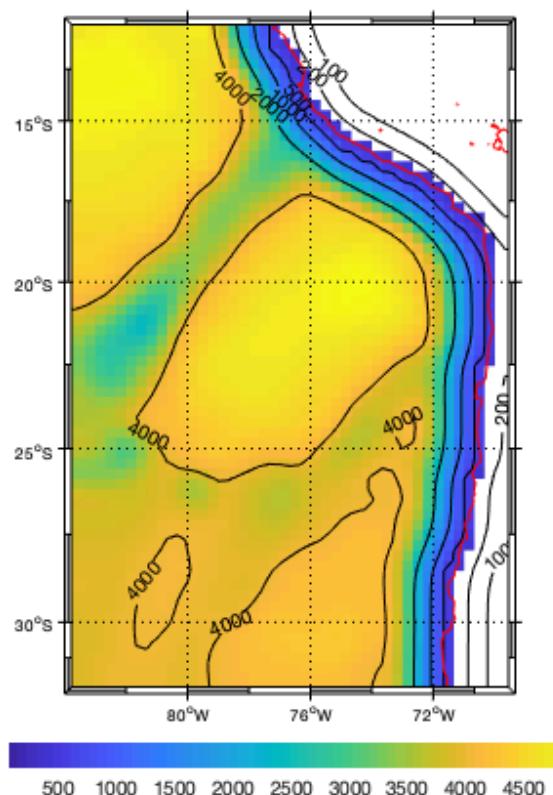




Master 1 Sciences de la Mer, Université d'Aix-Marseille Année 2019-2020

UE OPB 205 : Modélisation 3D océanique



Étude de la variabilité saisonnière de la circulation de l'Upwelling de Humboldt à l'aide du modèle CROCO

LEMAITRE Antoine, [antoine.lemaitre@etu.univ-amu.fr](mailto:antoine.lemaitre@etu.univ-amu.fr)

29/04/2020

## Résumé

Cette étude de l'upwelling de Humboldt dans la région du Pérou et Nord du Chili a été fait avec le modèle régional CROCO. La zone étudiée est en proie à d'intenses vents du Sud induisant un transport d'Ekman vers l'Ouest, provoquant un déficit d'eau au niveau de la côte Est, qui sera comblé par un apport d'eau profonde dense et froide, formant l'upwelling. Le but est de suivre cette remontée d'eau profonde le long de la côte sud-américaine en utilisant des paramètres physiques (niveau de la surface, température, intensité du courant de surface). Une comparaison avec les données issues de la littérature scientifique permet de voir que les variations saisonnières de l'intensité de l'upwelling dans différentes zones de la région modélisée semblent en accord avec les observations. Une instabilité de la simulation est liée à une salinisation des eaux dans la zone d'étude au cours des 10années, induit par le manque d'apports fluviaux d'eau douce.

## Abstract

This study of the Humboldt upwelling in the Northern Chile and Peru region was done with the regional CROCO model. The study area is subject to intense southerly winds inducing a westward Ekman transport, which induces a water deficit at the coast, which is filled by an inflow of dense and cold deep water, forming the upwelling. The aim is to follow this upwelling of deep water along the South American coast using physical parameters (surface level, temperature, surface current intensity). A comparison with data from the scientific literature shows that seasonal variations in the intensity of upwelling in different areas of the modeled region seems in agreement with the observations. An instability of the simulation is linked to a salinization of the waters in the study area over the 10 years, linked to the lack of river freshwater inputs.

## Acronymes

ACC : Courant Antarctique Circumpolaire

CROCO : Coastal and Regional Ocean Community model

OMZ : Oxygen Minimum Zone

PC : Courant Océanique Péruvien

PCC : Courant Côtier Péruvien

PCCC : Peru/Chile Counter Current

PCS : Peru Current System

PUC : Sous-Courant du Pérou-Chili

SCOW : Scatterometer Climatology of Ocean Winds

<i>Résumé</i>	2
<i>Abstract</i>	2
<i>Acronymes</i>	2
<i>Introduction</i>	4
Contexte de l'étude	4
Une étude de modélisation	5
<i>Matériel et Méthodes</i>	6
Modèle CROCO	6
Discrétisation du modèle	7
Paramètres de la simulation	8
<i>Résultats</i>	9
Forçages climatiques de la zone d'étude	9
Diagnostiques	9
Mise en évidence de l'upwelling	9
Circulation saisonnière	10
<i>Instabilité liée à la salinité</i>	12
<i>Conclusion</i>	13
<i>Bibliographie</i>	14
<i>Annexe</i>	15

# Introduction

## Contexte de l'étude

Le système du courant du Pérou (PCS) est le plus productif des systèmes de courants de frontières Est, et fait partie des 4 systèmes d'upwelling les plus importants du monde. En effet cette zone représente 0,1% de la surface océanique globale et pourtant elle compte pour 10% des prises de poissons mondiales (Chavez et al., 2008).

Le long de côte du Chili et du Pérou, la chaîne de la cordillère des Andes force les vents de sud-est à souffler au nord (Strub et al., 1998). Les vents sont presque constamment favorables à l'upwelling, et semblent présenter un maximum durant l'hiver austral (Strub et al., 1998). Ces vents de surfaces induisent un transport d'Ekman, à environ  $90^{\circ}$  vers la gauche de la direction du vent (car dans l'hémisphère sud), donc à l'Ouest. Il y a aussi une divergence au niveau de la côte qui renforce ces remontées d'eaux profondes. Le faible impact du paramètre de coriolis (car proche de la latitude 0) permet un transport d'Ekman et un upwelling plus important que pour des vents de la même importance à des latitudes supérieures. Ce transport d'Ekman provoque la remontée d'eaux profondes froides, salées et riches en nutriments, ces derniers entraînent la forte production primaire en surface.

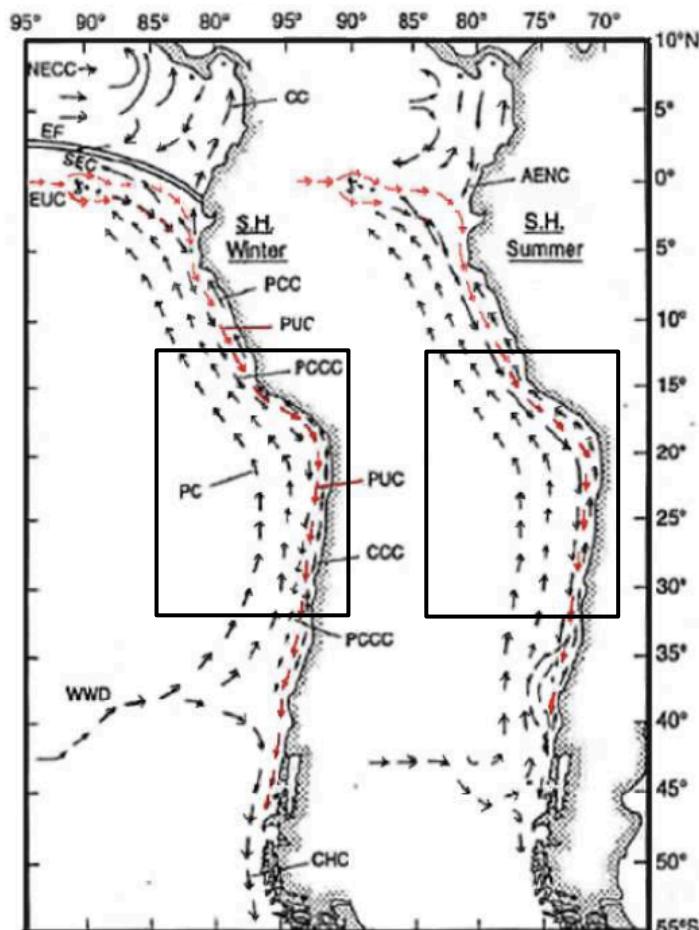


Fig.1 Schéma de circulation dans le Pacifique Sud-Est (d'après Strub et al., 1998) en hiver (gauche) et en été (droite). La zone d'étude est encadrée en noir. Les flèches rouges représentent les courants de sub-surface et les noires de surface.

Le courant de Humboldt peut être décrit comme un large et lent transport d'eaux froides vers l'équateur le long de la côte Ouest de l'Amérique du Sud. Ce courant prend naissance vers  $43^{\circ}\text{S}$  à l'extrême Sud du Chili. Ses eaux proviennent en partie du Courant Antarctique Circumpolaire (ACC) qui s'oriente vers le Nord le long de la côte Ouest sud-américaine lors de son passage à travers le détroit de Drake à environ  $40^{\circ}\text{S}$  (Pickard et Emery, 1990). Il remonte alors vers le Nord jusqu'à la frontière Nord du Pérou ( $5^{\circ}\text{S}$ ). La largeur moyenne du Courant de Humboldt est d'environ 800km, sa vitesse en surface ne dépasse pas 30cm/s tandis qu'elle diminue rapidement avec la profondeur. Sa direction est généralement Nord-Nord-Ouest (Gunther (1936)). Au Nord, il alimente le courant Sud Equatorial en tournant à l'Ouest et en formant ainsi une langue d'eau froide autour de  $4^{\circ}\text{S}$  (Penven et al., 2005, Strub et al., 1998).

Le PCS est caractérisé par deux courants orientés vers le Nord (Fig.1) : le Courant Côtier Péruvien (PCC) et le Courant

Océanique Péruvien (PC), et deux courants de sens opposés : le Sous-Courant du Pérou-Chili (PUC) et le Contre-Courant du Pérou-Chili (PCCC Peru/Chile Counter Current) (Penven *et al.*, 2005). Les courants de surface sont dominés par des courants dirigés vers l'équateur (PC et PCC). Le PCC s'écoule de Valparaiso (-33 °S, Chili), zone caractérisée par un plateau encaissé, jusqu'au Nord du Pérou, à Chimbote qui est lui caractérisé par un plateau profond d'environ 200m (Battieen *et al.*, 1995). Le PCC est responsable de la formation des upwellings côtiers. Le PC est plus large que le PCC, il peut avoir une extension zonale d'environ 600km et une profondeur maximale de 700m. Le transport net vers le Nord du PCC combiné au PC est approximativement de 19 Sv. Le PUC est la composante principale des courants orientés vers le pôle Sud. Il est situé juste en dessous la couche d'Ekman et s'étend sur quelques centaines de mètres de profondeur au-dessus du talus (Brink *et al.*, 1983).

Ce système d'upwelling est le seul système de frontière Est à être connecté directement à l'océan équatorial (Lukas, 1986), de ce fait il est affecté par la variabilité interannuelle ENSO (El Niño Southern Oscillation). A l'échelle interannuelle, ENSO est la principale influence du système de courant de Humboldt. Durant un événement El Niño, la phase chaude de l'ENSO, qui est liée à une diminution de l'intensité des alizées, il y a donc un réchauffement des températures de surface dans la partie Est du Pacifique Sud tropical (Pérou, Chili), par conséquent la thermocline s'approfondit. En période El Niña, c'est l'opposé : des anomalies froides sont présentes dans le Nord du système de courants de l'Humboldt.

La forte production primaire, entraîne inéluctablement une forte reminéralisation bactérienne lorsque la matière organique plonge, ainsi cette zone est en proie au phénomène de désoxygénéation dans les couches intermédiaires avec la présence d'une des plus grandes OMZ (Oxygen Minimum Zones) mondiale. Ce phénomène de désoxygénéation est aujourd'hui suivi de près par la communauté scientifique, dans un contexte de réchauffement climatique d'origine anthropique, il apparaît comme étant de plus en plus important notamment lié à un changement dans les dynamiques des vents impactant la circulation thermohaline. Les vents dans ce système de Humboldt semblent s'intensifier depuis quelques décennies (Sydeman *et al.*, 2015), pouvant potentiellement amplifier l'hypoxie du système et mener à une expansion de cette OMZ.

L'objectif de cette étude est de repérer le courant de Humboldt dans la zone d'étude à l'aide du modèle CROCO et de montrer quelles sont les variations saisonnières annuelles dans la région. Dans cette étude seulement les paramètres physiques seront utilisés, comme aucun couplage avec un modèle biogéochimique n'a été fait.

## Une étude de modélisation

Bjerknes en 1904, estime qu'il faut 2 conditions indispensables pour prévoir les changements météorologiques :

- 1- Les conditions atmosphériques doivent être connues à un moment donné avec une précision suffisante.
- 2- Les lois selon lesquelles l'atmosphère se développe à partir de l'état précédent doivent être connues avec une précision suffisante.

La compréhension de l'importance de ces conditions établies par Bjerknes au début du XXème siècle permirent les prémisses de la modélisation atmosphérique et plus tard océanique. Elle fût au début analytique, Richardson proposa une méthode en 1922 qu'il appela '*usine à prévoir le temps*' pour

prédir les événements météorologiques futures, en résolvant les équations primitives, cette méthode s'avéra finalement contraignante et peu efficace. Cette idée qu'eut Richardson devint concrète en 1946, avec l'arrivée des premiers calculateurs électroniques. Ils permirent la création de modèles de résolution d'équations primitives efficaces, et les premiers modèles océaniques virent le jour presque 2 décennies plus tard. En 1963 le premier modèle barotrope développé par Bryan et en 1969 il développa un modèle barocline incluant des effets topographiques et fermetures turbulentes.

## Matériel et Méthodes

### Modèle CROCO

Le modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model) est un modèle océanique 3D régional. C'est une version améliorée de l'ancien modèle ROMS, il a en effet une grille raffinée par méthode AGRIF et propose de nouveaux outils dans les CROCO\_TOOLS. Il est le fruit de la collaboration entre partenaires français (UPS, IFREMER, SHOM, CNRS, INRIA et IRD) associés avec d'autres protagonistes du modèle ROMS (UCLA, DGEO...).

Le modèle CROCO résout les équations primitives de Navier-Stokes. En effet à une résolution de plus d'1km (plus marginalement 100m) l'océan est un fluide qui peut être bien décrit avec des approximations de ces équations. Le modèle utilise les équations d'état de l'eau de mer définies par TEOS-10 (Thermodynamic Equation Of Seawater 2010). Les hypothèses et approximations suivantes sont utilisées dans le modèle CROCO :

- Hypothèse hydrostatique : L'équation de la composante verticale du mouvement est réduit à l'équilibre hydrostatique, ce qui signifie un équilibre entre la force de pesanteur et celle de pression.
- Approximation de Boussinesq : elle suppose que la masse volumique du fluide est la résultante d'une contribution fixe (référence  $\rho_0$ ) et d'une petite fluctuation  $\rho'$  (avec  $\rho' \ll \rho_0$ )
- Hypothèse d'incompressibilité : On considère que la masse volumique de l'eau ne varie pas avec la pression.
- Hypothèse de Reynolds de « fermeture Newtonienne » de la turbulence

CROCO résout les équations suivantes :

#### Équations du mouvement pour les axes horizontaux (x et y) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + V \cdot \nabla u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + V \cdot \nabla v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

#### Équations de conservation de la chaleur et du sel :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T = K_{Th} \nabla_h^2 T + K_{Tv} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla S = K_{Sh} \nabla_h^2 S + K_{Sv} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

Équation de continuité :

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

Équation d'état de l'eau de mer :

$$\text{TEOS 10} \Rightarrow \rho \equiv \rho(T, S, p)$$

Avec :

- x, y les axes horizontaux ; z l'axe vertical
- u, v, w : les composantes x, y, z du vecteur vitesse  $\vec{v}$
- f la paramètre de Coriolis
- P la pression ;  $\rho$  la densité ; g la force de gravité
- T la température ; S la salinité
- $A_h$  et  $A_v$  coefficient de viscosité turbulente sur l'axe horizontal et à la vertical
- $K_{Th}$  et  $K_{Tv}$  coefficient de diffusivité turbulente de la chaleur
- $K_{Sh}$  et  $K_{Sv}$  coefficient de diffusivité turbulente du sel
- $H_c$  flux solaire incident
- $C_p$  Coefficient de chaleur massique
- $I(z)$  fraction du flux solaire reçue à la profondeur z

### Discrétisation du modèle

La résolution numérique de ces équations est réalisée par discrétisation sur le maillage. Pour la grille horizontale, une grille Arakawa C est utilisée (Vitesses calculées aux interfaces de la maille et les autres variables au centre de la maille) avec des coordonnées curvilignes, et pour la grille verticale, des coordonnées sigma généralisées sont utilisés (nombre de niveaux verticaux conservés et la taille des mailles suit la topographie).

Une technique de séparation des pas de temps est utilisée, c'est le '*time splitting*'. Il permet d'isoler les processus externes rapides (2D) des processus internes lents (3D). On a donc 2 pas de temps différents, l'un est petit, correspondant au transport 2D (ondes externes, composante barotrope de la quantité de mouvement), l'autre est plus grand, correspondant aux processus plus lents (ondes internes, composantes barocline de la quantité de mouvement). Il faut cependant faire attention à ce que l'intégrale du transport vertical 3D soit cohérente avec le transport 2D.

On fixe un critère de stabilité, ce critère CFL (Courant-Friedrichs-Levy), est une condition nécessaire qui assure qu'une particule d'eau ne puisse pas dépasser la longueur d'une cellule de la maille en moins d'un pas de temps. On choisit donc le pas de temps en s'assurant qu'il respecte bien ce critère selon l'équation suivante pour les 2 pas de temps interne et externe :

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

## Paramètres de la simulation

Pour commencer, il est nécessaire d'utiliser une commande MATLAB présente dans les CROCO\_TOOLS : *ad\_findgeocoord.m*, elle permet de sélectionner les coordonnées du domaine d'étude (Tab 1), pour ensuite former les frontières de la grille. Il faut ensuite renseigner ces frontières dans le fichier de paramétrisation *param.h*, ainsi qu'indiquer la frontière Est comme étant fermée et les autres ouvertes. On s'assure, pour éviter que la simulation soit trop longue, que la taille de la grille soit inférieure à  $10^5$  mailles. On a en effet ici,  $43*65*32 = 89440$  mailles, avec une résolution choisie de 1/3 de degrés (suffisamment précise pour voir les phénomènes liés à l'upwelling), on a alors une simulation qui dure environ 25heure, qui n'est donc pas trop longue, et n'encombre pas le cluster de calcul.

Tab.1 Paramètres de la grille

Longitude (°W)		Min : -69	
		Max : -84	
Latitude (°S)		Min : -12	
		Max : -32	
Taille de la grille en Longitude		LLm = 43	
Taille de la grille en Latitude		MMm = 65	
Taille de la grille verticale		N = 32	
Frontière Nord	Frontière Sud	Frontière Est	Frontière Ouest
Ouverte	Ouverte	Fermée	Ouverte
(Dx max en km)		36,2	
(Dx min en km)		31,4	
(Dy max en km)		36,2	
(Dy min en km)		31,4	

Pour la mise en place de la maille temporelle, il faut calculer le pas de temps interne (dt) et externe (NDTFAST) sur la base du critère CFL, pour ce faire, on utilise le script Matlab *ad\_cfl.m*. On détermine ensuite le nombre d'itérations mensuelles (NTIMES). On choisit une durée de 10ans, avec 120 simulations d'1 mois. Un fichier *restart* est écrit tous les mois et permet de pouvoir faire redémarrer la simulation avec toutes les informations récoltées précédemment, il sert à ne pas avoir besoin de recommencer toute la simulation en cas de crash du modèle. Le fichier *history* permet de sauvegarder les valeurs du modèle en instantané tous les 3jours de simulation (NWRT=NTIMES/10). Le fichier *average* permet une sauvegarde des champs moyennés sur 3jours (voir Tab2.).

Tab.2 : Paramètres temporels de la simulation

NDTFAST (sec)	60	Pas de temps externe
Dt (sec)	3600	Pas de temps interne
NTIMES (h)	720	Nombre d'heure par mois (30j)
NWRT et NAVG (h)	72	Données sauvegardées tous les 3jours
NRST (h)	720	Fichiers restart crée tous les 30jours
Temps de simulation (années)	10	

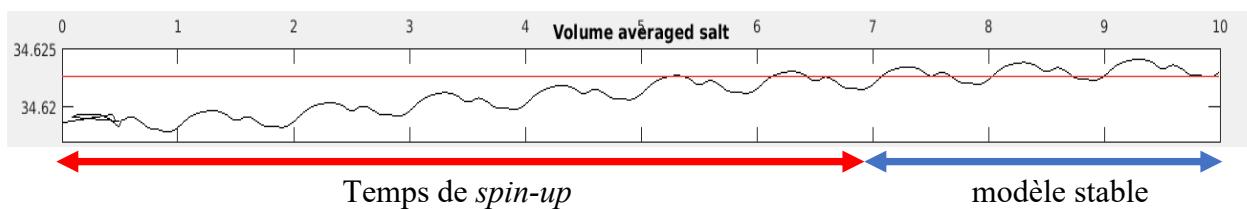
# Résultats

## Forçages climatiques de la zone d'étude

On obtient en exécutant le script Matlab *make\_grid*, la bathymétrie de la région (Fig.7 Annexe), on obtient ensuite les données de vent, température de surface, salinité de surface, radiation solaire, pluviométrie et flux de chaleur en exécutant le script *make\_forcing.m*, ces données sont spécifiques à la zone d'étude et sont issus de la base de donnée COADS 2005 (*Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set*) pour les forçages atmosphères-océan et WOA (World Ocean Atlas 2009) pour les conditions initiales aux frontières ouvertes, et changent tous les 15jours. Il est important de noter qu'il s'agit de données climatiques moyennées permettant d'obtenir une simulation climatologique de référence et non pas des données correspondant à une année spécifique.

## Diagnostiques

Un outil important pour vérifier la stabilité du modèle est *croco\_diags.m*, en effet les diagnostiques permettent de voir le suivi de certains paramètres au cours des 10années de simulation. Ils permettent donc de repérer l'année à partir de laquelle le modèle devient stable, c'est à dire, à partir de quand le modèle n'est plus influencé par les conditions initiales. Dans le cas de cette étude, le modèle se stabilise relativement tardivement, c'est-à-dire à partir de la 7<sup>ème</sup> année, les années la précédent forment donc la période de *spin-up* (Fig.2 et Fig.9 Annexe). Seules les données des 4 dernières années de cette simulation décennales peuvent être traité dans le cadre de cette étude. A noter aussi que le problème lors de la première année de simulation dans les diagnostiques viennent de fichiers d'une autre simulation qui n'auraient pas été supprimés et interfèrent avec les données de la simulation étudiée. On voit que le volume de vitesse verticale est faible au début de la première année (*volume average w*, Fig.9) et se stabilise ensuite, en effet aux conditions initiales, le courant démarre comme étant géostrophique, et les vitesses verticales apparaissent ensuite.



## Mise en évidence de l'upwelling

On voit la présence de l'upwelling de Humboldt dans la zone d'étude par l'existence d'une pente de surface entre l'Ouest et l'Est de la zone. En effet on a un niveau de surface de la mer, le long des côtes chiliennes et péruviennes à l'Est qui se trouve toute l'année entre -0,06m et -0,15m, alors que dans la partie Ouest de la zone d'étude et surtout au Sud-Ouest on a une surélévation qui se trouve entre 0,05 et 0,15m. Les vents allant vers le Nord, induisent un pompage d'Ekman vers l'Ouest qui explique cette pente de surface dirigée vers l'Est (voir annexe Fig.8). On voit de plus que les eaux aux faibles températures se situent aussi sur le bord du continent sud-américain (Fig.4), ces eaux correspondent à celles remontées des profondeurs, ces eaux sont celles qui viennent combler le déficit d'eau provoqué par le pompage d'Ekman.

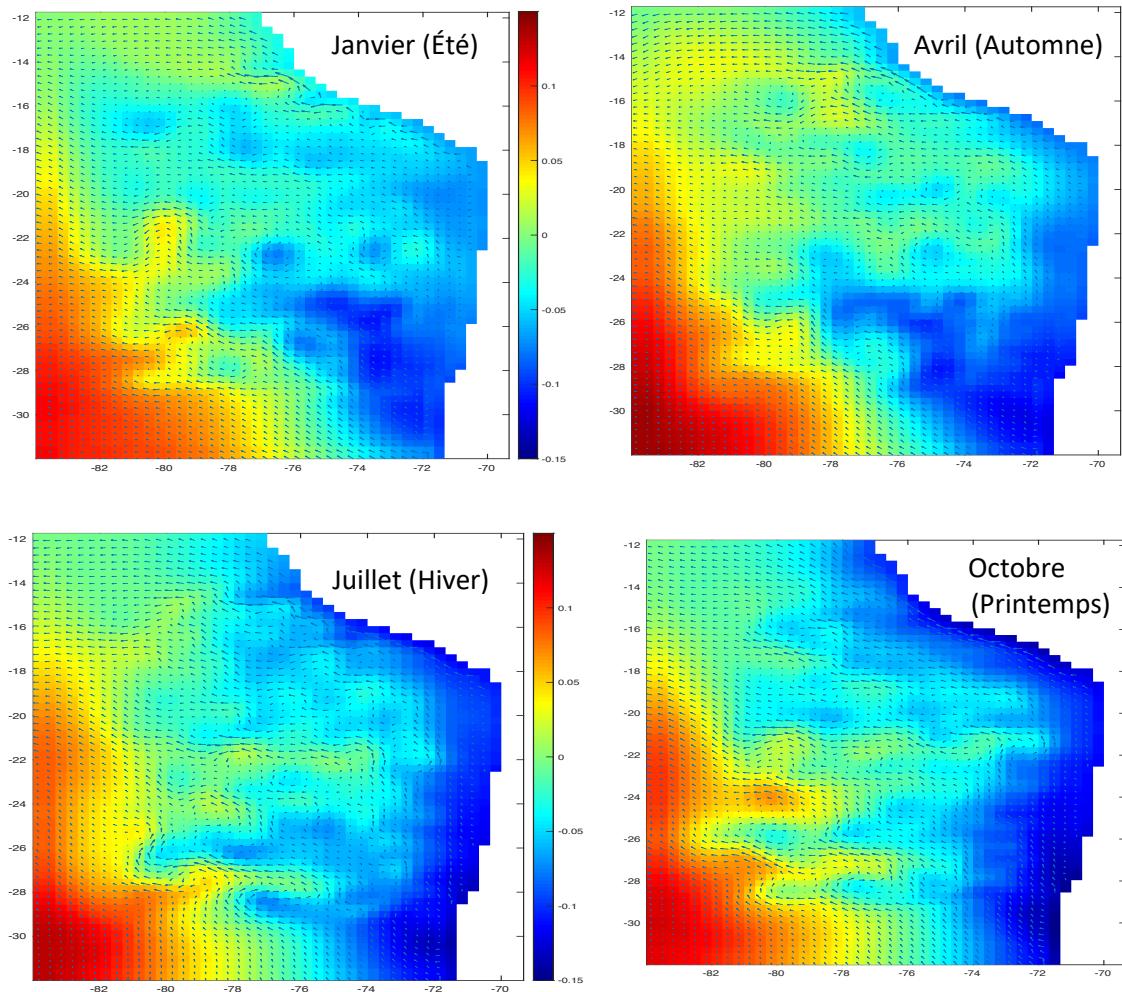


Fig.3 Évolution saisonnière de l'élévation de surface au cours de la 10<sup>ème</sup> année de simulation

## Circulation saisonnière

Dans le domaine étudié, on a un déphasage entre les vents du Pérou et ceux du Nord du Chili. En effet sur la côte péruvienne, le maximum d'amplitude des vents a lieu durant l'hiver Austral (Bakun et Nelson, 1991), on a alors entre 16°S et 12°S un upwelling permanent avec une intensité maximale en hiver, c'est l'upwelling dit de Pisco. Au Nord du Chili, ce maximum d'intensité des vents est atteint durant le printemps/été austral, et ainsi l'upwelling est le plus intense durant ces saisons, on parle ici de l'upwelling Punta Lengua de Vaca. Ces variabilités saisonnières semblent être assez bien représentées dans la simulation, en effet on voit qu'au niveau du Pérou (Fig.3, entre 18°S et 12°S) l'upwelling est intense en hiver, ce qui correspond bien aux observations (Fig.5B), bien qu'il semble être d'autant plus intense au printemps (donc il pourrait y avoir un léger décalage). Il est relativement faible en automne et très faible en hiver. On voit que pour la partie plus au Sud (Fig.3, entre 28°S et 32°S), l'upwelling est ici permanent, il est en effet présent tous les mois de l'année climatologique, car forcé par d'intenses vents présents sur les 4 saisons comme on peut le voir sur le diagramme Hovmöller (Fig.5) issus des données SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds). Il y a cependant un upwelling qui semble plus intense au printemps.

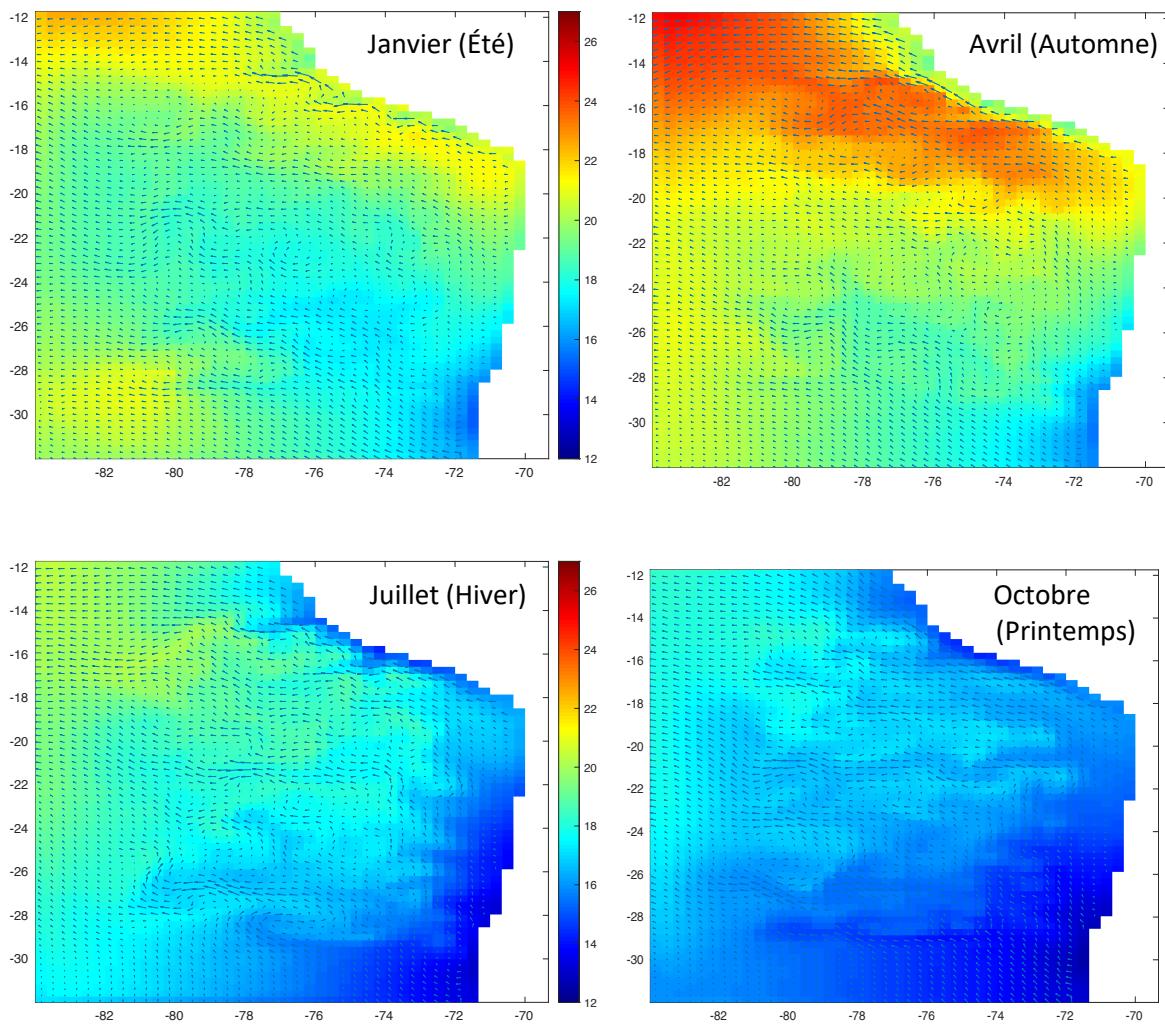


Fig.4 Évolution saisonnière de la température de surface au cours de la 10<sup>ème</sup> année de simulation

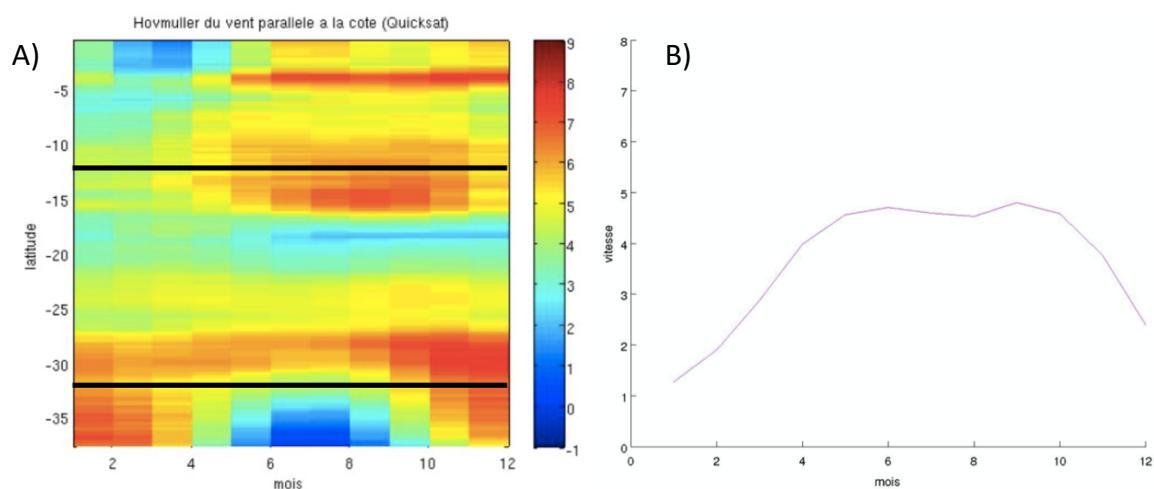


Fig.5 – A) Diagramme de type Hovmöller du vent parallèle à la côte (intensité en m/s) issu des observations SCOW (zone d'étude entre les traits noirs 12°S - 32°S). B) Cycle annuel de la vitesse verticale maximale, moyennée sur la région du Pérou central (7°S – 13°S) en m/jour simulation issu d'une simulation Contrôle SCOW. (Oerder 2011)

Comme on l'a vu précédemment, la côte centrale et nord du Chili est caractérisée par la présence de vents du Sud, parallèles à la côte sud-américaine et proches de la surface, que l'on appelle Coastal Jets (CJ). Leurs formations sont liées à la présence de l'anticyclone subtropical dans le Pacifique Sud-Est. Ces CJs sont caractérisés par un noyau de vent fort (d'environ 10m/s) avec un axe à 150km des côtes et un cycle diurne très faible (Garreau et Muñoz, 2005). Ce sont ces vents qui induisent le transport d'Ekman vers l'Ouest. On peut voir l'influence de ces vents sur l'intensité du courant de surface (Fig.6), en effet on voit qu'entre les latitudes 28°S et 32°S il y a de forts courants notamment en hiver et au printemps. Garreau et Muñoz (2005) décrivent ces courants comme étant plus fréquents durant le printemps et l'été austral, or ils semblent être relativement faible dans la simulation pendant l'été, il y a peut-être alors un décalage qui s'est produit dans la simulation.

Ces CJs sont aussi accompagnés de refroidissements de la température de surface (Garreau et Muñoz, 2005), comme on peut le voir sur la Fig.4, lors d'événements intenses de vents du Sud, les températures de surface dans la partie Sud de la zone d'étude sont faibles. Globalement il y a un gradient de température entre la zone Nord et Sud, liés à ces vents qui refroidissent toute l'année avec plus ou moins d'intensité la partie sud de la zone (Fig.4).

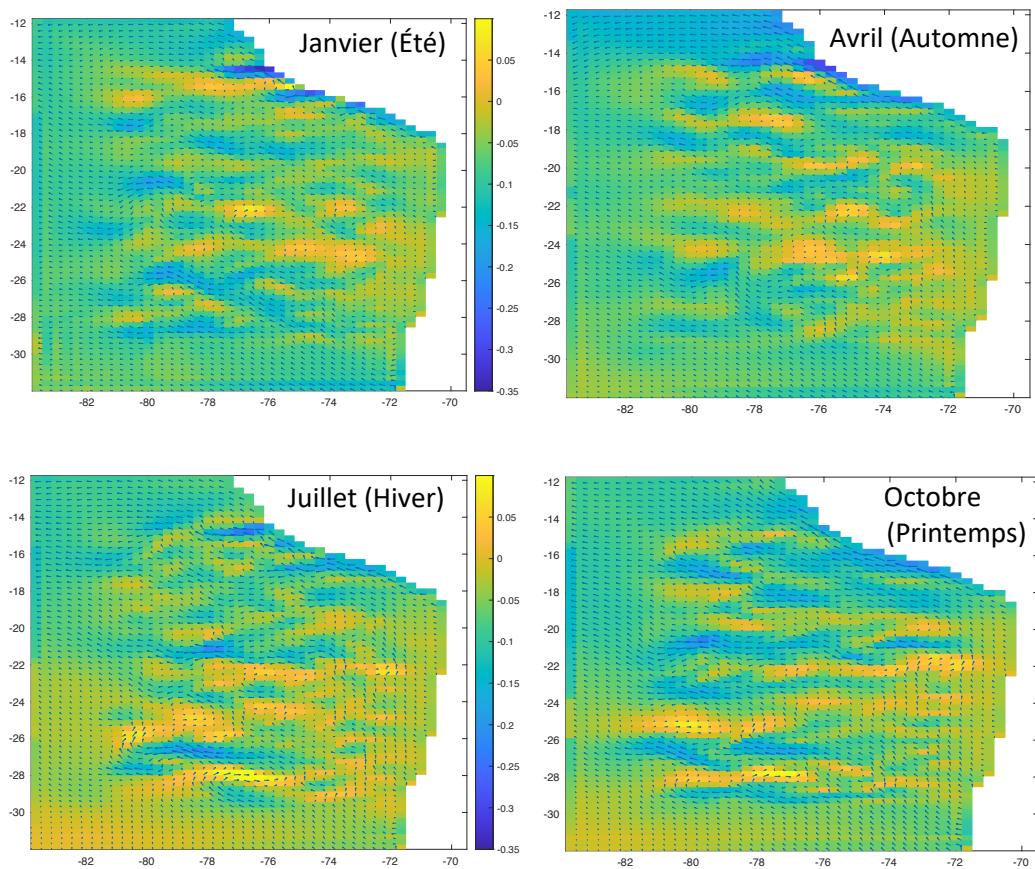


Fig.6 Évolution saisonnière de l'intensité du courant de surface au cours de la 10<sup>ème</sup> année de simulation

### Instabilité liée à la salinité

A l'aide des *croco\_diags*, on remarque qu'il y a un problème lié à la salinité dans la simulation. En effet comme on le voit sur la Fig.2, le volume moyen de salinité dans la zone d'étude ne se stabilise pas et ne cesse d'augmenter avec les années. Ce problème est lié au manque d'apports d'eau douce dans la zone d'étude, en effet seuls les apports liés à la pluie sont pris en compte dans cette étude. Le domaine étudié se trouvant près d'une côte, qui de plus est montagneuse, il y a de

nombreux fleuves présents au Nord du Chili et au Pérou qui prennent source dans la cordillère des Andes (Fig.10 Annexe), qui ne sont pas pris en compte dans cette étude. On peut donc voir sur la Fig.11 de l'annexe que la zone d'étude se salinise légèrement avec le temps (difficile à voir sur des moyennes mensuelles).

## Conclusion

La simulation faite semble modéliser correctement le phénomène d'upwelling côtier dans la région du Pérou et le Nord du Chili, les données de l'élévation de la surface et de température permettent de témoigner de la présence de ce phénomène. De plus les variations saisonnières modélisées semblent correspondre à celles décrites dans la littérature scientifique, bien que des légers décalages soient présent.

Cependant la simulation n'est pas correcte d'un point de vue de la salinité, comme expliqué dans le paragraphe précédent, dans le cadre d'une future étude qui se voudrait plus rigoureuse, il serait donc nécessaire d'ajouter les apports d'eau douce fluviaux dans *croco.in*, où l'on peut ajouter le nombre de rivières, leurs positions, axes, débits et les types et concentrations des différents traceurs advectés.

A noter que cette étude s'est déroulée dans un cadre particulier, en raison de la pandémie liée au COVID-19, la seconde moitié du travail s'est fait à distance, avec donc un accès au serveur de l'université à distance qui a eu ses limites lors de l'utilisation de MATLAB. En effet, il était impossible d'obtenir des figures en utilisant directement les *croco\_gui*, les figures présentes dans ce rapport viennent donc de scripts mis au point en collaboration entre collègues de l'UE, et qui ont été utilisés sur l'interface graphique MATLAB local. Malgré ces conditions de travail exceptionnelles, l'étude a pu se dérouler de manière correcte, grâce aux informaticiens de l'université qui nous ont permis de nous connecter au serveur de l'université et au cluster à distance, et grâce au suivi régulier de notre encadrant Mr Doglioli.

Il aurait été intéressant dans cette étude de comparer les données observées de tension du vent à celles modélisées, et de faire des coupes latitudinales pour mieux visualiser la remontée des eaux profondes dans l'upwelling notamment avec des paramètres de températures et de densité, malheureusement pour les raisons explicitées au-dessus, cela n'a pas été réalisable.

Cette zone d'étude est particulièrement intéressante dans le cadre des changements climatiques liés aux activités anthropiques, en effet les observations montrent une intensification des vents contrôlant les upwellings côtiers dans la région Pérou-Chili (Sydeman et al., 2015). Il pourrait aussi y avoir une influence continentale sur les upwellings, des changements dans la végétation terrestre liés au changement climatique pourrait affecter l'albédo, l'évaporation, et l'humidité du sol. Ces changements pourraient avoir des répercussions sur la formation des vents et donc sur les upwellings en augmentant la différence de température entre la terre et la mer (Sydeman et al., 2015). Une intensification des upwellings entraînerait probablement une expansion des OMZs, ce qui aurait des conséquences sur les écosystèmes, avec des changements pour les communautés non adaptées aux conditions hypoxiques ( $>2\text{mL d'}\text{O}_2/\text{L}$ ), et par conséquent des répercussions sociétales, car les pêcheries, industries permettant aux populations locales de se développer économiquement, seraient lourdement impactées.

Il est donc d'un intérêt majeur de pouvoir modéliser le plus précisément possible les changements à venir dans cette région du globe, et notamment de coupler le modèle avec un modèle biogéochimique pour pouvoir prédire les changements dans les concentrations d'oxygène dissous.

## Bibliographie

Bakun, A. et Nelson, C. S. The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 1991. 21:1815–1834.

Batteen, M., Hu, C., Bacon, J., et Nelson, C. A numerical study of the effects of wind forcing on the Chile Current System. *Journal of Oceanography*, 1995. 51(5):585–614.

Brink, K. The near-surface dynamics of coastal upwelling. *Progress in oceanography*, 1983. 12 (3):223–257.

Chavez, F. P.; Bertrand, A.; Guevara-Carrasco, R.; Soler, P.; Csirke, J. The Northern Humboldt Current System: Brief History, Present Status and a View towards the Future. *Prog. Oceanogr.* 2008, 79 (2–4), 95–105.

Garreaud, RenéD.; Muñoz, R. C. The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America: Structure and Variability. *Mon. Weather Rev.* 2005, 133 (8), 2246–2261.

Gunther, E. A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current. 1936.

Lukas, R., The termination of the equatorial undercurrent in the eastern Pacific, *Prog. Oceanogy*, 1986, 16, 63–90.

Oerder, V. Upwelling du Pérou : Projections du changement climatique pour la circulation océanique. 2011. 64.

Pickard, G. et Emery, W. *Descriptive Physical Oceanography : An Introduction*. 1990.

Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant, and S. Salinas Coastal ocean circulation off western South America, in *The Sea*, 1998. Vol. 11, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 273–314, John Wiley, Hoboken, N. J.

## Annexe

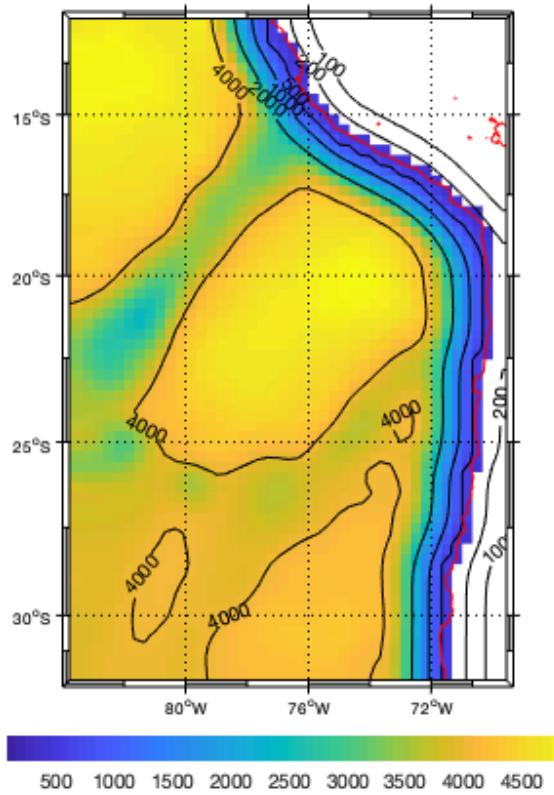


Fig.7 et Fig de couverture : Bathymétrie de la zone d'étude (en m).

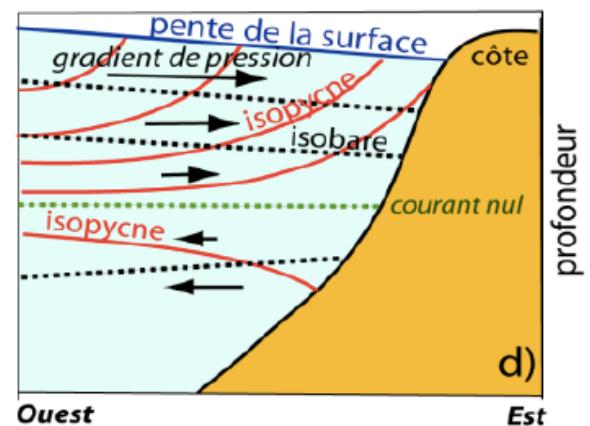
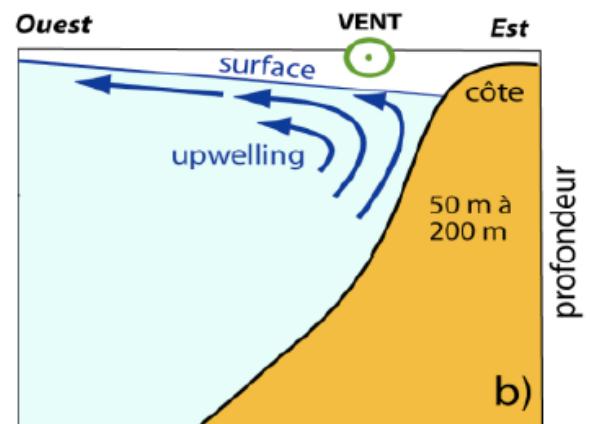


Fig.8 : Formation d'une pente de surface induit par un transport d'Ekman vers l'Ouest et vents du Sud dans l'hémisphère Sud. (A. Petrenko)

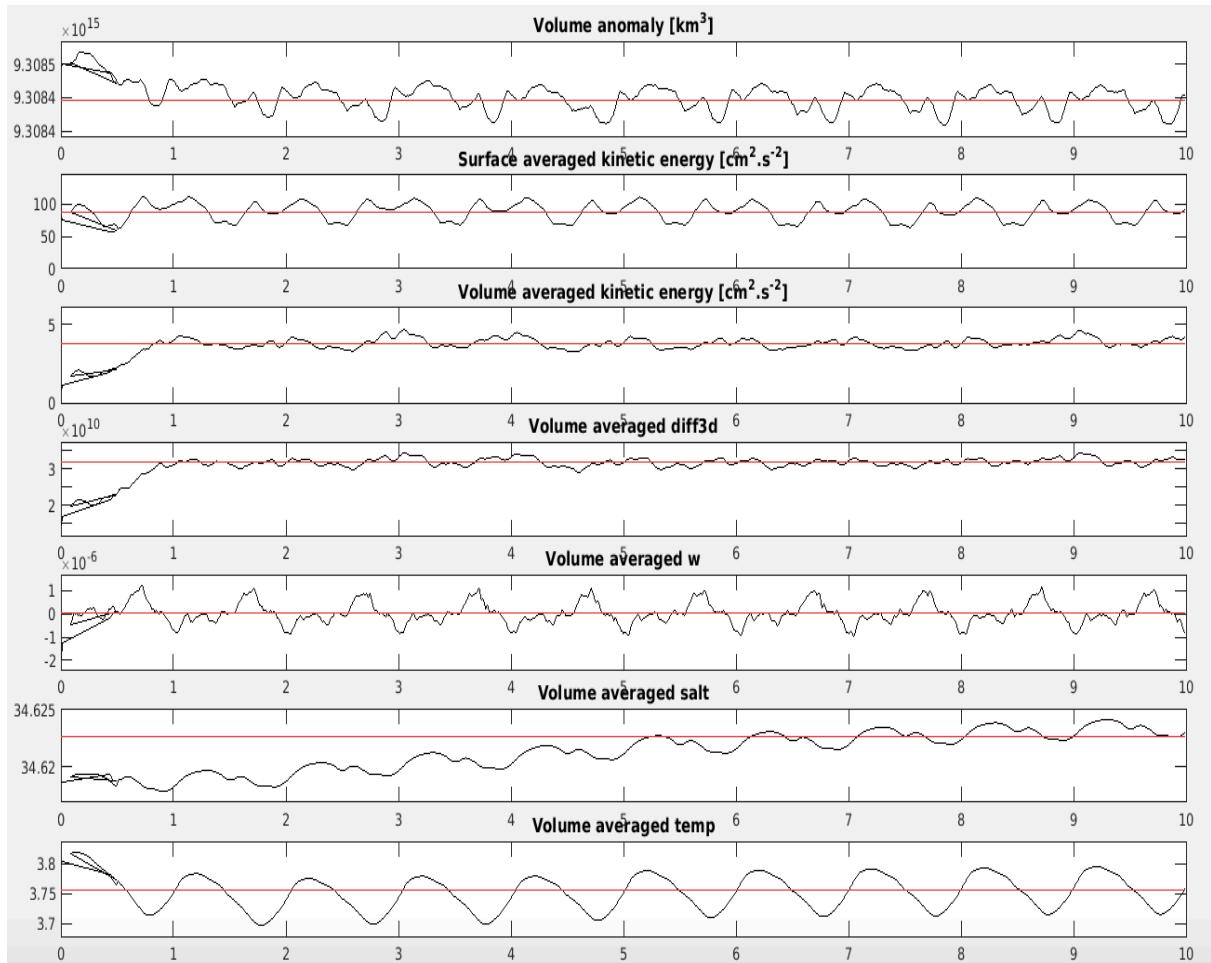


Fig.9 : Évolution temporelle (en année) des paramètres diagnostiqués. La ligne horizontale correspond à la valeur moyenne.



Fig.10 : Carte fluviale du Pérou ([www.mapoftheworld.com](http://www.mapoftheworld.com))

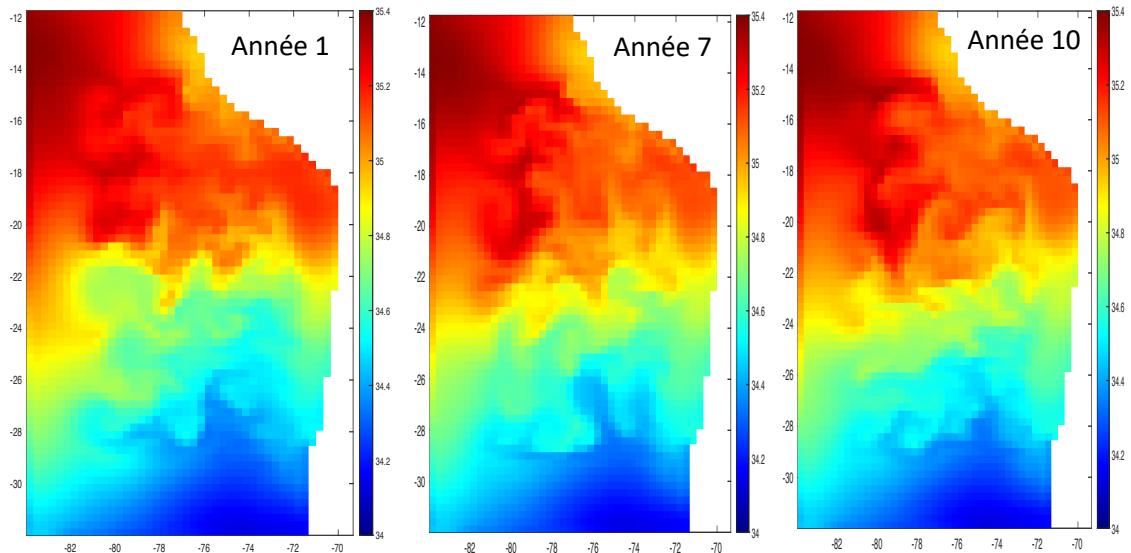


Fig.11 : Evolution de la salinité mois de décembre année au cours de la simulation

Fig.12 : script MATLAB pour le paramètre zeta.

```
1  %% AL 04/2020 %%
2  %% plot zeta %%
3
4  clear all; close all;
5
6  hisfile="croco_avg_Y10M10.nc";
7
8  lat_rho=ncread(hisfile,'lat_rho');
9  lon_rho=ncread(hisfile,'lon_rho');
10 lat_u=ncread(hisfile,'lat_u');
11 lon_u=ncread(hisfile,'lon_u');
12 lat_v=ncread(hisfile,'lat_v');
13 lon_v=ncread(hisfile,'lon_v');
14 u=ncread(hisfile,'u');
15
16 zeta=ncread(hisfile,'zeta');
17 u(u==0)=NaN;
18 v=ncread(hisfile,'v');
19 usurf1=squeeze(u(:,:,:32,1));
20 vsurf1=squeeze(v(:,:,:32,1));
21
22 zeta(zeta==0)=NaN;
23 zeta1=squeeze(zeta(:,:,:1));
24
25
26 % plot zeta
27 figure;
28 pcolor(lon_rho,lat_rho,zeta1);
29 colormap(jet(120));
30 caxis([-0.15 0.15]);
31 shading flat;
32
33 hold on;
34
35 % plot vecteurs courants
36 sizeu=size(usurf1);
37 sizev=size(vsurf1);
38 nx=sizeu(1);
39 ny=sizev(2);
40 quiver(lon_u(:,:,1:ny),lat_u(:,:,1:ny),usurf1(:,:,1:ny),vsurf1(1:nx,:));
```