



Analyse des équilibres multiples du climat dans des simulations
couplées océan-atmosphère-glace idéalisées

Laurent Goulard
<laurent.goulard@meteo.fr>

NUMÉRO 1205

Toulouse, juin 2010

Résumé

Les études du paléoclimat montrent à travers divers proxys l'existence de phénomènes oscillatoires de l'ordre du millier d'années. Pour tenter de comprendre ce phénomène, le recours à des modèles de simulations est naturel. Des chercheurs du Laboratoire de Physique des Océans (LPO) ont fait tourner des modèles couplés océan-atmosphère-glace idéalisés afin de reproduire ces oscillations millénaires.

Des phénomènes de transition abrupte entre deux états d'équilibre ont ainsi pu être observés, notamment concernant l'intensité de la circulation thermohaline.

Pour affiner et de valider les conclusions faites, des simulations du même type ont été conduites sur un modèle que l'on peut qualifier de complexité intermédiaire. Le but du stage était d'analyser les résultats d'une simulation issue d'un tel modèle.

Remerciements

Je remercie

Thierry Huck pour sa disponibilité et son enthousiasme,

Olivier Arzel pour avoir fourni la matière première à étudier ainsi que pour ses suggestions toujours avisées,

Nico et Xavo, les deux clowns du LPO pour avoir égayé mes repas de midi,

Patrice, pour m'avoir permis de participer au tournoi de foot,

Bernard, pour m'avoir prêté ses clés tous les matins.

Table des matières

1	L'environnement de travail	3
1.1	Le cadre	3
1.2	L'environnement logiciel	3
1.2.1	NetCDF	3
1.2.2	MATLAB	4
2	Les tenants et aboutissants de l'étude menée	5
2.1	Quelques éléments sur les paléoclimats	5
2.1.1	Comment sont reconstitués les climats?	5
2.1.2	La dernière période glaciaire	5
2.2	La théorie de Stommel	7
2.3	Le travail d'O. Arzel	7
2.4	Le modèle UVIC	7
2.4.1	la grille	8
2.4.2	Le modèle atmosphérique	8
2.4.3	Le modèle de glace	8
2.4.4	Le modèle océanique	8
2.4.5	Le couplage	8
2.5	Pourquoi faire de telles simulations sur des climats d'il y a plus de 10 000 ans?	8
3	L'analyse de la simulation	9
3.1	Les différentes corrélations	9
3.2	La caractérisation des 2 états	10
3.2.1	Les séries temporelles et la comparaison des 2 états	11
3.2.2	L'allure de la MOC	11
3.2.3	Les cartes bidimensionnelles	13
3.2.4	Les variables tridimensionnelles	14
3.2.5	Le transport de chaleur par les océans	22
3.3	Les évolutions dans le temps	26
3.3.1	Les coupes latitude-profondeur	26
3.3.2	Stabilité verticale	26
3.3.3	Les extréma de la fonction barotrope sur l'Atlantique	26
3.3.4	Les tendances de température potentielle, salinité et densité potentielle	29
3.3.5	Le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère	29
3.3.6	L'étendue de glace dans l'atlantique nord	32
3.3.7	les différences Nord-Sud de densité potentielle	32
	Conclusion	35

Partie 1

L'environnement de travail

Le stage s'est déroulé dans les bureaux du Laboratoire de Physique des Océans (LPO) situés sur le campus de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO) à Brest

1.1 Le cadre

Le LPO est une unité mixte de recherche (UMR) CNRS-IFREMER-IRD-UBO. Il comprend une cinquantaine de permanents qui se répartissent pour moitié en chercheurs et enseignants-chercheurs et pour l'autre moitié en ingénieurs, techniciens et administratifs. Les personnels non-permanents se composent de doctorants, de post-docs ainsi que d'ingénieurs et chercheurs en CDD.

De part ses tutelles multiples, les locaux du LPO se répartissent sur le site de l'IFREMER ainsi que sur celui de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO).

La mission du LPO est l'étude de la physique et de la dynamique des océans à toutes les échelles spatiales et temporelles.

Les thèmes de recherche actuels sont :

- Circulation générale et climat
- Observation de la méso-échelle
- Interactions d'échelle
- Marges continentales

1.2 L'environnement logiciel

Le laboratoire dispose d'un réseau avec des postes clients sous Linux (distribution Ubuntu) .

1.2.1 NetCDF

NetCDF est à la fois un modèle d'organisation de données, un format de fichier et un ensemble de bibliothèques (par exemple [7]) et logiciels pour accéder à ces données et les traiter.

NetCDF a été à l'origine développé pour que des scientifiques d'horizons différents puissent travailler sur des données communes

Les caractéristiques importants de NetCDF sont :

- Les fichiers sont portables (multi-plateforme)
- Les données sont facilement éditables
- Et surtout les fichiers sont auto-documentés

Pour préciser ce dernier point, les sorties de modèles sur lesquelles j'ai travaillé étaient sous forme de fichier NetCDF et donc on pouvait connaître le nom, la signification, les unités, les dimensions de chaque variables diagnostics soit en utilisant des bibliothèques

(sous MATLAB par exemple), soit à l'aide d'outil autonome sous Unix (`ncdump` par exemple).

Pour plus de détails sur la philosophie générale de NetCDF, on pourra consulter [8]

1.2.2 MATLAB

Les analyses ont été effectuées avec le logiciel de calcul scientifique MATLAB.

MATLAB est très répandu dans le milieu scientifique et son intérêt par rapport à d'autres initiatives open-source similaires (SCILab, Octave, ...) est qu'il dispose de bibliothèques pour traiter à peu près tous problèmes dans de multiples domaines (Apparemment seul R peut rivaliser à ce niveau...). L'inconvénient étant bien entendu un coût de licence relativement élevé.

Partie 2

Les tenants et aboutissants de l'étude menée

2.1 Quelques éléments sur les paléoclimats

2.1.1 Comment sont reconstitués les climats ?

Les données de base proviennent de carottage de glace (projet GISP2, GRIP,...) ou de campagne de carottage en mer (voir par exemple [1] sur le déroulement d'une mission)

L'étude de ces carottes permet d'avoir une chronologie des différents paramètres selon le principe : plus c'est vieux, plus c'est profond. A travers ces paramètres (appelé *proxys* dans la littérature) tels que quantité de particules magnétiques, rapport isotopique $\delta^{18}O$ ou $\delta^{14}C$,... on peut reconstituer de indicateurs des données climatiques de base.

On peut également procéder à des analyses biologiques de sédiments marins et déduire des informations sur le biotope.

La taille des sédiments fournit également des informations importantes

2.1.2 La dernière période glaciaire

Les climats de la dernière période glaciaire présentent des oscillations marquées entre des équilibres multiples.

La figure 2.1 donne les reconstructions de températures issues du projet GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2)

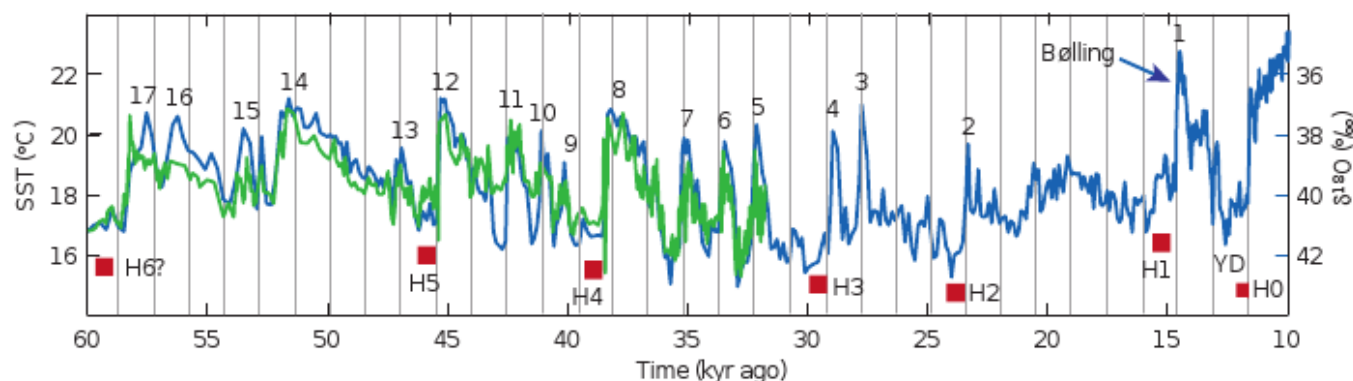


FIGURE 2.1 – reconstruction de température de surface océanique à partir du rapport isotopique $\delta^{18}O$

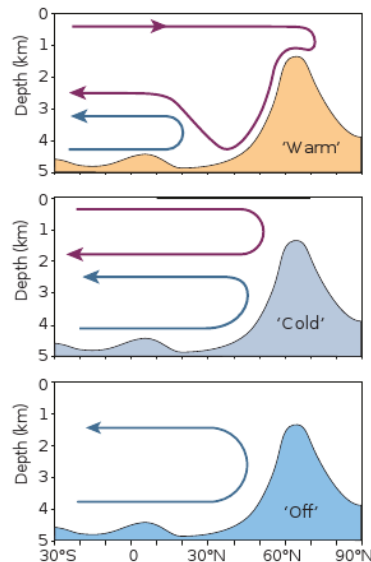


FIGURE 2.2 – Les circulations océaniques associées aux états interstadaire, stadaire et Heinrich

Les phénomènes les plus prononcés au point de vue climatique durant la dernière période glaciaire sur les 120 000 dernières années sont certainement les événements de Dansgaard-Oeschger (D/O). Ce sont des oscillations dont la période la plus commune est de l'ordre de 1500 ans.

On pense depuis longtemps qu'il y a un lien entre ces changements abrupts de climat et les variations de la circulation thermohaline ([3]). Grâce aux diverses campagnes de carottage, on a pu établir que cette circulation océanique pouvait prendre un des 3 états types d'équilibre suivant :

- État interstadaire (chaud) avec une circulation plutôt forte
- État stadaire (froid) avec une circulation thermohaline faible
- État Heinrich (off) où la circulation thermohaline est totalement coupée dans l'Atlantique Nord.

La figure 2.2, tirée de [6], explique les différences fondamentales entre ces 3 modes de circulation océanique. (on pourra consulter [11] pour les bases de la circulation océanique). L'élévation dans la topographie située à 60 degré de latitude Nord figure la dorsale médio-océanique dans la zone Écosse-Islande-Groënland.

Un autre type d'oscillation climatique dans cette période pré-holocène est constitué par les événements d'Heinrich qui sont des événements de type glaciaire.

L'analyse des couches de sédiments correspondant à cette période montre des tailles de particules telles qu'elles n'ont pu être véhiculées que par des icebergs. Ceux-ci sont vraisemblablement issus de la région du détroit d'Hudson.

En fait on pense que la chronologie des faits est la suivante :

- La banquise atteint une taille critique en hauteur et de larges blocs de glace se détachent.
- Ceux-ci dérivent dans des zones situées plus au Sud
- La fonte de ces blocs entraînent une décharge d'eau douce dans les océans qui perturbe la circulation thermohaline au point de quasiment la stopper.

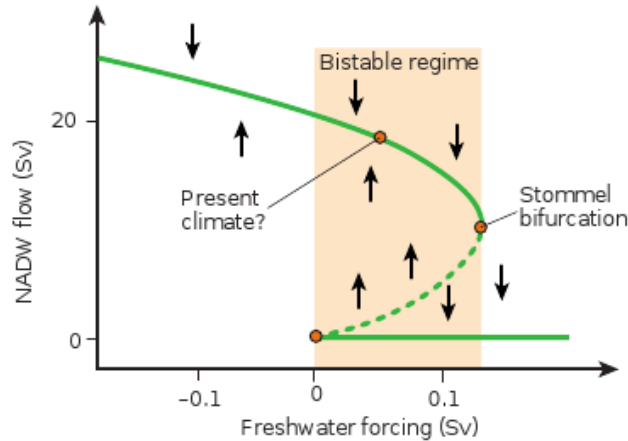


FIGURE 2.3 – Schéma de la bifurcation entre deux états de la circulation thermohaline

2.2 La théorie de Stommel

Historiquement, l'évolution d'un système océanique vers des équilibres multiples a été théorisée par Stommel.

Un célèbre article de 1961 ([10]) détaille la construction d'un modèle simple de type boîte où peuvent coexister deux régimes stables de circulation, l'évolution vers l'un de ces états dépendant des conditions initiales.

À partir de cette analyse, l'idée de base est que les oscillations observées constituent en fait des transitions entre ces 2 états « pseudo-stables », transitions possible pour certaines valeurs de forçages extérieurs (figure 2.3).

2.3 Le travail d'O. Arzel

De nombreux travaux ont tenté de reproduire ces oscillations à l'aide de différents modèles (par exemple [13])

O Arzel, enseignant-chercheur au LPO a étudié ces oscillations dans un modèle 3D couplé océan-atmosphère-glace de mer idéalisé. L'intérêt de tels modèles relativement simples est le coût en calcul qui reste acceptable même sur de petites configurations.

L'autre intérêt est que plus le modèle est simple, mieux on peut évaluer le rôle des différents paramètres. (notamment ici le rôle des différents forçages pour obtenir un état oscillant). Dans un article récent ([4]), il met en évidence des oscillations, les étudie et montre l'influence des différents forçages (notamment le vent).

Le modèle utilisé étant relativement simpliste (1 seul bassin, pas de topographie), l'étape suivante a été d'essayer de confirmer ces analyses en utilisant un modèle plus complexe.

2.4 Le modèle UVIC

Ce modèle est donc un modèle 3D couplé océan-atmosphère-glace qualifié de complexité intermédiaire.

Par complexité intermédiaire il faut comprendre assez complexe pour être réaliste mais assez simple pour pouvoir faire des simulations climatiques (donc typiquement sur des milliers voire des dizaines de milliers d'années) en un temps « raisonnable ».

Ce modèle est décrit de façon détaillée dans [12].

2.4.1 la grille

La grille horizontale utilisée est une grille à maille fixe de $3,6^\circ$ en longitude et de $1,8^\circ$ en latitude. Ce qui fait que les matrices pour des données bi-dimensionnelle longitude-latitude ont une taille de 100 sur 100.

Sur le plan vertical, dans l'océan, on dispose de 19 niveaux. De façon logique, les épaisseurs des niveaux croissent avec la profondeur.

2.4.2 Le modèle atmosphérique

C'est un modèle très simple puisqu'il dispose d'un seul niveau et fonctionne par équilibre radiatif. Le vent est présent sous forme d'un forçage avec des données issues des observations actuelles ainsi que d'une rétroaction.

2.4.3 Le modèle de glace

Plusieurs options sont prévues dans le modèle. Le modèle standard fait évoluer la fraction d'aire, l'épaisseur et la température de glace de façon thermodynamique. A cela s'ajoute une partie dynamique.

2.4.4 Le modèle océanique

C'est un modèle classique hydrostatique qui utilise les équations de Navier-Stokes avec les approximations de Boussinesq, modèle dit aux équations primitives. Ce modèle, MOM (Modular Ocean Model) version 2.2, est issue du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory).

2.4.5 Le couplage

Celui-ci s'effectue tout les 2 pas de temps du modèle océanique pendant lesquels les autres modèles ont tournés sur 4 pas de temps. Cette méthode permet d'assurer une meilleure stabilité pour le modèle couplé.

Des algorithmes adaptés permettent de s'assurer de la conservation globale de l'eau douce et de la chaleur.

2.5 Pourquoi faire de telles simulations sur des climats d'il y a plus de 10 000 ans ?

Il y a deux raisons majeures :

- Tester la pertinence et la performance des modèles numériques (voir [6])
- Tenter de percer les mécanismes de transformation de la circulation thermohaline et son importance dans l'évolution du climat

Cette dernière raison est d'une importance très actuelle puisque l'on ignore comment peut évoluer cette circulation avec les changements climatiques et quelles pourraient être les différentes rétroactions.

Certains scénarios du GIEC entraineraient un affaiblissement de la circulation thermohaline au cours du XXI^e siècle ([9]) mais même si des changements récents dans cette circulation ont été observés (sous forme d'oscillation décadaire et multidécaire), il est difficile avec le peu de données dont on dispose de percevoir un signal basse fréquence (voir [5])

Partie 3

L'analyse de la simulation

J'ai analysé une sortie de modèle pour laquelle des oscillations de type Dansgaard-Oeschger étaient visibles. J'évoquerai en conclusion l'analyse qu'a effectuée Olivier sur les conditions d'apparitions de ces oscillations.

Les paramètres de cette simulation étaient les suivants :

- les conditions orbitales et les caractéristiques de la calotte de glace sont les valeurs reconstituées d'il y a 19000 ans (soit à peu près le dernier maximum glaciaire LGM).
- La valeur du forçage pour le CO_2 est de 190 ppm.
- Le forçage en eau douce est de -0.025 Sv (enlevé dans l'océan austral)

Les sorties du modèles m'ont été fournis sous forme de 2 fichiers netcdf :

- `tsi.ncd` : fichier contenant les séries temporelles annuelles d'un certain nombre de variables unidimensionnelles, diagnostics directs du modèle.
- `tavg.ncd` : fichier contenant des moyennes temporelles sur 10 ans des champs 2D et 3D

Un fichier détaillant les paramètres de grille sous forme netcdf était également présent.

Dans le fichier `tsi.ncd` était présente une variable donnant le maximum de la fonction courant de la cellule méridienne.

Le terme de MOC (Meridional Overturning Circulation) désigne la circulation océanique vu dans le plan latitude-profondeur. Par abus de langage, cela désigne également selon le contexte la fonction courant de la vitesse méridienne ou le maximum de cette fonction (et donc l'intensité de la circulation).

Ce maximum de la fonction courant permettait de différencier les 2 types de circulations océaniques

- état stadiaire : MOC forte
- état interstadaire : MOC faible

Notons que les termes stadiaire et interstadaire qui font référence à un stade glaciaire, semblent ambigus puisque le stade interstadaire correspond à l'état d'équilibre le plus stable.

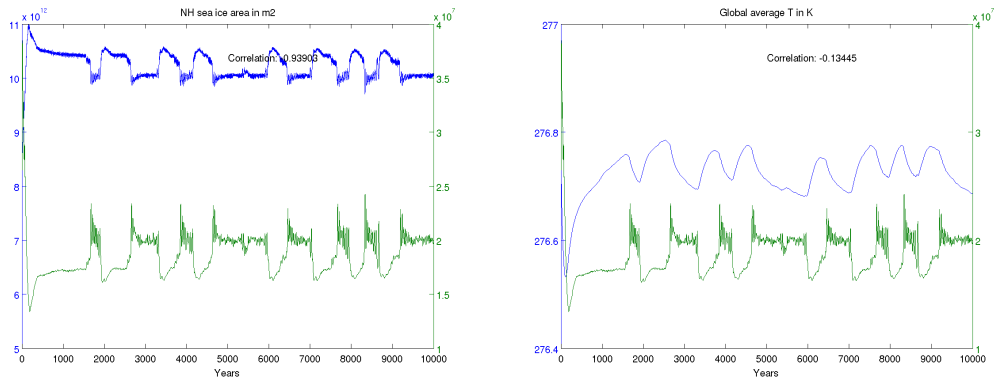
J'ai par ailleurs à l'aide des champs 3D et d'une routine pu recalculer ces valeurs via le calcul de la fonction courant associés au champ de vitesse méridienne.

3.1 Les différentes corrélations

Le calcul de coefficient de corrélation couplé à l'affichage simultanée des variations du maximum de la fonction courant méridienne permettait de voir les variables unidimensionnelles (fichier `tsi.ncd`) les plus liées à des variations dans la MOC.

En retenant les corrélation supérieure à 0,8 en valeur absolue, les variables les plus affectées par l'intensité de la MOC sont les suivantes :

- Flux de chaleur océanique global



(a) Aire de banquise dans l'hémisphère Nord

(b) Température moyenne des océans

FIGURE 3.1 – Deux courbes de données issues du fichier `tsi.ncd` avec MOC superposée

- Minimum de la fonction courant de la MOC :
Ce minimum correspond à l'intensité de la circulation des eaux AABW (eaux profondes antarctiques). Donc plus la circulation méridienne en Atlantique-Nord est forte et plus la circulation des eaux Antarctiques est fortes.
- Évaporation, précipitation et température moyenne de l'air dans l'hémisphère Nord : ces 3 paramètres sont de façon naturelle liés à l'intensité de la MOC. Notons toutefois qu'il n'y rien de tel dans l'hémisphère Sud.
- Aire (et dans une moindre mesure volume) de la glace de mer dans l'hémisphère Nord (figure 3.1a) :
ces paramètres varient en opposition de phase par rapport à l'intensité de la MOC. Cela est logique puisque la circulation méridienne en Atlantique Nord assure le transport de chaleur et donc en période de faible intensité, la glace de mer s'étend beaucoup plus au sud.
- Volume global des précipitations

La température moyenne des océans (sur le globe) a une corrélation faible mais l'allure de la courbe (figure 3.1b) est intéressante puisque on observe des oscillations de type oscillations de relaxation avec des maxima qui se ont lieu juste avant l'occurrence de l'état interstadiaire. En fait, durant la période de faible intensité de la MOC, l'océan se réchauffe en profondeur et donc la température globale des océans augmentent globalement.

3.2 La caractérisation des 2 états

L'idée de base était de séparer les états en 2 types puis pour chacun de ces deux types d'effectuer une moyenne afin de faire apparaître des différences significatives (analyse composite).

J'ai séparé les 2 états suivant un algorithme assez simple, mais une sélection manuelle des paramètres aurait été possible.

La séparation s'effectue en considérant comme stadiaire les années pour lesquelles la MOC est inférieure à $\bar{x} - \frac{\sigma_x}{2}$ et comme interstadiaire les années dont la MOC est supérieure à $\bar{x} + \frac{\sigma_x}{2}$, \bar{x} et σ_x désignant respectivement la moyenne et l'écart-type de la MOC (voir figure 3.2).

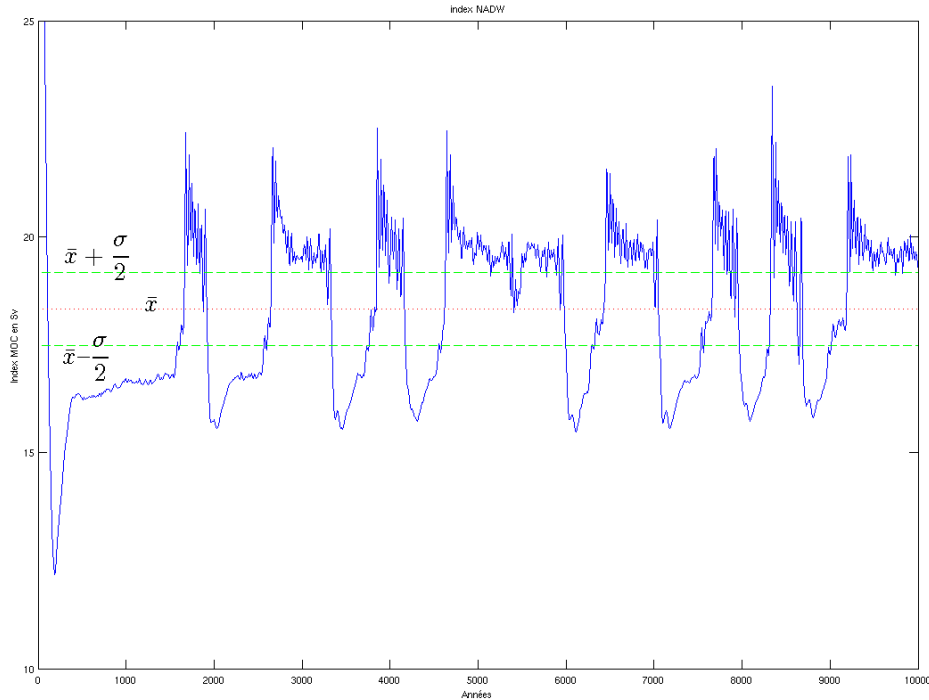


FIGURE 3.2 – Indice de la MOC

3.2.1 Les séries temporelles et la comparaison des 2 états

Des calculs de moyennes amènent le tableau 3.1. Notons que les différences sont ici significatives puisque les tests de comparaison de moyenne rejettent tous l'hypothèse nulle d'égalité des moyennes.

On peut retenir les faits suivants :

- Augmentation de la température moyenne des océans et de la salinité moyenne dans l'état stadiaire.
- Augmentation du volume et de la surface de glace dans l'état stadiaire.
- Augmentation des températures de surface dans l'état interstadaire.

De façon schématique, dans l'état interstadaire, on réchauffe la surface (et donc les banquises fondent ...) et dans l'état stadiaire, on réchauffe plutôt les eaux profondes (qui ont une masse plus importante) d'où l'augmentation de la température globale.

On remarque aussi un effet de balancier (see-saw) entre les 2 hémisphères (aire et surface de glace).

3.2.2 L'allure de la MOC

La fonction courant de la vitesse méridienne est représentée dans le plan profondeur-latitude.

Les iso-lignes de cette fonctions sont les lignes de courant et donc représentent la circulation dans le plan profondeur-latitude. La valeur du maximum donne l'intensité (débit) de cette circulation.

Pour plus de détails sur les fonctions courant et leur signification, on pourra consulter [2].

Les courbes de niveaux ont été obtenues en moyennant les vitesses sur les deux périodes

	<i>moyenne interstadaire</i>	<i>moyenne stadaire</i>
<i>global average surface air temperature</i>	<u>2,8291E+02</u>	2,8282E+02
<i>global average sea surface temperature</i>	<u>2,9001E+02</u>	2,8997E+02
<i>global average sea surface salinity</i>	3,4471E+01	<u>3,4490E+01</u>
<i>global snow volume</i>	4,0868E+14	<u>4,1125E+14</u>
<i>global sea ice volume</i>	4,8099E+13	<u>5,4993E+13</u>
<i>global sea ice area</i>	2,1700E+13	<u>2,2055E+13</u>
<i>NH average surface air temperature</i>	<u>2,8194E+02</u>	2,8173E+02
<i>SH average surface air temperature</i>	2,8389E+02	<u>2,8390E+02</u>
<i>NH snow volume</i>	2,1631E+14	<u>2,1830E+14</u>
<i>SH snow volume</i>	<u>1,7935E+14</u>	1,7934E+14
<i>NH sea ice volume</i>	4,3991E+13	<u>5,0893E+13</u>
<i>SH sea ice volume</i>	<u>4,1077E+12</u>	4,0993E+12
<i>NH sea ice area</i>	1,0019E+13	<u>1,0448E+13</u>
<i>SH sea ice area</i>	<u>1,1680E+13</u>	1,1607E+13
<i>global total soil carbon</i>	8,9273E+14	<u>8,9494E+14</u>
<i>global total soil respiration</i>	<u>1,2645E+06</u>	1,2613E+06
<i>global total vegetation carbon</i>	4,1307E+14	<u>4,1478E+14</u>
<i>global total net primary productivity</i>	<u>1,2645E+06</u>	1,2614E+06
<i>global total gross primary productivity</i>	<u>2,7699E+06</u>	2,7622E+06
<i>global average vegetation height</i>	6,6630E+00	<u>6,6730E+00</u>
<i>global average leaf area index</i>	3,1810E+00	<u>3,1850E+00</u>
<i>global total snow mass</i>	4,2982E+15	<u>4,4911E+15</u>
<i>global average soil temperature</i>	<u>2,9168E+02</u>	2,9152E+02
<i>global average skin temperature</i>	<u>2,8704E+02</u>	2,8688E+02
<i>global average soil moisture</i>	<u>2,8729E+02</u>	2,8725E+02
<i>Global average T</i>	2,7672E+02	<u>2,7674E+02</u>
<i>Global average S</i>	3,4724E+01	<u>3,4726E+01</u>
<i>global average ocean heat flux</i>	-6,1000E-02	<u>7,2000E-02</u>
<i>maximum meridional overturning streamfunction</i>	<u>2,0252E+07</u>	1,7039E+07
<i>minimum meridional overturning streamfunction</i>	<u>-3,6731E+06</u>	-4,7678E+06
<i>relative sea level height</i>	-1,1000E-02	<u>1,4000E-02</u>

TABLE 3.1 – Moyennes des séries temporelles (les valeurs soulignées sont les maximales)

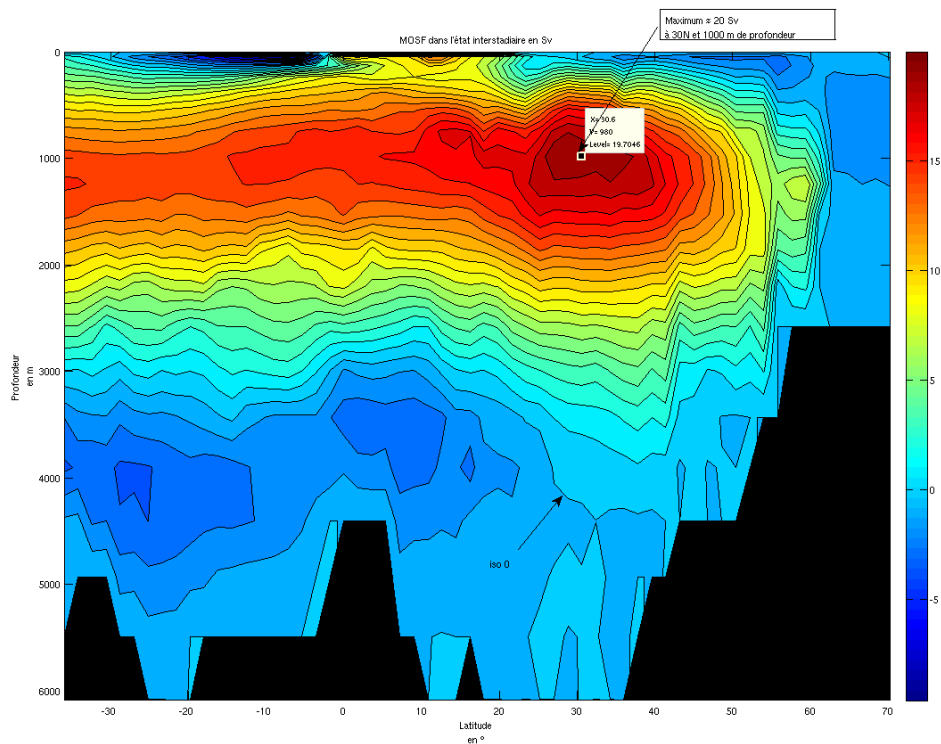


FIGURE 3.3 – Fonction courant de la cellule méridienne en période interstadiaire

concernées (figure 3.3 et 3.4)

On peut noter les différences suivantes :

- une différence dans le maximum de 3,5 Sv
- une différence dans le positionnement du maximum de l'ordre de 5° de latitude alors que l'on aurait pu s'attendre au contraire (la circulation se déplace vers le nord en gagnant en intensité). Nous verrons plus tard que les zones de convection ne sont pas significativement modifiées en latitude.
- un positionnement de l'iso 0 plus profond dans l'état interstadiaire. Cet iso-ligne peut être interprétée comme la limite entre les eaux de l'atlantique Nord et les eaux issues de l'antarctique.

3.2.3 Les cartes bidimensionnelles

De nombreux champs bidimensionnels étaient présents dans le fichier `tavg.ncd`. Je ne parlerai que des plus significatifs.

Les cartes représentent la différence entre les valeurs du champ concerné dans l'état interstadiaire et l'état stadiaire. Une remarque générale est que les changements significatifs sont cantonnés à l'Atlantique Nord.

On peut donc constater que dans l'état interstadiaire et par rapport à l'état stadiaire, on a :

- une augmentation globale de la température au niveau de la mer avec une augmentation de plus de 1°C sur l'Atlantique-Nord.(figure 3.5)
- Une augmentation des précipitations jusqu'à 70 mm/an sur l'océan en Atlantique Nord et plus de 30 mm/an sur les zones continentales limitrophes (Europe-Amérique du Nord). Par contre les précipitations qui tombent sous forme de neige sont moins forte sur l'Atlantique-Nord entre 50 et 60 degrés de latitude Nord (figure 3.6)

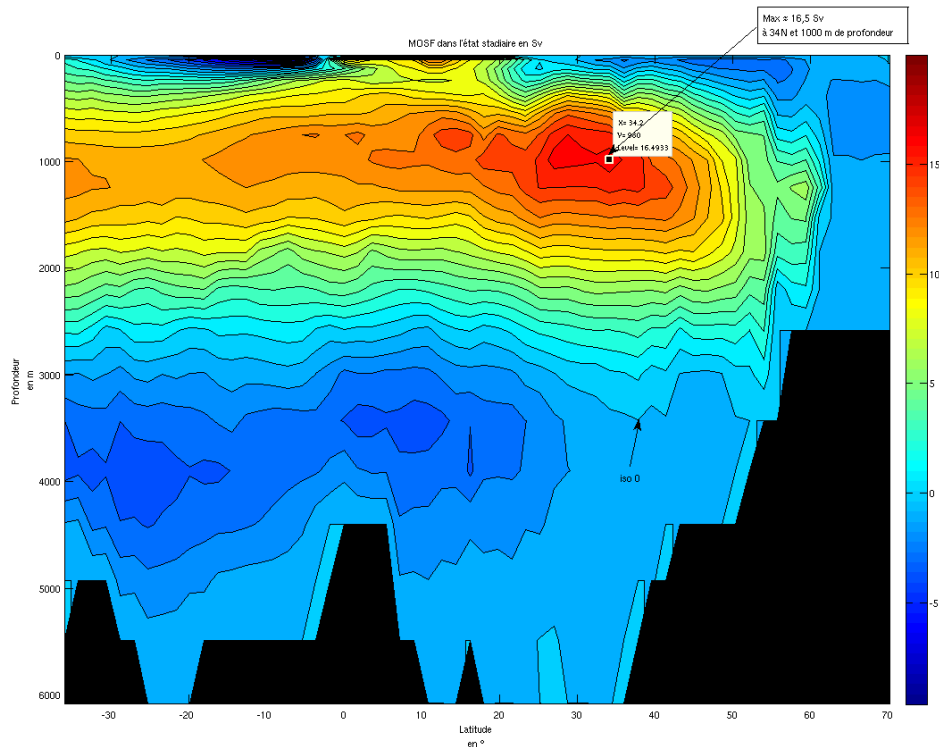


FIGURE 3.4 – Fonction courant de la cellule méridienne en période stadiaire

- Parallèlement une augmentation de l'évaporation dans ces mêmes zones.
- Et donc une augmentation de l'humidité, essentiellement sur l'Atlantique Nord (figure 3.7)
- Une diminution de la surface de glace dans l'Atlantique Nord et en parallèle une augmentation très localisé en mer de Béring ainsi que dans l'hémisphère Sud aux environ du 60^{ème} parallèle. (figure 3.8)

Ce phénomène de balancier (see-saw ou ici sea-saw) est assez classique. (A noter que le champ affiché n'est pas l'aire de glace mais la fraction de la surface.)

- Une diminution de l'épaisseur de la banquise qui apparaît assez localisé en mer de Baffin ainsi qu'au niveau du détroit de Béring et de la mer de Beaufort. (figure 3.9)
- Également une diminution de l'épaisseur des calottes glaciaires assez généralisée
- Une augmentation de la profondeur de convection dans l'Atlantique Nord (figure 3.10).

Cela indique une convection plus forte dans certaine zone (très localisée au nord de l'Écosse) mais surtout une extension vers l'Ouest de la zone de convection.

- Les gyres de l'Atlantique Nord (gyre subpolaire et gyre subtropicale) sont plus intenses ainsi que le courant circumpolaire comme l'indique les différences de la fonction de courant barotrope (figure 3.11)

3.2.4 Les variables tridimensionnelles

Les champs tridimensionnels présents comme diagnostics du modèle étaient la température potentielle et la salinité des océans.

Les changements étant significatifs seulement dans la zone de l'Atlantique Nord, les représentations choisies se concentrent sur cette zone. Seuls quelques niveaux sont représentés

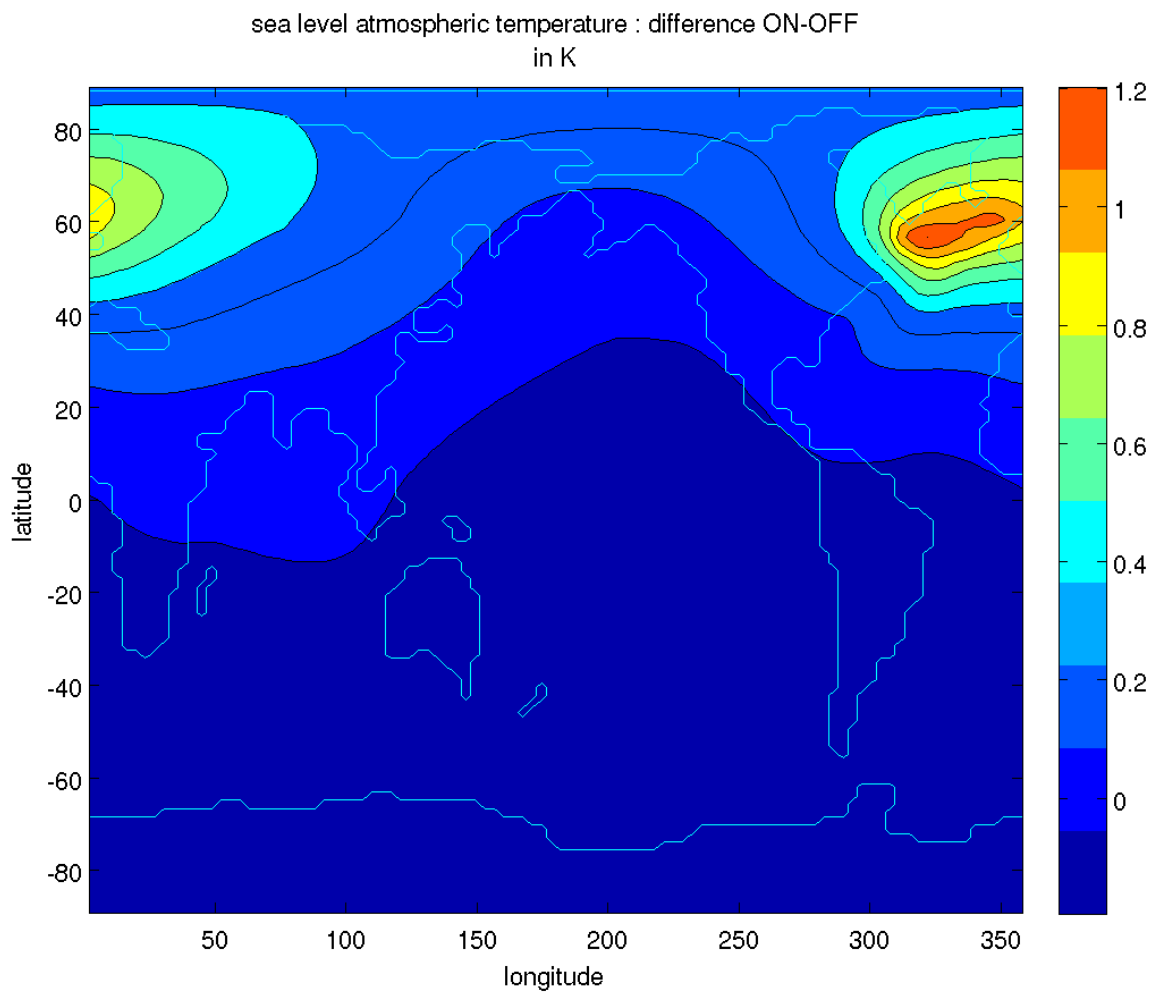


FIGURE 3.5 – Température au niveau de la mer (interstadaire–stadaire)

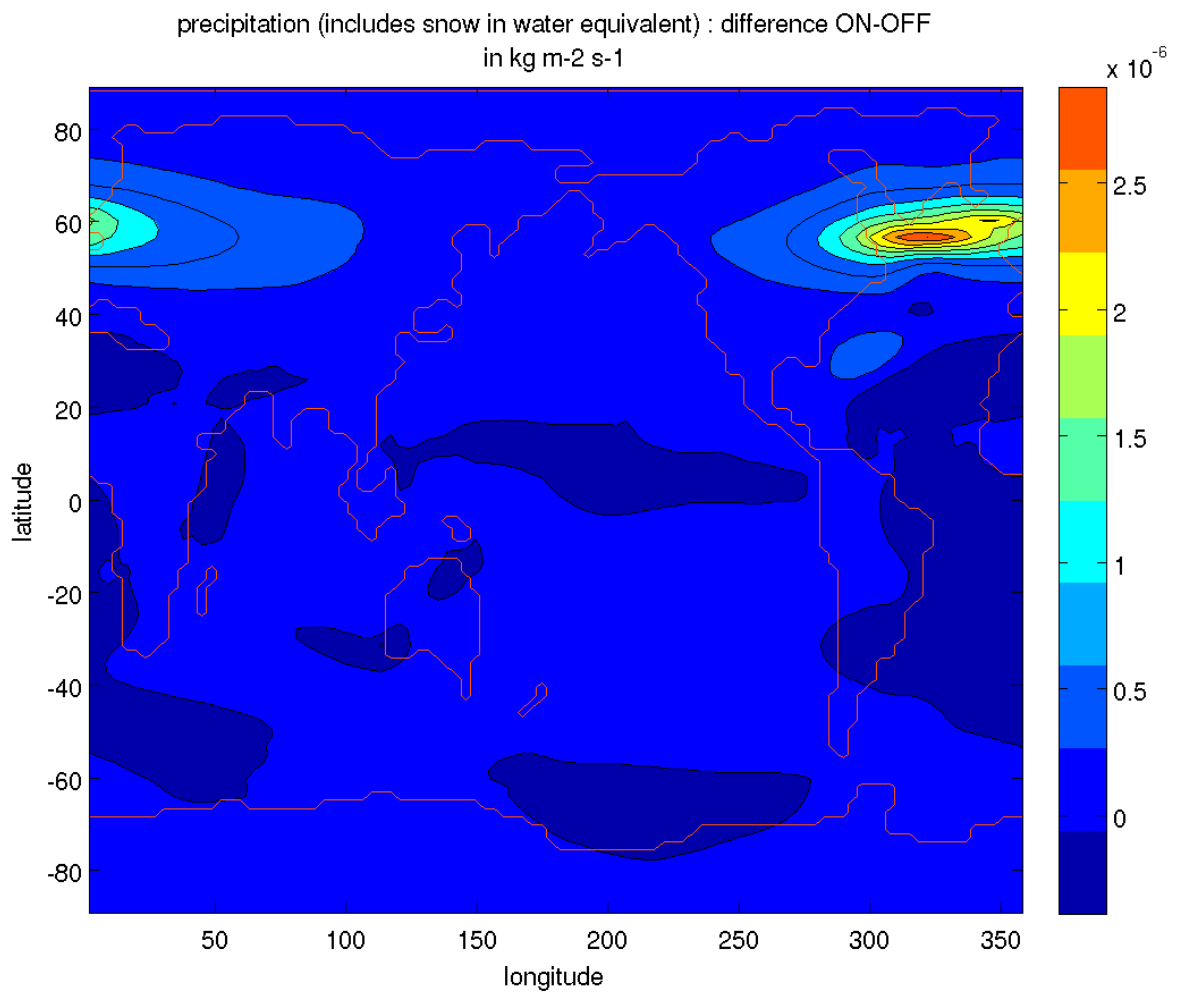


FIGURE 3.6 – Précipitations (interstadaire–stadaire)

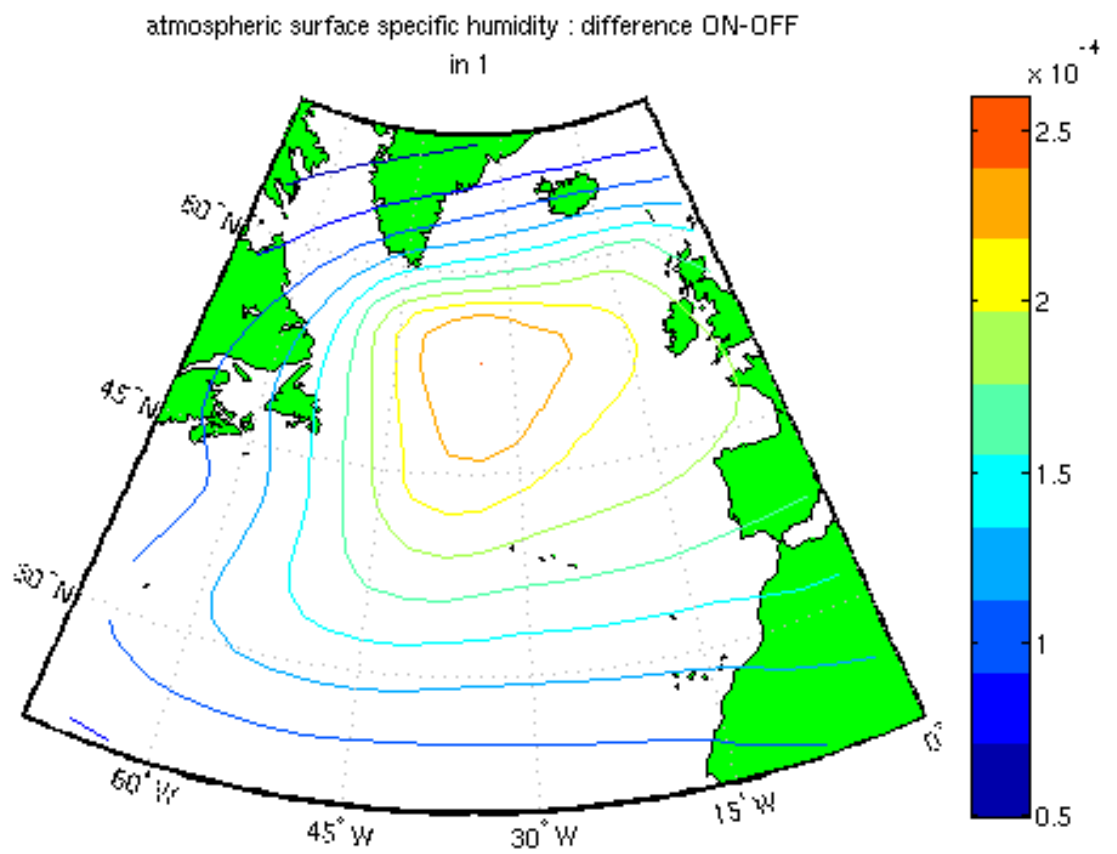


FIGURE 3.7 – Humidité de surface (interstadaire–stadaire)

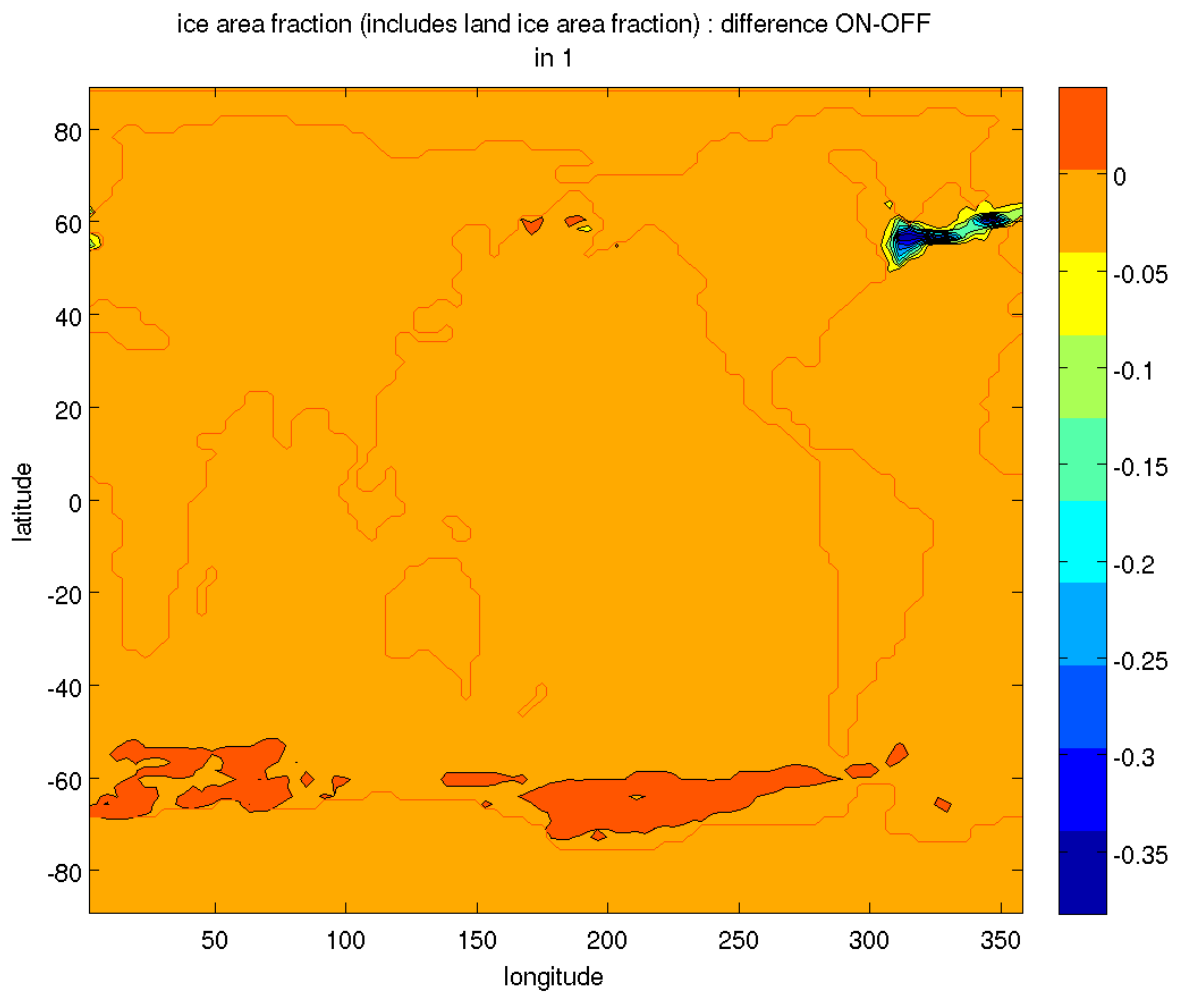


FIGURE 3.8 – Surface de glace (interstadaire–stadaire)

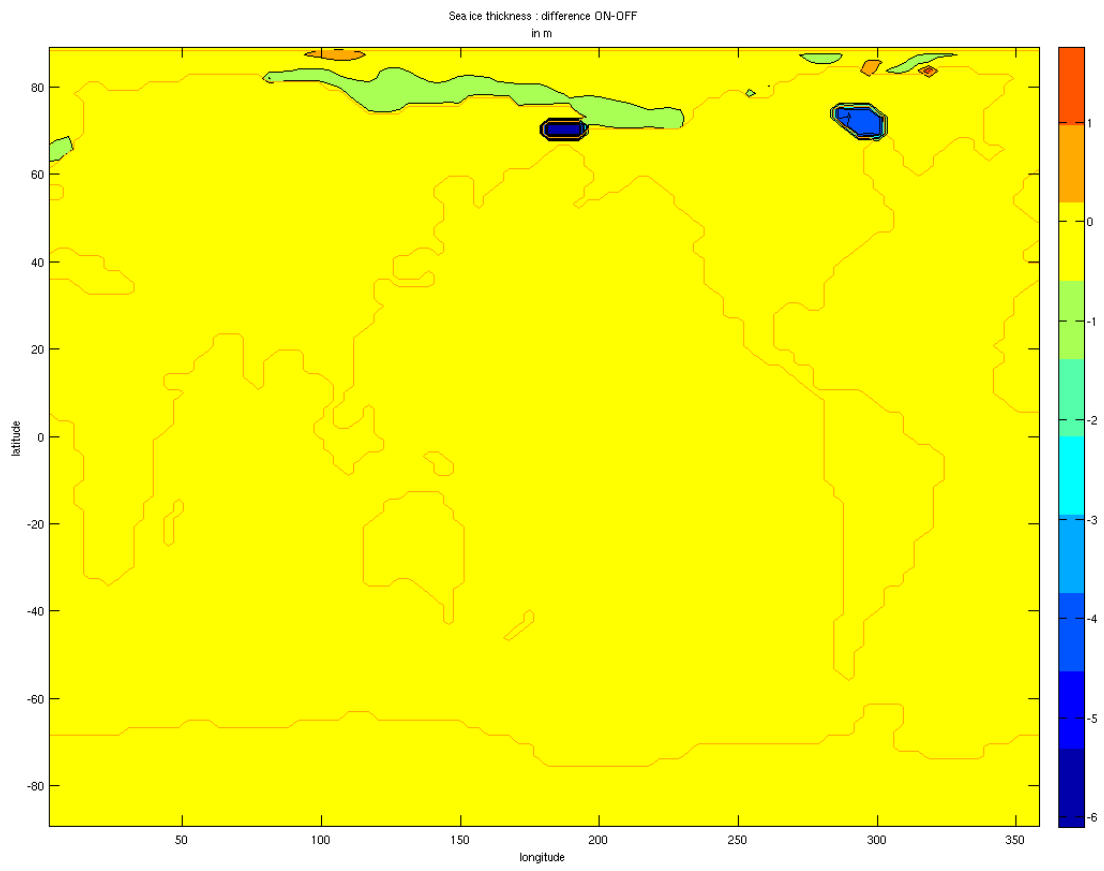


FIGURE 3.9 – Épaisseur de la banquise (interstadaire–stadaire)

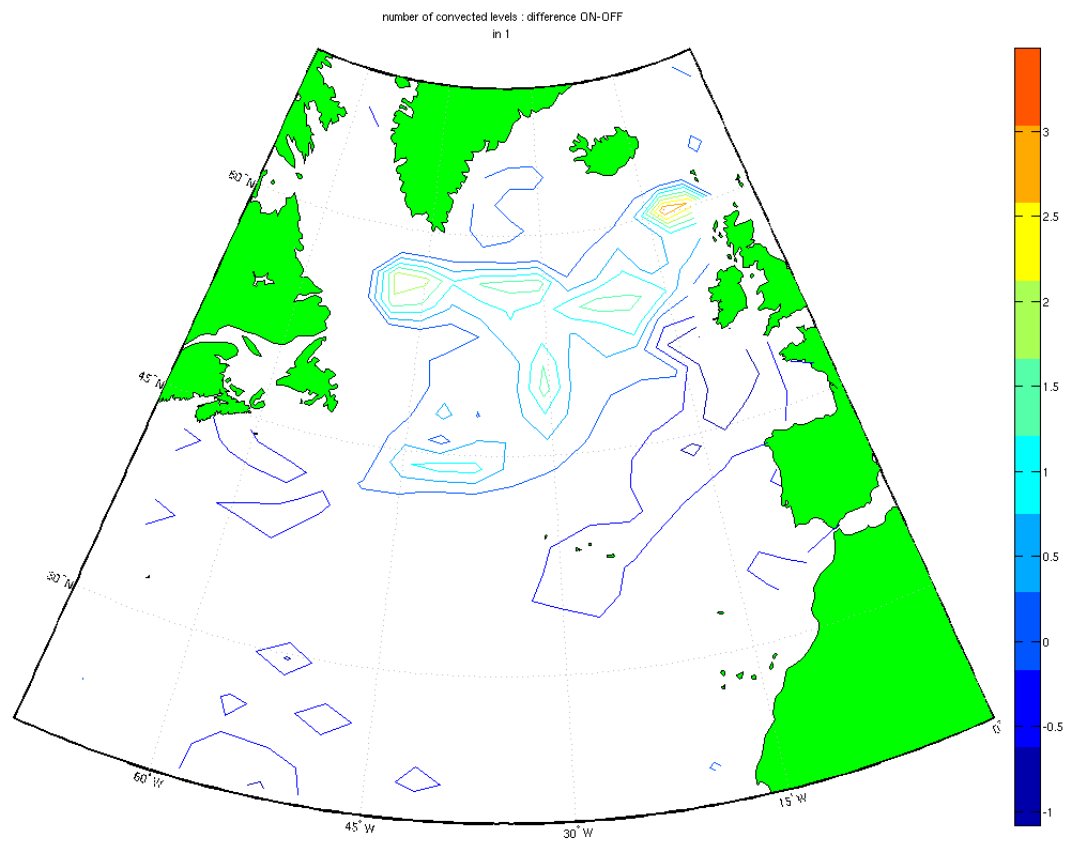


FIGURE 3.10 – Nombre de niveaux convectés (interstadaire–stadaire)

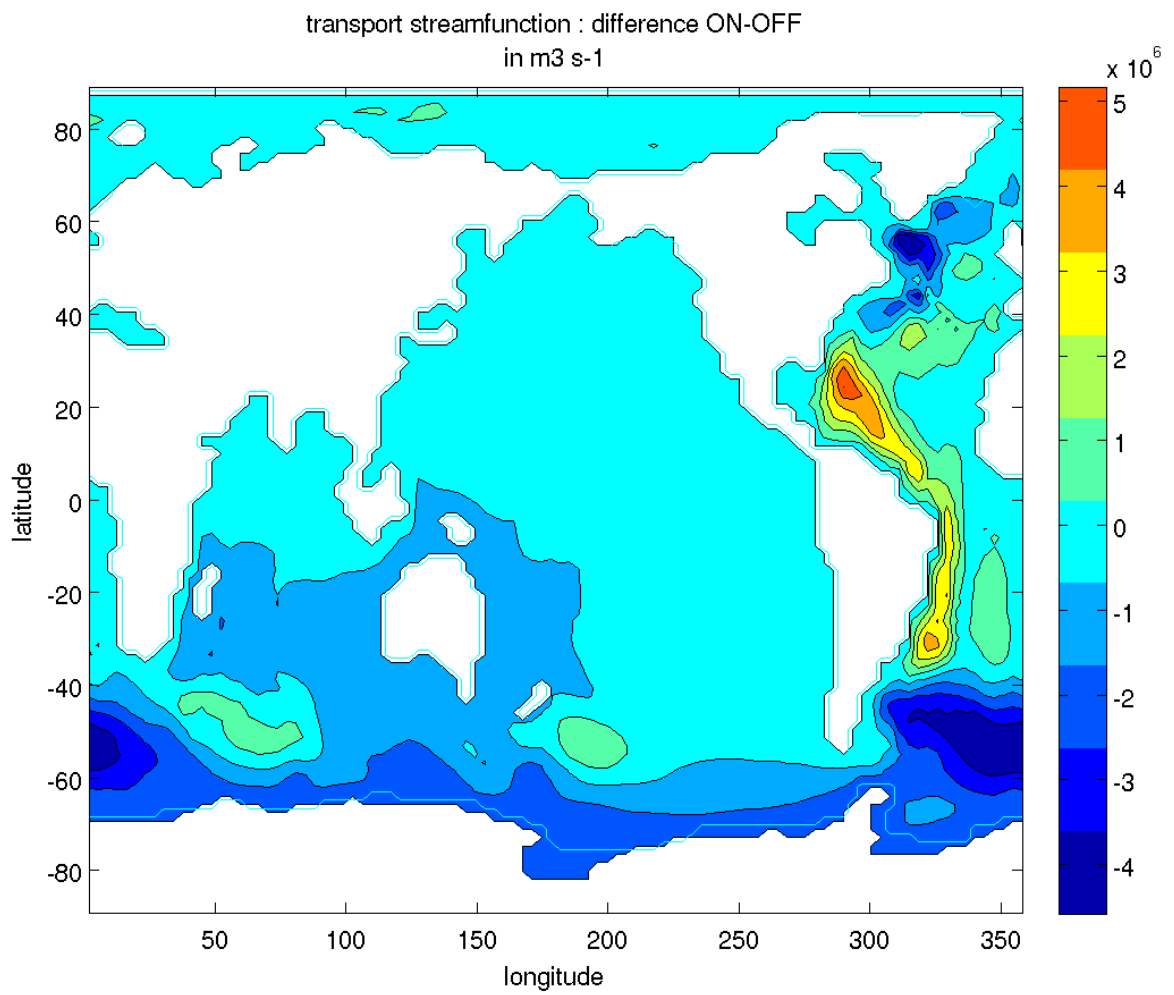


FIGURE 3.11 – Fonction courant barotrope (interstadaire–stadaire)

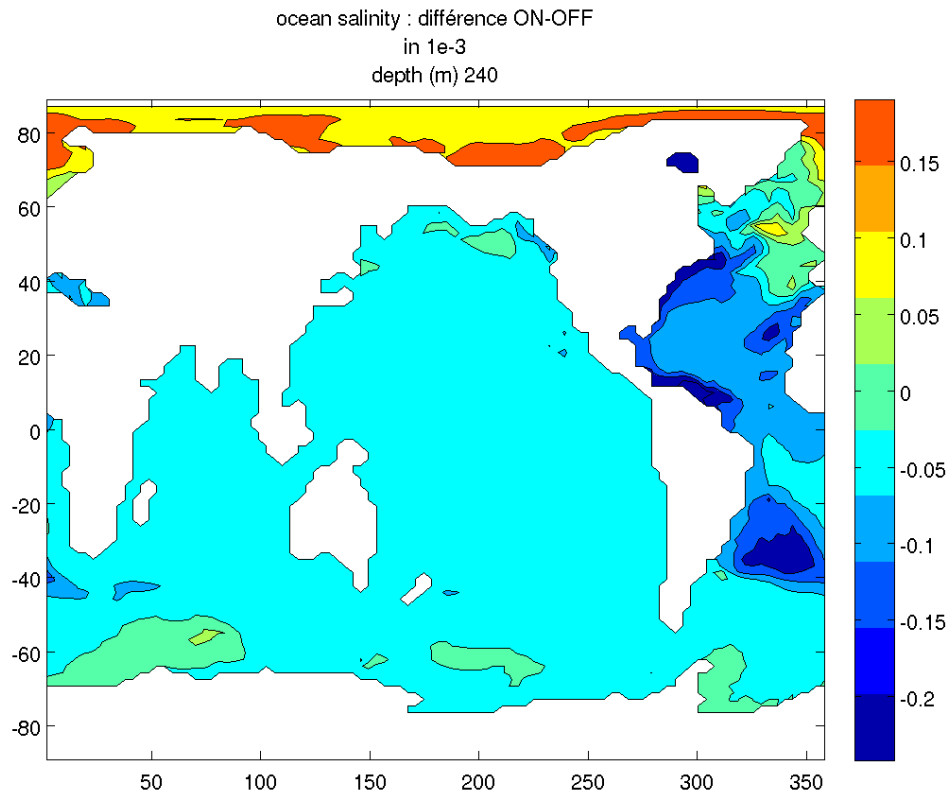


FIGURE 3.12 – Salinité à 240 m (interstadaire–stadaire)

Pour la salinité dans l'état interstadaire par rapport à l'état stadaire on constate :

- Une salinité supérieure dans le nord de l'atlantique Nord et dans tous le bassin arctique et dans une moindre mesure dans le pacifique Nord.
- Une salinité inférieure dans les autres régions

Ceci est valable surtout pour les niveaux de surfaces (figure 3.12) et les surplus de salinité sont moins marqués pour les niveaux plus profonds.

Cela s'explique par le transport de sel effectué par la cellule méridienne.

Pour les températures dans l'état interstadaire par rapport à l'état stadaire on constate :

- Un réchauffement des niveaux de surface et des niveaux profond dans l'Atlantique Nord (figures 3.13 et 3.15)
- Un refroidissement des niveaux intermédiaires dans cette même zone (figures 3.14).
- Un refroidissement quasi généralisé ailleurs (ce qui explique que la température moyenne des océans soit plus chaude dans l'état stadaire).

Là encore les explications sont liées au transport de chaleur par la cellule méridienne et aux propriétés des eaux profondes formées dans l'Atlantique Nord.

3.2.5 Le transport de chaleur par les océans

On a cherché à comparer le transport de chaleur par les océans sous forme advective dans les deux états. Les courbes montrent que de façon naturelle, l'océan atlantique réalise plus de transport de chaleur lorsque la MOC est plus intense (voir figures 3.16a et 3.16b).

L'océan indien, lui réalise plus de transport lorsque la MOC est moins intense.

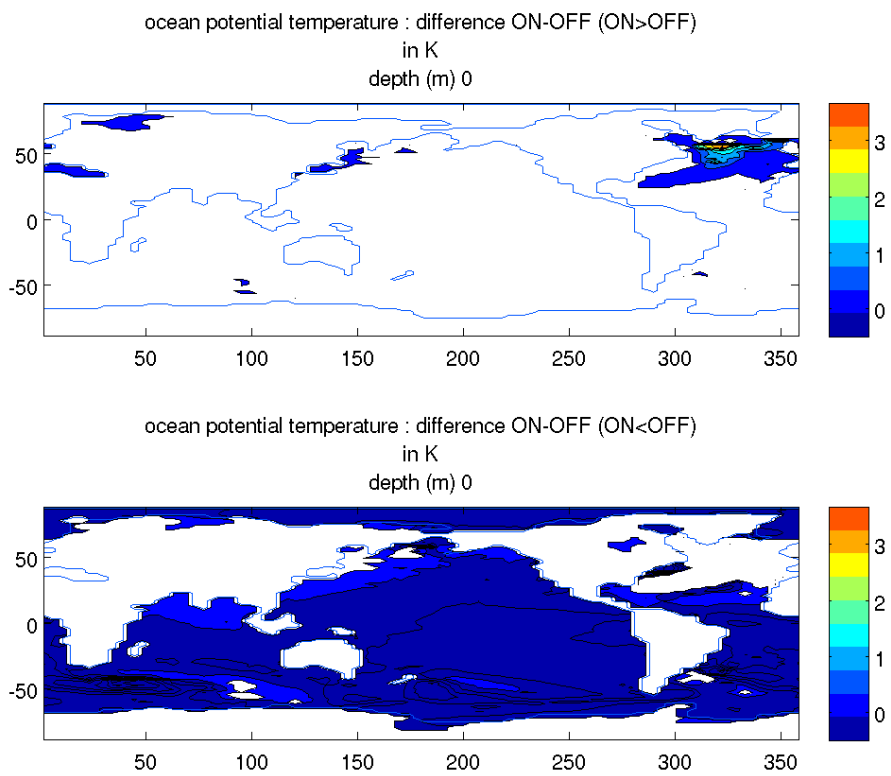


FIGURE 3.13 – Température potentielle à la surface (interstadaire–stadaire)

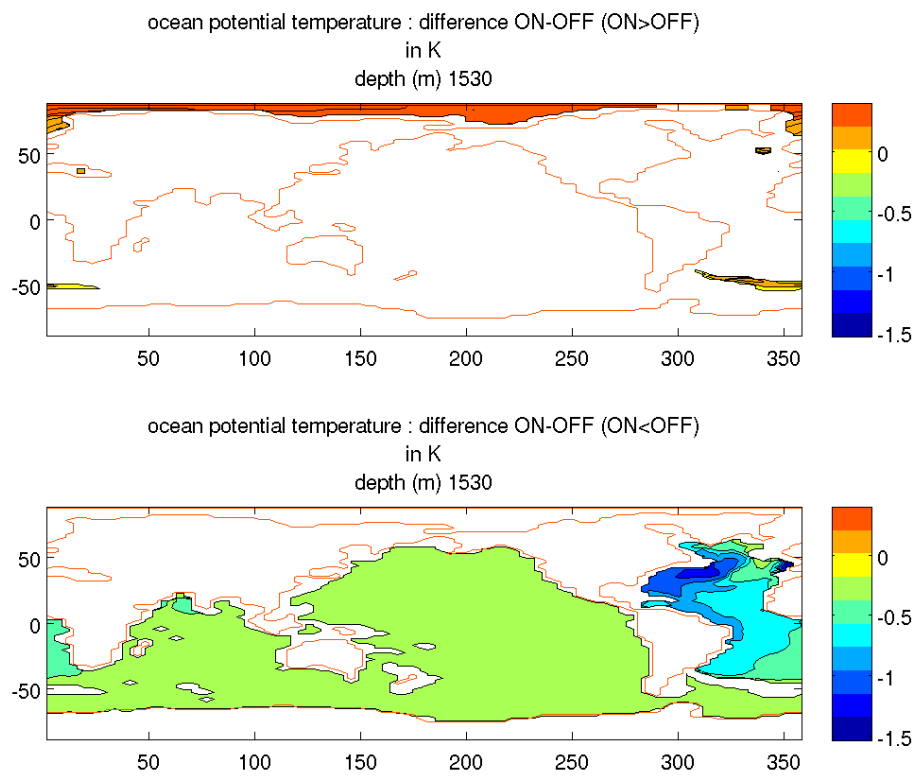


FIGURE 3.14 – Température potentielle à 1530 m (interstadaire–stadaire)

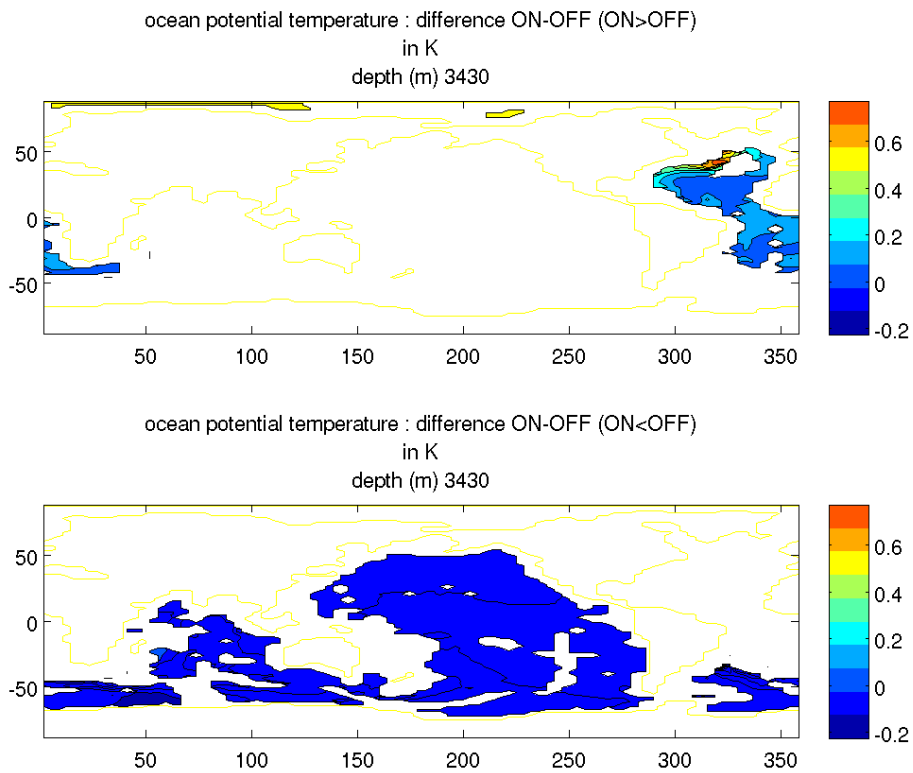


FIGURE 3.15 – Température potentielle à 3430 m (interstadaire–stadaire)

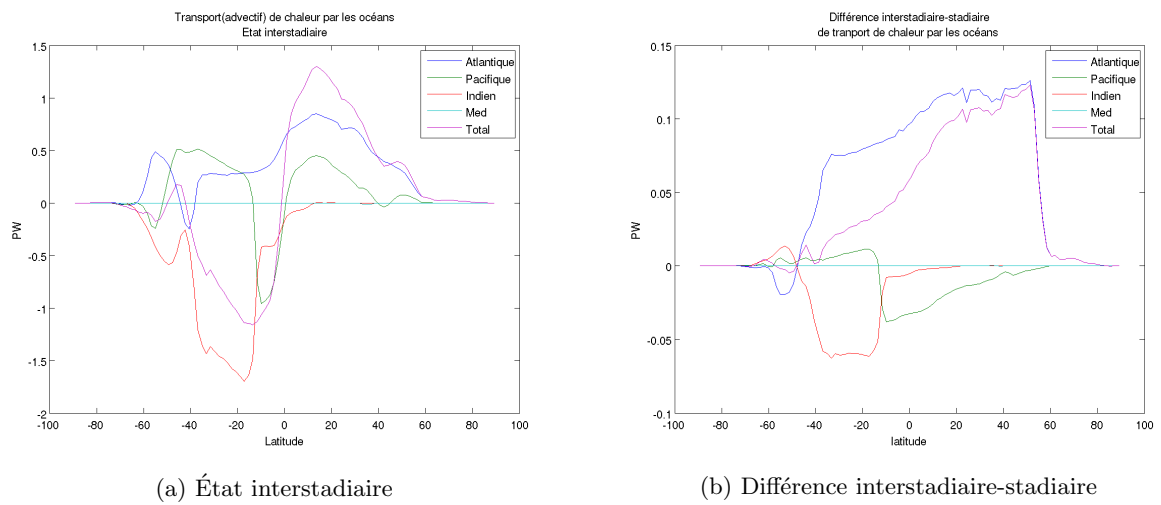


FIGURE 3.16 – Transport océanique

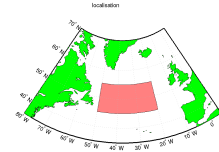
3.3 Les évolutions dans le temps

Le but dans cette partie est de comprendre comment les différents paramètres évoluent au cours des équilibres et induisent la transition vers l'un ou l'autre.

3.3.1 Les coupes latitude-profondeur

Afin de voir ce qui amène les transitions entre les deux états, on peut cibler une zone particulière et tracer les courbes de niveaux des moyennes spatiales horizontales des températures potentielles, salinité et densité potentielle dans un système d'axe latitude-profondeur.

La zone choisie après de multiples essais correspond à la zone d'extension de la convection en phase interstadiare à l'est de Terre-Neuve. Sur les graphiques (figure 3.17), on visualise des anomalies par rapport à la situation initiale.



Sur cette zone, on peut donc voir :

- Dans la période stadiaire un réchauffement et une salinité qui s'accroît dans les eaux profondes.
- Dans la période interstadiare un réchauffement et une salinité plus importante pour les eaux de surfaces.

Les deux apports (chaleur et salinité) sont antagonistes du point de vue de la densité mais ici on assiste à une densification des eaux de surfaces dans la phase interstadiare. Ce qui explique une convection accrue.

En examinant les graphiques par niveaux des évolutions de densité potentielles (figure 3.18), on peut voir que durant les périodes stadiares les niveaux de surface ont tendance à se densifier alors que durant les périodes interstadiares on peut voir une densification des niveaux moyens.

3.3.2 Stabilité verticale

On a cherché à mettre en évidence des évolutions qui permettraient d'expliquer les transitions par une reprise ou un arrêt de la convection.

Pour cela on a regardé la différence de densité potentielle entre 2 couches : une couche de surface entre 0 et 300 mètres et une couche intermédiaire allant de 300 jusqu'à 3000 m. Ceci sur la zone précédemment utilisée

Les figures présentent les évolutions temporelles des densités potentielles de ces deux couches (figure 3.19a) ainsi que de la différence (figure 3.19b)

Il apparaît clairement que durant les phases stadiares on a une tendance à diminuer la stratification et donc à diminuer la stabilité, ce qui peut entraîner une reprise de la convection.

Inversement, on peut constater que durant les phases interstadiares, les masses d'eau ont tendance à être plus stratifiées ce qui peut couper la convection

3.3.3 Les extréma de la fonction barotrope sur l'Atlantique

Ces extréma donnent les intensité des gyres subtropicale (maximum) et subpolaires (minimum). (figure 3.20).

On observe deux phénomènes :

- La corrélation des signaux avec les évolutions de la MOC (signe que les circulations sur les plans horizontal et vertical sont intimement liées)
- Des tendances nettes à évoluer vers l'autre état (comme dans le paragraphe précédent)

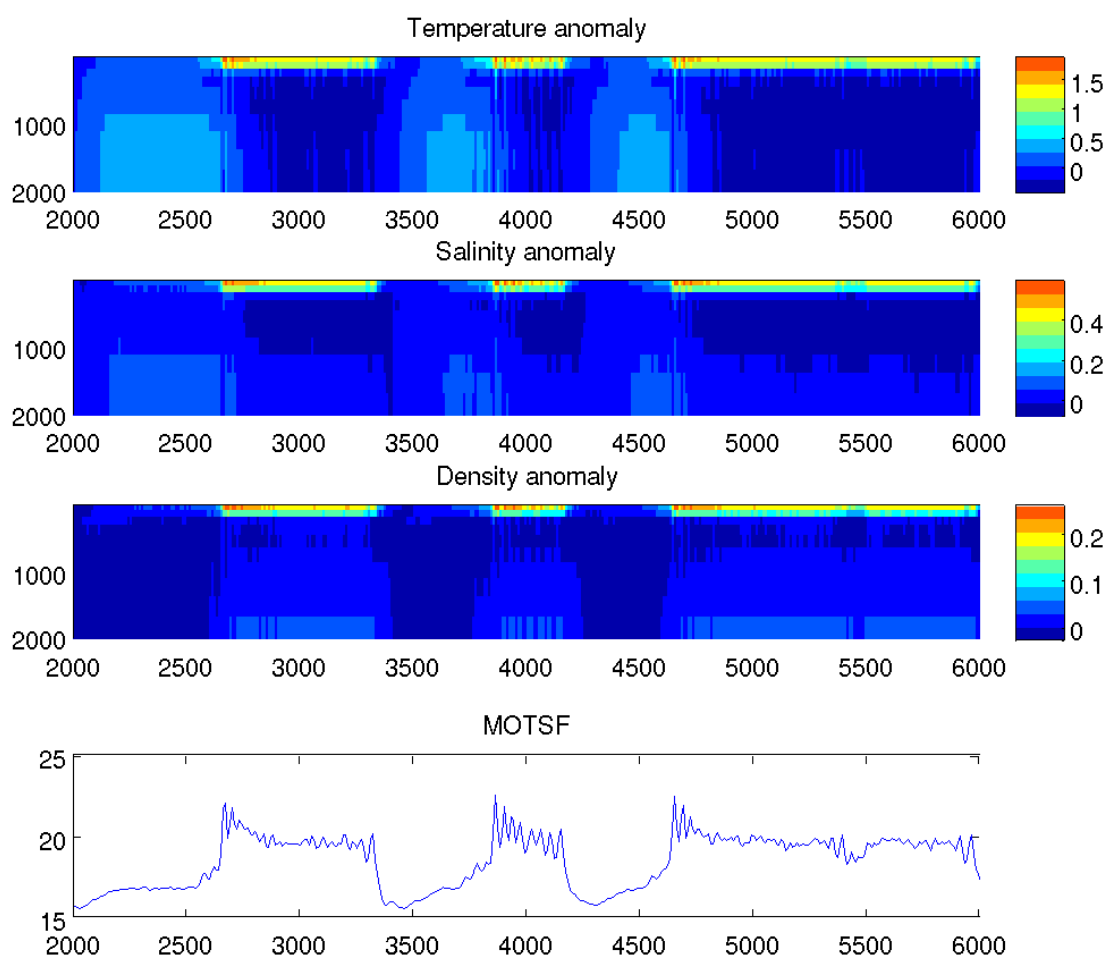
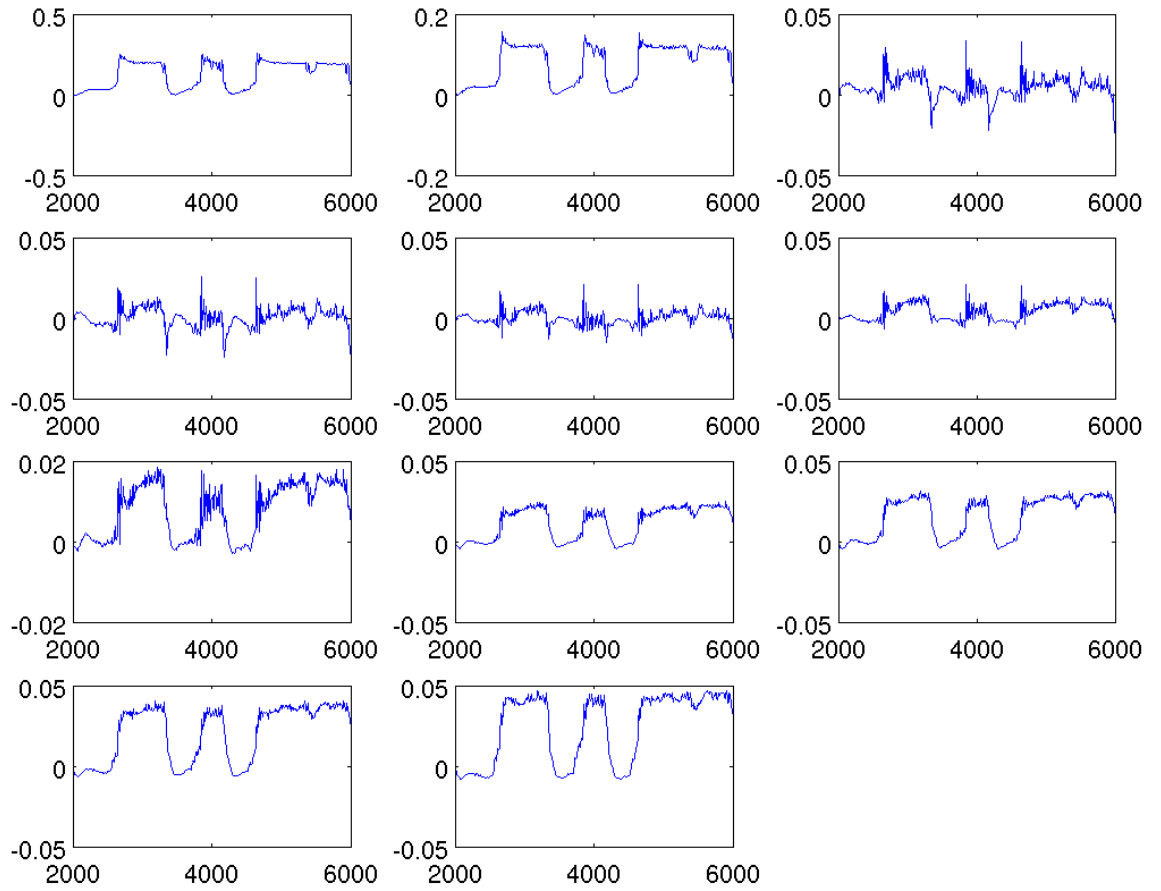
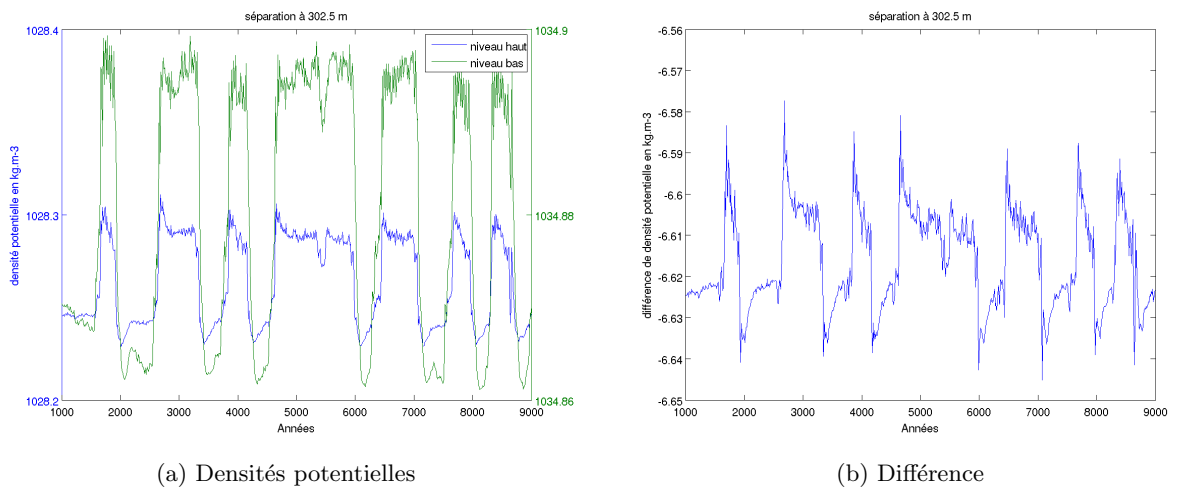


FIGURE 3.17 – Température potentielle, salinité et densité potentielle (anomalies par rapport à la situation initiale)



lon: 310-340 *** lat: 45-55

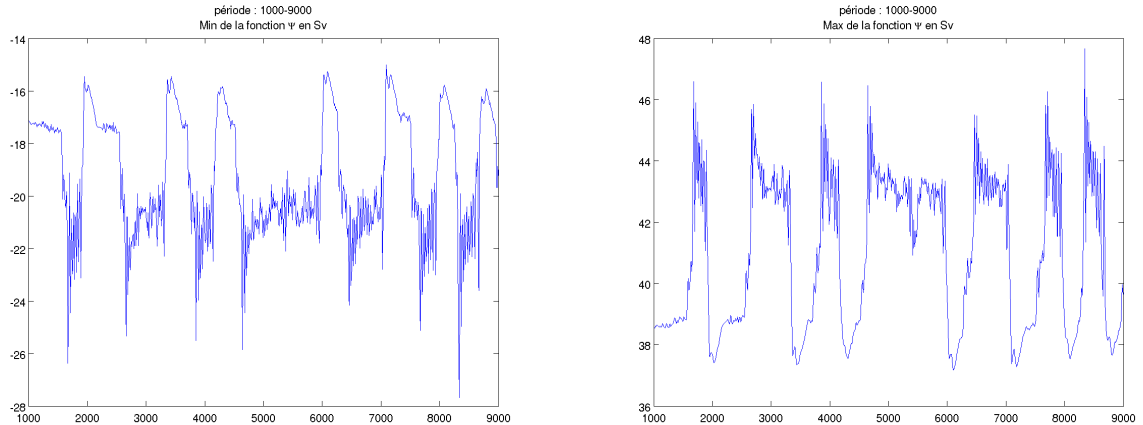
FIGURE 3.18 – Densité potentielle de la surface (en haut à gauche) au fond (en bas à droite) (moyenne sur la zone)



(a) Densités potentielles

(b) Différence

FIGURE 3.19 – Densités potentielles de 2 couches



(a) Minimum de la fonction courant barotrope

(b) Maximum de la fonction courant barotrope

FIGURE 3.20 – Densité potentielle. Période 2000-2600

Cela montre par exemple que au cours de l'état interstadiaire, ces deux gyres, qui ont une activité plus marquée que dans l'état stadiaire, ont tendance à s'affaiblir.

3.3.4 Les tendances de température potentielle, salinité et densité potentielle

On va tenter de voir ici plus en détail le mécanisme de cessation et de reprise de la convection profonde.

On recherche des tendances lors d'une période donnée dans les champs tridimensionnels. J'ai utilisé un modèle linéaire et recherché les tendances sur une période stadiaire et une période interstadiaire donnée.

Période stadiaire 2000-2600

On retrouve des tendances similaires pour les autres périodes même si elles sont moins marquées.

On regarde la tendance de densité potentielle sur une zone situé approximativement à 20W 45N, on constate :

- qu'elle augmente à 177m (figure 3.21a)
- qu'elle diminue à 1377 m (figure 3.21b)

La tendance est donc à une stabilité verticale décroissante.

De plus en examinant les tendances de température potentielle (figures 3.22a et 3.22b) et de salinité, on voit que cette instabilisation est due aux tendances de températures. On peut remarquer que c'est ce qu'il s'agit là d'un mécanisme classique.

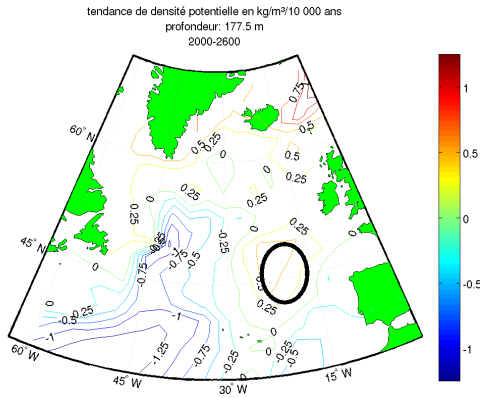
Période interstadiaire 2690-3310

On procède de la même façon que précédemment.

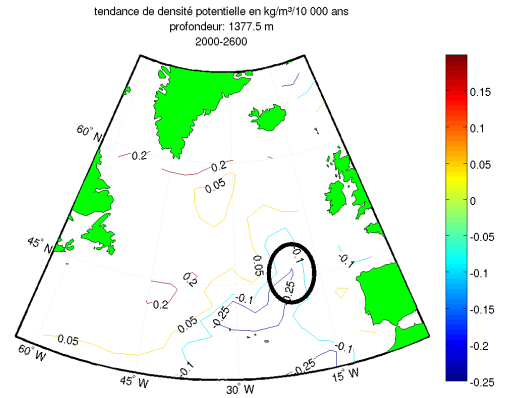
Cette fois-ci, on regarde une zone à l'est de Terre-Neuve et on constate une stabilisation de la masse d'eau également due aux évolutions de température.(figures 3.23 et 3.24)

3.3.5 Le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère

Celui-ci a été calculé comme : $(1 - \alpha) \cdot S - Q_{LW}$ où α désigne l'albédo planétaire, S l'insolation solaire et Q_{LW} l'émission infrarouge de la planète. La figure 3.25a a l'allure

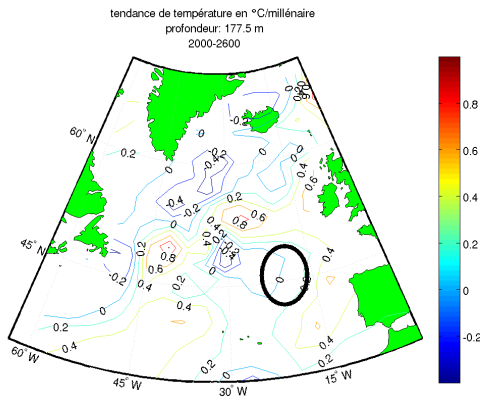


(a) Profondeur 177m

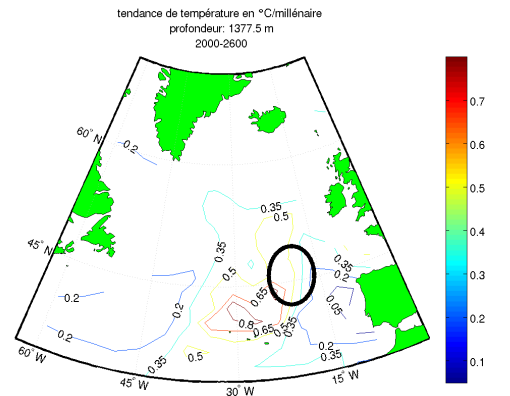


(b) Profondeur 1377m

FIGURE 3.21 – Densité potentielle. Période 2000-2600

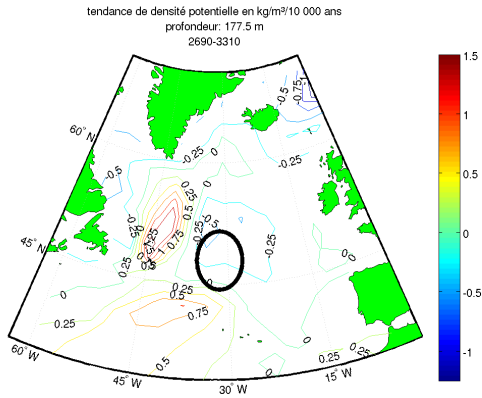


(a) Profondeur 177m

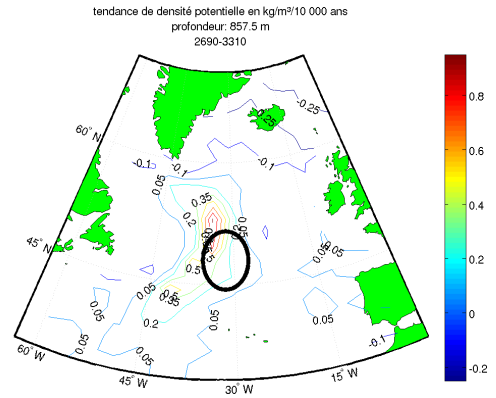


(b) Profondeur 1377m

FIGURE 3.22 – Température potentielle. Période 2000-2600

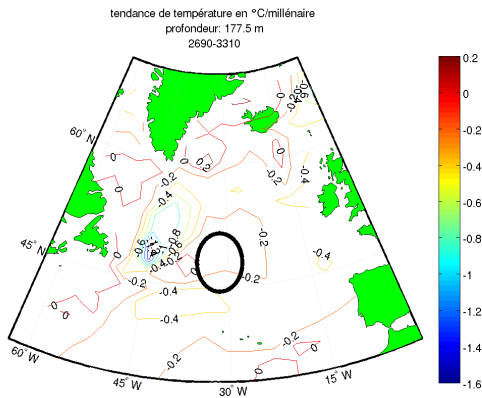


(a) Profondeur 177m

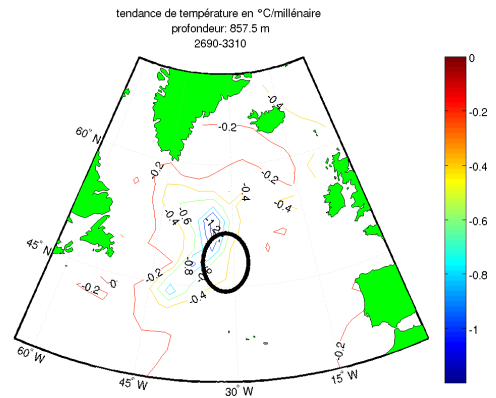


(b) Profondeur 1377m

FIGURE 3.23 – Densité potentielle. Période 2690-3310



(a) Profondeur 177m



(b) Profondeur 1377m

FIGURE 3.24 – Température potentielle. Période 2690-3310

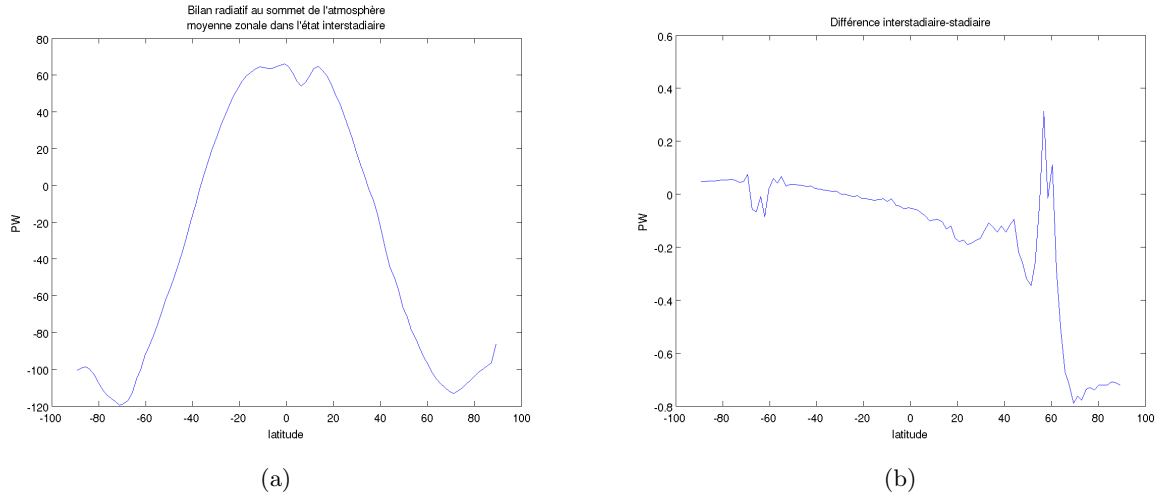


FIGURE 3.25 – Bilan radiatif au sommet de l'atmosphère

classique connue et sur la figure 3.25b, on peut constater un déficit radiatif plus important au niveau des zones polaires arctiques dans l'état interstadaire.

Pour tenter de voir où se font les changements importants, on a fait une moyenne sur une zone située entre l'Écosse et l'Islande (figure 3.27a) et l'on constate (figure 3.26) une forte corrélation entre les variations de bilan radiatifs moyens sur la zone et l'intensité de la MOC ainsi qu'une assez forte variation de ce bilan (plus de $2 W.m^{-2}$)

3.3.6 L'étendue de glace dans l'atlantique nord

L'étendue de glace joue un rôle important dans tous les processus mis en jeu. Celle-ci varie surtout dans l'Atlantique Nord dans des proportions non négligeable (même si l'on aurait pu espérer mieux ...).

On a cherché à évaluer la variation de cette étendue de glace dans un secteur entre Écosse et Islande (figure 3.27b) et l'on constate des variations dans la surface de glace de 20 à 30 % (voir figure 3.28)

3.3.7 les différences Nord-Sud de densité potentielle

La différence de densité potentielle entre les eaux de part et d'autre d'un parallèle dans l'Atlantique Nord peut expliquer l'intensité de la MOC. On a donc calculer la densité potentielle moyenne sur l'Atlantique nord sur deux zones au nord et au sud de 45° de latitude nord et sur les 1000 premiers mètres de l'océan

Les évolutions temporelles des deux densités sont représentés sur la figure 3.29a où l'on constate que les deux densités évoluent en opposition de phases. La différence entre les 2 densités potentielles (figure 3.29b) sont en corrélation avec l'intensité de la MOC. En période d'activité haute, la différence de densité est plus marquée mais cela apparaît plus comme une conséquence de cette forte intensité.

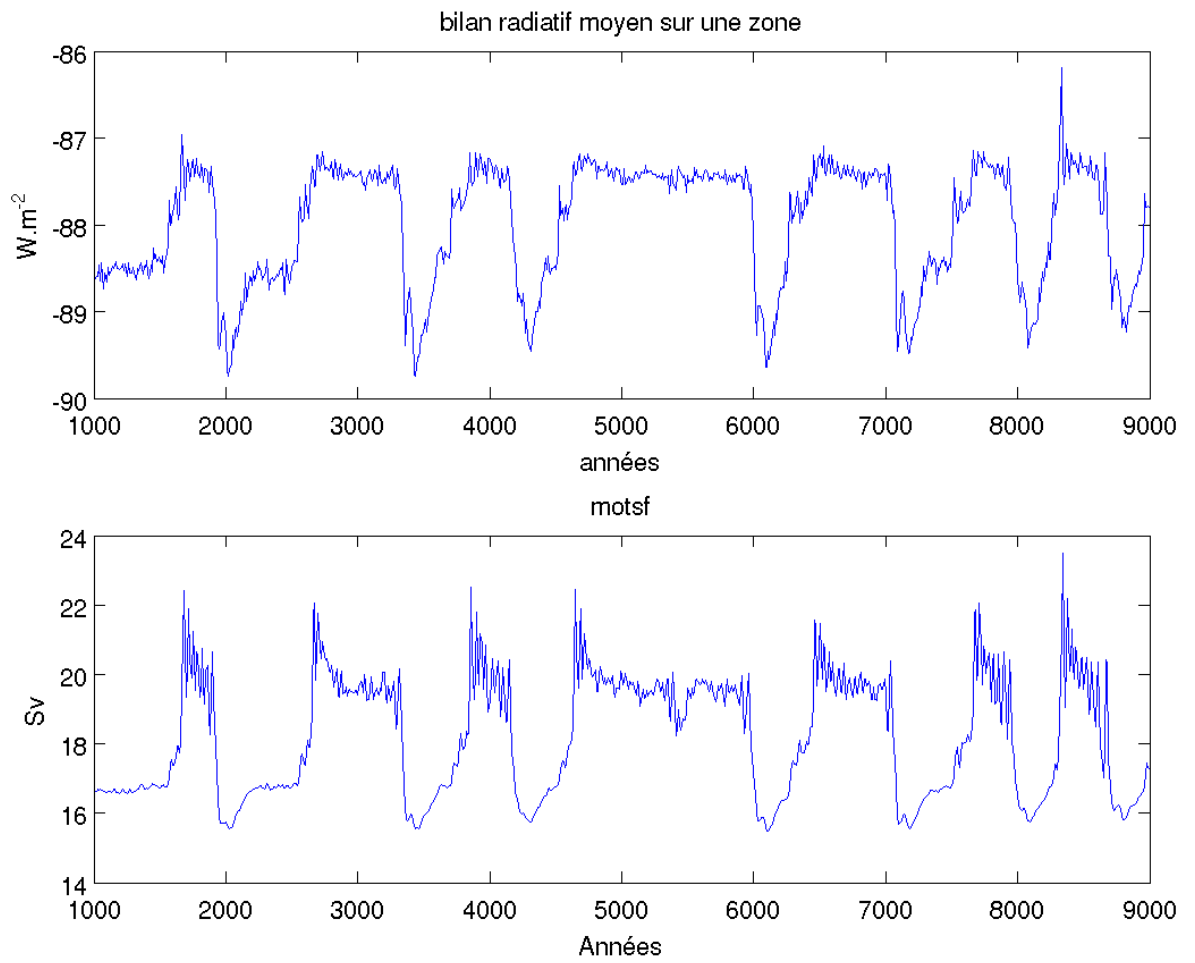
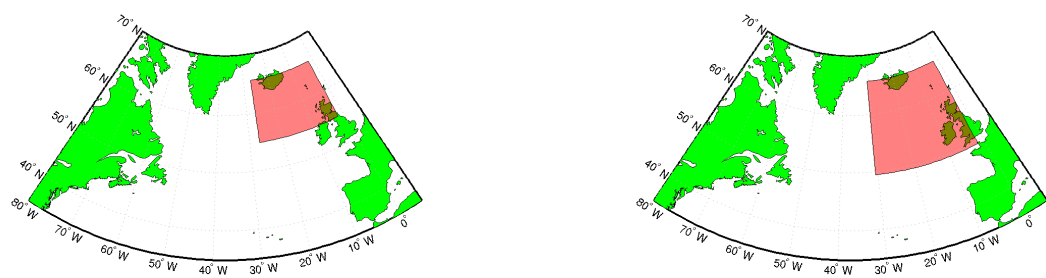


FIGURE 3.26 – Évolution du bilan radiatif moyen sur une zone



(a) bilan radiatif

(b) étendue de glace

FIGURE 3.27 – localisations

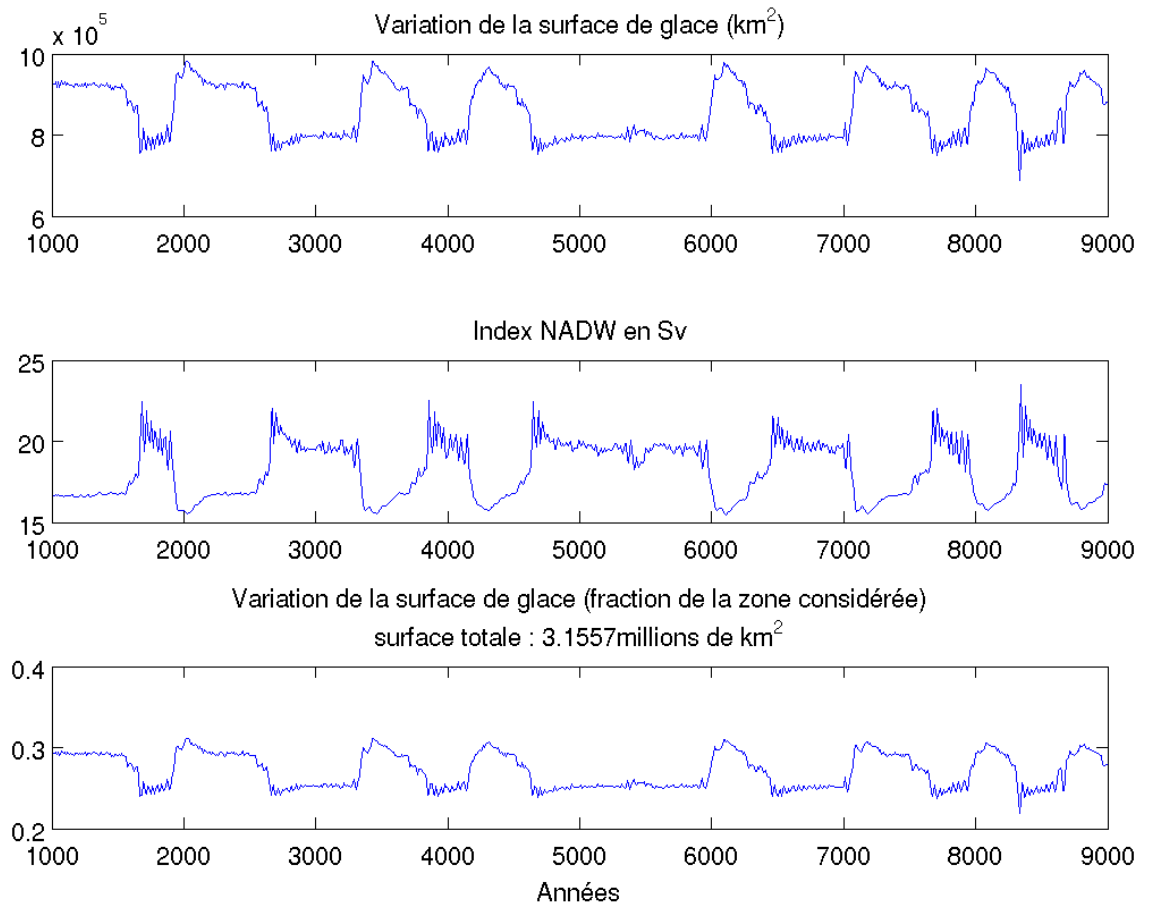
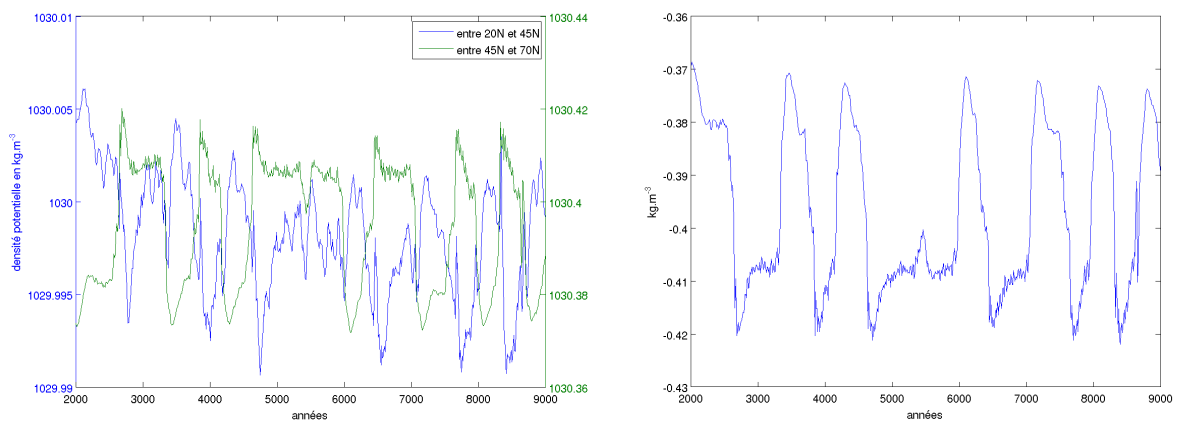


FIGURE 3.28 – Évolution de la surface de glace sur une zone



(a) densités potentielles moyennes

(b) différence de densité Nord-Sud

FIGURE 3.29 – Évolution des densités moyennes

Conclusion

J'ai pu au cours de cette étude caractériser les différents états de pseudo-équilibre et j'ai tenté d'analyser le mécanisme de transition.

J'ai notamment montré que les zones de convection se déplaçaient plutôt vers l'Ouest, alors que l'on pouvait penser à un déplacement plus en latitude.

Les autres éléments distinctifs des deux états sont tout-à-fait en accord avec la compréhension que l'on peut avoir des phénomènes.

Pour ce qui est du mécanisme de transition, les processus mis en jeu (convection) et la faiblesse des signaux observés font qu'il est difficile de tirer des conclusions avec ce type de modèle.

Pour conclure, je vais revenir sur la place de cette simulation dans le cadre du travail d'O. Arzel.

Olivier a fait une série de simulation de ce type en faisant varier les concentrations de CO_2 ainsi que la valeur du forçage en eau douce. Il a constaté deux types de comportement : un où le modèle évoluait dans un état stable et un où le modèle oscillait (le type de comportement que j'ai analysé).

Cette aptitude à osciller se produisaient pour une « fenêtre » de valeurs de forçage. Ceci est illustré par la figure 3.30 où les \circ représentent des états stables, figure qui n'est pas sans rappeler 2.3

De plus, lorsque le modèle présentait des oscillations celles-ci se produisaient entre 2 états d'équilibre, l'un deux présentant une stabilité plus marquée qui correspondait à l'état stable le plus proche.

Tous ces résultats feront l'objet de publications futures

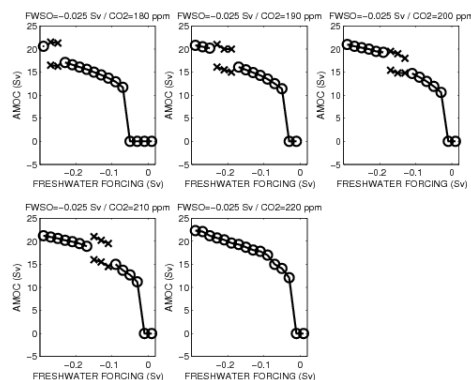


FIGURE 3.30 – Variation de la MOC suivant les forçages (\circ pour des états stables, \times pour des oscillations).

Table des figures

2.1	reconstruction de température de surface océanique à partir du rapport isotopique $\delta^{18}O$	5
2.2	Les circulations océaniques associées aux états interstadaire, stadaire et Heinrich	6
2.3	Schéma de la bifurcation entre deux états de la circulation thermohaline	7
3.1	Deux courbes de données issues du fichier <code>tsi.ncd</code> avec MOC superposée	10
3.2	Indice de la MOC	11
3.3	Fonction courant de la cellule méridienne en période interstadaire	13
3.4	Fonction courant de la cellule méridienne en période stadaire	14
3.5	Température au niveau de la mer (interstadaire–stadaire)	15
3.6	Précipitations (interstadaire–stadaire)	16
3.7	Humidité de surface (interstadaire–stadaire)	17
3.8	Surface de glace (interstadaire–stadaire)	18
3.9	Épaisseur de la banquise (interstadaire–stadaire)	19
3.10	Nombre de niveaux convectés (interstadaire–stadaire)	20
3.11	Fonction courant barotrope (interstadaire–stadaire)	21
3.12	Salinité à 240 m (interstadaire–stadaire)	22
3.13	Température potentielle à la surface (interstadaire–stadaire)	23
3.14	Température potentielle à 1530 m (interstadaire–stadaire)	24
3.15	Température potentielle à 3430 m (interstadaire–stadaire)	25
3.16	Transport océanique	25
3.17	Température potentielle, salinité et densité potentielle (anomalies par rapport à la situation initiale)	27
3.18	Densité potentielle de la surface (en haut à gauche) au fond (en bas à droite) (moyenne sur la zone)	28
3.19	Densités potentielles de 2 couches	28
3.20	Densité potentielle. Période 2000-2600	29
3.21	Densité potentielle. Période 2000-2600	30
3.22	Température potentielle. Période 2000-2600	30
3.23	Densité potentielle. Période 2690-3310	31
3.24	Température potentielle. Période 2690-3310	31
3.25	Bilan radiatif au sommet de l’atmosphère	32
3.26	Évolution du bilan radiatif moyen sur une zone	33
3.27	localisations	33
3.28	Évolution de la surface de glace sur une zone	34
3.29	Évolution des densités moyennes	34
3.30	Variation de la MOC suivant les forçages (○ pour des états stables, × pour des oscillations).	35

Liste des tableaux

- 3.1 Moyennes des séries temporelles (les valeurs soulignées sont les maximales) 12

Bibliographie

- [1] Les sédiments marins, témoins du climat. *METMAR*, (216), 2007.
- [2] Cours de mécanique des fluides. <http://ielnx1.epfl.ch/e-lin>, 2010.
- [3] R.B. Alley. Wally was right : Predictive ability of the North Atlantic “conveyor belt” hypothesis for abrupt climate change. 2007.
- [4] O. Arzel, M.H. England, and A.C. de Verdière. The role of oceanic heat transport and wind-stress forcing in abrupt millennial-scale climate transitions. *Journal of Climate*, 2009.
- [5] T. Huck. Recent changes in the north atlantic circulation. 2010.
- [6] S. Rahmstorf. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419(6903) :207–214, 2002.
- [7] R. Rew, G. Davis, S. Emmerson, and H. Davies. Netcdf user’s guide for c. *Unidata Program Center, June, 1997*.
- [8] R.K. Rew and G.P. Davis. The unidata netcdf : software for scientific data access. In *Sixth International Conference on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, February 7-8, 1990, Anaheim, Calif*, page 33. The Society, 1990.
- [9] Y.M. SALAS et al. Régions polaires, cryosphère et circulation thermohaline : Que nous ont appris les simulations du 4e rapport d’évaluation du giec ?= Polar regions, cryosphere and thermohaline circulation : what conclusions can be drawn from the IPCC Fourth Assessment Report ? *Météorologie*, (56) :33–39, 2007.
- [10] H. Stommel. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, 13(2) :224–230, 1961.
- [11] The Open University Course Team. Ocean circulation, 1989.
- [12] A.J. Weaver, M. Eby, E.C. Wiebe, C.M. Bitz, P.B. Duffy, T.L. Ewen, A.F. Fanning, M.M. Holland, A. MacFadyen, H.D. Matthews, et al. The uvic earth system climate model : Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmosphere Ocean*, 39(4) :361–428, 2001.
- [13] M. Winton and ES Sarachik. Thermohaline oscillations induced by strong steady salinity forcing of ocean general circulation models.