

Etude préliminaire de l'effet du flux géothermique
dans un modèle régional : implantation à la ride de
Juan de Fuca
dans le cadre du cours
OPB 205 - Modélisation de la circulation océanique

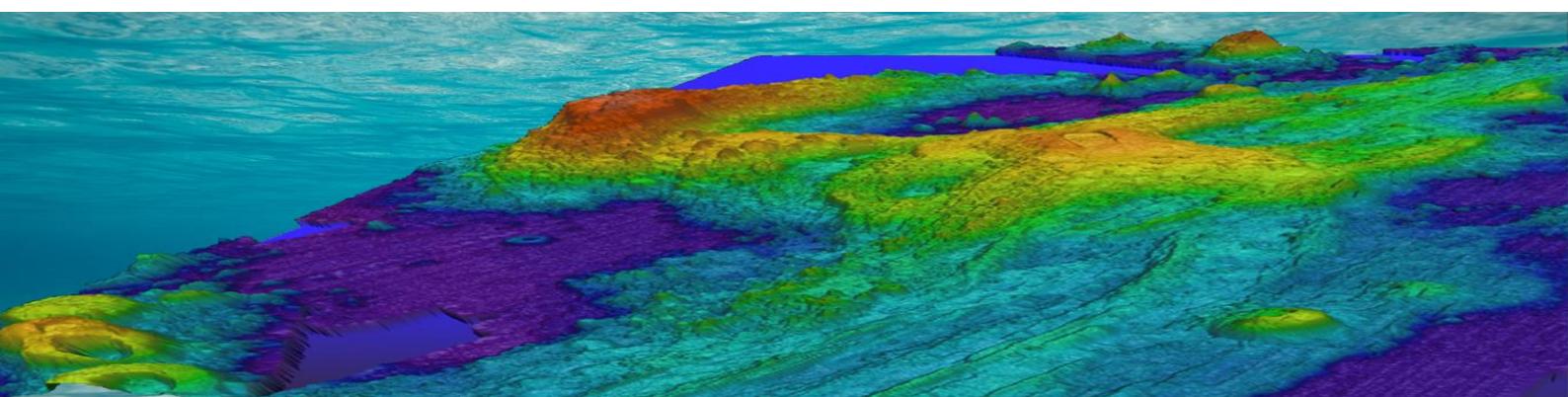


Figure modifiée d'une Projection exagérée de la bathymétrie du mont sous-marin Axial (la Ride de Juan de Fuca) par la NOAA

Sara SERGI

Professeur encadrant :
Andrea DOGLIOLI

Rendu le 13/05/2016

Master d'Océanographie Physique et Biochimique

Résumé :

Le flux géothermique est rarement pris en compte dans les modélisations de la circulation océanique. Néanmoins, nombreuses études ont montré l'effet de ce flux de chaleur dans des simulations à échelle globale sur des très grandes échelles temporelles, en mettant en évidence une hausse des températures et une intensification de la circulation thermohaline au niveau des eaux de fond (AABW et NADW). Malgré cela, l'effet du flux sur la circulation à des échelles spatio-temporelles plus réduites a été rarement étudié, ainsi les modèles régionaux considèrent très souvent ce flux nul. Dans cette étude nous allons introduire cet apport de chaleur au fond dans le Pacifique Nord Est et étudier son effet sur des simulations décennales. L'analyse spatiale des réponses du bassin est étudiée en hiver et été, ce qui permet de mettre en évidence des variations des températures et de la structure du courant. Ces résultats sont comparés avec des mesures *in situ* ainsi que les effets de ce flux retrouvés dans d'autres simulations.

Abstract :

Geothermal heat flow is not usually taken into account in oceanic circulation models. However, numerous studies have shown the effect of this heating flow in some global large time scale simulations. It has been shown an increase of temperatures and an intensification of thermohaline circulation on the bottom water (AABW and NADW). Although, the heat flow effect on the circulation at reduced time-space scale have rarely been studied, and regional models do not commonly include it. In this study, we are going to inflow a geothermal gradient at the bottom of North-East Pacific Ocean and to analyse its effect on ten-year simulations. Following the simulation, the analysis of the spatial effect is based on two seasonal observations: summer and winter. It allows us to highlight temperature and circulation structure variations. Those results are compared with some *in situ* measurement and anterior bibliographic results of modelling.

Introduction :

Le réchauffement de la colonne par le rayonnement solaire est souvent considéré comme la seule source dans la loi de conservation de la chaleur de la masse d'eau. Mais le flux géothermique peut également être évalué. Il représente l'apport de chaleur par la lithosphère et est généralement d'autant plus faible que la lithosphère est ancienne. Ainsi, le flux géothermique est essentiellement le plus important au niveau des zones d'accrétion de la croute océanique : les dorsales.

NOMBREUSES études ont montré l'importance de la prise en compte du flux géothermique dans la circulation profonde, ayant un flux comparable au flux conductif de chaleur de la surface vers le fond, lié aux apports de chaleur par l'atmosphère. Notamment, le flux géothermique est un terme essentiel dans la circulation abyssale, parfois même dominant face la diffusion verticale lié au gradient de densité et de température (GAEY et MAEC, 2009). Ainsi, les modélisations numériques ayant introduit ce flux géothermique à l'échelle globale ont montré plusieurs effets :

- Une augmentation de la température moyenne
- Une augmentation de la circulation profonde (jusqu'à 5 Sv), notamment un effet sur l'Antarctic Bottom Water (AABW) et la North-Atlantic Deep Water (NADW) (Hofman et Maqueda, 2009).

De plus, nombreuses études montrent que l'impact de l'introduction du flux géothermique est plus prononcé pour le bassin Indo-Pacifique que le bassin Atlantique (Mashayek et al. 2013). Cela s'explique essentiellement par deux facteurs :

- Un gradient géothermique particulièrement important en bordure Est du bassin,
- Un flux diffusif des températures moins important, cela s'explique à la fois par des variations de densité moins marquées dans le Pacifique que dans l'Atlantique (ce qui contrôle le K_z , coefficient de diffusivité) et à la fois par des gradients de température dans l'Océan Pacifique moins importants.

Alors que nombreuses études traitent la prise en compte du flux géothermique à l'échelle globale et son influence à long terme (de plusieurs centaines d'années à quelques millénaires), l'effet du flux géothermique sur un modèle régional est rarement étudié. Dans ce rapport nous proposons d'étudier l'impact du flux de chaleur sur une région de l'Océan Pacifique Nord-Est, au large de la côte du Canada, sur une échelle temporelle assez courte (une décennie). Cette zone se caractérise notamment par la ride de Juan de Fuca, qui, malgré sa taille relativement réduite, présente les flux géothermiques parmi les plus importants à l'échelle globale, comparables à ceux des dorsales médio-océaniques.

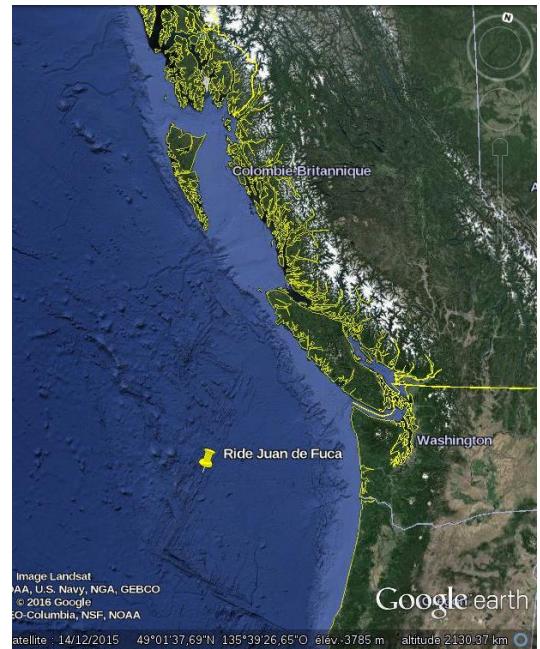


Figure 1: Zone d'étude. Issu de Google Earth.

Matériel et méthodes

1. Le modèle :

Les simulations ont été effectuées via la version française développée par l’Institut pour la Recherche (IRD) du modèle ROMS (Regional Ocean Modeling System) : ROMS_AGRIF v3.0.

Le modèle ROMS se repose sur quatre hypothèses : l’approximation Boussinesq, l’hypothèse hydrostatique, l’hypothèse d’un écoulement incompressible et enfin, l’approximation du plan- β pour l’évolution du paramètre de Coriolis. Ainsi, ce modèle résout les équations du mouvement de Navier-Stokes (1), l’équation de continuité (2), les équations de conservation de la chaleur (3) et de la salinité (4) et l’équation d’état décrite par la TEOS-10 (5). De plus, ce modèle utilise la fermeture newtonienne selon l’approche de Reynolds et hypothèse de Boussinesq pour régler le problème de la fermeture de la turbulence, ainsi les termes turbulents deviennent :

$$\overline{u'u'} = -A_h \frac{\partial u}{\partial x}; \overline{u'v'} = -A_h \frac{\partial u}{\partial y}; \overline{u'w'} = -A_z \frac{\partial u}{\partial z}; \overline{v'u'} = -A_h \frac{\partial v}{\partial x}; \overline{v'v'} = -A_h \frac{\partial v}{\partial y}; \overline{v'w'} = -A_z \frac{\partial v}{\partial z}$$

Ici les coefficients d’échange turbulent horizontal A_h , ont remplacés les coefficients A_x et A_y car l’on se situe sous l’hypothèse de turbulence horizontale isotrope. Les coefficients sur la verticale, quant à eux, se nommeront dans la suite A_v .

On obtient ainsi les équations suivantes :

$$(1) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} + u * \nabla u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u * \nabla v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ 0 = \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \end{array} \right.$$

$$(2) \quad 0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$(3) \quad \frac{\partial T}{\partial t} + u * \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$(4) \quad \frac{\partial S}{\partial t} + u * \nabla S = K_h \nabla_h^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

$$(5) \quad \rho = \rho(T, S, z)$$

Ces équations primitives sont décrites dans un système de coordonnées cartésiennes (O, x, y, z), avec l’axe Ox orienté positivement vers le sud, l’axe Oy vers l’est et l’axe Oz vers le Zénith. L’origine O se situe au niveau de repos de la surface de la mer. La discréétisation de ces équations se fait sur une grille Arakawa-C et leur résolution se fait sur des coordonnées curvilignes suivant la ligne de côte et, sur la verticale, des coordonnées-sigma suivant la topographie.

Ainsi, le modèle utilise quatre fichier en entrée, le roms_grd.nc, contenant les informations sur la grille (coordonnées, topographie, résolution spatiale etc.), le roms_frc.nc, contenant les informations sur les forçages atmosphériques (forçage du vent et flux de chaleur et d’eau douce), le roms_clm.nc contenant les données de température, salinité, élévation de la surface

et courants aux frontières (issues des données WOA2009), et le roms_ini.nc, contenant les conditions initiales.

Enfin, les conditions de stabilité sont du type CFL (Courant-Friedrichs-Levy) afin que les processus, pour une vitesse c , ne se propagent pas sur une distance supérieure à une maille au cours d'un pas de temps. Les résolutions temporelles et spatiales choisies satisfont donc l'équation :

$$(6) \quad \Delta t \leq \frac{1}{c} \left(\frac{1}{\Delta_x^2} + \frac{1}{\Delta_y^2} \right)^{-\frac{1}{2}}$$

Par précaution, ce critère est vérifié en prenant $c = \sqrt{gH_{max}}$.

2. Implémentation du modèle :

la configuration REGIONAL du modèle a été utilisée pour les deux simulations.

Les modélisations ont été effectuées entre les longitudes 122° W et 142° W et entre les latitudes 40°N et 59 °N. La résolution spatiale a été de 1/5 de degré pour les deux dimensions horizontales. Alors que sur la verticale, la colonne a été divisée en 32 niveaux, avec une profondeur maximale H_{max} , de 4697 m. La résolution temporelle, quant à elle, était de 720 s, il s'agit ici du pas de temps pour la résolution des équations en 3D. Les frontières étaient ainsi toutes ouvertes, sauf la bordure Est, à cause du continent américain.

Les autres paramètres spécifiques à l'implémentation sont énoncés dans le tableau ci-dessous :

Tableau 1 : Paramétrage de la configuration étudiée.

Paramètres	Implémentation du modèle
NTIMES : Nombre d'itérations pour les équations en 3D	3600
NDTFAST : Nombre de Δt pour la résolution en 2D pour chaque boucle en 3D	60
NWRT : Fréquence de sauvegarde des sorties (en nombre de Δt)	360
NAVG : Fréquence de sauvegarde pour les sorties moyennes (en nombre de Δt)	360
NRST : Fréquence de l'enregistrement des paramètres (en nombre de Δt)	3600

Avec cette configuration nous avons effectué deux modélisations sur 10 ans : une première qui ne tient pas compte du flux géothermique, et une deuxième, dans laquelle nous avons introduit un flux géothermique homogène sur une portion de la zone d'étude. Les deux simulations diffèrent donc uniquement par la prise en compte du flux géothermique.

3. Le flux géothermique :

Le modèle utilisé présentait déjà une clé permettant d'introduire le flux géothermique : ANA_BTFLX. Celle-ci est activée dans la configuration REGIONAL mais est mise à 0 par défaut. Cette subroutine, développée dans le fichier du ROMS_AGRIF Analytical.F, définit la matrice btflx dans laquelle on peut associer, pour toute maille, un flux de chaleur cinématique sur le fond (en °C m/s).

Dans la simulation prenant en compte le flux géothermique, celui-ci a été introduit de manière homogène sur une partie de la zone d'étude et gardé nul ailleurs. En effet, ayant pris une valeur

de géothermie importante et voulant présenter une configuration réaliste, ce flux a été introduit uniquement au niveau de certaines mailles à profondeur supérieure ou égale à 3500m. Autrement, des grandes instabilités auraient pu se reproduire près du littoral, à cause d'accumulations trop importantes de chaleurs provenant à la fois du fond que de la surface. Le flux a donc été introduit dans une zone constituée de trois espaces, un, compris entre les mailles en position d'indice i allant de 1 à 50 et sur l'indice j allant de 1 à 40, un deuxième espace sur les mailles en position i allant de 1 à 35 et sur l'indice j de 41 à 90 et enfin, une troisième zone, comprenant les mailles en position i allant de 1 à 10 et en j allant de 91 à 110 (la partie du script modifiée est donnée en Annexe 1).

Pour l'estimation du flux géothermique nous avons pris les valeurs du flux géothermique mesurées à 300 mW/m² sur le front est de la ride de Juan de Fuca (Kadko et al., 1995).

Comme la subroutine ANA_BTFLX introduit une quantité de chaleur par maille et par unité de temps, sur une hauteur de 1 m (°C m/s), nous avons utilisé la formule suivante pour calculer l'échauffement de la masse d'eau en fonction du flux de chaleur apporté :

$$(7) \quad \Delta T = \frac{Q_{géo}}{m * C_p}$$

Où, $Q_{géo}$ est le flux géothermique par maille, ainsi $Q_{géo} = 300 \cdot 10^{-3} J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$, m la masse d'eau concernée par cet apport de chaleur, donc la masse d'eau contenue dans une maille par mètre de hauteur, et C_p la chaleur spécifique de la masse d'eau.

Etant la zone caractérisée par l'ajout du flux géothermique éloignée des côtes, on considère les mailles rectangulaires dans la zone en question. Ainsi, chaque maille mesure 22.2 km dans l'axe Nord-Sud alors que pour l'axe Est-Ouest cela dépend la latitude. Etant donné que la latitude varie entre 40.2 °N et 58.9 °N nous allons calculer la taille de la maille moyenne, sur l'axe Est-Ouest, avec une latitude moyenne de 49.5 °N. On obtient donc une distance moyenne de 14.4 km dans l'axe Est-Ouest, ce qui donne une surface S est de $319.68 \cdot 10^6 m^2$. Donc $Q_{géo} = 95\,904 \cdot 10^3 J \cdot s^{-1}$ par maille.

La conversion entre le volume et la masse a été faite avec la masse volumique moyenne de l'eau de mer : $\bar{\rho} = 1027.8 \text{ kg} \cdot m^{-3}$. Ainsi, en considérant V , le volume d'eau sur un mètre de hauteur on a :

$$\begin{aligned} m &= V * \bar{\rho} \\ &= 319.68 \cdot 10^6 * 1027.8 \\ &= 328\,567.104 \cdot 10^6 \text{ kg} \end{aligned}$$

Enfin, pour ce qui est de la chaleur spécifique, qui dépend de la température, la salinité et la pression, nous avons considéré les valeurs de capacité thermique massique pour une température de 0 °C et une salinité de 35, et la moyenne a été effectuée entre les deux valeurs de pression concernant pour notre étude: $3923.1 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ à une pression de 2000 dbar et $3849.3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ à une pression de 5000 dbar (Copin-Montegut, 2002).

Ainsi nous avons obtenu une valeur de chaleur spécifique pour une pression de 3500 dbar : $C_p = 3886.2 \text{ J kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$.

Les valeurs de masse et chaleur spécifique, nous ont permis d'estimer, grâce à l'équation (7), le taux de variation de température par unité de temps $\Delta T = 7.51 \cdot 10^{-8} \text{ °C m.s}^{-1}$.

Résultats et discussion

Dans un premier temps, la comparaison des deux diagnostiques, ne semble montrer de différence entre les deux simulations. Les paramètres susceptibles de varier, à savoir notamment l'énergie cinétique et la température, semblent suivre exactement la même dynamique d'une simulation à l'autre, cela pourrait s'expliquer par l'intensité très faible du flux de chaleur introduit au fond par rapport au flux de surface. Alors que, pendant d'autres essais, avec un flux géothermique plus important ($\Delta T = 0.5 \text{ }^{\circ}\text{C} \text{ m. s}^{-1}$ sur l'ensemble de la grille) la simulation arrêtait dès la 11ème itération, à cause justement d'une énergie cinétique très importante, induisant des vitesses trop élevées.

La seule différence que l'on aperçoit dans les diagnostiques concerne l'anomalie de volume (Annexe 2). Elle semble être légèrement instable lorsque l'on introduit le flux géothermique, en effet, même en fin de la modélisation, l'anomalie de volume semble diminuer, alors que dans la simulation sans flux géothermique, elle reste relativement stable dès la 4ème année. Néanmoins, pour l'ensemble des paramètres, les deux modèles deviennent stables assez tardivement, à partir de la 6ème année de simulation.

Ainsi, ayant des diagnostiques quasi-identiques et deux simulations caractérisées par exactement la même implantation à l'exception de l'ajout de ce flux de chaleur stationnaire dans une partie de la grille, l'on suppose que l'effet de ce flux, une fois mis en place, se répète cycliquement de manière similaire d'une année à l'autre. L'analyse spatiale de l'effet du flux pour une année donnée, à savoir la dixième année, étant la dernière année de simulation, est donc privilégiée.

D'après la littérature, l'intensité des courants et la température semblent répondre de manière la plus marquée à l'introduction du flux géothermique. La variation spatiale de ces paramètres dans les deux simulations à différentes profondeurs est ainsi observée à deux moments opposés de l'année: l'été, caractérisée par une insolation maximale, et l'hiver, pendant lequel l'on s'attend à voir un effet du flux géothermique plus marqué à cause d'une diminution du flux de chaleur en surface. En effet, d'après les données de forçages externes, les flux de

chaleur, sensible et totale, ainsi que l'ensoleillement dans les courtes longueurs d'onde, montrent des forçages aux antipodes entre les saisons d'été et d'hiver. On observe notamment une insolation dans les courtes longueurs d'onde entre 100 et 120 W/m² en été et entre 20 et 50 W/m² en hiver. Comme nous pouvons voir dans la figure ci-jacente (figure 2), cela entraîne des flux de chaleur Océan-Atmosphère qui ne sont pas dirigé dans le même sens aux deux saisons. Ainsi, pour toutes les comparaisons les mois de janvier et de

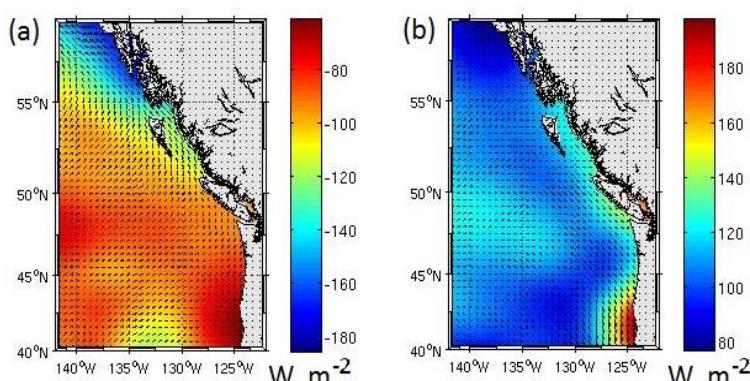


Figure 2: Flux net de chaleur en W/m² à la surface de l'Océan, le 15ème jour de l'année (mi-Janvier), (a) et le 195ème jour de l'année (mi-Juillet), (b).

juillet de la dixième année de modélisation ont été observés.

L'analyse du courant a été faite sur l'ensemble de la zone d'étude à plusieurs profondeurs : 200 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 3000 m, 3500 m et premier niveau z. Pour évaluer les variations de température, la différence entre les images de température des deux simulations a été effectuée entre la surface, le premier niveau z de la grille suivant la topographie, 3000 m de profondeur et 3500 m de profondeur.

- Hiver : Le 2 janvier de la 10ème année

Tout d'abord, on s'aperçoit que l'apport de chaleur par le fond modifie les structures de courants même dans les couches au voisinage de la surface : à 200 m de profondeur, dans les régions plus tourbillonnaires, la structure des courants est modifiée, ainsi on observe une augmentation des filaments de courant à des endroits différents. On remarque par exemple la mise en place d'un tourbillon que l'on retrouvera aussi plus en profondeur (T1 sur la figure 3) en absence de flux géothermique. Il n'est cependant pas possible de cerner à cette profondeur des différences dans l'intensité globale des courants.

A partir de 1000 m de profondeur les variations commencent à être plus consistantes et les effets deviennent homogènes sur la colonne d'eau.

Deux types de modifications se distinguent : l'intensification du courant au Sud-Ouest de l'image, correspondant probablement à la branche nord du Courant Nord Pacifique, le Courant Sub Arctique du Pacifique Nord, qui va devenir le courant d'Alaska en remontant la côte américaine. Par défaut, vu sa direction du Sud vers le Nord, afin d'éviter toute erreur de jugement, ce courant va être appelé courant Nord. La deuxième modification concerne une variation des courants tourbillonnaires, tant en termes de structure que d'intensité. Cela concerne plus précisément deux zones de la grille encerclées dans la figure 3: le long de la côte canadienne, au large de l'île de Vancouver (zone 2), et dans la partie septentrionale de la grille, près de la côte de l'Alaska (zone 1).

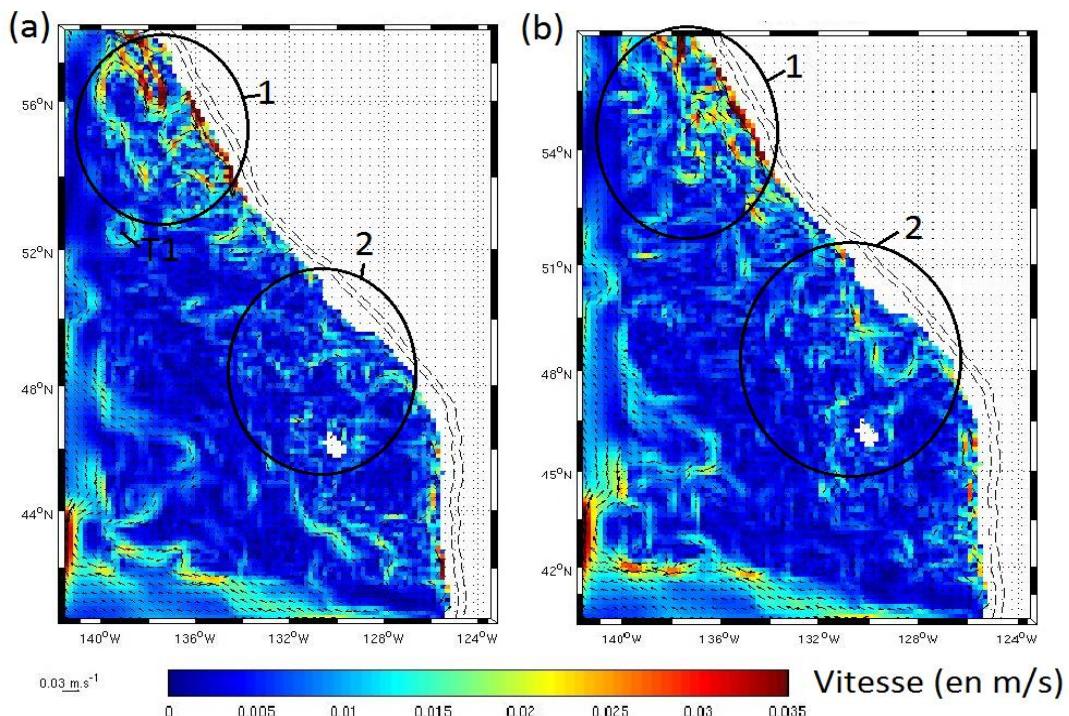


Figure 3: Comparaison des deux simulations le 2 Janvier de la dixième année à 2000 m de profondeur, sans (a), et avec (b) flux géothermique.

Dans cette dernière région, la structure des courants tourbillonnaires diffère beaucoup d'une simulation à l'autre, alors que pour ce qui concerne les latitudes moyennes, au large du Canada, la circulation réagit à un ajout du flux géostrophique par une intensification des structures de courant tourbillonnaires, notamment là où leur vitesse sans flux géostrophique est très faible.

Ces variations sont notamment visibles à partir de 2000 m de profondeur, comme on peut voir dans la figure 3 (b). Dans cette figure on peut également distinguer le tourbillon T1 identifié déjà près de la surface (à 200 m de profondeur), ici visible à 2000 m de profondeur.

De plus, un zoom sur la circulation à 3500 m de profondeur permet de mettre en évidence l'intensification du courant remontant vers le Nord, avec des vitesses qui augmentent localement de 0.5 cm/s.

Pour ce qui concerne les températures, les variations entre les deux simulations au niveau de la surface sont localement positives et négatives. Alors que plus la profondeur augmente plus l'écart de température, entre la simulation avec flux et celle sans flux, devient positive. Ainsi, à partir de 3000 m de profondeur, les écarts positifs deviennent dominants avec des augmentations des températures supérieures à +0.03 °C au nord de 60° N, alors qu'entre 40° et 60° N on observe des faibles variations négatives de l'ordre de -0.01 °C. Alors qu'à partir de 3500 m de profondeur on a que des variations positives de la température, avec des variations comprises essentiellement entre +0.01 °C et +0.02 °C avec des maximums à +0.03 °C. Ces variations de température sont résumées dans la figure 4, présentant les écarts de température au premier niveau z. Dans cette figure on remarque également des températures inférieures près de la ligne de côte lors de l'ajout du flux géothermique.

- Eté : Le 2 Juillet de la 10eme année

Lorsqu'on observe les résultats près de la surface (200 m de profondeur), les courants semblent être plus intenses lorsque le flux géothermique n'a pas été introduit : paradoxalement le flux géothermique semble inhiber la vitesse des courants, notamment au large des côtes de l'Alaska. Alors qu'à partir de 1000 m de profondeur, on remarque la mise en place des mêmes modifications décrites précédemment sur le courant Nord ainsi que sur la modification des circulations tourbillonnaires près des côtes. Par contre, les variations sont, dans ces cas-là, nettement plus faibles. En effet, il est difficile de conclure sur une modification de l'intensité des courants, les deux simulations diffèrent notamment par la modification de la structure de la circulation, qui ne développe pas les mêmes tourbillons et méandres aux mêmes endroits de l'espace.

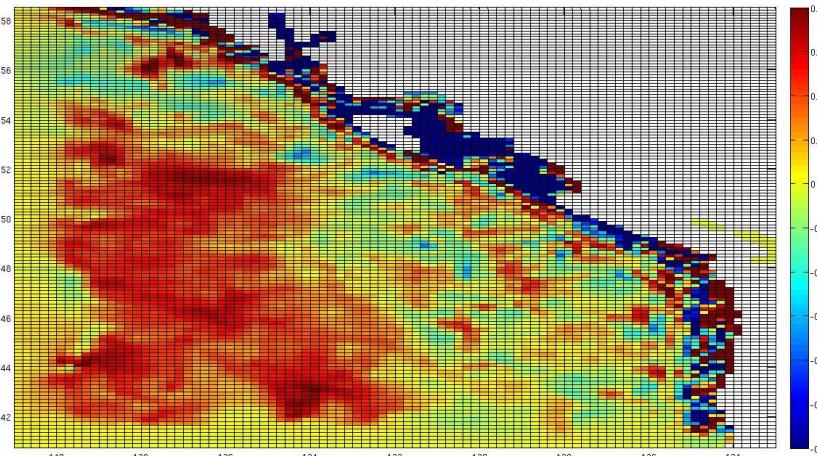


Figure 4: Ecart de températures (en °C) entre la simulation avec flux géothermique moins celle sans flux géothermique au premier niveau de profondeur z.

Ainsi, les modifications d'intensité du courant sont visibles pendant cette date, uniquement sur le courant Nord à partir des dernières centaines de mètres de la colonne d'eau : le premier niveau z. Cela peut être visualisé dans la figure ci-dessous, il s'agit d'un zoom sur ce courant à 3500 m de profondeur (figure 5).

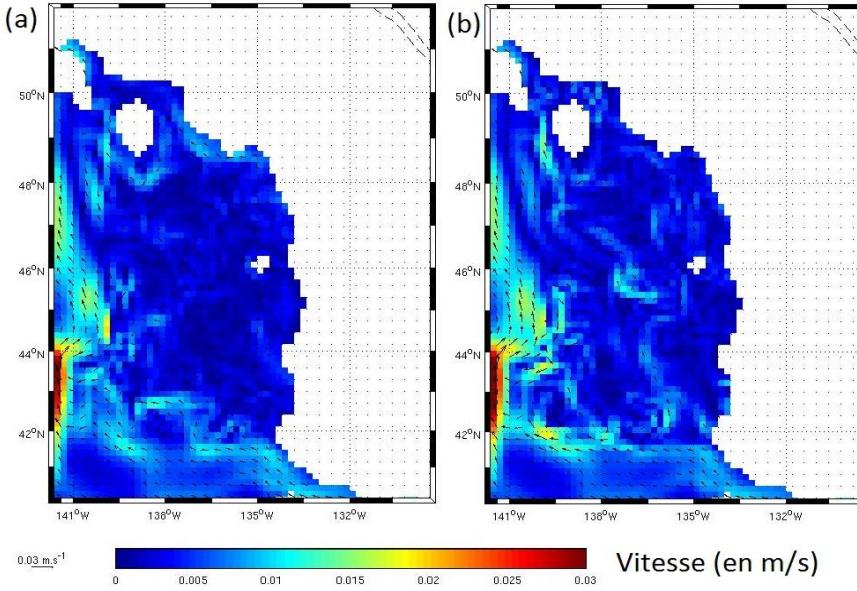


Figure 5: Comparaisons des vitesses et structures des courants à 3500 m de profondeur sans, (a), et avec, (b), flux géothermique.

Comme observe dans cette figure, ces variations locales peuvent atteindre au maximum une augmentation de la vitesse de 1 cm/s mais sont généralement de l'ordre de 0.3 cm/s.

Concernant la répartition de la chaleur, et donc les variations de température selon la profondeur, on observe des résultats très similaires à ceux de la saison hivernale, à la fois dans l'ordre de grandeur des variations de température et dans leur répartition sur le plan horizontal. On remarque par contre une anomalie de température en surface et en milieu peu profond d'avantage plus importante pendant l'été, amenant des baisses considérables des températures dans ces milieux lors de l'introduction du flux géothermique.

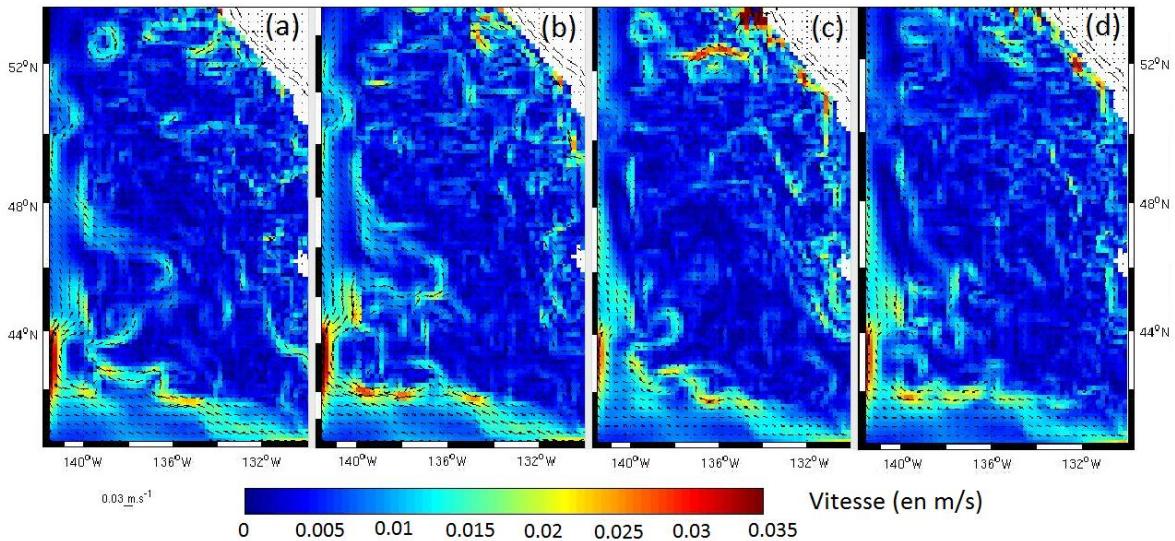


Figure 6: Comparaison du courant Nord à 2000 m de profondeur le 2 Janvier de la dixième année, sans (a) et avec flux géothermique (b), et le 2 Juillet de la dixième année, sans (c) et avec flux géothermique.

En général, le courant Nord reste le plus invarié d'une saison à l'autre en termes de structure et profil, c'est donc en observant celui-ci qu'on peut comparer les effets du flux géothermique aux saisons d'été et d'hiver. On remarque ainsi, que celui-ci est légèrement plus

intense en janvier qu'en Juillet même en absence de flux géothermique (figure 6). On constate de plus, en comparant les quatre figures (6 a, b, c et d), que, spatialement le flux géothermique tend à modifier la structure du courant de manière similaire entre les deux saisons. Par exemple, comme on peut voir dans les zones encerclées dans les figures 6 b et d, l'ajout du flux de chaleur au fond, a tendance à intensifier le courant dans son passage à plus basse latitude.

L'ajout du flux géothermique induit donc un réchauffement des couches plus profondes (premier niveau z) jusqu'à $+0.004^{\circ}\text{C}$, ces variations semblent être indépendantes de la saison. Concernant les courants, ce flux de chaleur modifie notamment la structure des courants à moindre profondeur, en créant une circulation tourbillonnaire plus intense, surtout en période hivernale, au large de l'île de Vancouver et en modifiant la structure de celle-ci au large de l'Alaska. De plus, ce flux semble intensifier le courant Nord de 0.5 cm/s à 3500 m de profondeur pendant le mois de Janvier, alors qu'il s'intensifie généralement pas plus de 0.3 cm/s pendant le mois de Juillet, même s'il est difficile de quantifier précisément les variations. Pour ce qui concerne la coté au large de l'Alaska, il s'agit d'une zone caractérisée par des importants upwellings, avec une circulation tourbillonnaire assez complexe, l'interprétation des résultats dans cette zone est donc difficile.

Malgré la faible intensité du flux géothermique face au flux de surface, l'introduction de ce flux semble ne pas être négligeable. Adcroft et al. 2001, justifient des réponses si fortes, malgré les grandes différences d'intensité des deux flux, par l'efficacité, en tant que moteur de circulation, du réchauffement d'un fluide par le fond (Huang, 1999).

La distribution locale des variations dans l'espace rend la comparaison avec des données *in situ* compliquée, c'est pour cela que ces résultats sont plutôt comparés aux précédents modèles étudiant l'effet du flux géothermique sur la circulation et les paramètres hydrologiques.

L'étude de Gaey et Madec, 2001, permet notamment de différencier l'effet d'un flux homogène sur l'ensemble de l'espace et un flux hétérogène spatialement. Pour cela, ils effectuent plusieurs simulations à l'échelle globale utilisant le modèle océanique OPA du GCM (Madec et al., 1998; Delecluse and Madec, 1999), d'abord avec un flux géothermique homogène sur l'espace et ensuite avec un flux réaliste, c'est à dire variable dans l'espace et calculé selon l'âge de la croûte océanique, d'après la formulation de Stein and Stein (1992). Il s'agit ici d'un flux plus vraisemblable à celui introduit dans le modèle ROMS. Les simulations ont été effectuées avec différentes valeurs du coefficient de diffusivité K_z , car il est à l'origine de la compensation des deux flux opposés de chaleur.

Avec un flux homogène de 86.4 mW/m^2 ils trouvent un réchauffement homogène de l'ensemble de l'océan au-delà de 3000 m de profondeur de 0.1 à 0.5°C , avec notamment ce maximum dans l'Océan Pacifique Nord. Ces variations de température sont augmentées de 0.02°C dans les profondeurs moyennes, et diminuées de 0.1°C au fond, lorsque le flux géothermique varie dans l'espace. On remarque également des refroidissements très localisés de jusqu'à 0.1°C entre 1000 et 2000 m de profondeur. Ainsi, les variations négatives des températures retrouvées localement à 1000 m de profondeur dans le modèle ROMS semblent être moins étranges.

Dans tous les cas, dans les simulations effectuées au niveau de la Ride de Juan de Fuca, le réchauffement, bien qu'il soit présent notamment en profondeur, aucune des variations maximales observées n'atteint les mêmes ordres de grandeur des résultats de Gaey et Madec, 2001. Or, la variation du K_z , a permis au contraire de mettre en évidence l'effet du mélange

vertical : ainsi lorsque le K_z en profondeur est plus important, les variations de température en présence de flux géothermique sont moins importantes, de l'ordre de 0.15 °C avec des pics de 0.3 °C au fond de l'océan Pacifique. Des valeurs importantes du K_z dans notre zone d'étude pourraient ainsi impliquer des variations de températures moins importantes.

De plus, des mesures *in situ* des anomalies de température reliées au flux géothermique près de la Ride de Juan de Fuca montrent des variations de température locales comprises entre 0.02 et 0.005 °C (Backer et Massoth, 1987). Ces valeurs se rapprochent déjà plus aux températures données par la simulation ROMS, et justifient plus ces résultats.

Pour ce qui concerne l'effet sur les courants, il ne peut être comparé que par le constat d'une augmentation ponctuelle de l'intensité de la circulation, l'implantation à une zone avec un courant caractéristique aurait ici été préférable pour la comparaison. Dans tous les cas la modification de la structure des courants sur l'ensemble de la colonne d'eau est évidente.

Néanmoins, il ne faut pas oublier la présence de variations de température fortement négatives dans les régions les moins profondes lorsqu'on ajoute le flux géothermique, accentuées pendant l'été. Cette réaction difficilement explicable pourrait être liée à deux possibilités. Soit à une réaction du modèle pour conserver la quantité de chaleur, en diminuant par exemple le flux de surface, il ne s'agit par contre que d'une hypothèse. Autrement, cela pourrait indiquer un dysfonctionnement du modèle, d'autant plus que les diagnostiques ne présentent pas d'instabilités. Or, l'ensemble des résultats de la littérature montrent des résultats qui deviennent stables uniquement à partir de plusieurs siècles de simulation, ce qui laisse supposer que, malgré les diagnostiques semblent montrer des modèles stables, l'effet du flux géothermique s'installe dans le modèle après une période beaucoup plus longue de dix ans.

Dans ce contexte, l'instabilité des anomalies de volumes pourrait être particulièrement emblématique, indiquant notamment un dysfonctionnement du modèle. En effet, l'ajout du flux géothermique montre une amplification locale des courants, ce qui pourrait expliquer l'anomalie de volume négative même en fin de modélisation. Ainsi cette anomalie, liée à un flux sortant supérieur au flux entrant, pourrait être liée à l'intensification des courants par le flux géothermique, et une rétroaction non adaptée de la part du modèle. Ainsi, cette anomalie pourrait être liée à une difficulté dans la gestion des frontières ouvertes lors de cet ajout de chaleur. En effet, les variations de température ne semblent pas affecter les mailles au voisinage des bords Sud et Ouest (figure 4). Il aurait probablement été préférable d'introduire les flux de chaleurs en dehors des mailles sur les frontières.

Enfin, alors que dans le modèle ROMS nous avons observé un réchauffement qu'en profondeur, les modèles décrits dans la littérature ont montré, après des siècles de simulation, un réchauffement global de la masse océanique. Dans ce cas il faudrait donc se questionner davantage sur les limites du modèle ROMS quant au fait qu'il considère océan et l'atmosphère deux entités séparées indépendantes, ainsi, les forçages climatiques sont périodiques avec une période annuelle et sont ainsi indépendants de l'évolution du système océanique. Alors que dans le cas réel, si l'océan ressentait des variations importantes de température, les flux de chaleur Océan-Atmosphère seraient modifiés, ainsi que le fonctionnement atmosphérique et donc, les forçages climatiques. Le degré de complexité devient davantage important si la réponse de l'océan à ce forçage géothermique n'est pas homogène spatialement.

Conclusion

En conclusion cette étude a permis de mettre en évidence des effets du flux géothermique sur la colonne d'eau : une variation des gradients de température et une variation de la structure et de l'intensité des courants. Les simulations ont ici été confrontées pour deux moments significatifs de l'année, se déroulant au cours de périodes caractérisées par des flux d'insolation en surface extrêmes: le 2 Janvier et le 2 Juillet. L'analyse spatiale de l'effet du flux géothermique a été privilégiée à celle temporelle, car nous avons pu montrer que c'est l'ensemble du système qui réagit à cet apport de chaleur, la prise en compte de l'espace dans son ensemble semblait être indispensable.

Les résultats montrent des réponses de la part de la circulation océanique qui semblent être plus intenses pendant la période hivernale, où les flux de chaleur de surface et en profondeur semblent être moins contrastés.

L'effet de la prise en compte du flux géothermique sur le modèle semble ainsi être considérable, non seulement à l'échelle mondiale, mais également sur un modèle régional, d'autant plus qu'elles affectent une grande partie de la colonne d'eau.

Néanmoins, la simulation a donné également des fortes incohérences, dont notamment une baisse considérable des températures dans les faibles profondeurs, ce qui amène à reconsidérer des résultats montrés. L'anomalie de volume pourrait suggérer une difficulté du modèle dans la gestion des échanges aux frontières lors de cet ajout d'énergie.

De plus, l'analyse a été portée sur une très petite partie des résultats, et une comparaison tout le long de l'année serait sûrement plus adaptée pour cerner les effets de la prise en compte du flux géothermique, d'autant plus que les études à échelle mondiale, nécessitent des très longues périodes de simulation pour atteindre un état stable.

Enfin, la zone étudiée ne semble finalement pas être adaptée pour ce type d'étude car ne présente pas de courant caractéristique. Ainsi, il serait plus intéressant d'étudier les effets de cet apport de chaleur par le fond sur une région avec un courant plus spécifique bien connu, cela favoriserait la comparaison des résultats avec ceux de la littérature, que ça soit par modélisation ou donnée *in situ*, sachant que ce type de dynamiques sont peu étudiées. Cela permettrait de mieux cerner les effets de ce flux sur une plus petite échelle temporelle et spatiale. Pour ce faire, une zone en milieu hauturier permettrait peut-être d'éviter les inconvénients ci-trouvés près des côtes, dans tous les cas il serait préférable de ne pas introduire des flux au niveau des frontières afin d'éviter les possibles interférences. En appliquant ces corrections, il serait très intéressant d'analyser une nouvelle fois l'impact de ce flux sur un modèle Régional et ainsi reconsidérer sa prise en compte.

Annexes

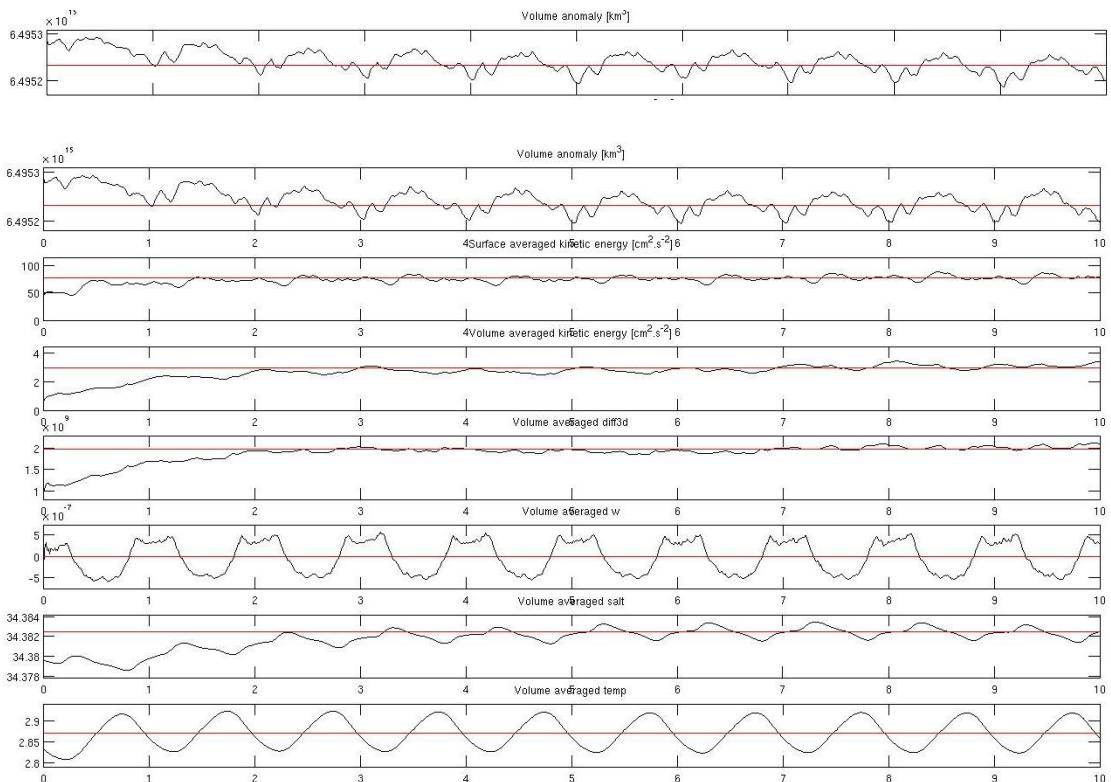
1. Modifications de la boucle de température de la subroutine ANA_BTFLX du fichier Analytical.F (entre les lignes 135 et 154)

```

1.135 : do j=JstrR,JendR
    do i=IstrR,IendR
        btflx(i,j,itemp)=0.
    enddo
enddo
do j=1,40
    do i=1,50
        btflx(i,j,itemp)=0.000000075
    enddo
enddo
do j=41,90
    do i=1,35
        btflx(i,j,itemp)=0.000000075
    enddo
enddo
do j=91,110
    do i=1,10
        btflx(i,j,itemp)=0.000000075
    enddo
enddo
1.154 : enddo

```

2. Stabilité des modèles (la première ligne provient du modèle avec flux géothermique, les diagnostiques des autres paramètres ne diffèrent pas d'une simulation à l'autre).



Références

- Copin-Montegut, G. (2002). *Propriétés physiques de l'eau de mer*. Ed. Techniques Ingénieur.
- Doglioli, A. M., Notes de Cours et Travaux Dirigés de Modélisation de la Circulation Océanique, 2016, Université d'Aix-Marseille, France.
- Hofmann, M., & Maqueda, M. (2009). Geothermal heat flux and its influence on the oceanic abyssal circulation and radiocarbon distribution. *Geophysical Research Letters*, 36(3).
- Kadko, D., Baross, J., & Alt, J. (1995). The magnitude and global implications of hydrothermal flux. *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions*, 446-466.
- Stein, C. A., & Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359(6391), 123-129.