

Modélisation 3D de l'upwelling du système de courant du Pérou

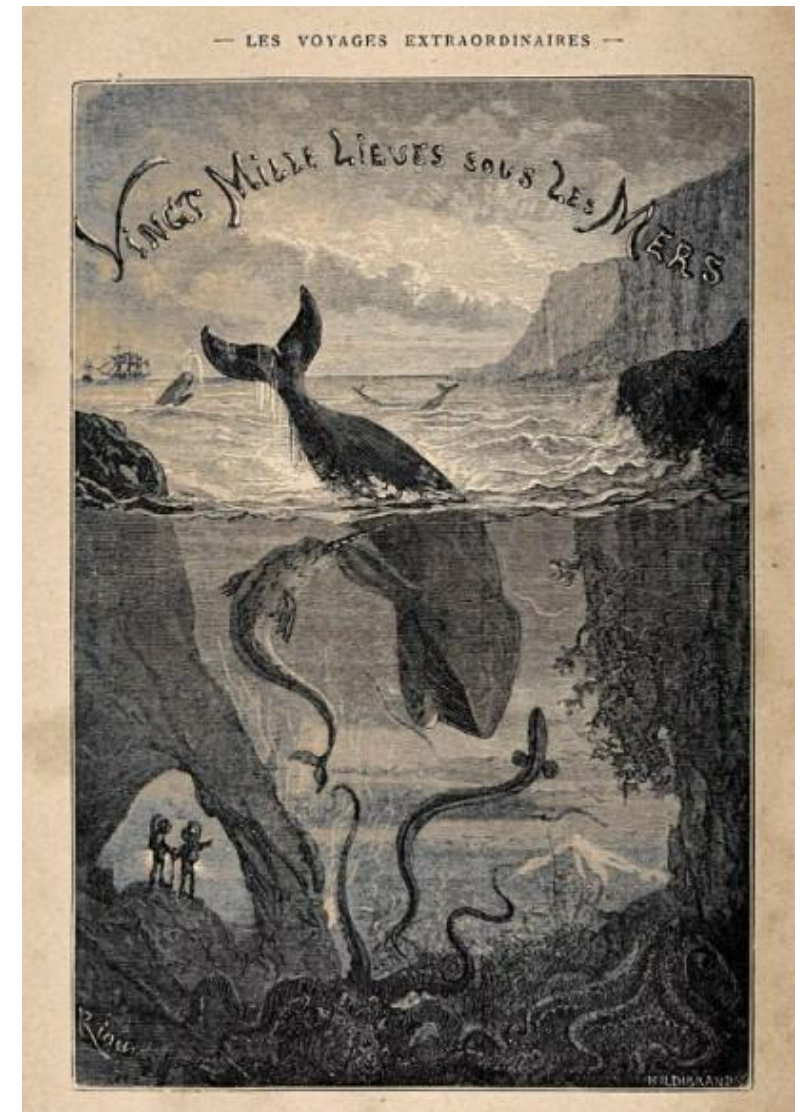
Thevenon Pablo
4 mai 2026

Année universitaire 2025/2026
Université Aix-Marseille
Master Mer OSU Pythéas
Unité D'enseignement : OPB205

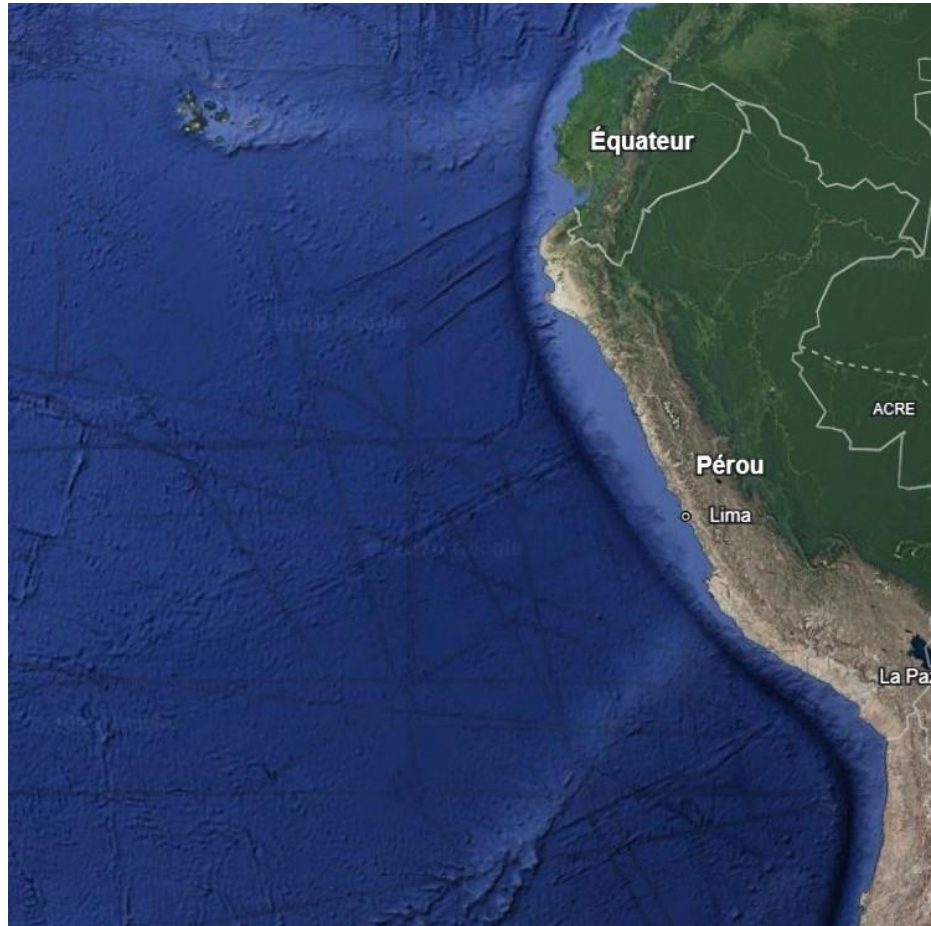
Préambule :

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

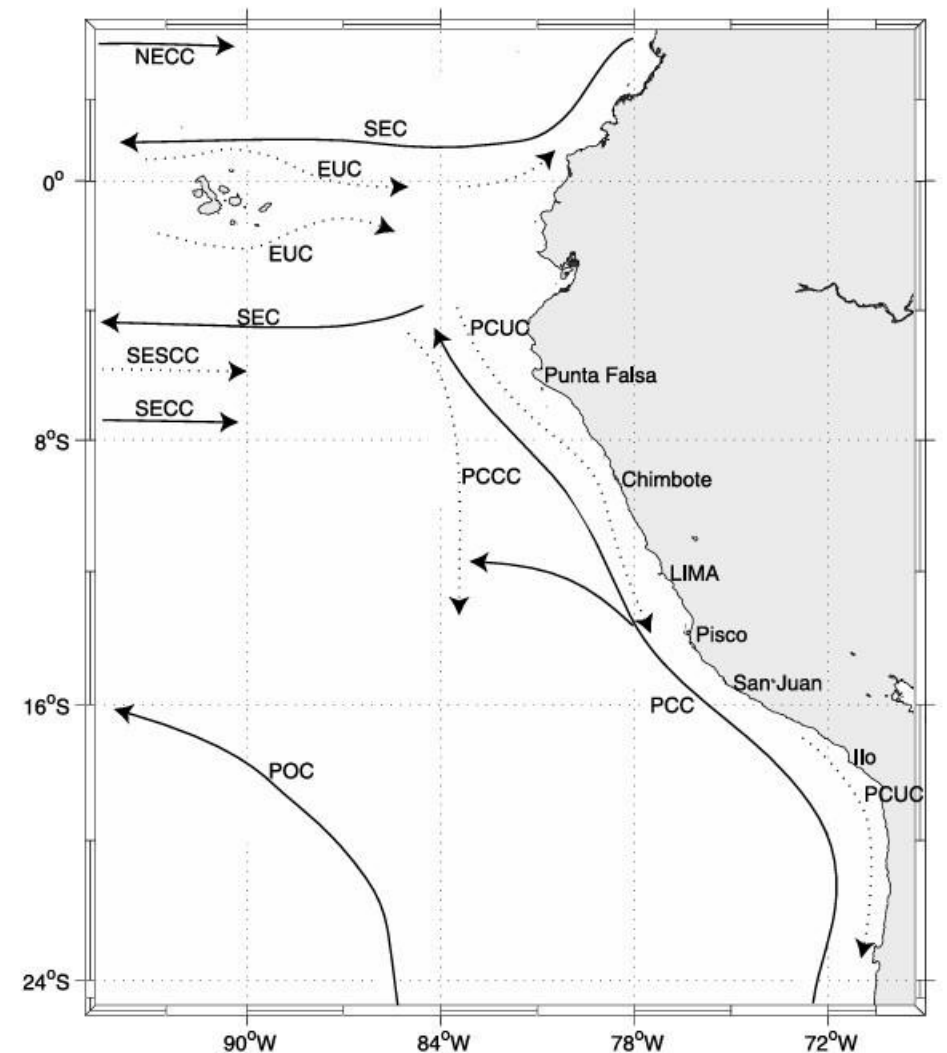
Jules Verne, *Vingt mille lieues sous les mers*.



Introduction :



Capture d'écran google earth 03/05/2026



Circulation régionale du Système du Courant de Humboldt, selon Penven et al. (2005)

Matériels et Méthodes :

Le modèle CROCO:

Modèle océanique basé sur la résolution numérique d'équations de conservation sous diverses hypothèses.



CROCO



Coastal and Regional Ocean COmmunity model

Les équations de conservation :

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

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

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

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

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

L'équation d'état de l'eau de mer selon TEOS-10 :

TEOS-10

Thermodynamic Equation Of Seawater - 2010

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

Thermodynamic Equation of SeaWater 2010 (TEOS-10)

Les hypothèses :

L'approximation hydrostatique

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

L'approximation de Boussinesq

$$\rho_0 \gg \rho'$$

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

L'approximation de plan- β :

$$f(\phi) = f(\phi_0) + \beta_0 y$$

Fermeture newtonienne:

$$\begin{aligned} & + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

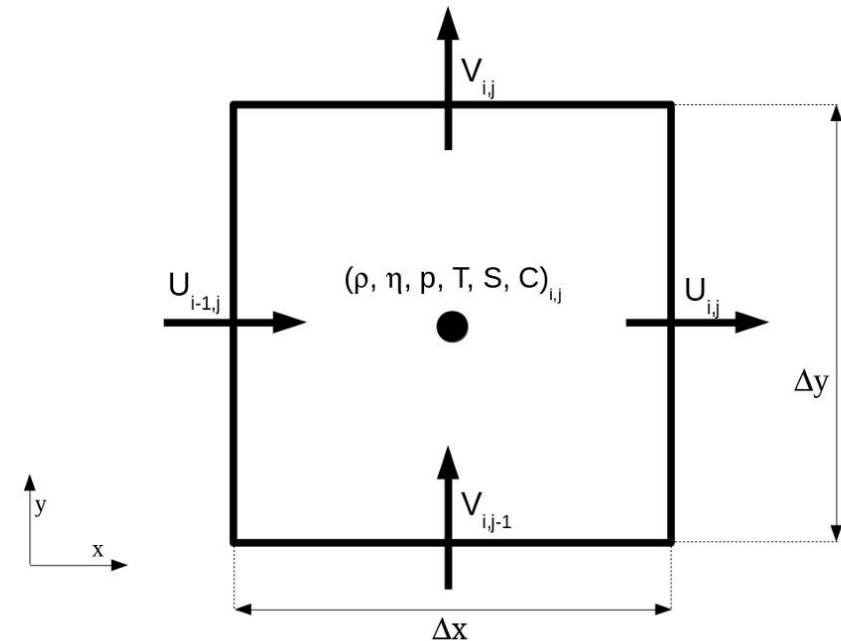
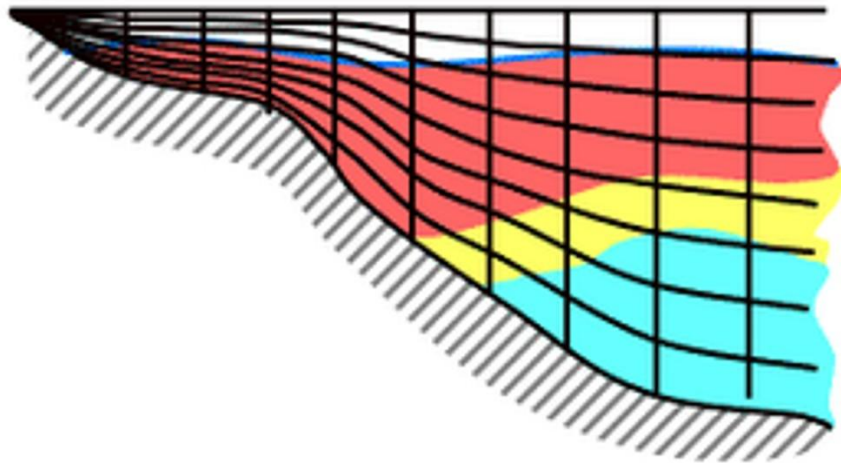
Caractéristiques de la grille de discrétisation:

Coordonnées sigma sur la verticale en 32 niveaux.

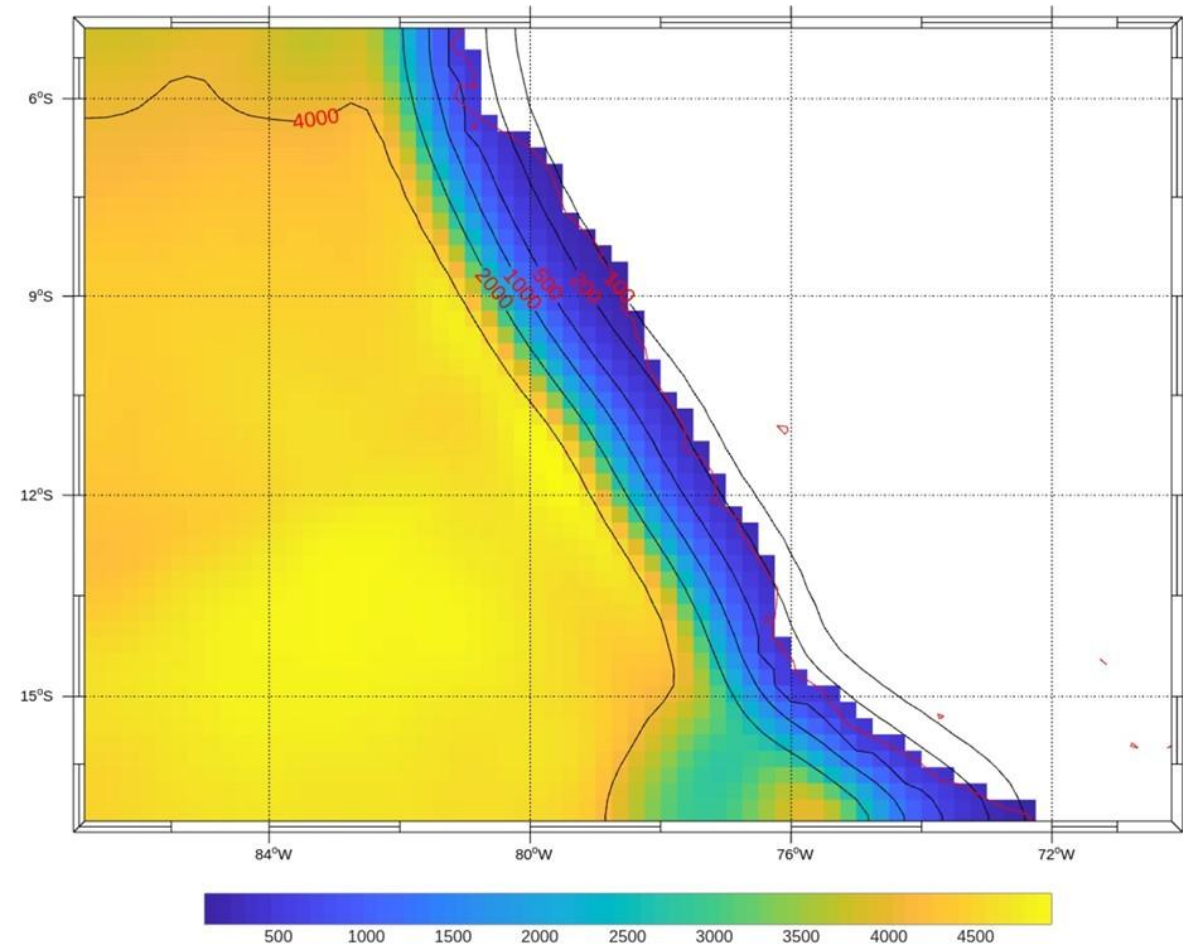
Grille décalée dite d'Arakawa-C.

Séparation de la résolution en fonction du **mode des ondes**.

b) sigma coordinate



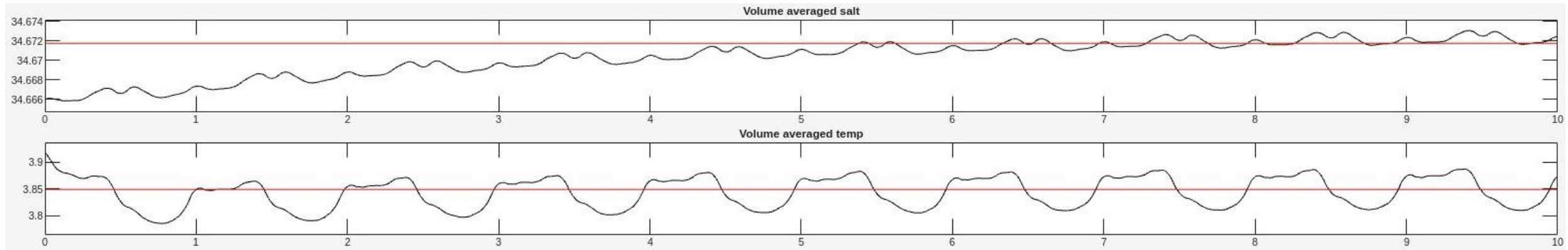
Implémentation régionale :



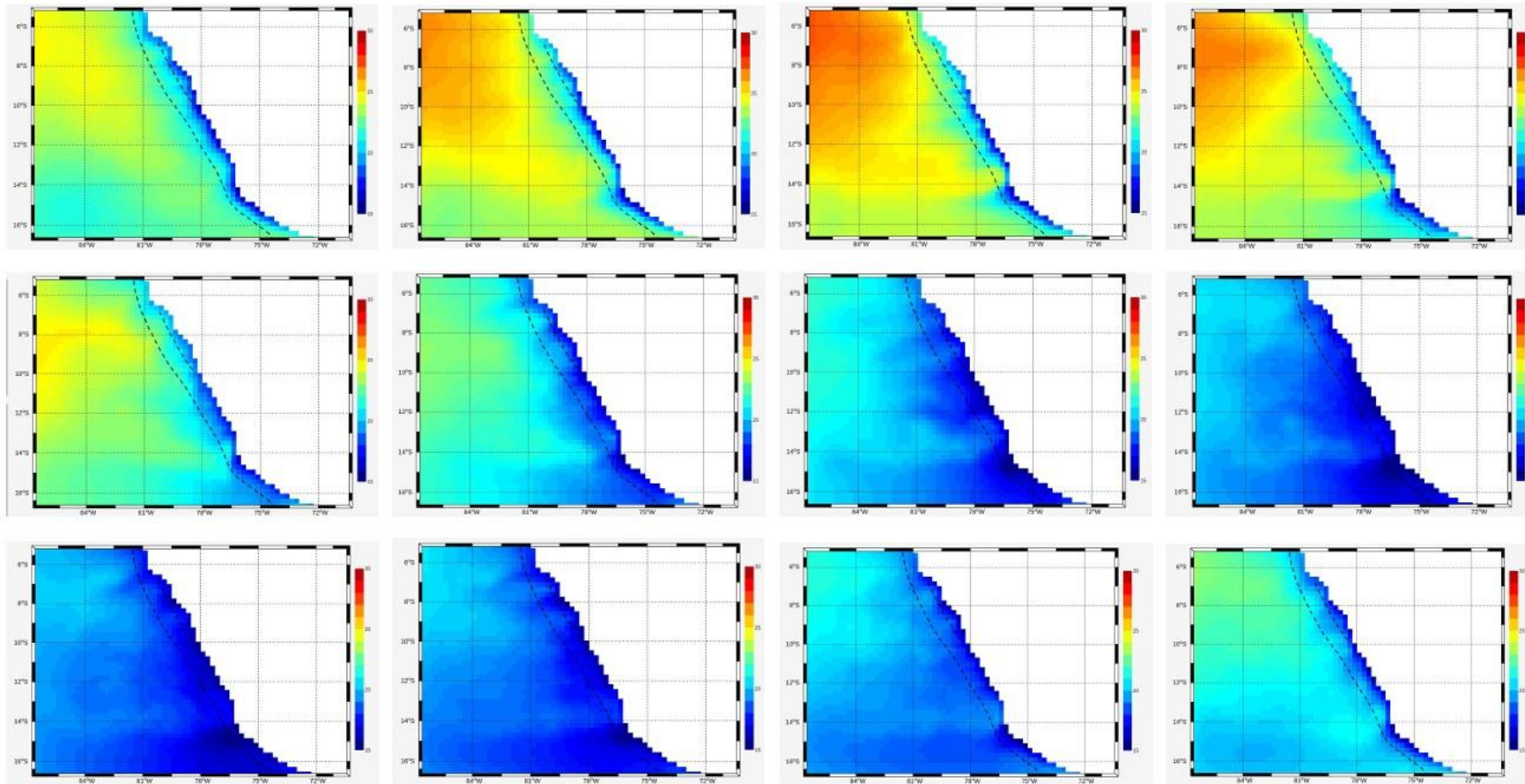
Paramètre	Valeur
Longitude min / max	−87W / −70W
Latitude min / max	−17S / −5S
Résolution horizontale	1/4 (~27 km)
LLm × MMm	67 × 49 points
Niveaux verticaux (N)	32 niveaux sigma
Profondeur maximale	4933 m
DTE	36 s
DTI	2160 s
NDTFAST	60
NTIMES	1200
Durée simulée	10 ans
Bathymétrie	Smith & Sandwell (1994)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

Résultats et discussion:

Analyses des variables diagnostiques :



Température moyenne de surface :



Transect Sel :

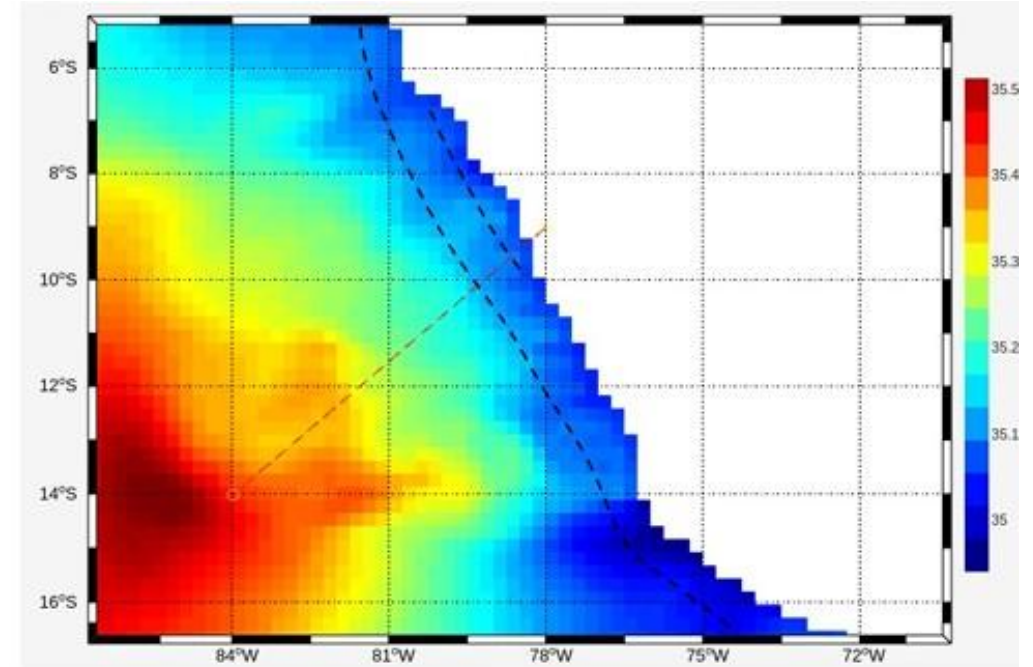
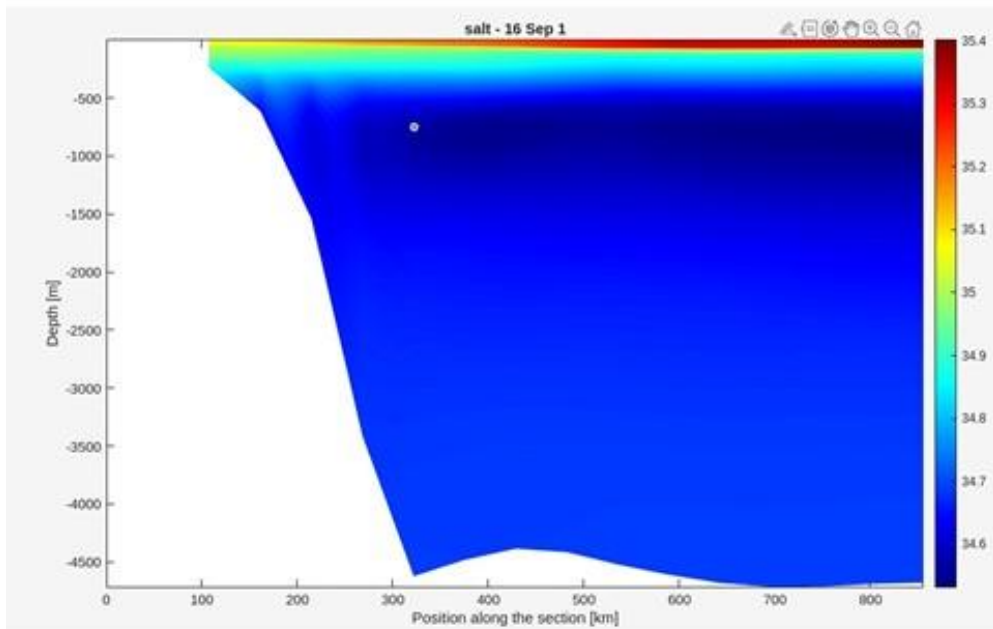
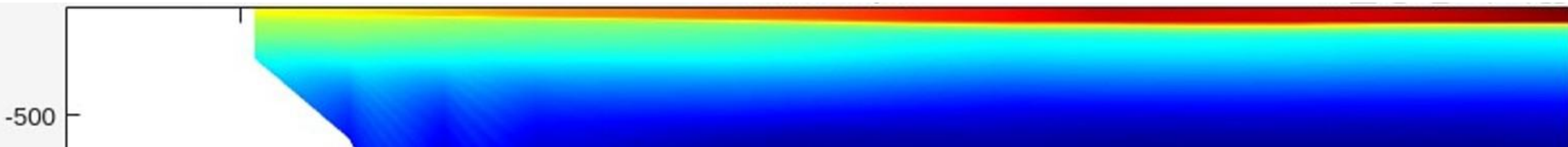


FIGURE 7 – Transect perpendiculaire à la côte entre 9°S et 14°S variable : Sel



Transect Chaleur :

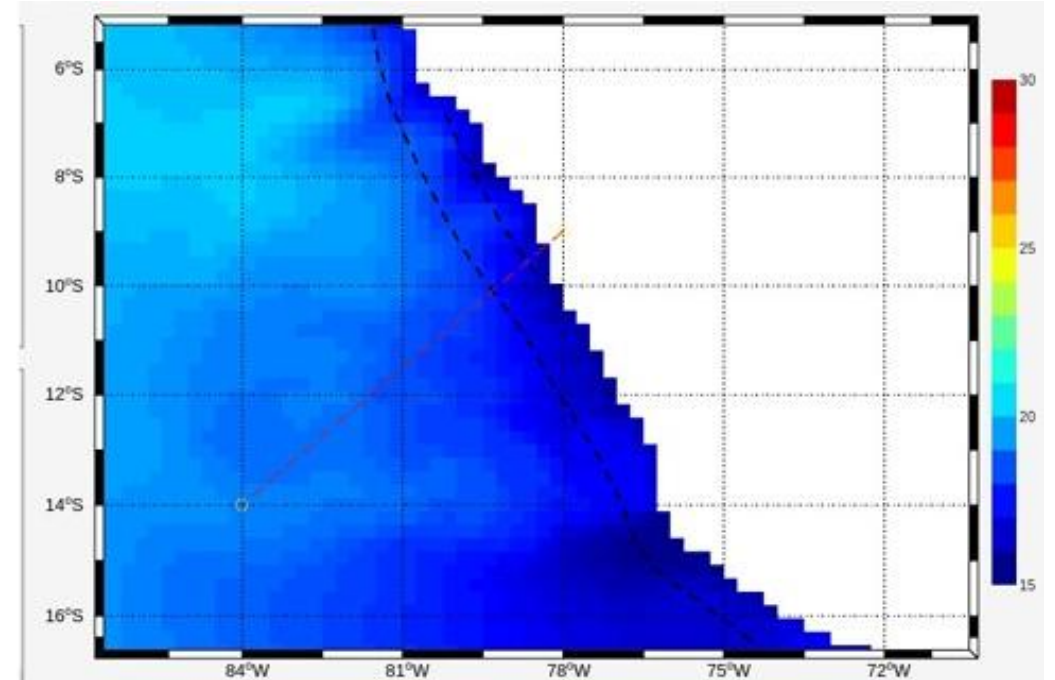
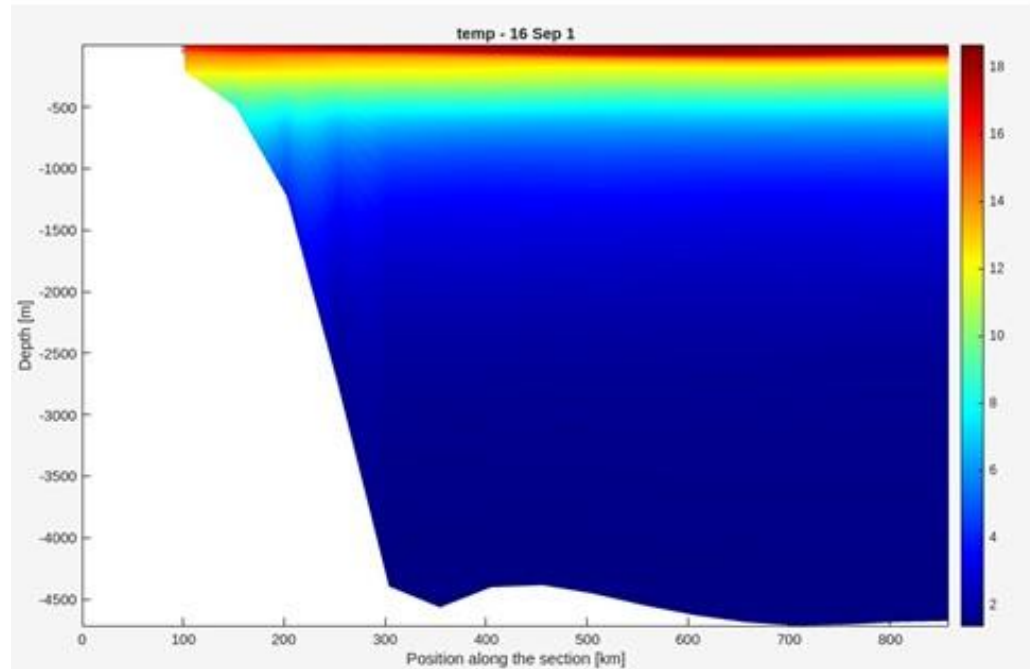
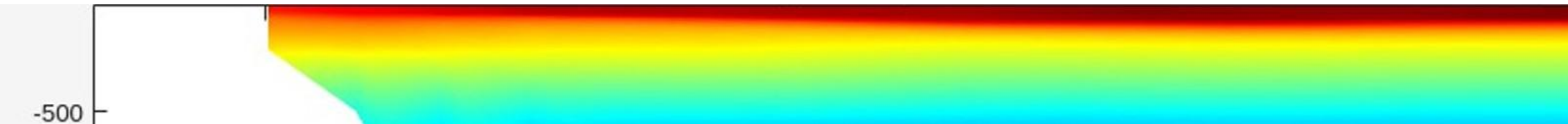


FIGURE 8 – Transect perpendiculaire à la côte entre 9°S et 14°S variable : Chaleur



Conclusion et ouverture :

Cette modélisation du système de courant du Pérou nous a permis d'observer une mise en place saisonnière de upwelling du Pérou. Nous avons pu l'observer au travers de : la température moyenne de surface et des transects de température et de salinité.

Pour aller plus loin, diverses pistes sont envisageables.

Une résolution à plus haute échelle qui permettrait d'observer l'ensemble de la dynamique de mésoéchelle comme les **ondes de Rosby**.

Intégration de variabilité interannuelle due à **ENSO**.

Mode des ondes barocline et barotrope :

Barotrope : les surfaces d'égal pression se confondent avec celles d'égal densité. C'est le cas des ondes de gravité se propageant à la surface.

$$c = \sqrt{gH} \approx 220 \text{ m/s}$$

Avec $H = 4933 \text{ m}$ et $g = 10 \text{ m.s}^{-2}$.

$$c = \sqrt{g'H} \approx 2 \text{ m/s}$$

Barocline : les surfaces d'égal pression croisent les surfaces d'égal densité. C'est le cas des ondes de gravité interne se propageant à l'interface entre 2 masses d'eau.

$$g' = g \cdot \frac{\Delta\rho}{\rho_0} \approx 10^{-3} \text{ m.s}^{-2}$$

Rayon de déformation des ondes de Rosby :

Les ondes de Rosby sont des ondes de gravité interne dont le rayon de déformation dépend du paramètre de Coriolis et donc de la latitude.

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

Ainsi la déformation dans le sud du domaine 17°S est d'environ 47 km ce qui est relativement petit devant la maille de la grille 27km.

ENSO (El Niño-Oscillation Australe)

C'est un phénomène avec une périodicité irrégulière de 2 à 7 ans. On l'observe en comparant les pressions atmosphériques entre l'île de Tahiti et l'île de Darwin.

Il y a deux composantes :

- El niño, un réchauffement du pacifique Est et fortes pressions à l'ouest.
- La niña, refroidissement du pacifique Est renforcement des alizées et de l'upwelling du Pérou.