible (Eq. 8), c'est-à-dire que la divergence du champ de vitesse est nulle :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

L'approximation de plan- β linéarise le paramètre de Coriolis avec la latitude.

La fermeture newtonienne permet de diminuer le nombre d'inconnues et de rendre les équations résolubles en remplaçant les termes de vitesse turbulente moyenne par un terme proportionnel au gradient de la vitesse. Les turbulences seront d'autant plus importantes que le cisaillement vertical de la vitesse est fort. Les coefficients de proportionnalité sont calculés pour la verticale selon le schéma KPP (*K-Profile Parameterization*) et pour l'horizontale selon Smagorinski.

2.1.3 Les caractéristiques de la grille de discrétisation.

Des coordonnées sigma sur la verticale, c'est un découpage en 32 niveaux qui suivent la topographie du fond, ce qui permet une meilleure résolution près de la surface et du fond ainsi qu'une représentation réaliste du plateau continental et des côtes.

Une grille décalée dite d'Arakawa-C sur l'horizontale, les variables d'état sont calculées au centre de la maille, les vitesses zonales (u) aux faces Est/Ouest et les vitesses méridionales (v) sur les faces Nord/Sud, ce qui permet une meilleure représentation des gradients de pression et des flux.

Une séparation de la résolution en fonction du mode des ondes. Les ondes barotropes ont une célérité $c = \sqrt{gH} \approx 220$ m/s alors que les ondes baroclines plus lentes ont une célérité $c = \sqrt{g'H} \approx 2$ m/s. On utilise donc deux pas de temps : DTE = 36 s pour le mode barotrope et DTI = 2160 s pour le mode barocline. Cette discrimination du pas de temps permet de gagner du temps de calcul tout en respectant le critère CFL.

La simulation effectuera NTIMES = 1200 pas de temps baroclines et NDTFAST $\times$ NTIMES = 72 000 pas de temps barotropes.

2.2 Implémentation régionale

Le domaine régional modélisé correspond aux coordonnées présentées dans le Tab. 1.

Paramètre	Valeur
Longitude min / max	−87W / −70W
Latitude min / max	−17S / −5S
Résolution horizontale	1/4 (~27 km)
LLm $\times$ MMm	67 $\times$ 49 points
Niveaux verticaux (N)	32 niveaux sigma
Profondeur maximale	4933 m
DTE	36 s
DTI	2160 s
NDTFAST	60
NTIMES	1200
Durée simulée	10 ans
Bathymétrie	Smith & Sandwell (1994)
Conditions initiales / frontières	WOA2009
Forçage vent	QuikSCAT
Flux chaleur / eau douce	COADS

TABLE 1 – Paramètres de la configuration CROCO.

Le domaine inclut la zone de l'upwelling du Pérou dans une région avec une bathymétrie relativement simple. Il n'inclut pas la zone de convergence intertropicale, qui peut être particulièrement difficile à modéliser tout en restant suffisamment proche pour voir une influence saisonnière. Le domaine va suffisamment au large pour permettre d'observer une différence significative des variables d'état entre le large et la zone d'upwelling.

La grille a une résolution de $1/4^\circ$ (~ 27 km), avec LLm = 67 points en coordonnées zonales et MMm = 49 points en coordonnées méridionales. L'objectif de cette modélisation étant d'observer l'upwelling du Pérou et sa variabilité saisonnière, cette résolution est suffisante. Les frontières ouvertes sont Nord, Sud et Ouest. La frontière Est est fermée par le continent sud-américain.

La bathymétrie est dérivée des données de Smith & Sandwell (1994) résolues à $2'$ près, la profondeur maximale est de 4933 m.

Les forçages atmosphériques sont issus de données de climatologies. Le forçage du vent provient de la **climatologie QuikSCAT**, qui fournit des forçages de vent moyennés mensuellement. Les flux de chaleur et d'eau douce proviennent de la climatologie COADS, qui fournit des flux de chaleur, d'évaporation et de précipitation.

Les conditions initiales et aux frontières sont déterminées à partir des données du World Ocean Atlas (WOA2009), une climatologie océanique mondiale résolue à 1° . Les conditions initiales sont calculées par méthode dynamique et le modèle est initialisé au repos. Les conditions aux frontières ouvertes ne prennent pas en compte les variations dues à ENSO, puisqu'elles proviennent de données de climatologies.

3 Résultats et discussion

Dans cette section, nous décrirons les variables diagnostiques issues de notre simulation et les comparerons à l'article de Penven et al. (2005)[5]. En premier lieu, nous analyserons le spin-up du modèle, puis nous comparerons les données de température de surface et un profil de salinité.

3.1 Spin-up du modèle

On souhaite comparer des données de salinité et de température de surface. Le spin-up de la salinité est le plus long : on peut considérer qu'il est mis en place à partir de l'année 5. La salinité moyenne de volume présente en effet une dérive positive progressive jusqu'à l'année 5, traduisant l'ajustement lent des masses d'eau profondes depuis les conditions initiales vers l'état d'équilibre propre du modèle. Pour ce qui est de la température, elle peut être considérée comme stable dès la première année. À la lumière de ces variables diagnostiques, nous utiliserons les sorties du modèle entre les années 5 et 10, que nous moyennerons mensuellement.

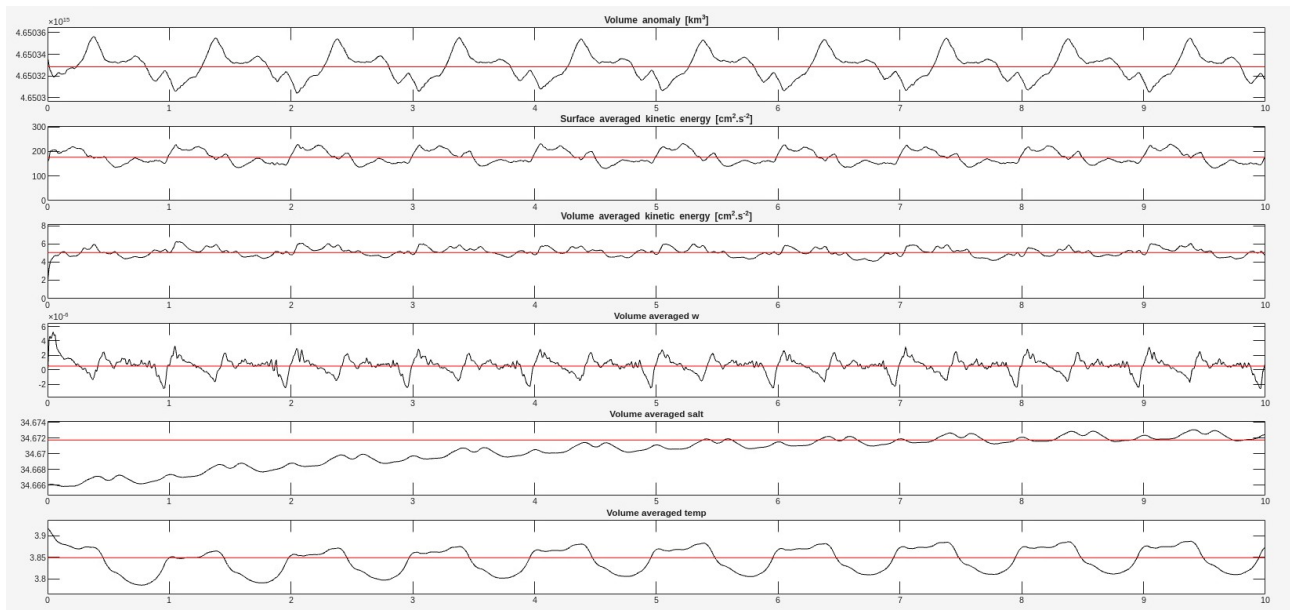


FIGURE 2 – Variables diagnostiques du modèle sur 10 ans de simulation.

3.2 Température moyenne de surface

On observe une variabilité saisonnière de la température moyenne de surface et un décalage d'environ 2 mois avec les saisons astronomiques. On peut supposer que ce déphasage est dû au temps nécessaire à l'énergie solaire injectée dans le système terre pour mettre en place différents phénomènes atmosphériques qui conduisent *in fine* à la mise en place d'un transport d'Ekman et de l'upwelling. Le mois pour lequel l'upwelling est le plus fort selon les températures de surface est septembre contrairement à Penven et al. (2005)[5] pour qui le mois d'août est le plus intense.

Minimum de l'upwelling entre février et avril. Sur ces figures, on peut voir l'upwelling qui reste localisé le long de la côte et au large des eaux plus chaudes du fait du bilan radiatif positif en été austral. La mise en place de la thermocline est elle aussi déphasé par rapport aux saisons astronomique à cause de la forte inertie thermique de l'eau. C'est la période pendant laquelle l'upwelling est le plus faible.

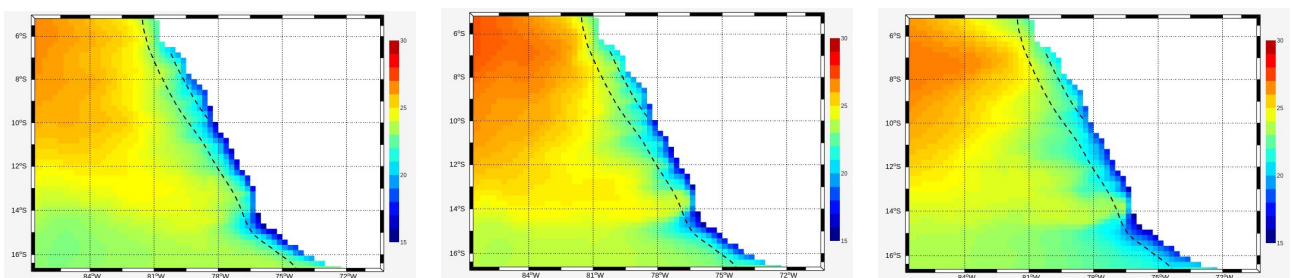


FIGURE 3 – Température moyenne de surface : février, mars, avril.

Les périodes de transition. C'est à ces moments que l'upwelling se met en place : de mai à juillet ou s'efface : de novembre à janvier.

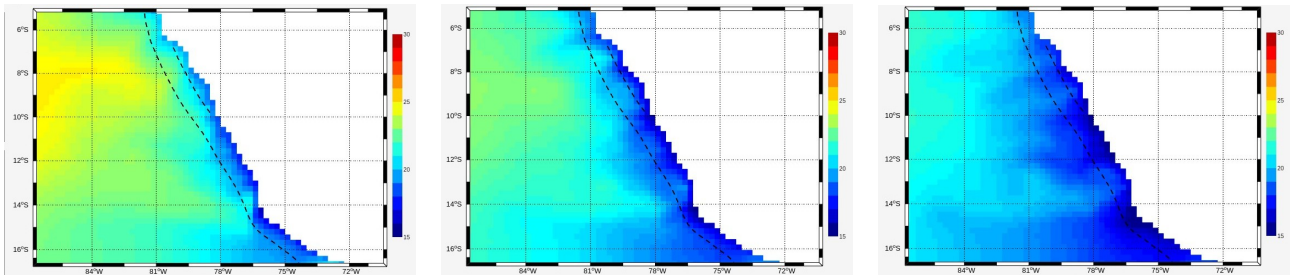


FIGURE 4 – Température moyenne de surface : mai, juin, juillet.

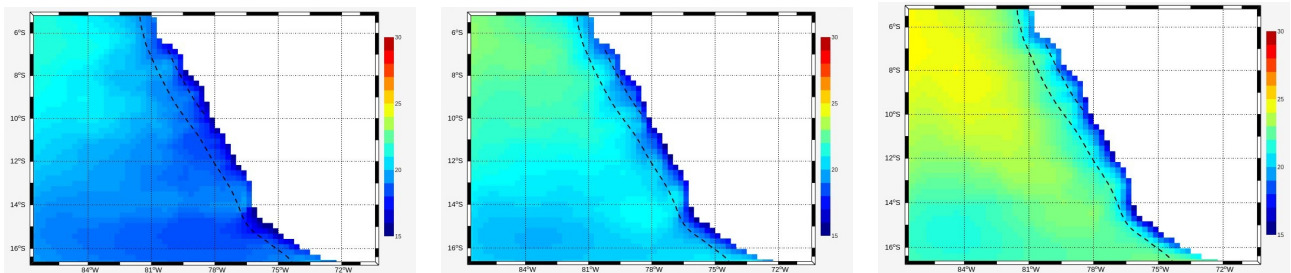


FIGURE 5 – Température moyenne de surface en été austral : novembre, décembre, janvier.

Maximum de l'upwelling entre août et octobre. Le mois le plus fort est celui de septembre. C'est une légère différence avec la modélisation de Penven et al. (2005)[5], pour qui le mois où l'upwelling est le plus intense est celui d'août.

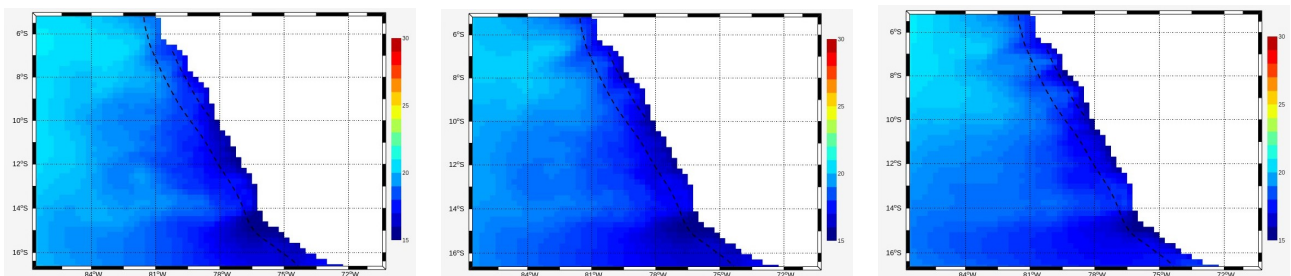


FIGURE 6 – Température moyenne de surface : août, septembre, octobre.

3.3 Profil de salinité et température

On observe un soulèvement des isohalines et des isothermes vers la surface à l'approche de la côte, ce qui constitue une preuve de la présence de l'upwelling côtier qui remonte des eaux profondes plus salées vers la surface. Ce résultat est analogue à ceux obtenus par Penven et al. (2005)[5] en moyennant les colonnes d'eau entre 7°S et 13°S.

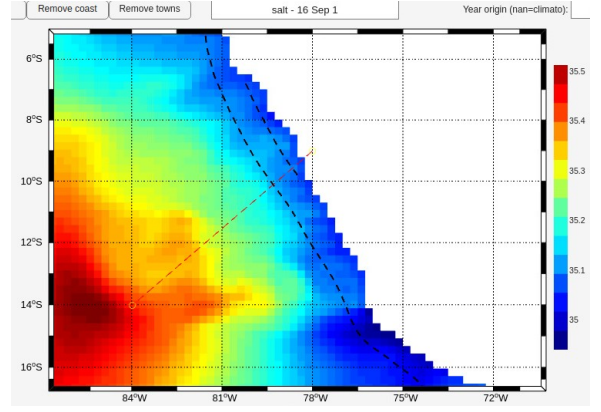
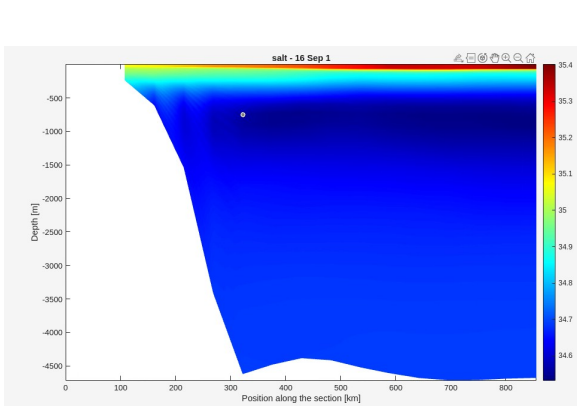


FIGURE 7 – Transect perpendiculaire à la côte entre 9°S et 14°S variable : Sel

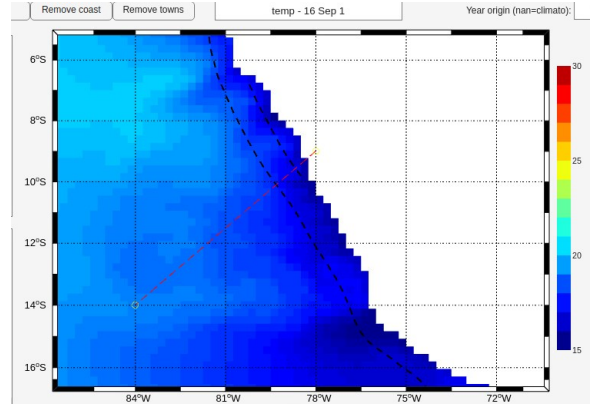
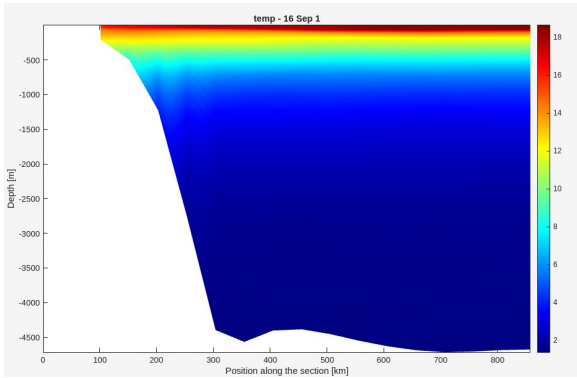


FIGURE 8 – Transect perpendiculaire à la côte entre 9°S et 14°S variable : Chaleur

4 Conclusion

Cette configuration CROCO nous a permis d'observer l'upwelling du Système du Courant du Pérou. En effet, on voit apparaître l'upwelling au travers d'un changement saisonnier de température de surface, d'un soulèvement des isohalines et des isothermes à l'approche de la côte. Nous obtenons des résultats concordants avec les travaux de Penven et al. (2005)[5].

Cependant, plusieurs pistes d'amélioration sont envisageables. D'abord, une modélisation à plus haute résolution permettrait de mieux résoudre les ondes baroclines de Rossby. En effet, le rayon de déformation est donné par :

$$R_d = \frac{c}{|f|} = \frac{c}{2\Omega \sin(\phi)} \quad (9)$$

Dans la partie sud de notre domaine (17°S), $R_d \approx 47$ km pour une maille de 27 km, ce qui est insuffisant pour résoudre correctement ces structures. Une résolution de l'ordre de 10 km permettrait de capturer l'ensemble du spectre de la dynamique mésoéchelle du Système du Courant du Pérou.

Ensuite, l'intégration de la zone de convergence intertropicale dans le domaine de simulation permettrait d'étudier son influence sur la variabilité saisonnière de la courantologie de cette région.

Enfin, une intégration du phénomène climatologique ENSO par une modification de la méthode de calcul des forçages pourrait permettre d'ajouter une variabilité interannuelle en plus de la variabilité saisonnière.

Références bibliographiques

Références

[1] Baklouti, M.

OPB204 : Initiation aux méthodes numériques de résolution des équations aux dérivées partielles.

OPB 206 : Océanographie physique Année 2025-2026 Notes de cours, Master Sciences de la mer, OSU Institut Pytheas, Université d'Aix-Marseille, 2026.

[2] Equipe de développement CROCO.

CROCO : Coastal and Regional Ocean COmmunity model. [en ligne]. Disponible sur : <https://www.croco-ocean.org>. Consulté en mars 2026.

[3] Doglioli, A.

OPB205 : Modélisation 3D océanique. Notes de cours, Master d'Océanographie, Spécialité OPB, Aix-Marseille Université, 2026.

[4] Fieux, M.

L'Océan Planétaire. Les Presses de l'ENSTA, Paris, 2019.

[5] Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F. et Tam, J. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System : A modeling approach.

Journal of Geophysical Research : Oceans, 2005, 110, C10021.

[6] Wikipedia contributors.

El Niño Oscillation Australe. Wikipédia, l'encyclopédie libre. Disponible sur : https://fr.wikipedia.org/wiki/El_Niño_âĂŖ_Oscillation_australe. Consulté de mars à avril 2026.

[7] Anthropic.

Claude Sonnet 4.6 Disponible sur : <https://www.claude.ai>. Consulté en avril 2026 pour programmer en langage tex, corriger l'orthographe, comprendre des équations.

[8] Overleaf.

Overleaf : éditeur LaTeX collaboratif en ligne. [en ligne]. Disponible sur : <https://www.overleaf.com>. Consulté en avril 2026.