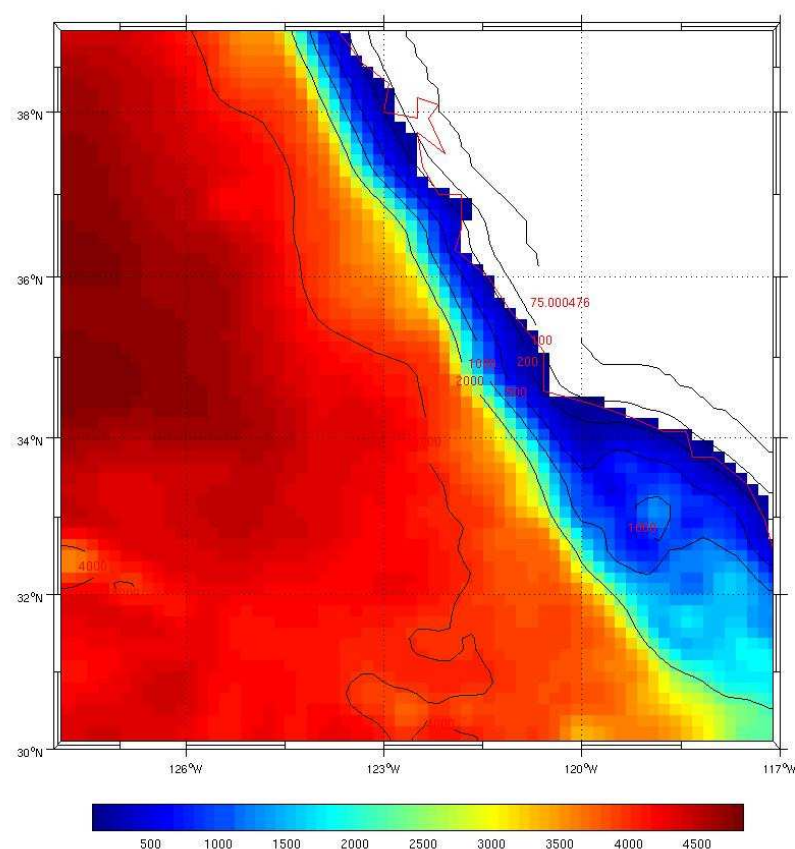


# Modélisation du courant de Californie



Magali SUPPLIEN<sup>1</sup>

---

<sup>1</sup> Master 1 OPCB option physique

# Sommaire

<b>Introduction.....</b>	<b>3</b>
<b>Matériel et méthodes.....</b>	<b>3</b>
<b>Résultats et discussion.....</b>	<b>7</b>
<b>Conclusion.....</b>	<b>13</b>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>14</b>

# 1. Introduction

ROMS (Regional Oceanographic Modeling System) est un modèle permettant de modéliser une région précise de l'océan. Les équations primitives sont résolues en utilisant un schéma dit du time-splitting couplant les modes batrope (rapide) et barocline (lent). Les méthodes de calcul seront détaillées par la suite. Notre étude portera sur le courant de Californie.

L'objectif de notre étude est d'observer les variations interannuelles du courant de Californie en résolvant les équations primitives. Le courant de Californie est situé au nord-est de l'océan Pacifique faisant parti du gyre nord de cet océan. Il longe les côtes de l'état de Californie (Etats-Unis), et se couple parfois avec des phénomènes d'upwelling ; ce qui enrichit les eaux en biomasse.

Nous détaillerons notre démarche dans l'implantation du modèle, les résultats obtenus. Par la suite nous comparerons nos résultats avec ceux obtenus par DiLorenzo (2003).

## 2. Matériel et méthodes

### 2.1. Equations primitives

Les équations résolues lors de l'implantation d'un modèle sont les équations de Navier-Stokes (ou équations du mouvement) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}$$
$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}$$

Avec  $u$ ,  $v$  et  $w$  les composantes horizontales et verticales de la vitesse, composantes moyennées. Obtenues après l'hypothèse d'un écoulement moyen introduite par Reynolds.

$u'$ ,  $v'$  et  $w'$  sont les composantes turbulentes de la vitesse.

$f$  est le paramètre de Coriolis, dans notre cas nous ferons une approximation de plan  $f$  où  $f=f_0$ .

$P$  est la pression et  $\rho_0$  est la masse volumique de référence de l'eau de mer d'après l'hypothèse de Boussinesq.

Les trois derniers termes des équations sont donc les termes associés à la turbulence de l'écoulement, ils seront réécrits pour introduire des coefficients de viscosité turbulente (d'après la théorie de la fermeture Newtonienne). Ainsi ces termes peuvent être écrits en terme de vitesse moyenne, ce qui nous donne :

$$\overline{u'u'} = -Ax \frac{\partial u}{\partial x} \quad ; \quad \overline{u'v'} = -Ay \frac{\partial u}{\partial x} \quad ; \quad \overline{u'w'} = -Az \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\overline{v'v'} = -Ay \frac{\partial v}{\partial y} \quad ; \quad \overline{v'u'} = -Ax \frac{\partial v}{\partial x} \quad ; \quad \overline{v'w'} = -Az \frac{\partial v}{\partial z}$$

Par la suite de notre étude, les coefficients  $A_x$  et  $A_y$  seront notés  $A_h$  comme coefficient de viscosité horizontale turbulente.

## 2.2. Grille de calcul

Le modèle ROMS utilise la méthode du time splitting pour faire tourner le modèle. Cette méthode consiste à séparer le calcul en deux parties : mode interne et externe. ROMS utilise un pré-compilateur en langage C pour activer les diverses options physiques et numériques. De plus, le modèle contient des logiciels pour permettre l'analyse, le tracer et la visualisation des données obtenues lors de la simulation. Le logiciel NetCDF (Network Common Data Form) permet la mise en relation des différentes données.

La discrétisation horizontale se fait grâce à la grille C d'Arakawa qui se comporte mieux aux résolutions spatiales et optimise mieux la conservation de la masse.

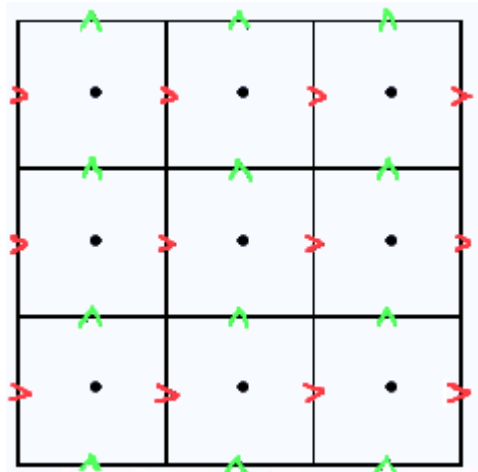


Figure 1 Grille C d'Arakawa, points (.),  $u$  et  $v$  séparés ( $u \rightarrow$  et  $v \updownarrow$ )

## 2.3. Condition de stabilité

La stabilité d'un schéma numérique est vérifiée lorsqu'une erreur introduite ne s'amplifie pas avec les calculs. Lors de la résolution des équations, la convergence permettra de se rapprocher de la valeur analytique, c'est également une propriété d'un schéma numérique.

Il existe des méthodes pour améliorer la stabilité du modèle comme par la méthode du *Leapfrog* (saute-mouton ou Dufort et Frankel) ou bien le filtrage numérique (filtre d'Asselin) utilisées par ROMS. Les erreurs augmentent sur la verticale à cause de la répartition du gradient de pression sur sigma. Sur l'horizontale, les erreurs sont réduites grâce à l'utilisation de la grille C d'Arakawa.

## 2.4. Critère CFL

$$\text{Calcul de } \Delta t_E \leq \frac{1}{\sqrt{gh}} \left[ \frac{1}{dx^2} + \frac{1}{dy^2} \right]^{-1/2}$$

On peut faire une estimation avec la possibilité de rentrer dans le modèle les valeurs du critère CFL pour pouvoir anticiper un éventuel problème d'aliasing et de stabilité lorsque le pas de temps est trop grand. En revanche, si le pas de temps est trop petit la simulation risque d'être beaucoup plus lente.

Or  $\Delta t_E * \text{NDTFAST} = \Delta t_i$

La simulation se fait sur 1 mois donc combien y-a-t'il de secondes en 1 mois =  $(30 * 86400) / \Delta t_i$

Pour la simulation interannuelle, on fixera dans *roms\_inter.in* les valeurs suivantes :

NTIMES = 2160 (nombre d'itération pour 1 mois)

NDTFAST = 60

$\Delta t_i = 1200$

Tous les 3 jours, un historique est enregistré et les données moyennées sont enregistrées selon  $\frac{\text{NTIMES}}{10}$ .

## 2.5. Implantation du modèle

L'implantation du modèle se fait en plusieurs étapes qu'il faut respecter. Etablir la grille de la zone à simuler en éditant le fichier *make\_grid.m*

*romstools\_param* : fichier contenant les paramètres pour le traitement de la simulation de ROMS utilisé par ROMSTOOLS. Ce fichier est utilisé par un ensemble d'autres fichiers comme *make\_grid.m*, *make\_forcing.m* par exemple.

Après avoir lancé *ad\_fingeocoord.m* et *make\_grid.m* sélectionnant notre zone d'étude, on choisit l'option *edit\_mask* pour délimiter les zones avec de la mer ou de la terre.

Lancement du fichier *make\_forcing.m* qui fait des interpolations des données de surface donnant les conditions de surface pour ROMS. Puis, lancement du fichier *make\_clim.m* qui établit la climatologie de la zone d'étude, ici le courant de Californie, en interpolant les valeurs de température et salinité qui donnent des conditions initiales et aux frontières pour ROMS ; ceux sont des fichiers NetCDF).

Le fichier *param.h* détermine la dimension de la grille, ici : LLm=73 ; MMm=69 ; N=32.

La résolution vaut LLm\*MMm\*N, ici on obtient  $73 * 69 * 32 = 161114$  donc de l'ordre de  $10^5$ .

Les différents fichiers *cpp* orientent les fichiers nommés dans le code et sélectionnent les parties du code correspondant aux directives. Les options sont activées dans les fichiers *cppdefs.h* par exemple.

Enfin on édite le fichier `roms.in` pour vérifier le pas de temps interne et externe des calculs, puis on lance le modèle pour une simulation de 1 mois avec la commande `./roms roms.in` dans le terminal. Les résultats pourront être visualisés avec `roms_gui.m`.

Pour continuer, on commence à faire la simulation pluriannuelle en éditant le fichier `roms_inter.in` pour vérifier les pas de temps interne et externe comme vu pour la simulation mensuelle. La durée de la simulation et la fréquence de sauvegarde sont fixées dans ce fichier. Le lancement de la simulation est effectué avec la commande `/qsub_roms_inter.sh` dans le terminal connecté au cluster (machine de calcul).

### 3. Résultats

#### 3.1. Diagnostics du modèle

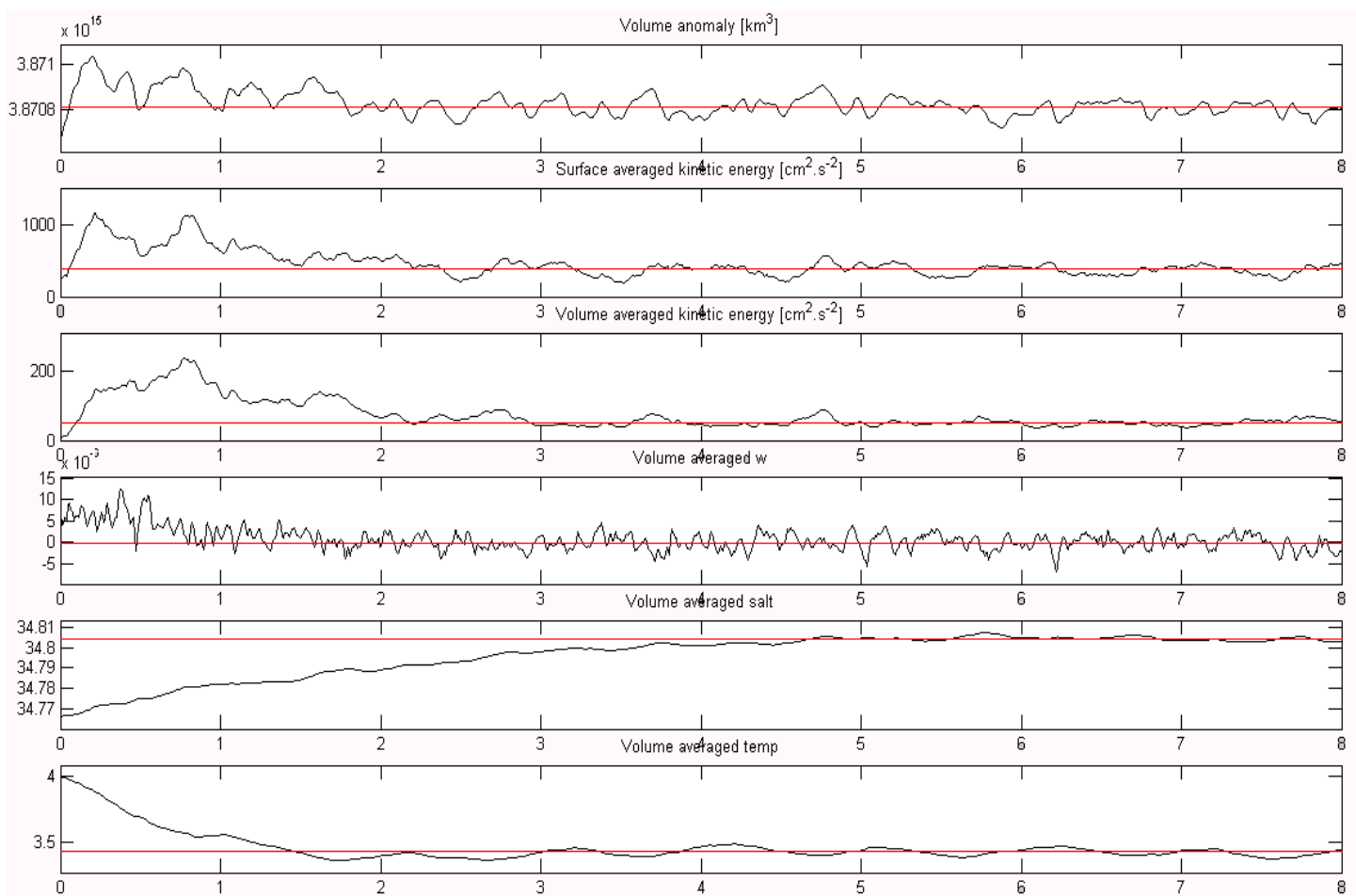


Figure 2 : Variables de diagnostic moyennées sur plusieurs années.

D'après la figure 2, la stabilisation du modèle peut être observée. En effet, pour tous les paramètres diagnostiqués on remarque un amortissement de la courbe vers une valeur moyenne. Par contre, chaque paramètre n'a pas la même durée d'amortissement. En ce qui concerne, l'anomalie de surface la stabilisation du modèle est effective au bout de la 2<sup>e</sup> année. Par contre la stabilisation de la salinité est acquise au bout de la 5<sup>e</sup> année. Les

courbes ont convergé vers une valeur moyenne au bout de la 5<sup>e</sup> année, de ce fait les graphiques étudiés pour notre modèle seront pris après la 5<sup>e</sup> année.

### 3.2. Evolution saisonnière du courant de Californie

#### Température

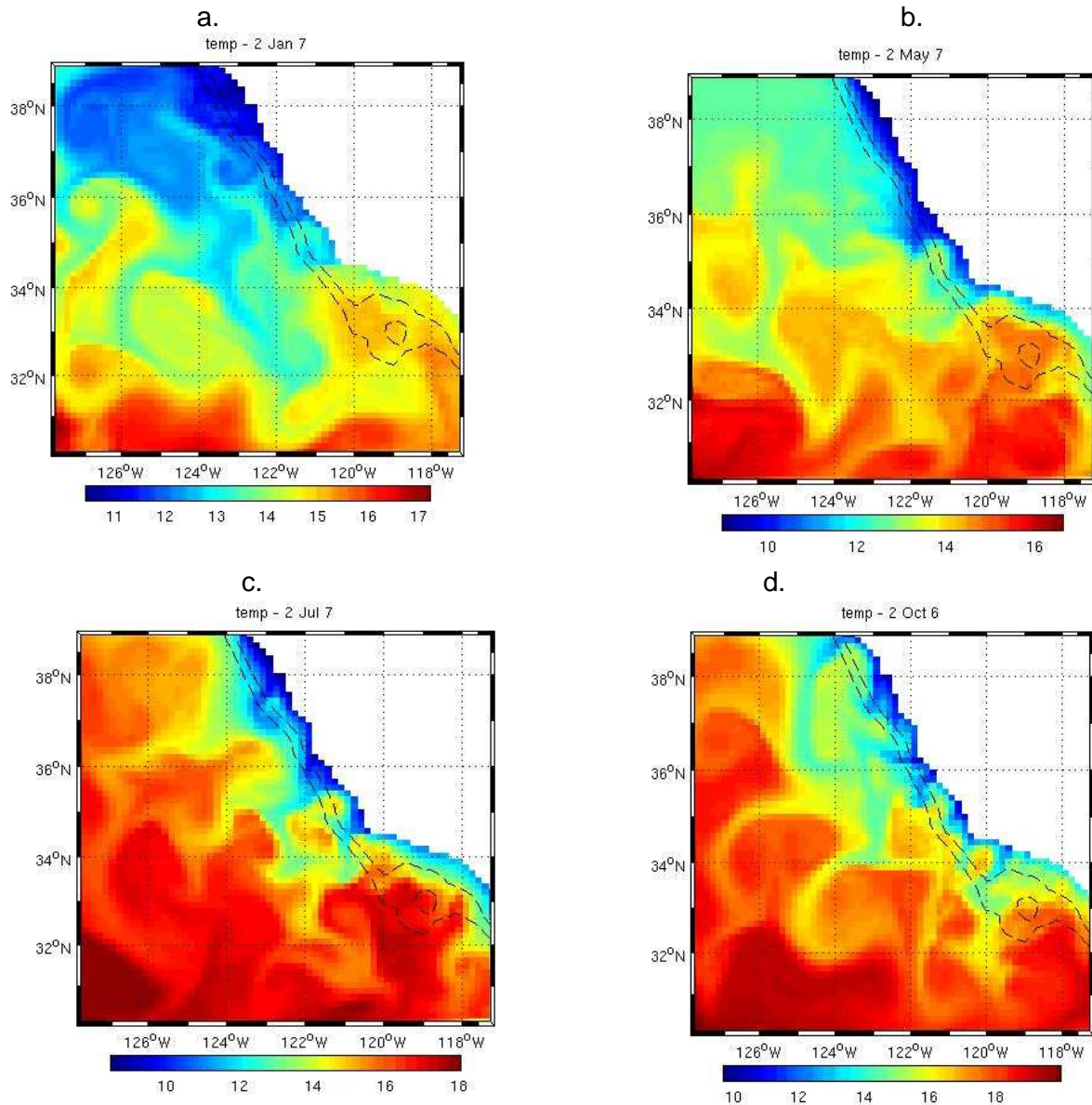


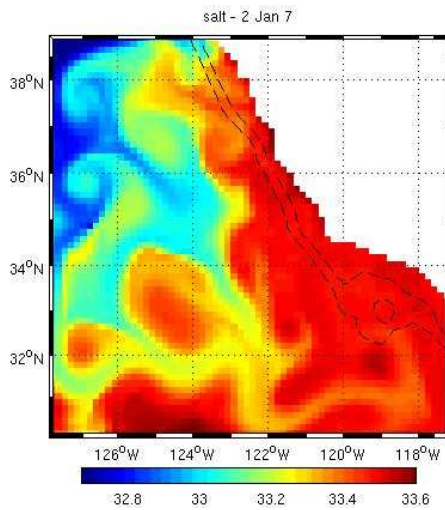
Figure 3 : Représentation de la température de surface dans la zone étudiée selon les années. a : Hiver (2 Janvier), b : Printemps (2 Mai), c :Été (2 Juillet), d :Automne (2 Octobre).

D'après la figure 3, la température de surface le long de la côte est située entre 10 et 12°C. Alors qu'au large on enregistre des températures proches de 14 voire 18°C. Cette différence de température est peut être due aux eaux froides du nord qui vont vers le sud ou bien des masses d'eau froide qui remontent : phénomène d'upwelling. On peut également observer l'établissement d'un système de tourbillons. Au printemps et en été les masses d'eau se mélangent, les eaux froides sont concentrées à la côte. En automne, le système est établi.

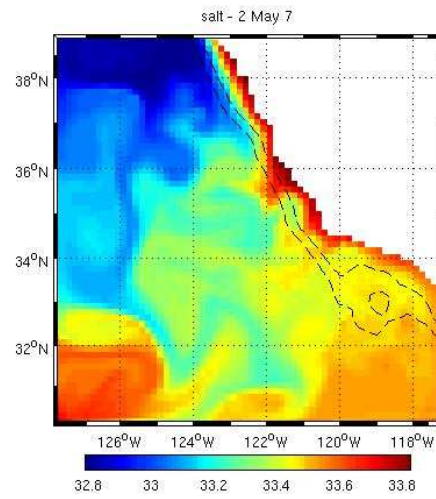


## Salinité

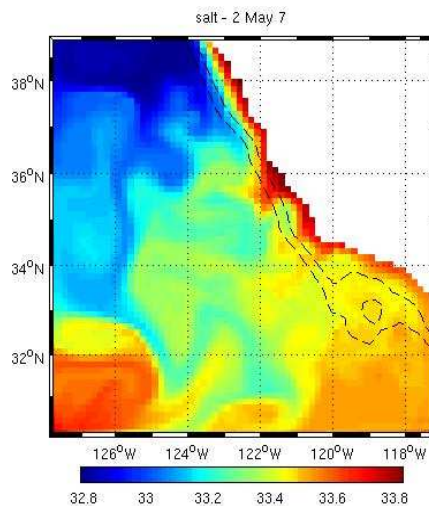
a.



b.



c.



d.

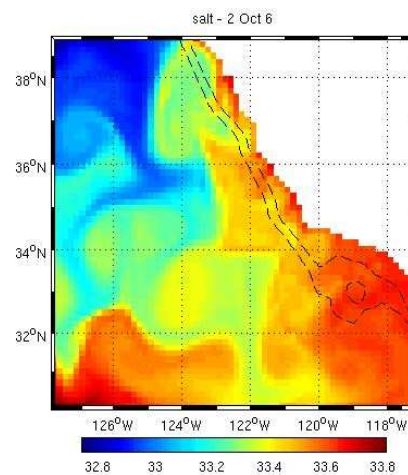


Figure 4 : Evolution de la salinité selon les saisons où a : Hiver (2 janvier), b : Printemps (2 mai), c : Été (2 juillet), d : Automne (2 octobre).

L'évolution de la salinité est assez remarquable, d'après la figure 4. En hiver, près de la côte la salinité atteint 33.6 à 34°N alors qu'en été à la même latitude elle est plus proche de 33.4. Au nord de notre domaine vers 38°N la salinité est de l'ordre de 33 voire moins en été. De plus, la figure 4 nous permet de visualiser le mélange des eaux de surface : en hiver on remarque deux zones de salinité bien distinctes entre le nord et le sud alors qu'au printemps et en été cette zone d'interface n'est plus, il y a eu une homogénéisation de la salinité. Ce phénomène est dû à l'établissement du système de tourbillons le long du courant de Californie.

d) Autom



## Vitesse

Comparaison des vitesses sur en surface entre l'hiver et l'été.

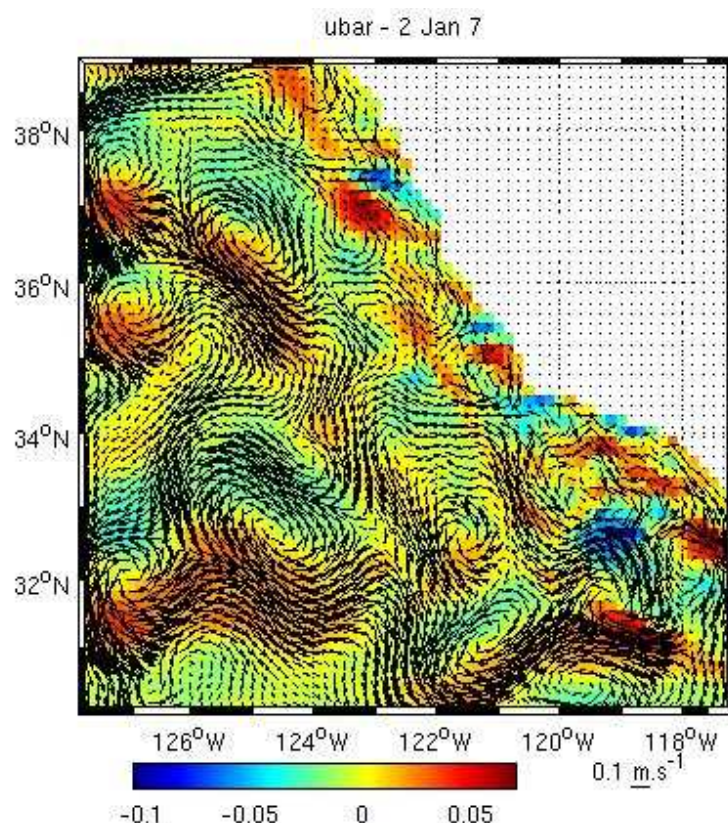


Figure 5 : Représentation des vecteurs et de l'intensité du courant en surface en Hiver au 2 janvier.

D'après la figure 5, le courant longe la côte ouest de la Californie vers la baie de Santa Barbara, en faisant des méandres. La vitesse du courant est en valeur absolue aux alentours de 0.1 à 0.2  $\text{m.s}^{-1}$ .

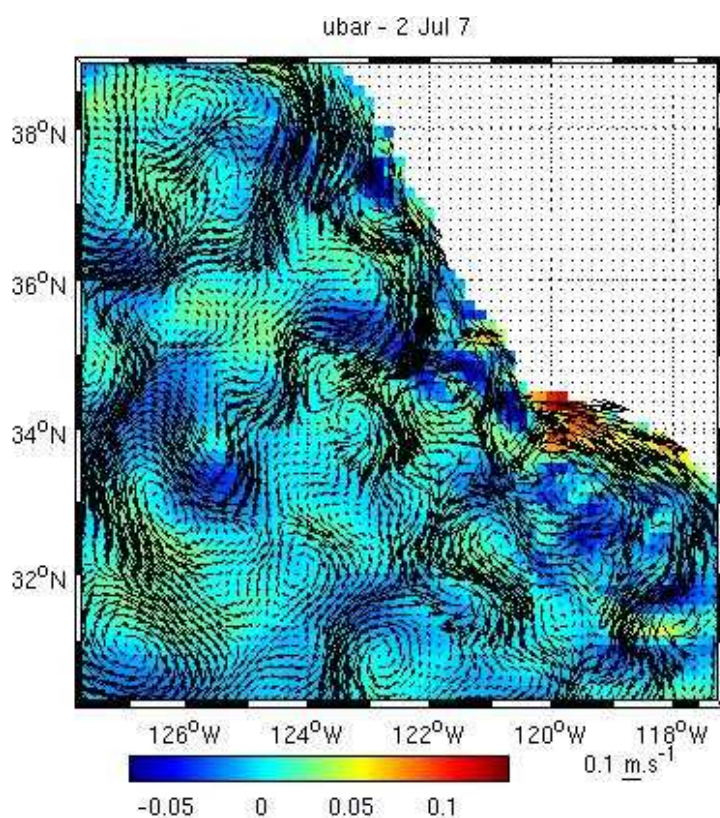


Figure 6 : Représentation des vecteurs de l'intensité du courant en surface au 2 juillet (Eté).

Avec la figure 6, on peut observer l'évolution du courant de Californie en période estivale, les méandres sont toujours visibles et le courant est d'avantage proche de la côte. On observe la mise en place d'un système tourbillonnaire le long de la côte.

## Comparaison avec la littérature

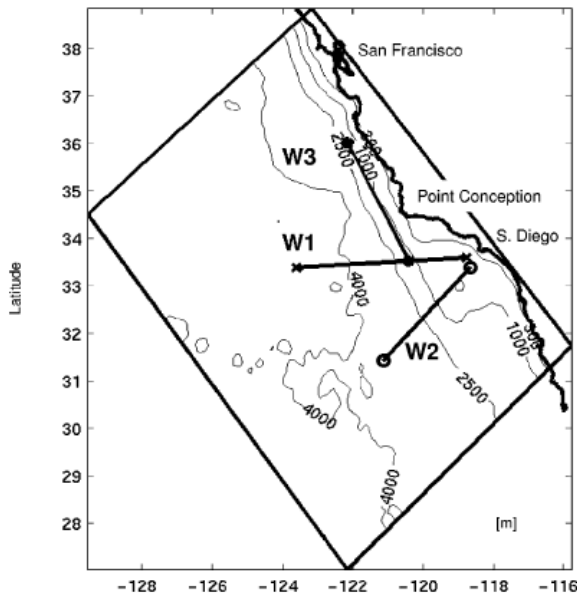


Figure 7: Transects étudiés par DiLorenzo(2003)

Nous étudierons le transect W1, plus détaillé par DiLorenzo (2003), et par sa position : il coupe le plateau continental de façon transversale. Nous émettons l'hypothèse de mieux étudier le courant via ce transect et pouvoir par la suite comparé avec l'étude de l'article

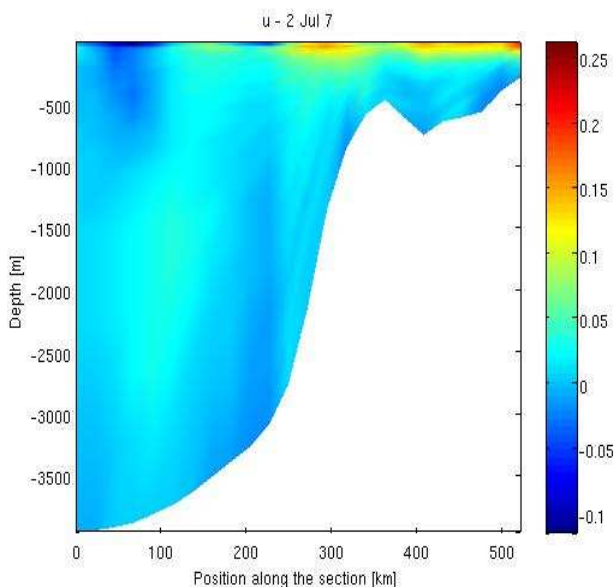


Figure 8 Coupe verticale le long du transect W1 [-124 W, -118W ; 33.5N, 33.5N] où on peut observer l'évolution de la vitesse sur la colonne d'eau.

D'après la figure 8, en surface et proche de la côte les vitesses sont maximales jusqu'à  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$  alors qu'au fond les vitesses sont proches de  $0.05 \text{ m.s}^{-1}$ . La vitesse maximale pourrait alors correspondre au courant de Californie qui se situe proche de la côte et ainsi au système tourbillonnaire qui s'établit tout au long de l'année mais que l'on peut bien observer en été.

D'après DiLorenzo (2003), les upwellings côtiers seraient la source d'énergie pour la formation de tourbillons. Au printemps, des vents forts soufflent le long de la côte vers l'équateur favorisant les upwellings. Les jets continuent de souffler jusqu'en été vers l'ouest associés aux ondes de Rossby (ondes dues à des variations de la force de Coriolis selon la



latitude. Les instabilités associées aux jets et à la conservation de l'énergie barocline durant la propagation de ces ondes favorisent la formation de tourbillons et de méandres. En hiver, les jets se sont dissipés et un courant dirigé vers l'équateur est observé au large.

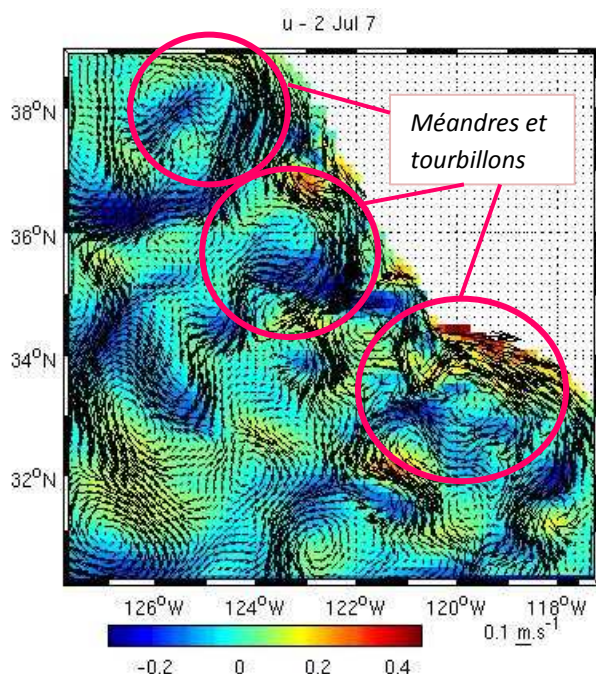
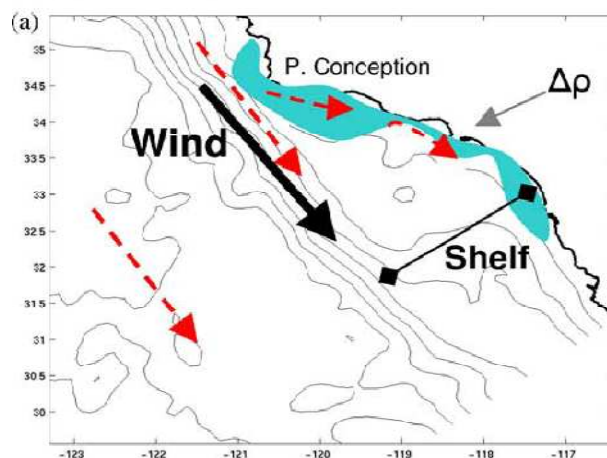
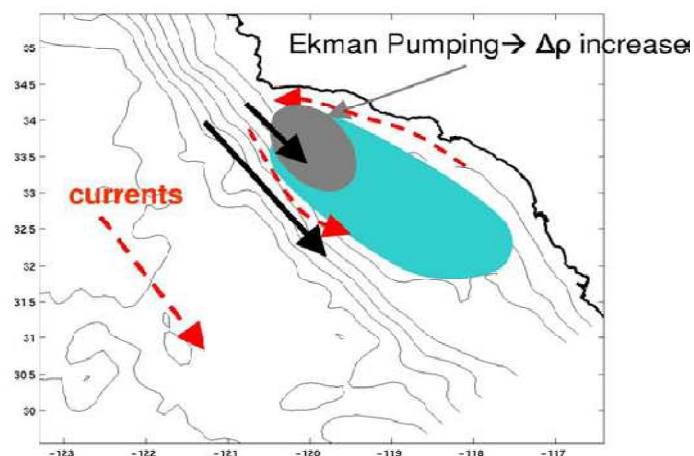


Figure 9 : Mise en évidence des méandres et des tourbillons présents dans le courant de Californie en été.

#### Spring: Stronger Upwelling winds



#### (b) Early Summer: Stronger positive wind stress curl



#### (c) End of Summer/Early Fall: Wind relaxation

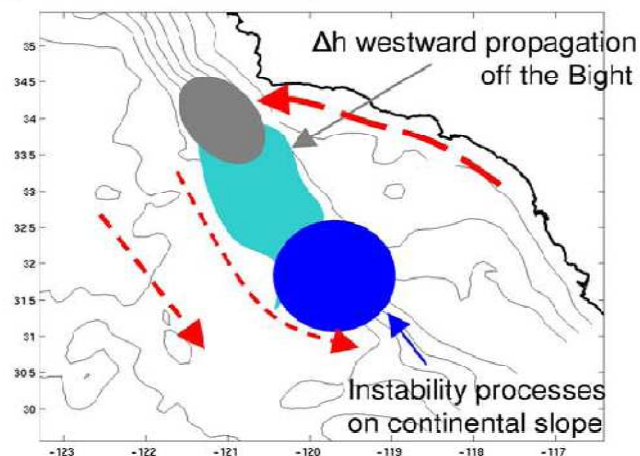


Figure 10 : D'après DiLorenzio (2003), représentation schématique de la partie sud du courant de Californie pour le printemps(a), l'été (b) et la fin de l'été (c).

La simulation avec ROMS permet de mettre en évidence divers tourbillons et méandres le long du courant de Californie. On remarque que la simulation numérique de DiLorenzo(2003) met en évidence les mêmes caractéristiques que j'ai trouvées le long du courant. Par ailleurs, cette simulation prend en compte le forçage du vent pour pouvoir appréhender l'évolution du courant le long de la côte californienne. Ainsi les eaux froides présentes à la côte seraient dues à la formation d'upwelling côtier. DiLorenzo (2003) met en évidence que le processus physique dominant caractérisant la dynamique saisonnière du courant de Californie est la cyclicité du vent au cours de l'année. De ce fait, les vents longeant la côte entraîneraient un transport d'Ekman vers le large induisant la formation d'un upwelling côtier.

## Conclusion

La simulation numérique du courant de Californie à l'aide du modèle ROMS nous a permis de mettre en évidence la structure physique du courant (vitesse, température, salinité). Le courant de Californie est partie intégrante du gyre nord Pacifique longeant les côtes californiennes sur le plateau continental. Des structures particulières du courant ont également pu être observées : méandres, tourbillons et upwellings côtiers. Les vents jets mis en évidence par DiLorenzo (2003) permettent de comprendre la formation d'upwellings côtiers.

ROMS nous a permis d'observer la dynamique saisonnière du courant de Californie et ainsi de comparer nos résultats avec ceux obtenus par DiLorenzo (2003). Or, les résultats obtenus risquent d'être différents de ceux obtenus en mer car les conditions climatiques sont très variables ainsi que la position du bateau. De plus, le modèle met 5 années avant de se stabiliser vers une valeur ce qui limite l'exploitation de ROMS.

Enfin, ROMS est réservé à une simulation régionale de l'océan ce qui a limité la zone d'étude du courant de Californie vers la partie du sud du courant.

## Bibliographie

[http://fr.wikipedia.org/wiki/Courant\\_de\\_Californie](http://fr.wikipedia.org/wiki/Courant_de_Californie) : Brève description du courant de Californie.

Di Lorenzo, 2002, *Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System*, Deep Sea Research II 50 2371-2388.

<http://www.myroms.org/> : Lien utile pour pouvoir mettre en place le modèle ROMS sur son ordinateur.

<http://www.unidata.ucar.edu/> : Base de données atmosphériques, océanographiques et géophysiques où environ 160 institutions ont pour but de faire partager les données obtenues à travers le globe.

[http://roms.mpl.ird.fr/user\\_manual/doc/index.html](http://roms.mpl.ird.fr/user_manual/doc/index.html): Guide d'utilisation de ROMS\_tools.