

Dynamique saisonnière et structures de méso-échelle dans le sud du Golfe de Gascogne approchées par CROCO

Dorian Lapeyre

Master 1 Sciences de la Mer à Aix-Marseille Université
Parcours Océanographie Physique et Biogéochimique

Année 2025-2026

Présentation dans le cadre du cours :
OPB205 Modélisation 3D Océanique

Encadré par : Andrea M. Doglioli
Structure d'accueil : M.I.O

Rendu le 3 mai 2026



Sommaire

I. Introduction et contexte

1. État de l'art
2. Évolution de la modélisation dans le Golfe de Gascogne

II. Matériels et méthodes

1. Équations primitives
2. Hypothèses
3. Grille/discrétisation et paramètres du modèle

III. Résultats et validation

1. Pré-processing
2. Diagnostique
3. Validation

IV. Conclusions



Figure 1 : Carte ancienne du Golfe de Gascogne, du Cartographe Hubert Jaillot en 1692

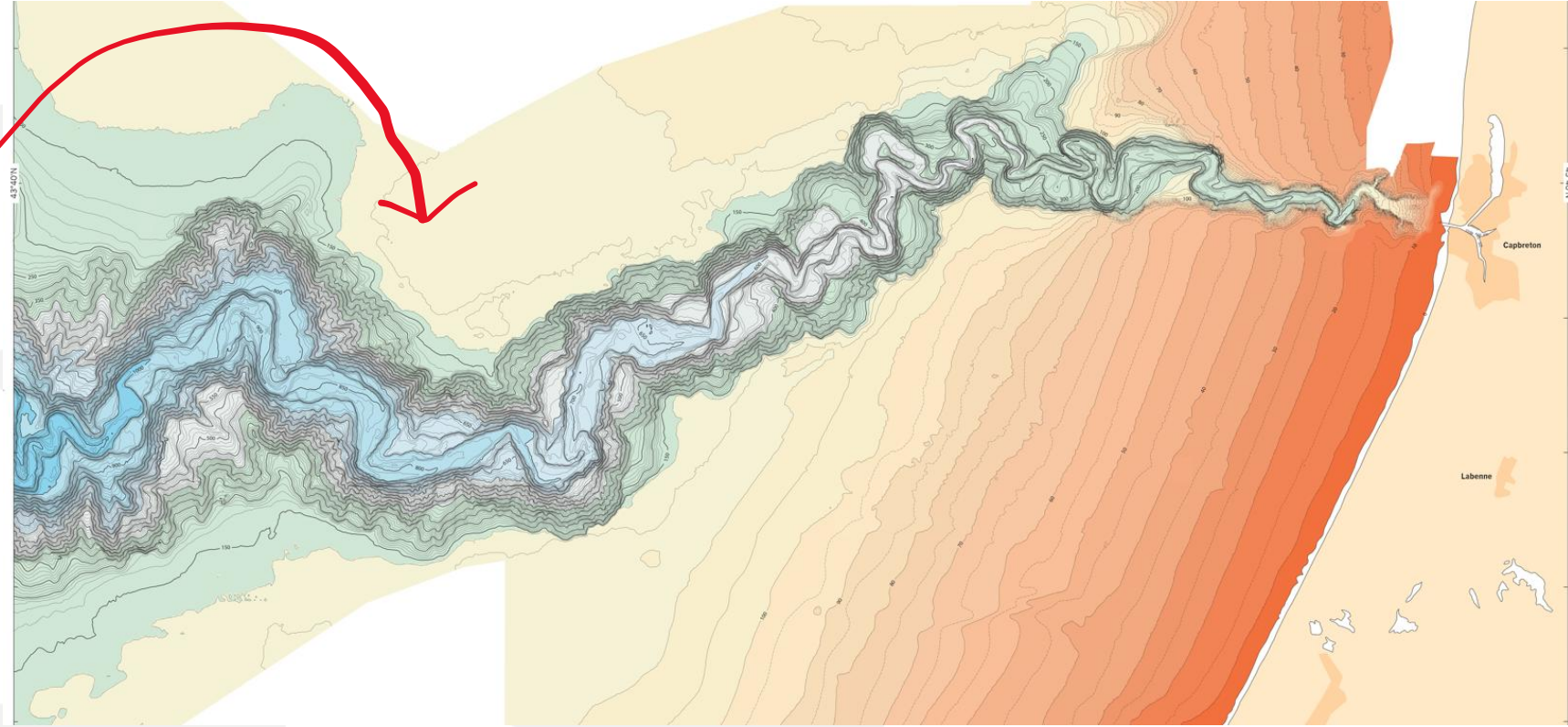


Figure 2 : Carte morpho-bathymétrique du Canyon de Capbreton à l'échelle 1/50000 (46°N) en projection Mercator selon WGS84 réalisé par Jean-François Bourillet (Ifremer) et al. (2007)

Zone d'étude :

- Sud-Est du Golfe de Gascogne (**Angle Cantabrique**).
 - Zone caractérisée par une topographie abrupte incluant le **Canyon de Capbreton** et un plateau landais étendu.

Contexte Dynamique du Golfe de Gascogne

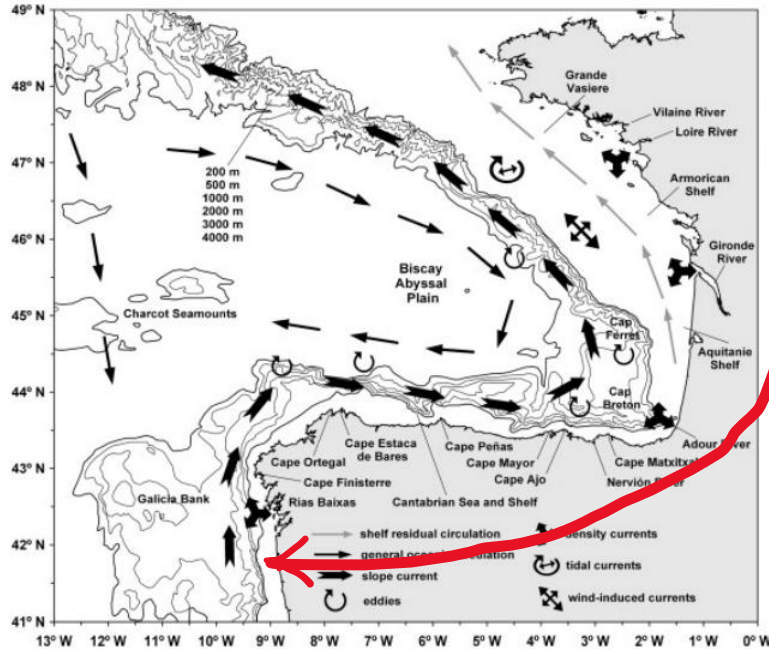


Figure 3 : Circulation générale dans le golfe de Gascogne (d'après Ferrer, Fontán, et al. 2009 et adapté de Koutsikopoulos and Le Cann 1996).

Régime d'Hiver : L'Iberian Poleward Current (IPC)

- Flux d'eaux subtropicales chaudes et salées formées aux Açores.
- Remontée le long du talus ibérique vers le Nord.
- Phénomène "Navidad" : intensification du courant en décembre.

Régime d'Été : Upwellings et Dérive d'Ekman

- Vents de secteur Nord à Nord-Est (Alizés portugais).
- Remontées d'eaux froides (upwellings) le long de la côte.
- Circulation de surface orientée vers le Sud.

Structure Verticale (Masses d'eau) :

- **Surface (100-450m)** : Convergence des Eaux Centrales de l'Atlantique Nord (ENACW) subtropicales et subpolaires.
- **Subsurface (800- 1200m)** : Influence de l'Eau Méditerranéenne (MW) et génération de tourbillons (Meddies).
- **Fond >1500m** : Labrador Sea Water avec un minimum de salinité caractéristique.

Évolution de la Modélisation Numérique

Les Pionniers (Années 80 - 1990)

- **Études de marée** : Travaux de Le Cann (1990) sur la propagation des ondes sur le plateau.
- **Processus de pente** : Première théorisation de l'IPC et des courants de bord par Pingree & Le Cann.

L'Essor des Modèles Globaux (1997 - 2007)

- **Modèles inverses** : Utilisation de données pour déduire la circulation générale (Paillet & Mercier, 1997).
- **Modélisation 3D (OPA)** : Première résolution à 6 km. Mise en évidence du rôle crucial des forçages atmosphériques (Friocourt et al., 2007).

L'Approche CROCO (Configuration actuelle)

- **Haute Résolution (1/40°)** : Passage à une maille de **2 km** (Dx).
- **Précision Topographique** : Coordonnées Sigma
- **Objectif** : Résoudre la **sous-méso-échelle** et la fragmentation estivale du courant.

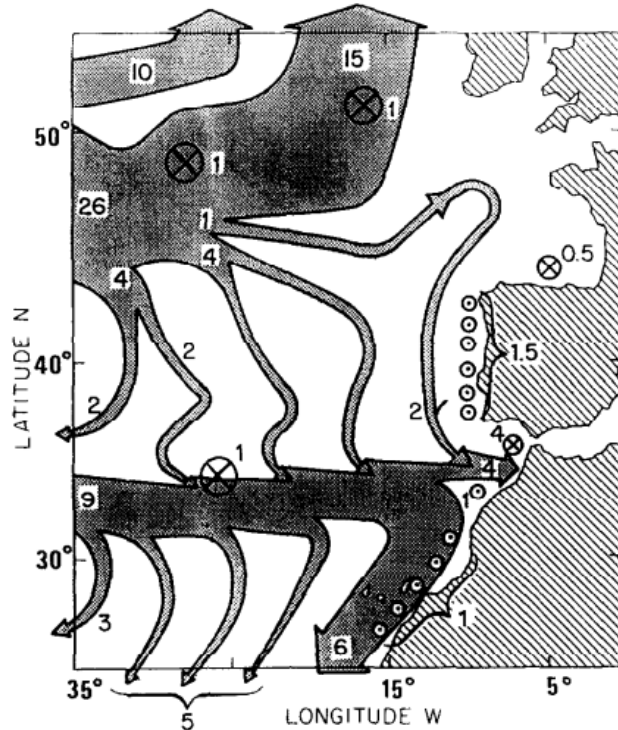


Figure 4 : Transport d'Ekman et transport vertical intégré de la surface à 800m de profondeur, de Paillet et Mercier (1996).

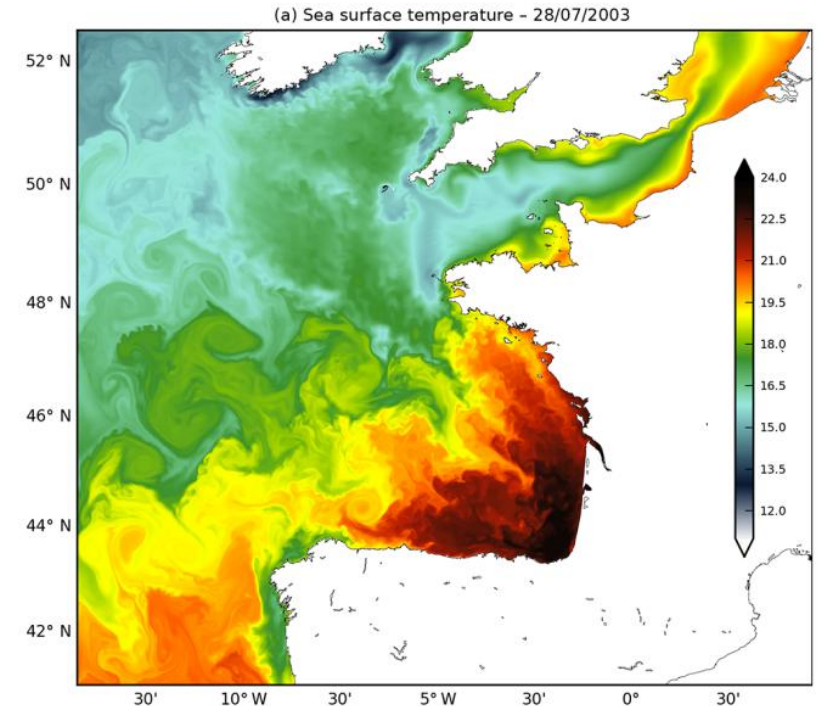


Figure 5 : Simulation estivale de la SST à l'aide du modèle MARS3D (ifremer) en configuration BACH1000_100lev, par Charria et al. (2017). Dx~4km

Équations primitives

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

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

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

Équations du mouvement

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

Équation de continuité

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H_C}{\rho_0 C_P} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla S = K_h \nabla_h^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

Équations de conservation
de la chaleur et des sels

$$\rho = f(T, S, P)$$

Équation d'état donné par TEOS10

Hypothèses

- Approximation hydrostatique
- Approximation de Boussinesq
- Approche de Reynolds (RANS)
- Fermeture turbulente de Boussinesq
- Turbulence horizontale isotrope

Grille

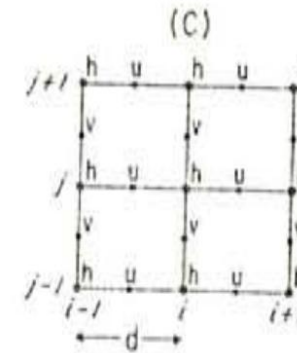


Figure 6 : Schéma C
proposé par Arakawa et
Lamb (1977)

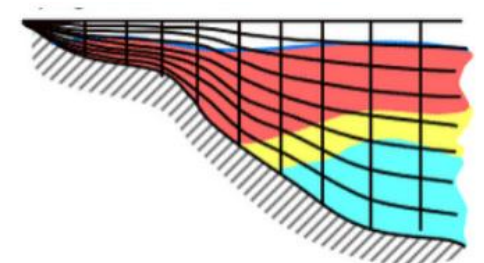


Figure 7 : Niveaux verticaux en
coordonnées σ

Critère CFL

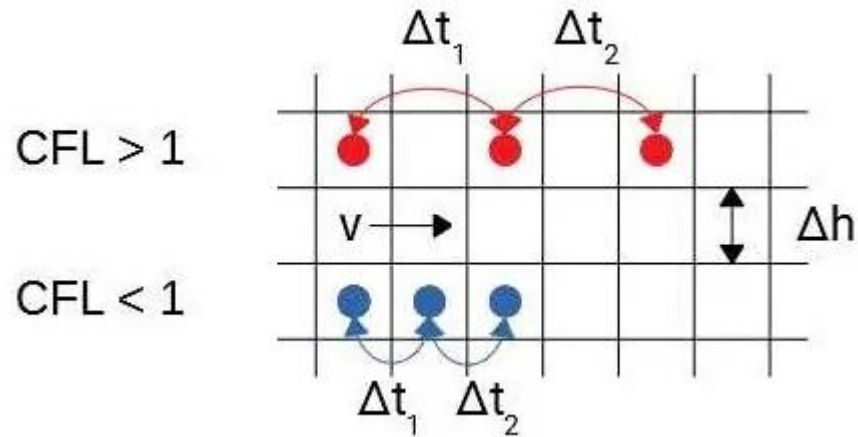


Figure 8 : Illustration de la condition CFL

La résolution temporelle est contrainte par le critère **CFL (Courant-Friedrichs-Lewy)**. Il stipule que l'information ne doit pas traverser plus d'une maille par pas de temps

$$C = \frac{U \cdot \Delta t}{\Delta x} \leq 1$$

Paramètres **spatio-temporels**Coordonnées
de la zone

Lat min (N)	Lat max (N)	Long min (E)	Long max (E)
43.2°	44.6°	-4°	-1°

TABLE 1 – Coordonnées WGS84 de la zone d'étude

Résolution (°)	Dimension				
	Zonale (LLm)	Dx (km)	Méridienne (MMm)	Dy (km)	Verticale (N)
1/40	119	2,0253	77	2,025	32

TABLE 2 – Paramètres spatiaux du modèle. *LLm* et *MMm* désignent respectivement le nombre de mailles de la grille selon les axes zonaux (x) et méridiens (y). Dx et Dy représentent la résolution spatiale horizontale associée.

Δt_{ext} (s)	Δt_{int} (s)	NDTFAST	NTIMES	NAVG	NWRT	NRST
3.6	216	60	12000	1200	1200	3600

TABLE 3 – Paramètres temporels du modèle. Δt_{ext} et Δt_{int} sont les pas de temps des modes externe et interne. *NDTFAST* est le ratio entre ces deux modes. *NTIMES* définit la durée totale du run, tandis que *NAVG*, *NWRT* et *NRST* règlent les fréquences de sauvegarde des données.

Pré-processing :

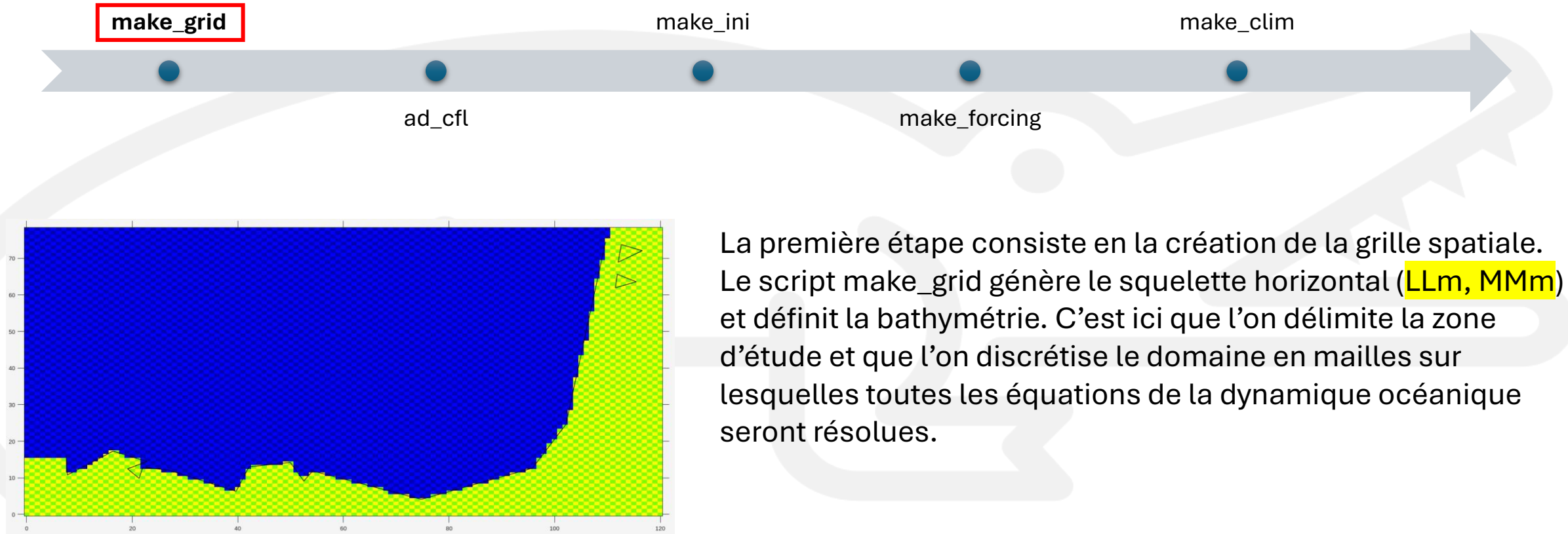


Figure 9 : Création de la grille en définissant la terre et la mer.

Pré-processing :

Une fois la grille et sa profondeur fixées, il est impératif de déterminer le pas de temps de calcul. Le script `ad_cfl` permet de vérifier la condition de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Cette étape garantit que l'information numérique ne se propage pas plus vite qu'une maille par pas de temps, évitant ainsi toute divergence ou "explosion" mathématique du modèle.

Pré-processing :

make_grid

make_ini

make_clim

ad_cfl

make_forcing

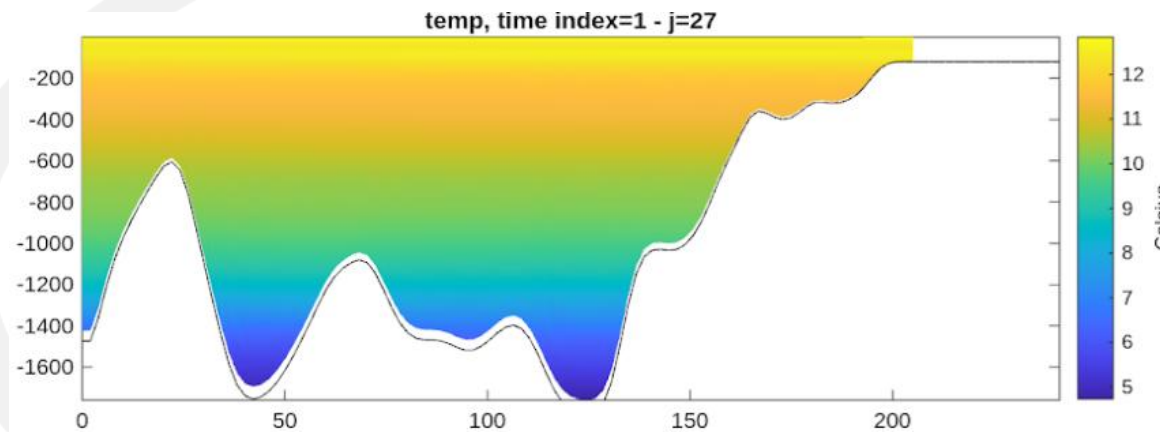


Figure 10 : Distribution verticale de la température à l'état initial ($t=0$) le long du transect transversal d'indice $j=27$ traversant le canyon de Capbreton.

État initial du modèle (température, salinité, courant au repos).

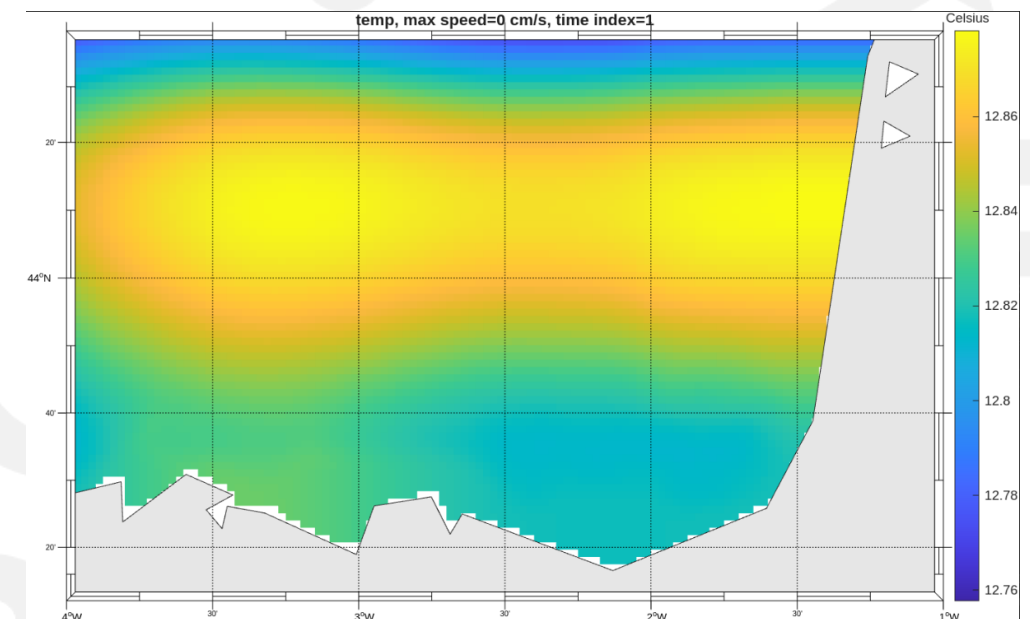


Figure 11 : Carte de surface de la température à l'état initial ($t=0$) sur l'ensemble du domaine de simulation, avec un champ de vitesse nul.

Idem pour la salinité

Pré-processing :

make_grid

make_ini

make_clim

ad_cfl

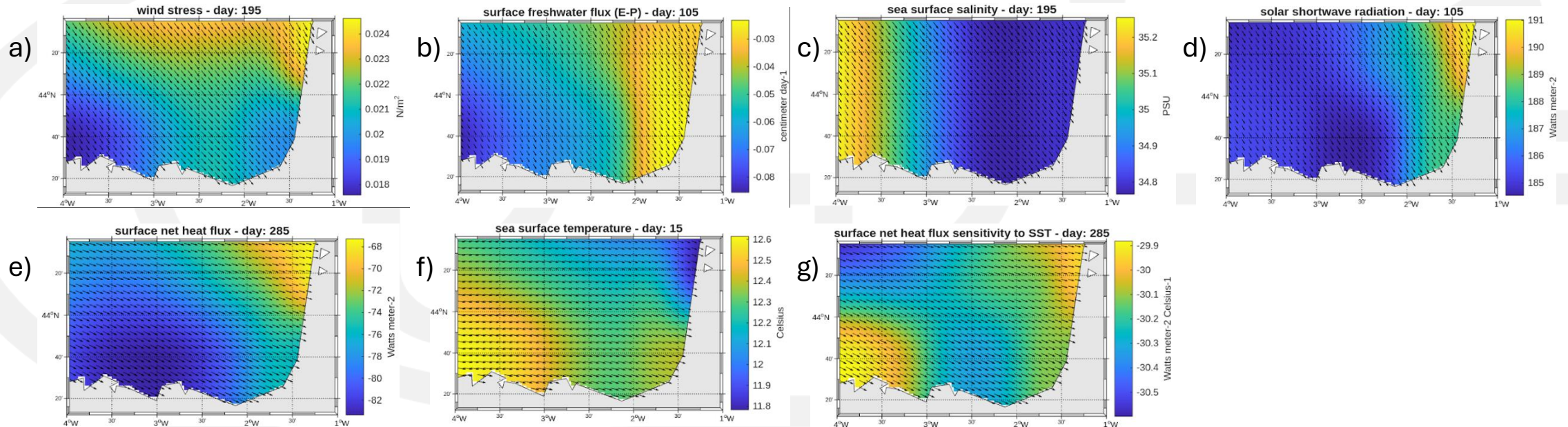
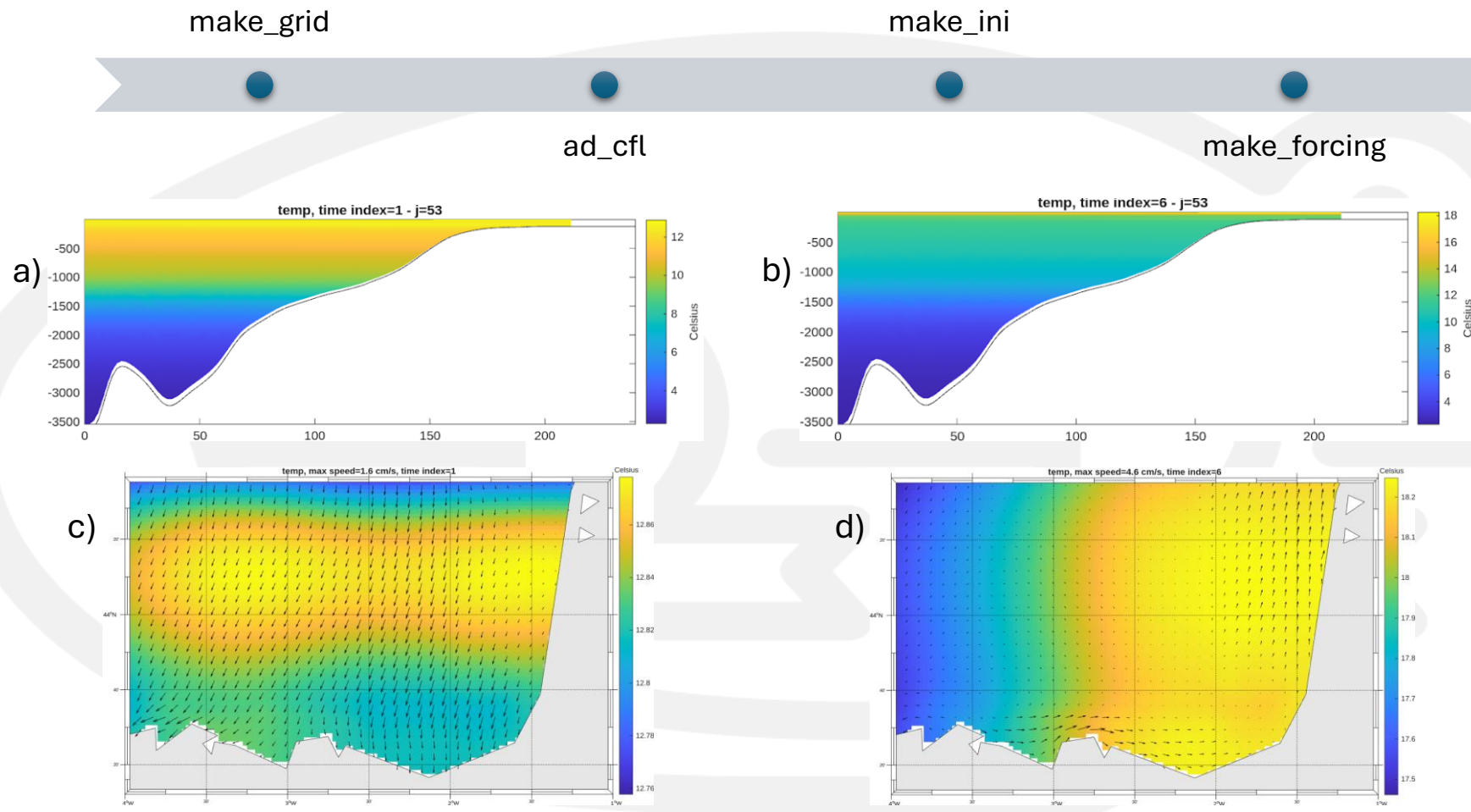
make_forcing

Figure 12 : Forçages atmosphériques spatialisés (Sorties make_forcing), (a) Wind Stress, (b) Surface freshwater Flux, (c) Sea surface salinity, (d) Solar shortwave radiation, (e) Surface net heat flux, (f) sea surface temperature et (g) surface net heat flux sensitivity to SST.

Pré-processing :



Bien que le fichier climatologique contienne les variables T et S pour l'intégralité du domaine, il remplit un double rôle, il sert de :

- **Référence initiale** pour tout le bassin au premier pas de temps
- **Réservoir de données** pour forcer les flux aux frontières ouvertes durant le reste de la simulation.

Figure 13 : Coupes verticales de température (a, b) selon le transect $j=53$ et cartes des champs de surface (c, d) superposant température et vecteurs courants. La colonne de gauche présente l'état initial du modèle ($t=0$) et la colonne de droite l'état après 6 indices de temps.

Diagnostic :

Script matlab :

croco_diags

+

plot_diags

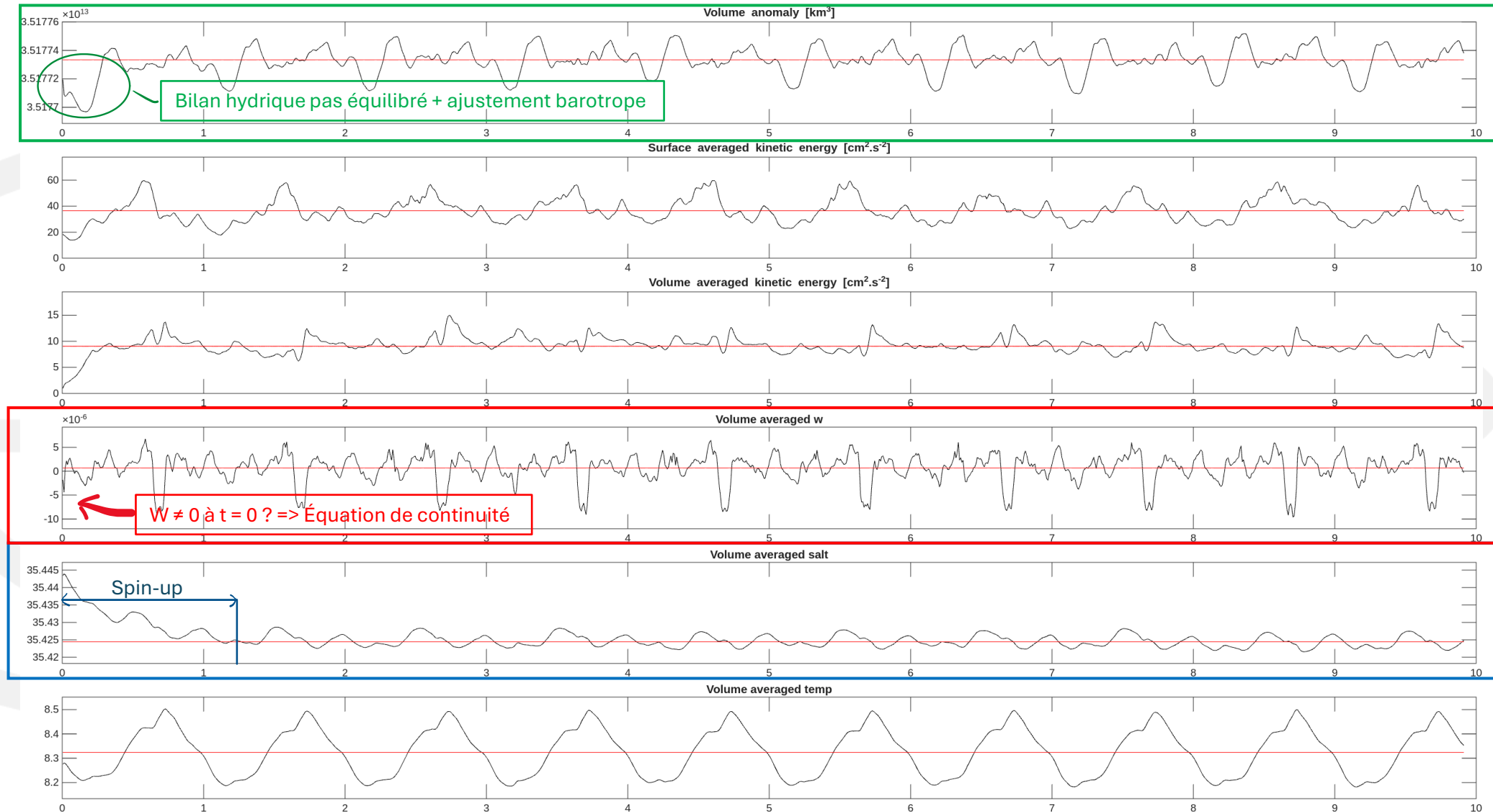


Figure 14 : Diagnostic sur les 10 ans de simulation à haute résolution.

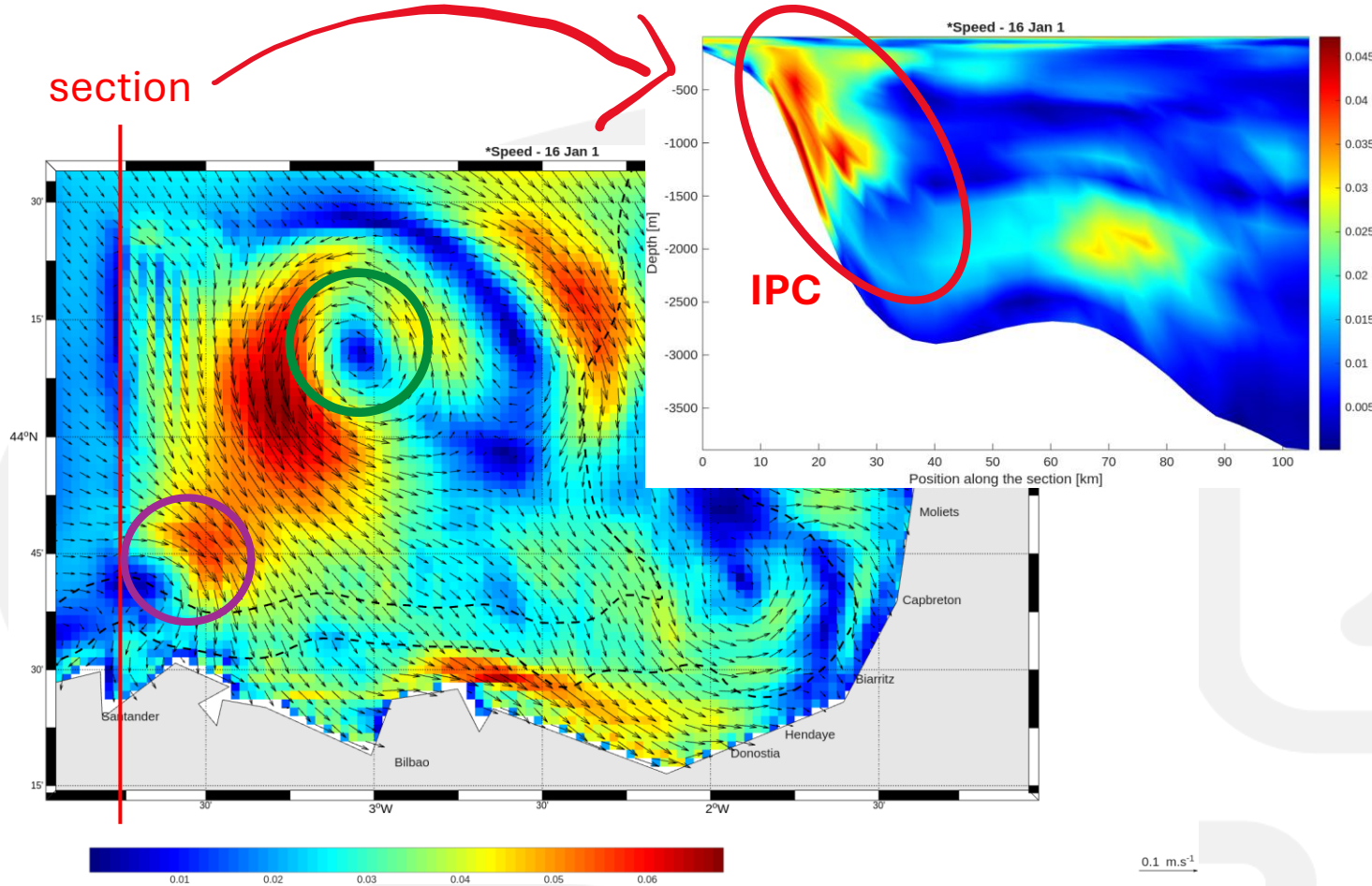
Validation :

Figure 15 : Courant de surface en hiver et mise en évidence de l'IPC dans une coupe verticale à 3°45' Ouest.

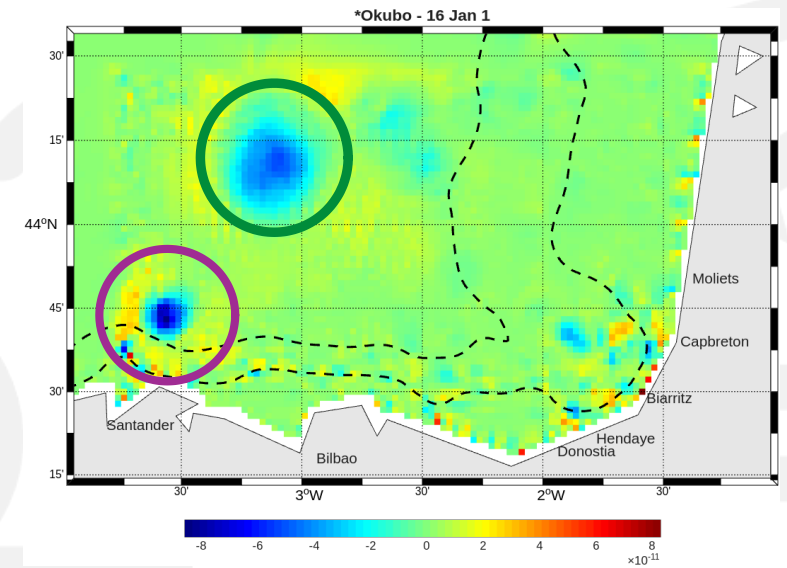


Figure 16 : Paramètre d'Okubo-Weiss en surface.

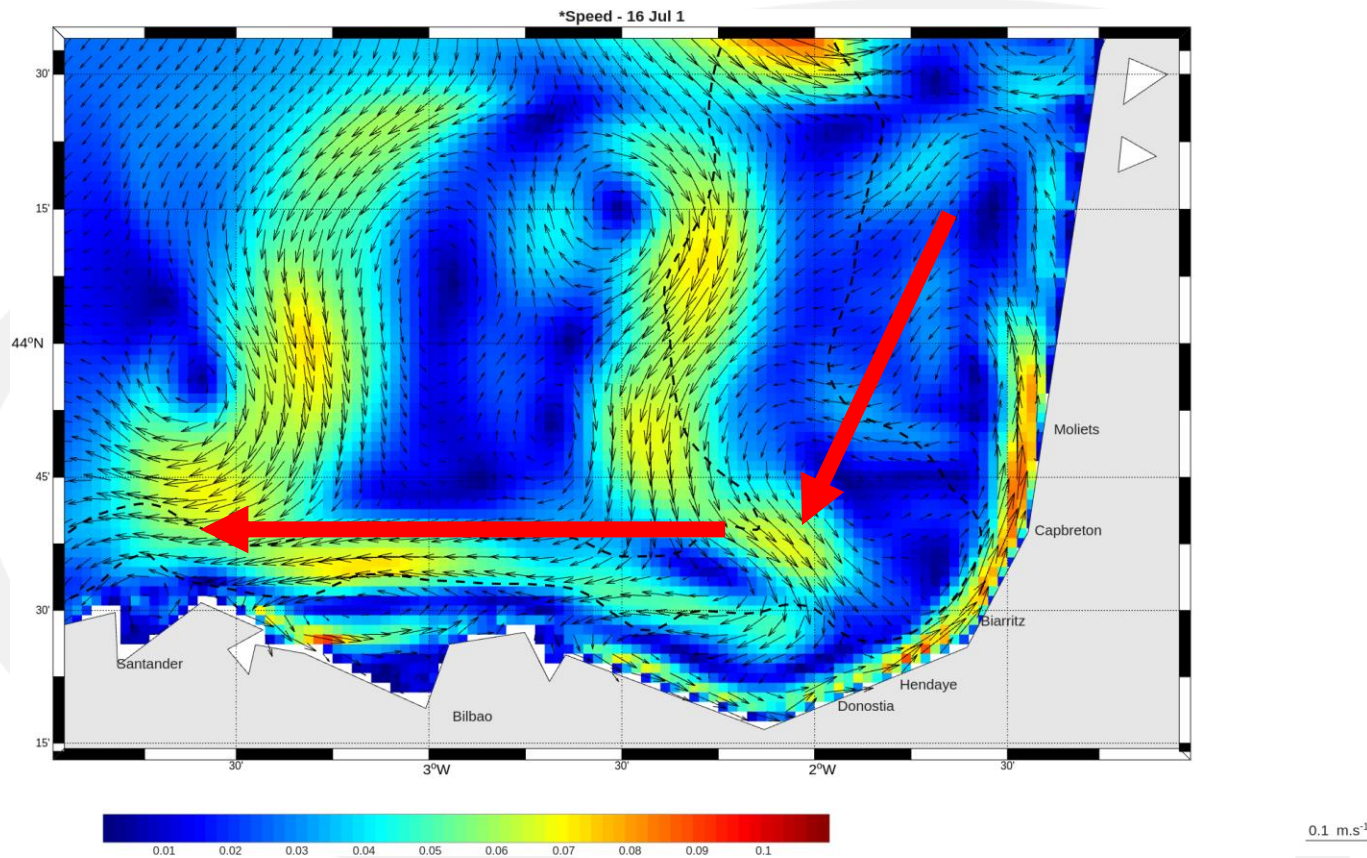
Validation :

Figure 17 : Courant de surface en été d'après simulation pluri-annuelle.

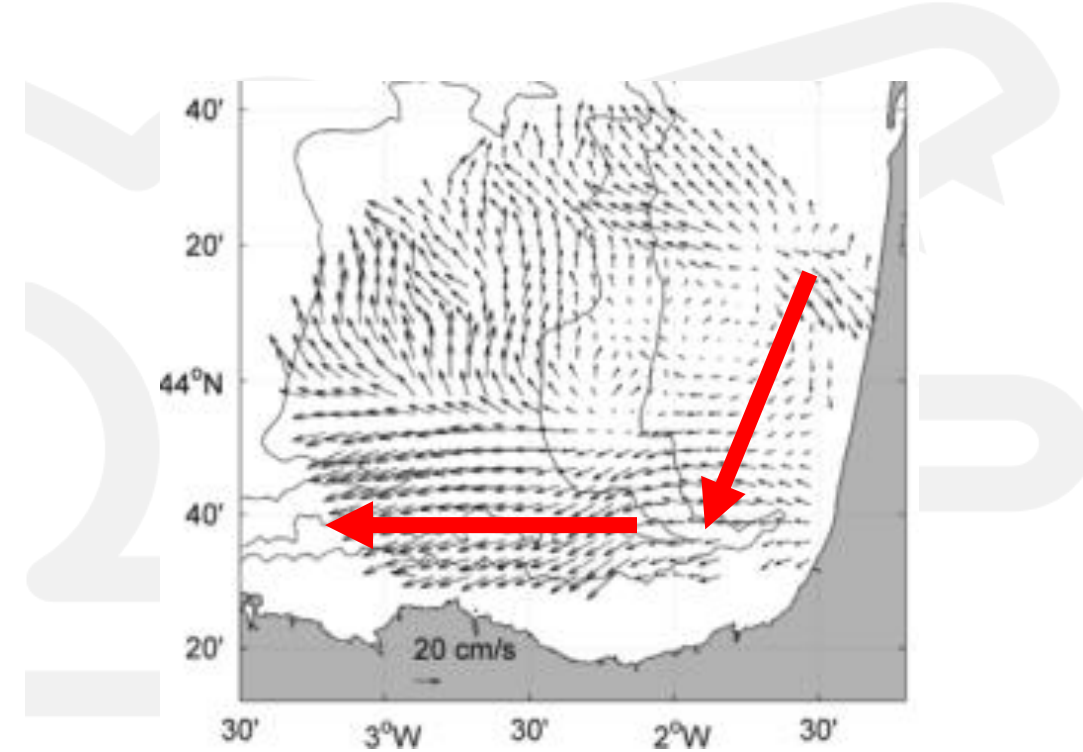


Figure 18 : Circulation de surface estivale d'après Solabarrieta et al. (2014).

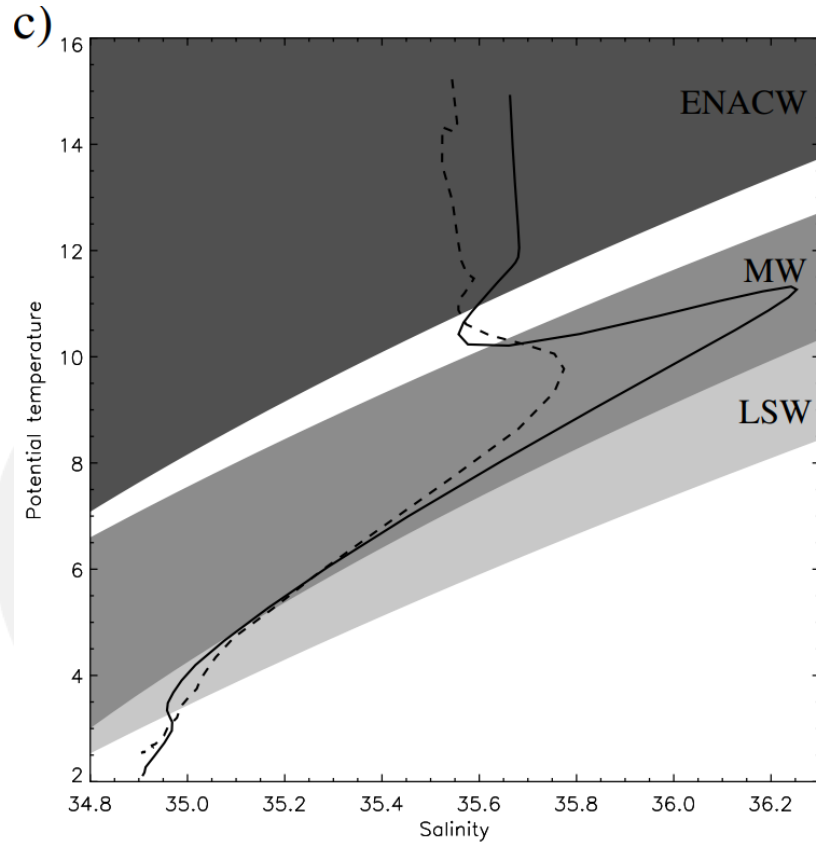
Validation :

Figure 19 : Diagramme Température Potentielle / Salinité issu de Friocourt et al. (2007) montrant la comparaison entre les résultats du modèle OPA (trait plein) et les données climatologiques de Reynaud et al. (1998) (pointillés) sur la plaine abyssale du Golfe de Gascogne. Les zones grisées délimitent les signatures caractéristiques des masses d'eau : l'ENACW (eaux de surface), la MW (pic de salinité intermédiaire) et la LSW (eaux profondes).

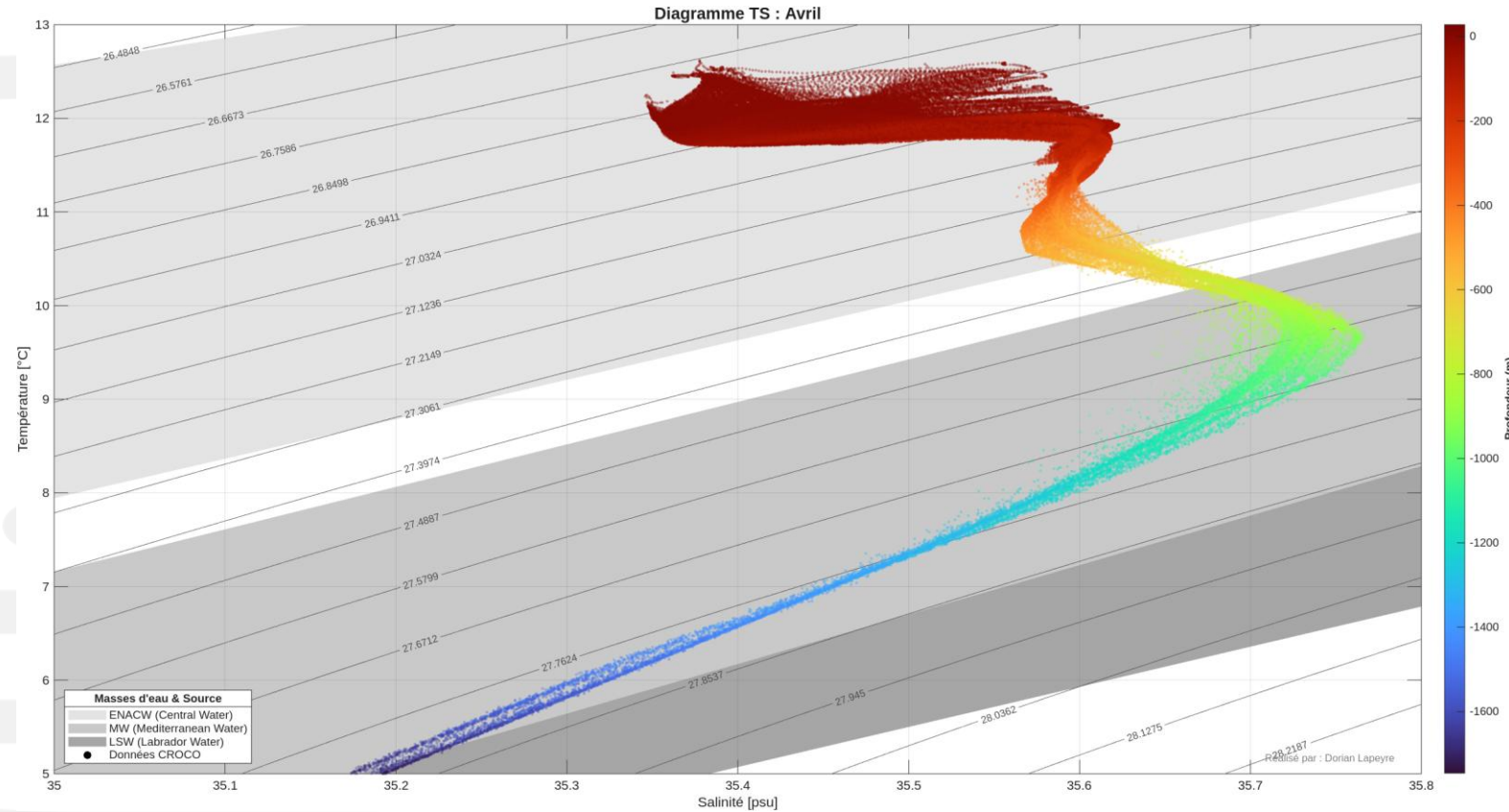
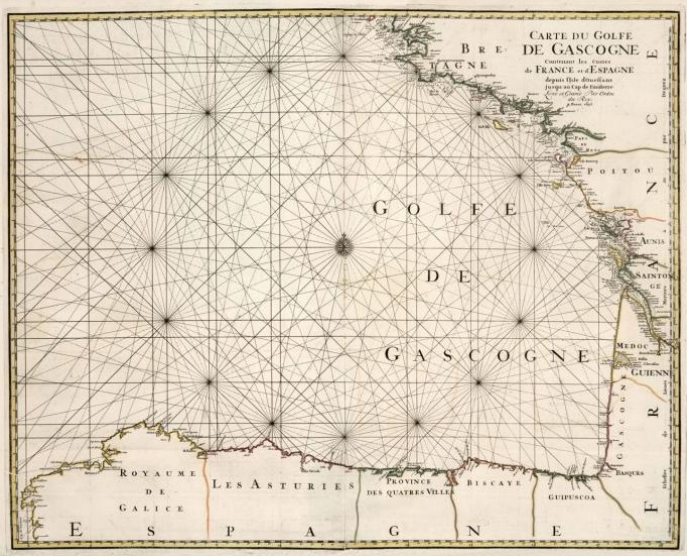


Figure 20 : Diagramme Température Potentielle / Salinité issu de la simulation pluri-annuelle avec CROCO pour le mois d'avril.



Modélisation du Golfe de Gascogne

 $\eta, u, v, w, P, T, S, \rho$

Système d'équations
➤ Lequel ?

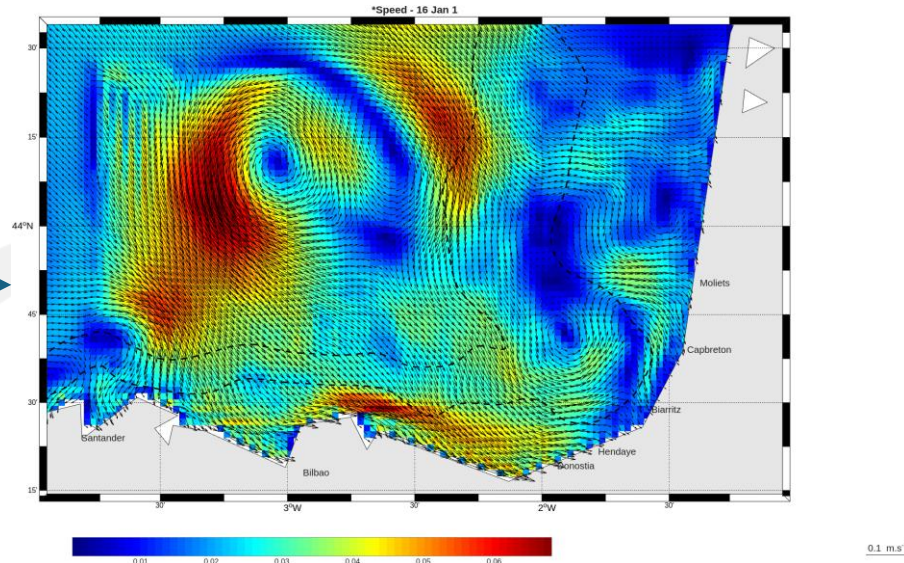
Équations primitives + Hypothèses

- Équations de conservation de la quantité de mouvement horizontale + hydrostatique
- Équation de continuité
- Équations de conservation de la chaleur et des sels
- Équation d'état (TEOS-10)

- Approximation hydrostatique
- Approximation de Boussinesq
- Approche de Reynolds (RANS)
- Fermeture turbulente de Boussinesq
- Turbulence horizontale isotrope

Résolution
analytique ? **×**

Résolution
numérique



Conditions initiales + frontières
+ forçages (limites & surface)

Grille + CFL


CROCO

↳ Discretisation :
-Grille d'Arakawa-C
-Coordonnées σ

Critiques :

- Fermeture turbulente => PP, KPP; GLS ?
- L'apport d'eau douce par l'Adour n'est pas pris en compte : entre 300 et 1000 m³/s.
- La marée n'est pas prise en compte (génération d'ondes internes non modélisées qui impactent le mélange vertical).
- Résolution fine mais Canyon de Capbreton très étroit aux abords de la côte (1000m de large).
- Interactions vagues-courants non plus.
- On pourrait également augmenter le nombre de niveaux sigma (N=32 => 7).

À retenir :

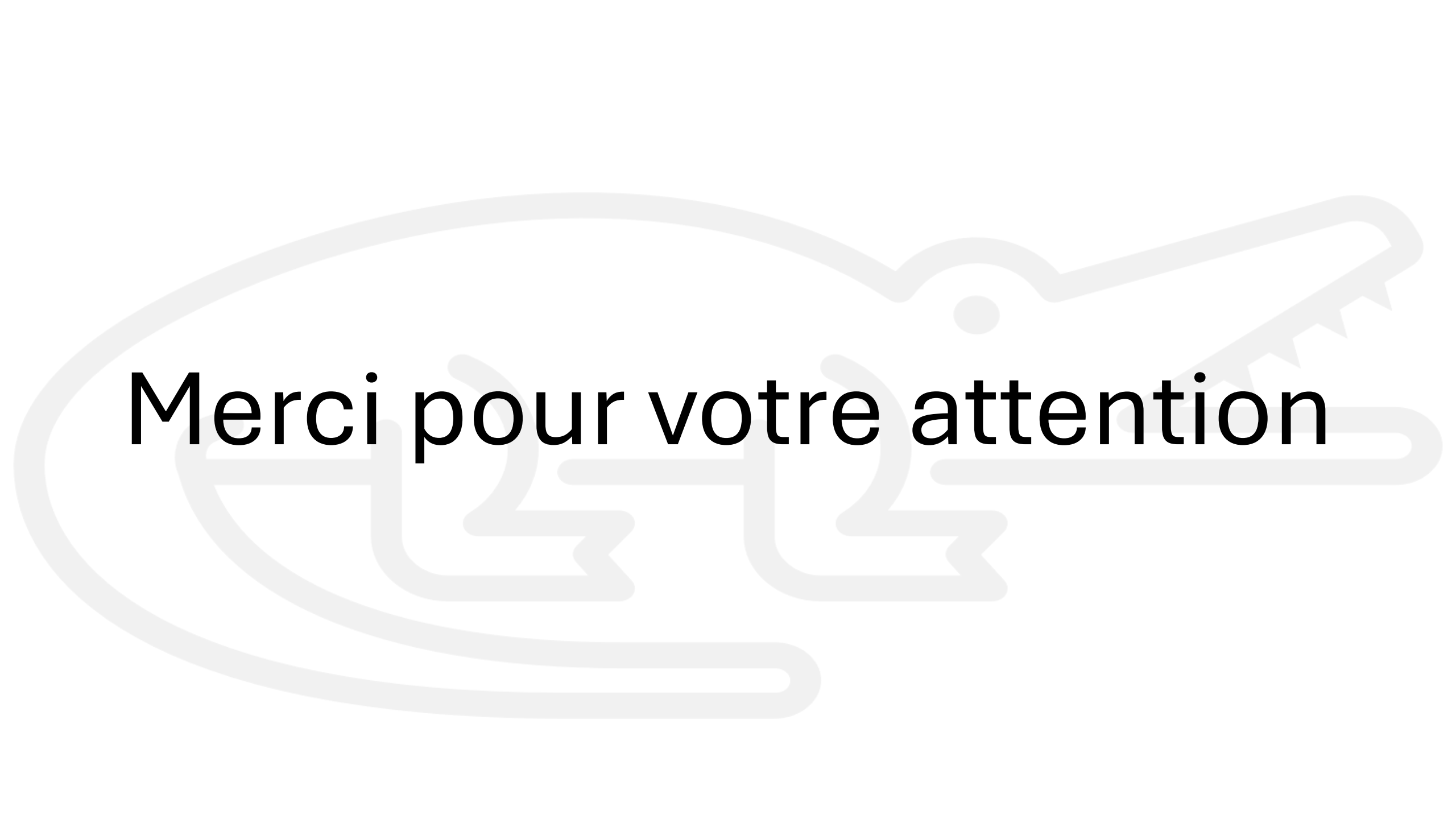
- Simulation simpliste sans modifications des paramètres par défauts des codes CROCO.
- Circulation générale de la zone retrouvée (par saison).
- Tourbillons de méso-échelles retrouvés (plus que dans les observations satellites mais globalement OK).
- Masses d'eaux simulées => caractéristiques similaires aux observations.
- Une partie de l'IPC est modélisée et sa variabilité saisonnière.

Références :

- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model.
- Desbiolles, F. (2010). Comparaison entre deux schémas de fermeture de la turbulence avec ROMS en Adriatique. Rapport de projet de master 1 opcb, Université Méditerranée Aix-Marseille II, Centre d'océanologie de Marseille, Marseille, France. Cours OPB205 Modélisation 3D Océanique, encadré par Andrea M. Doglioli. Travaux consultables via <https://people.mio.osupytheas.fr/doglioli.andrea/>.
- Friocourt, Y., Levier, B., Speich, S., Blanke, B., and Drijfhout, S. (2007). A regional numerical ocean model of the circulation in the bay of biscay. Journal of Geophysical Research : Oceans, 112(C9)
- Iorga, M. C. and Lozier, M. S. (1999). Signatures of the mediterranean outflow from a north atlantic climatology : 1. salinity and density fields. Journal of Geophysical Research : Oceans, 104(C11) :25985–26009.
- Lazure, P. and Jégou, A.-M. (1998). 3d modelling of seasonal evolution of loire and gironde plumes on biscay bay continental shelf. Oceanologica acta, 21(2) :165–177.
- Paillet, J. and Mercier, H. (1997). An inverse model of the eastern north atlantic general circulation and thermocline ventilation. Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers, 44(8) :1293–1328.
- Peliz, Á., Rosa, T. L., Santos, A. M. P., and Pissarra, J. L. (2002). Fronts, jets, and counter-flows in the western iberian upwelling system. Journal of marine systems, 35(1-2) :61–77.

Références :

- Pingree, R. (1994). Winter warming in the southern bay of biscay and lagrangian eddy kinematics from a deep-drogued argos buoy. *Journal of the marine Biological Association of the United Kingdom*, 74(1) :107–128.
- Pingree, R. and Le Cann, B. (1989). Celtic and armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, 23(4) :303–338.
- Pingree, R. and Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the bay of biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 70(4) :857–885.
- Pingree, R. and Le Cann, B. (1992). Three anticyclonic slope water oceanic eddies (swoddies) in the southern bay of biscay in 1990. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(7-8) :1147–1175.
- Poppeschi, C., Charria, G., Daniel, A., Verney, R., Rimmelin-Maury, P., Retho, M., Goberville, E., Grossteffan, E., and Plus, M. (2022). Interannual variability of the initiation of the phytoplankton growing period in two french coastal ecosystems. *Biogeosciences Discussions*, 2022 :1–29.
- Smith, R., Jones, P., Briegleb, B., Bryan, F., Danabasoglu, G., Dennis, J., Dukowicz, J., Eden, C., Fox-Kemper, B., Gent, P., et al. (2010). The parallel ocean program (pop) reference manual : Ocean component of the community climate system model (ccsm). Rep. LAUR-01853, 141 :1–141.
- Solabarrieta, L., Rubio, A., Castanedo, S., Medina, R., Charria, G., and Hernandez, C. (2014). Surface water circulation patterns in the southeastern bay of biscay : New evidences from hf radar data. *Continental Shelf Research*, 74 :60–76.



Merci pour votre attention