

CIRCULATION OCÉANIQUE DIAGNOSTIQUE

Thierry Huck, Alain Colin de Verdière, Thierry Begot
Laboratoire de Physique des Océans (UMR 6523 CNRS IFREMER UBO)

1^{er} septembre 2005

Résumé

On cherche à reconstruire la circulation océanique stationnaire à partir d'un champ de densité grande échelle (degré) connu, et du forçage par le vent, à partir des équations planétaire-géostrophiques. On décompose la circulation en ses composantes barotropes et baroclines. La partie barotrope est forcée par le vent en surface et les vitesses verticales au fond ; on impose des courants de bord ouest qui satisfont un transport méridien total nul à travers chaque bande de latitude. La partie barocline est forcée par le vent thermique et la structure barocline du vent. On reconstruit dans un premier temps la circulation en supposant les vitesses verticales nulles au fond, puis on les calcule à partir des courants horizontaux au fond et des gradients de profondeur, et on réitère le calcul plusieurs fois afin de voir si le processus converge.

Table des matières

1	Introduction	3
2	Équations planétaire-géostrophiques	3
3	Méthodologie	3
4	Mise en équations	4
4.1	Décomposition barotrope et barocline des courants océaniques avec fond variable	4
4.2	Composante barotrope	4
4.3	Composante barocline	5
4.4	Vitesse verticale au fond	6
4.5	Fonction courant méridienne ψ	6
5	Diagnostiques	6
5.1	Comparaison du pompage d'Ekman avec w_B	6
5.2	Courants moyens dans l'Atlantique Nord avec ou sans w_B	7
5.3	Cellule méridienne	7
5.4	Transport de chaleur méridien (Poleward Heat Transport)	7
6	Variations du transport dans la cellule méridienne et du PHT entre 40 et 60°N	7
6.1	Levitus pentadal et annuel	7
6.1.1	Levitus pentadal	7
6.1.2	Levitus annuel	8
6.2	Comparaison avec le PHT	8
6.3	Sensibilité au forçage du vent	8
7	Discussion et conclusion	8
8	Références	8
9	Annexe 1 : Discrétisation et résolution en différences finies	10
9.1	Variables et grille	10
9.2	Équations	10
9.3	Diagnostiques	10
10	Annexe 2 : est-ce que la circulation barotrope forcée par le vent contribue à la cellule méridienne en fond variable ? OUI	10

1 Introduction

2 Équations planétaire-géostrophiques

On écrit les équations dynamiques planétaire-géostrophiques (diagnostiques) inviscides en coordonnées sphériques, en distribuant la tension de vent dans la couche d'Ekman pour éviter d'avoir à résoudre explicitement cette couche frictionnelle (d'ailleurs, qu'en est-il de la couche d'Ekman de fond?).

$$-f v = -\frac{1}{a \cos \theta \rho_0} \partial_\phi P + \frac{\tau^X}{\rho_0 h_E} H(z + h_E) \quad (1)$$

$$f u = -\frac{1}{a \rho_0} \partial_\theta P + \frac{\tau^Y}{\rho_0 h_E} H(z + h_E) \quad (2)$$

$$\partial_z P = -\rho g \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = \frac{1}{a \cos \theta} \partial_\phi u + \frac{1}{a \cos \theta} \partial_\theta (\cos \theta v) + \partial_z w = 0 \quad (4)$$

$$\text{équation d'état } \rho(T, S, P) \text{ densité potentielle?} \quad (5)$$

où θ est la latitude positive vers le nord (radian),

ϕ la longitude positive vers l'est (radian),

z la coordonnée verticale augmentant vers le haut (m),

a le rayon de la Terre (6376 km),

(u, v, w) le vecteur vitesse (positifs vers l'est et vers le nord, m/s),

P la pression,

H la fonction de Heaviside (1 pour argument positif, 0 sinon),

h_E la profondeur de la couche d'Ekman (indéterminée mais inutile tant qu'elle reste inférieure à la profondeur du premier niveau vertical),

$f = 2\Omega \sin \theta$ le paramètre de Coriolis (s^{-1}), $\beta = a^{-1} \partial_\theta f = a^{-1} 2\Omega \cos \theta$ sa dérivée méridienne ($m^{-1} s^{-1}$), $\Omega = 2\pi/86164$ le taux de rotation de la Terre (s^{-1})

τ^X et τ^Y la composante zonale et méridienne de la tension de vent à la surface ($N m^{-2} = kg m^{-1} s^{-2}$), en moyenne annuelle, issue ici de la climatologie de Da Silva et al. (1995).

3 Méthodologie

Idée : calculer la circulation thermohaline à partir des températures et salinité de Levitus, pour la climatologie moyenne puis année par année.

1. On détermine la circulation méridienne barotrope par l'équation de Sverdrup (on calcule les courants de bord ouest pour satisfaire la conservation de la masse sous-bassin par sous-bassin : ca pose évidemment un problème de continuité avec la latitude suivant le nombre de continent que l'on rencontre...)

On détermine le transport zonal barotrope par conservation de la masse. Attention à la formulation, bien déterminer les masques pour chacune de ces vitesses. Par exemple on calcule une fonction courant par intégration zonale des vitesses méridiennes barotropes, puis on dérive en fonction de la latitude pour ubt. Ca pose des problèmes de discontinuité par endroits, que l'on résoud en bornant en + et en - ubt à ubt_max = 1000 m²/s, ou plutôt en fonction de h(x,y) ???.

2. On détermine la circulation barocline (totale, structure verticale) par intégration du vent thermique
3. On calcule alors les vitesses verticales au fond à partir des vitesses horizontales au fond et du gradient de profondeur.
4. On réitère toutes les étapes quelquefois pour voir si la circulation converge...

4 Mise en équations

4.1 Décomposition barotrope et barocline des courants océaniques avec fond variable

$$\mathbf{u}(\phi, \theta) = \bar{\mathbf{u}}(\phi, \theta) + \mathbf{u}'(\phi, \theta, z) \quad (6)$$

$$\bar{\mathbf{u}}(\phi, \theta) = \frac{1}{h(\phi, \theta)} \int_{-h(\phi, \theta)}^0 \mathbf{u}(\phi, \theta, z) dz \quad (7)$$

$$\text{et donc } \int_{-h(\phi, \theta)}^0 \mathbf{u}'(\phi, \theta, z) dz = 0 \quad (8)$$

4.2 Composante barotrope

En dérivant les équations pour les vitesses horizontales pour éliminer la pression, et en intégrant verticalement, on obtient l'équation de Sverdrup pour la vitesse barotrope méridienne :

$$\beta \bar{v} = \frac{1}{h \rho_0 a \cos \theta} \left(\partial_\phi \tau^Y - \partial_\theta (\tau^X \cos \theta) \right) - \frac{f w_B}{h} \quad (9)$$

Dans un premier temps on suppose $w_B \equiv 0$, on pourra le calculer une fois que l'on aura une première estimation des courants. Cette expression de la composante barotrope ne vérifie pas les conditions aux limites d'imperméabilité à la côte : on la corrige ponctuellement sur les bords ouest de chaque bassin et sous-bassin océanique afin d'assurer un transport vers le nord nul dans chaque (sous-)bassin – c'est une approximation assez forte qui permet juste de modifier un minimum de points par rapport à la solution de Sverdrup.

Pour calculer la composante méridienne de la vitesse barotrope on passe par la fonction courant ψ (m² s⁻¹) basée sur l'équation de continuité intégrée verticalement :

$$U(\phi, \theta) = \int_{-h(\phi, \theta)}^0 u(\phi, \theta, z) dz = h \bar{u} \quad (10)$$

$$V(\phi, \theta) = \int_{-h(\phi, \theta)}^0 v(\phi, \theta, z) dz = h \bar{v} \quad (11)$$

$$\nabla_H \cdot (U, V) = \frac{1}{a \cos \theta} \partial_\phi U + \frac{1}{a \cos \theta} \partial_\theta (\cos \theta V) = 0 \quad (12)$$

$$\Rightarrow U = -\frac{1}{a} \partial_\theta \psi ; V = -\frac{1}{a \cos \theta} \partial_\phi \psi \quad (13)$$

On intègre donc V avec la longitude pour calculer ψ , puis on dérive par rapport à la latitude pour obtenir U , en espérant que les conditions aux limites soient plus ou moins vérifiées quelle que soit la configuration du trait de côte... D'ailleurs pour des domaines multiplement connectés avec plusieurs continents/îles, il n'est pas évident que $\psi = 0$ aux bords soit suffisant mais cela devrait aller dans l'Atlantique Nord. Il apparaît des problèmes aux bords principalement dus, semblerait-il, aux discontinuités du nombre de bassin par bande de latitude : pour y remédier et ne pas polluer l'estimation des vitesses verticales au fond, on filtre les valeurs de vitesses barotropes à une valeur absolue maximale à définir (uvmax=0.5 m/s ?).

4.3 Composante barocline

On définit la partie barocline de la vitesse totale $\mathbf{u}(\phi, \theta, z)$ par la relation

$$\mathbf{u}'(\phi, \theta, z) = \mathbf{u}(\phi, \theta, z) - \frac{1}{h(\phi, \theta)} \int_{-h(\phi, \theta)}^0 \mathbf{u}(\phi, \theta, z) dz. \quad (14)$$

Les composantes méridienne et zonale de $\mathbf{u}(\phi, \theta, z)$ s'obtiennent par intégration des équations du vent thermique

$$\partial_z u = \frac{g}{a \rho_0 f} \partial_\theta \rho, \quad (15)$$

$$\text{et } \partial_z v = -\frac{g}{a \cos \theta \rho_0 f} \partial_\phi \rho. \quad (16)$$

On soustrait ensuite au second membre de l'équation (14) la composante barotrope (donc on inclut la composante barocline du forçage du vent) tel que :

$$u' = u' + \frac{\tau^Y}{\rho_0 f} G(z), \quad (17)$$

$$v' = v' - \frac{\tau^X}{\rho_0 f} G(z), \quad (18)$$

où $G(\phi, \theta, z) = H(z + h_E)/h_E - 1/h(\phi, \theta)$, a une intégrale verticale nulle. On peut noter que cette composante barocline n'est pas nécessairement valable dans les courants de bord frictionnels, mais là aussi, on s'efforce de limiter les écarts à la géostrophie.

4.4 Vitesse verticale au fond

On ajoute alors composantes barotrope et barocline pour obtenir les courants totaux. On connaît alors les courants horizontaux au fond (noté w_B comme *Bottom*), et on peut estimer une vitesse verticale au fond :

$$w_B = -\mathbf{u}_B \cdot \nabla h = -\left(u_B \frac{1}{a \cos \theta} \partial_\phi h + v_B \frac{1}{a} \partial_\theta h\right) \quad (19)$$

N.B. Calcul de w_B :

fond : surface définie par $z + h(x, y) = 0$ avec $h(x, y) > 0$

condition au fond : $\mathbf{u} \cdot \nabla h = 0$,

soit $u \partial_x h + v \partial_y h + w = 0$

donc $w = -(u \partial_x h + v \partial_y h)$.

4.5 Fonction courant méridienne ψ

En intégrant par rapport à ϕ l'équation de continuité (4), il vient :

$$\frac{\partial}{a \partial \theta} \left(\int_\phi a v \cos \theta d\phi \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\int_\phi a w \cos \theta d\phi \right) = 0, \quad (20)$$

car $u(\phi, \theta, z) = 0$ sur les bords.

D'où la fonction courant méridienne ψ qui est définie par l'expression :

$$a \cos \theta \int_\phi v(\phi, \theta, z) d\phi = \partial_z \psi(\theta, z). \quad (21)$$

On obtient ψ en intégrant verticalement le transport méridien $a \cos \theta \int_\phi v(\phi, \theta, z) d\phi$ et on impose comme condition aux limites $\psi = 0$ en surface (et donc $\psi = 0$ au fond).

5 Diagnostiques

5.1 Comparaison du pompage d'Ekman avec w_B

La vitesse verticale au fond w_B apparaît globalement faible devant le pompage d'Ekman w_E (22) dès la première itération (Fig. 1).

$$w_E = \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau^Y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau^X}{f} \right) \right] \quad (22)$$

A la basse résolution spatiale utilisée ici (mailles de 1x1 degrés horizontalement) , cette correction s'avère franchement négligeable : il n'est donc pas indispensable de réitérer w_B .

5.2 Courants moyens dans l'Atlantique Nord avec ou sans w_B

L'allure des flèches (Fig. 2) permet d'identifier à 10 m de profondeur le Gulf Stream. Une partie de ce courant s'infléchit vers le sud en formant de nombreux tourbillons, tandis qu'une autre partie continue vers l'est (dérive nord atlantique). Le courant du Labrador longe les côtes canadiennes vers le sud et vient converger avec les eaux du Gulf Stream au large de Terre Neuve. A 2000 m, le courant profond Nord Atlantique descend vers le sud le long des côtes Américaines.

L'ajout de la vitesse verticale au fond des océans (Fig. 3) n'a pas d'effets importants sur la répartition des courants mais une tendance à brouter un peu les résultats ...

5.3 Cellule méridienne

On calcule la fonction courant méridienne avec une vitesse verticale au fond w_B nulle et on n'effectue pas de filtrage sur les vitesses barotropes afin de satisfaire la loi de conservation de la masse. Le graphique obtenu (Fig. 4) caractérise la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord : la cellule méridienne située entre 40 et 60°N (en orange sur la figure) traduit le transport en surface d'une masse d'eau chaude vers le nord (Gulf Stream) et la circulation d'eau froide vers le sud entre 2000 et 3000 m de profondeur (courant profond Nord-Atlantique). C'est cette cellule qui va nous intéresser par la suite.

5.4 Transport de chaleur méridien (Poleward Heat Transport)

D'une manière générale, l'océan se réchauffe à l'équateur et perd de la chaleur aux pôles. Le système couplé océan - atmosphère doit donc transporter la chaleur des basses vers les hautes latitudes pour équilibrer l'ensemble : c'est le transport de chaleur méridien. Dans les océans, il est défini par la formule :

$$PHT(\theta) = a \cos \theta \int_{\phi} \int_z v(\phi, \theta, z) T(\phi, \theta, z) d\phi dz \quad (23)$$

Ce transport est globalement positif dans l'hémisphère nord, négatif dans l'hémisphère sud et les extrema se situent au niveau des tropiques.

6 Variations du transport dans la cellule méridienne et du PHT entre 40 et 60°N

6.1 Levitus pentadal et annuel

6.1.1 Levitus pentadal

Les anomalies pentadales du *World Ocean Database 2004* sont rajoutées aux champs annuels moyens de la climatologie Levitus *World Ocean Atlas 2001* pour la température et la salinité jusqu'à 3000 m de profondeur. On cherche dans la cellule méridienne décrite

ci-dessus la valeur maximale du transport pour les années 1957-1996. La série pentadale résultante (courbe rouge Fig. 7) se résume à une intensification de la circulation thermohaline dans la cellule de 1957 à 1984 avec un transport maximal d'environ 28 Sv atteint cette année là puis une diminution par la suite.

6.1.2 Levitus annuel

Par rapport au cas précédent, le changement s'effectue uniquement au niveau des températures. Jusqu'à 700 m de profondeur, on n'ajoute plus des anomalies thermiques pentadales aux champs annuels moyens du *World Ocean Atlas 2001* mais des anomalies thermiques annuelles (Levitus annuel + τ moyen Fig. 6).

6.2 Comparaison avec le PHT

Les variations de PHT_{max} de 1957 à 1996 ne sont pas nécessairement en phase avec les variations de ψ_{max} dans la cellule méridienne entre 40 et 60°N (voir Fig. 7 et Fig. 8).

6.3 Sensibilité au forçage du vent

On remplace la climatologie de tension de vent moyen Da Silva par la climatologie annuelle ECMWF ERA-40 1958-2001 afin d'étudier l'influence du vent sur la circulation Nord-Atlantique et le transport de chaleur entre 40 et 60 degrés Nord.

7 Discussion et conclusion

Les variations annuelles et pentadales de vent entraînent une variabilité beaucoup plus importante de ψ_{max} que les variations thermohalines (Fig. 7 et Fig. 11). Pourtant les variations basses fréquences (BF) restent assez bien représentées par la réponse aux variations thermohalines.

Idem pour le transport de chaleur, les variations annuelles et pentadales du vent entraînent des variations plus importante de PHT_{max} que les variations thermohalines (Fig. 12) mais les variations BF restent néanmoins contrôlées par les variations thermohalines (les variations lentes du vent renforcent le signal).

(Comparaison cellule meridienne fet du temps avec réanalyse (ECHO ?), simus climatiques Hadley/IPSL...)

8 Références

1. Da Silva, A.M., C.C. Young and S. Levitus, 1995 : Atlas of Surface Marine Data 1994. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.
2. T.L. Delworth, T., S. Manabe, and R. J. Stouffer, 1993 : Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. 1993-2011.

3. Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nuñez, and P. J. Trimble, 2001 : The Atlantic multi-decadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. 2077-2080.
4. Kerr, R. A., 2000 : A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. 1984-1986.

9 Annexe 1 : Discrétisation et résolution en différences finies

9.1 Variables et grille

- Température et salinité Levitus
T(idimx,idimy,nz) température
S(idimx,idimy,nz) salinité
npz(idimx,idimy) nombre de niveaux verticaux en chaque point entre 0 et nz
lon : valeur de la longitude sur la grille
lat : valeur de la latitude sur la grille
- Vitesses barotropes $\bar{\mathbf{u}} = (\bar{u}, \bar{v})$
* vbt(idimx,idimy) vitesse méridienne (m/s)
même latitude que T et S
longitude intermédiaires entre i et i+1 de T et S
masque_v(idimx,idimy)=0 sur terre, 1 sur océan
initialisé à 1 partout, et vaut 0 si contigu zonalement à un point terrestre
* ubt(idimx,idimy) vitesse zonale (m/s)
même longitude que T et S
latitude intermédiaires entre j et j+1 de T et S
masque_u(idimx,idimy)=0 sur terre, 1 sur océan
initialisé à 1 partout, et vaut 0 si contigu latitudinalement à un point terrestre
- Vitesses baroclines $\mathbf{u}' = (u', v')$
ubc(idimx,idimy,nz-1), vbc(idimx,idimy,nz-1)
idem vitesses barotropes sur l'horizontale,
au milieu des niveaux verticaux de température et salinité sur la verticale
- Vitesses verticales w_E, w_B
w(idimx,idimy) définies sur une grille décalée par rapport à T et S

9.2 Équations

9.3 Diagnostiques

10 Annexe 2 : est-ce que la circulation barotrope forcée par le vent contribue à la cellule méridienne en fond variable ? OUI

$$u(x, y, z) = ubt(x, y) + ubc(x, y, z) \quad (24)$$

$$ubt(x, y) = \frac{1}{h(x, y)} \int_{-h(x, y)}^0 u(x, y, z) dz \quad (25)$$

$$\text{et donc } \int_{-h(x,y)}^0 ubc(x, y, z) = 0 \quad (26)$$

$$\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0 \quad (27)$$

en intégrant zonalement, v donne V et w donne W

$$\partial_y V + \partial_z W = 0 \quad (28)$$

on peut définir une fonction courant ψ ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) telle que

$$-\partial_z \psi = V(y, z) = \int_{x_W(y,z)}^{x_E(y,z)} v(x, y, z) dx \quad (29)$$

$$\text{soit } \psi(y, z) = \int_z^0 V(y, z) dz \quad (30)$$

La conservation de la masse impose que

$$\int_z \int_x v dx dz = C \quad (31)$$

où C est une constante indépendante de y on va choisir 0 pour l'Atlantique en supposant que le transport vers le nord est quasiment nul.

$$\int_{x_W(y,0)}^{x_E(y,0)} \int_{-h(x,y)}^0 v dz dx = 0 \quad (32)$$

Le transport méridien nul à travers chaque section à latitude constante donne :

$$\int_x h(x, y) v bt(x, y) dx = 0 \quad (33)$$

$$\psi(y, z) = \int_z^0 \int_x v dx dz \quad (34)$$

$$= \int_z^0 \int_x v bt(x, y) dx dz + \int_z^0 \int_x v bc(x, y, z) dx dz \quad (35)$$

$$= |z| \int_x v bt(x, y) dx dz + \int_z^0 \int_x v bc(x, y, z) dx dz \quad (36)$$

N.B. En fond plat, on peut sortir h de l'intégrale, et la contribution du transport méridien barotrope à la cellule méridienne est nul : ce n'est pas le cas en fond variable ! Il faut donc calculer la circulation barotrope forcée par le vent.

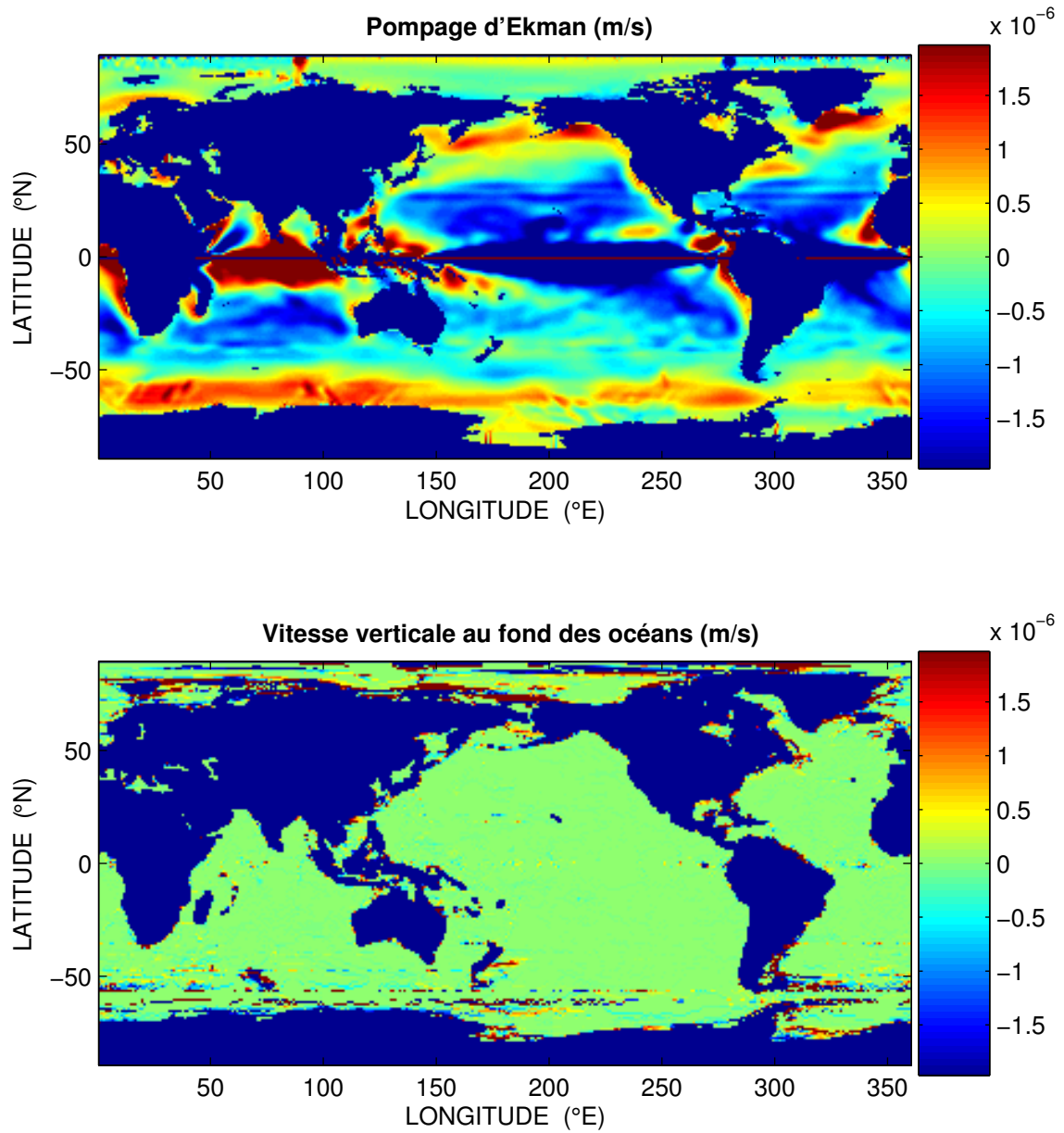


FIG. 1 – Répartition de l'intensité de w_E par rapport à w_B dans les océans. Les vitesses verticales au fond sont partout nulles mis à part quelques points où les valeurs atteignent quelques $10^{-4}m/s...$

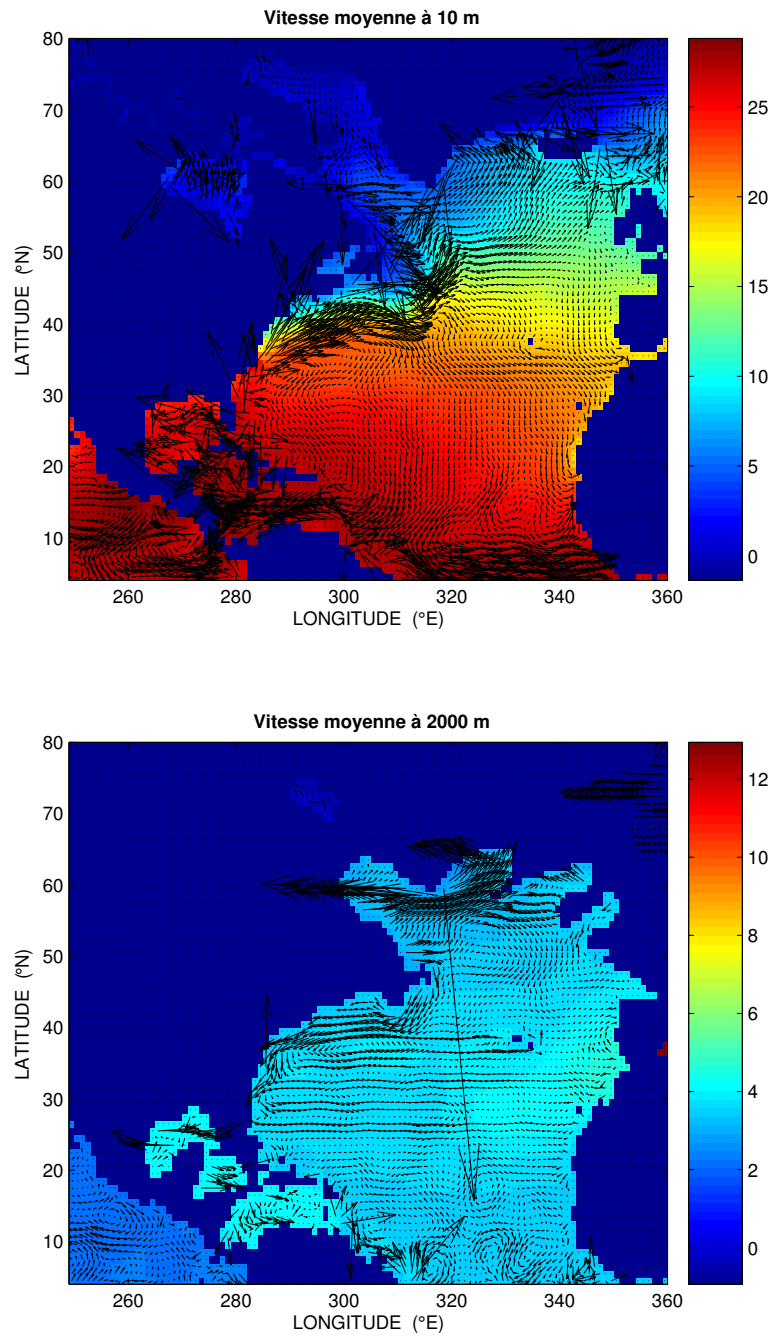


FIG. 2 – Les courants dans l’Atlantique Nord à 10 et 2000 m de profondeur avec $w_B = 0$. On a appliqué un filtre qui borne à 0,5 m/s en valeur absolue les vitesses méridienne et zonale barotropes. Les couleurs représentent la moyenne des températures annuelles de la climatologie Levitus World Ocean Atlas 2001.

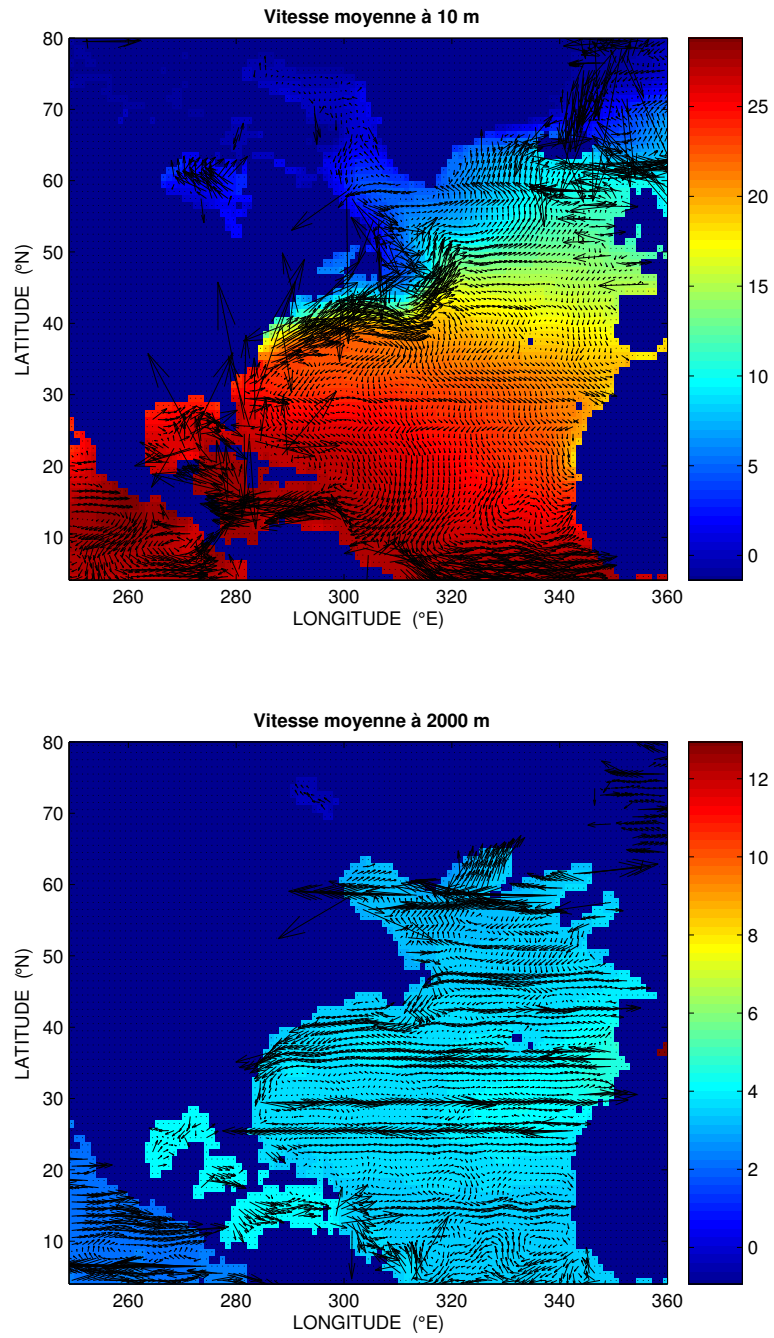


FIG. 3 – Les courants dans l’Atlantique Nord à 10 et 2000 m de profondeur avec $w_B = -\mathbf{u}_B \cdot \nabla h$ (une itération).

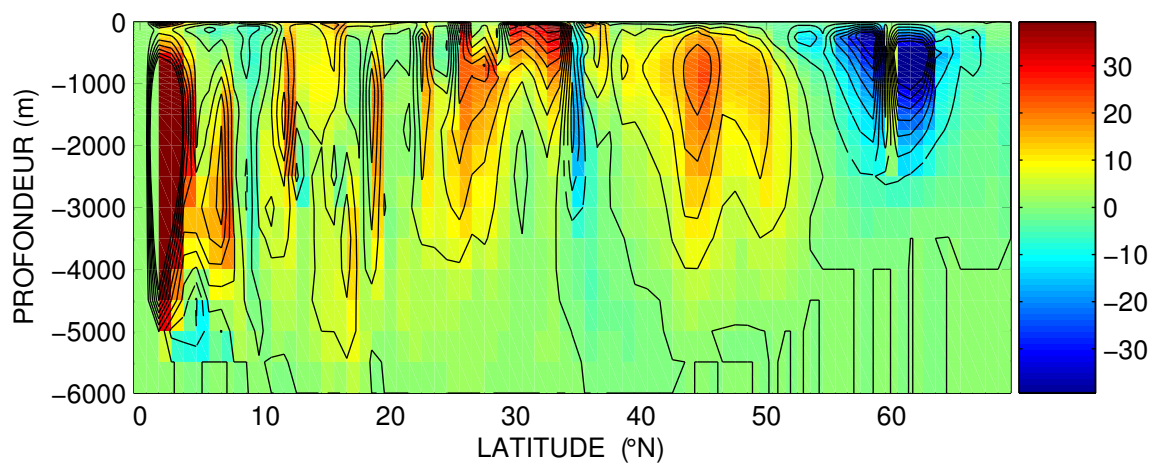


FIG. 4 – Moyenne annuelle de la fonction courant méridienne (en Sv) en fonction de la profondeur dans l'Atlantique Nord. Le maximum de transport à 45°N est d'environ 24 Sv et se trouve à 800 m.

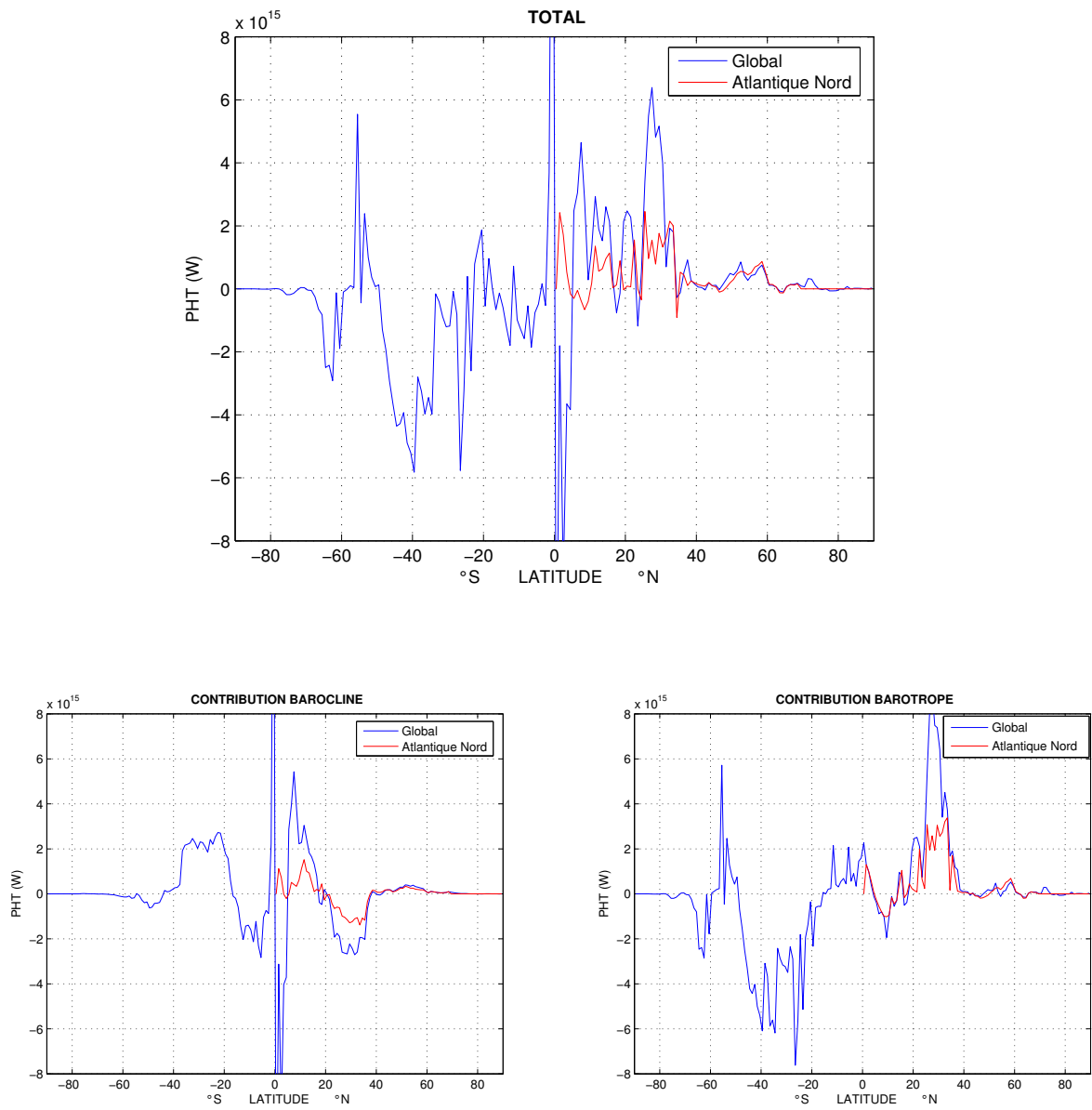


FIG. 5 – Transport de chaleur PHT moyen (en Watts) en fonction de la latitude obtenu en utilisant la climatologie Levitus WOA 2001 et la climatologie de tension de vent moyen Da Silva.

Nom du test	Température T			Salinité S			Tension de vent τ
	De 0 à 700 m	De 700 à 3000 m	De 3000 à 5500 m	De 0 à 700 m	De 700 à 3000 m	De 3000 à 5500 m	
Levitus annuel + τ moyen	WOA2001 + WOD2004 annuel	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	Da Silva
Levitus pentadal + τ moyen	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	Da Silva
WOA2001 + τ moyen	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	Da Silva
Levitus + τ annuel	WOA2001 + WOD2004 annuel	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	ECMWF ERA-40 annuel
Levitus + τ pentadal	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001 + WOD2004 pentadal	WOA2001	ECMWF ERA-40 pentadal
WOA2001 + τ annuel	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	ECMWF ERA-40 annuel
WOA2001 + τ pentadal	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	WOA2001	ECMWF ERA-40 pentadal

FIG. 6 – Tableau récapitulatif des tests effectués ci-après avec les différentes climatologies de température, salinité et tension de vent.

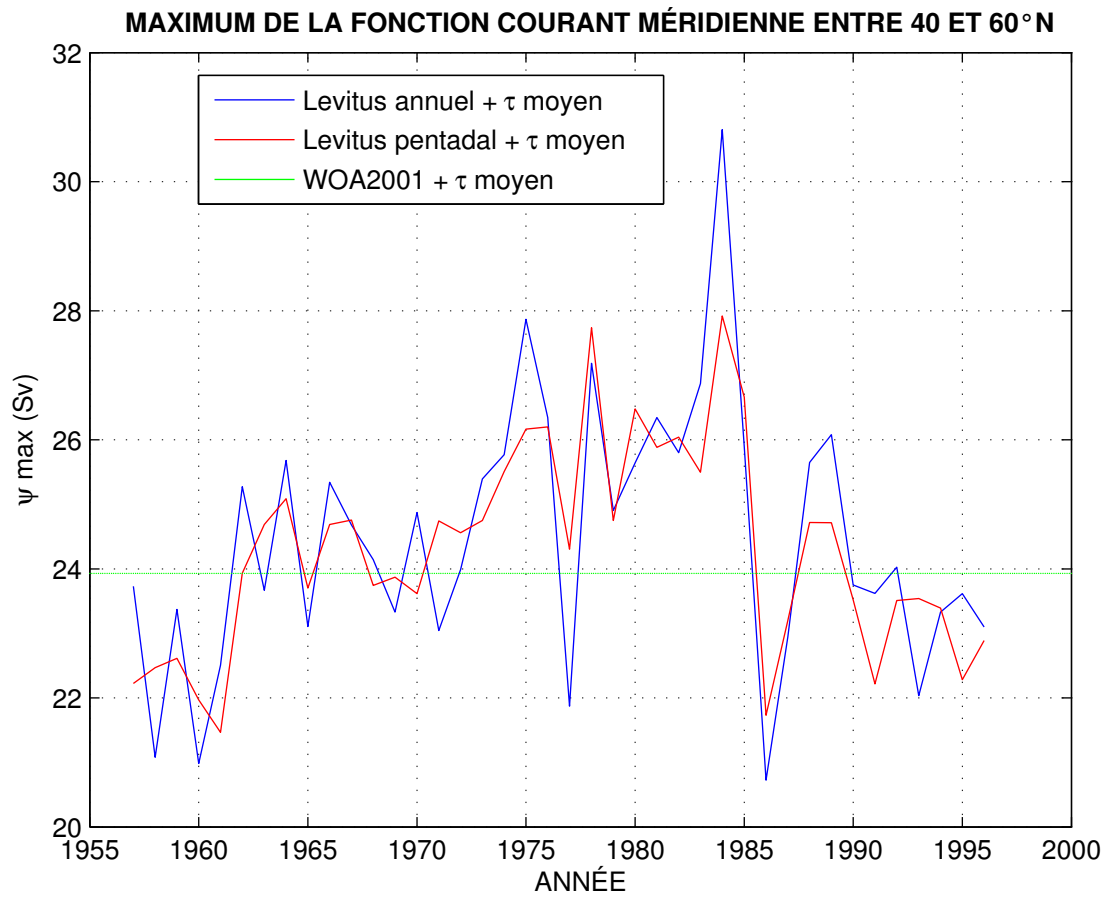


FIG. 7 – Maximum de transport de la fonction courant ψ (en Sv) dans la cellule méridienne entre 40 et 60°N avec la climatologie de tension de vent moyen Da Silva.

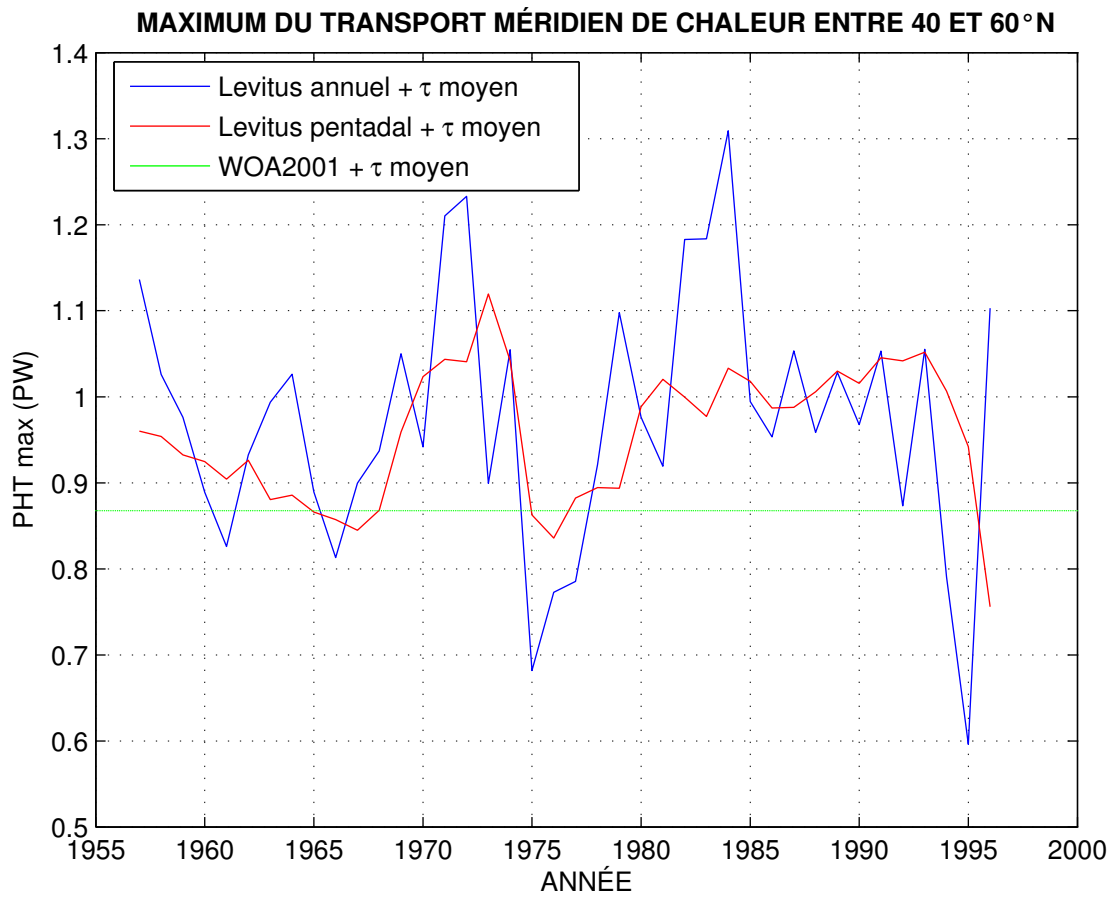


FIG. 8 – Maximum du transport de chaleur PHT (en PW) entre 40 et 60°N avec la climatologie de tension de vent moyen Da Silva.

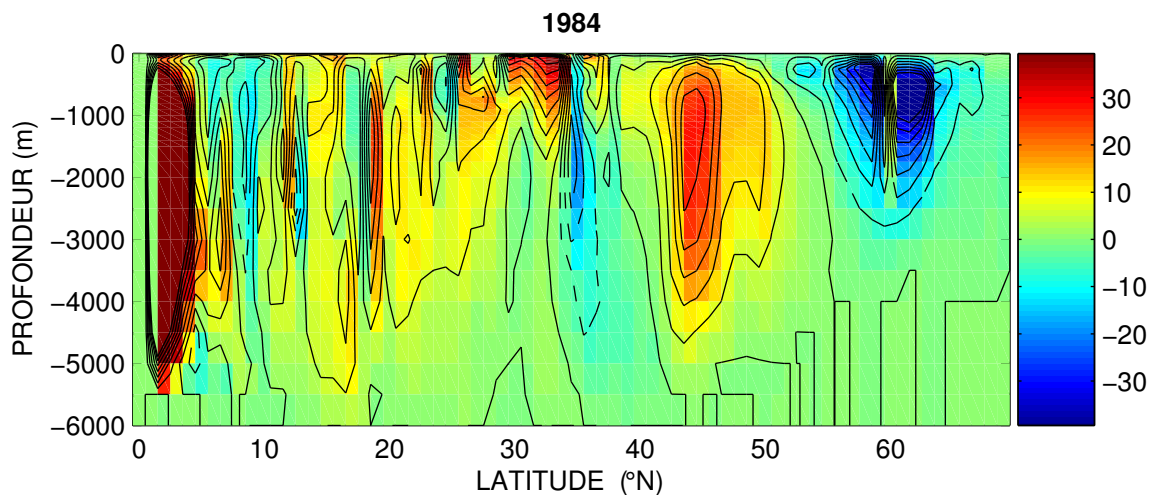


FIG. 9 – Fonction courant méridienne pentadale dans l’Atlantique Nord en 1984 (climatologie de tension de vent moyen Da Silva).

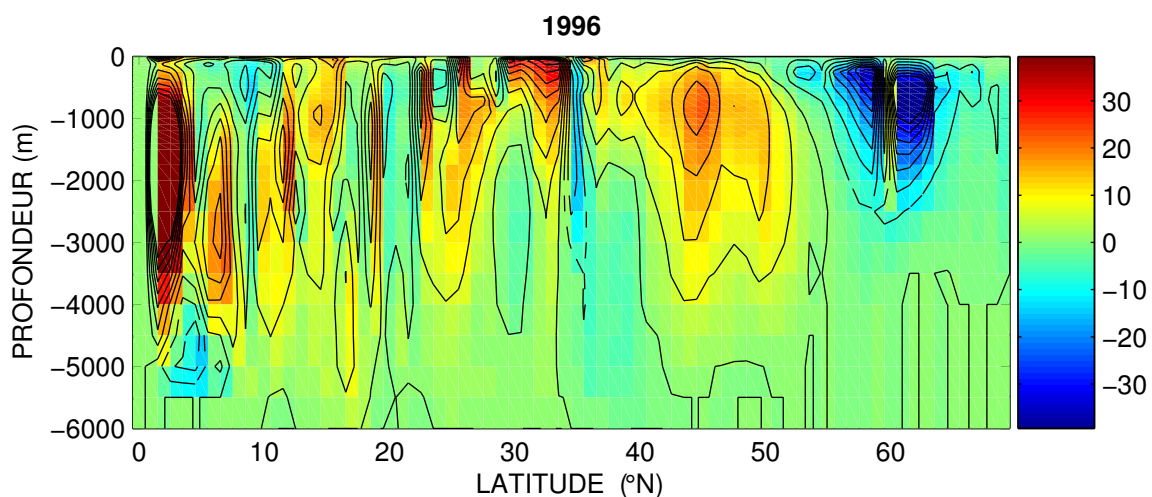


FIG. 10 – Fonction courant méridienne pentadale dans l’Atlantique Nord en 1996 (climatologie de tension de vent moyen Da Silva). Il semble que la cellule méridienne associée au Gulf Stream (entre 40 et 60°N) s’allonge en profondeur quand le transport au sein de celle-ci augmente (comparer avec l’année 1984).

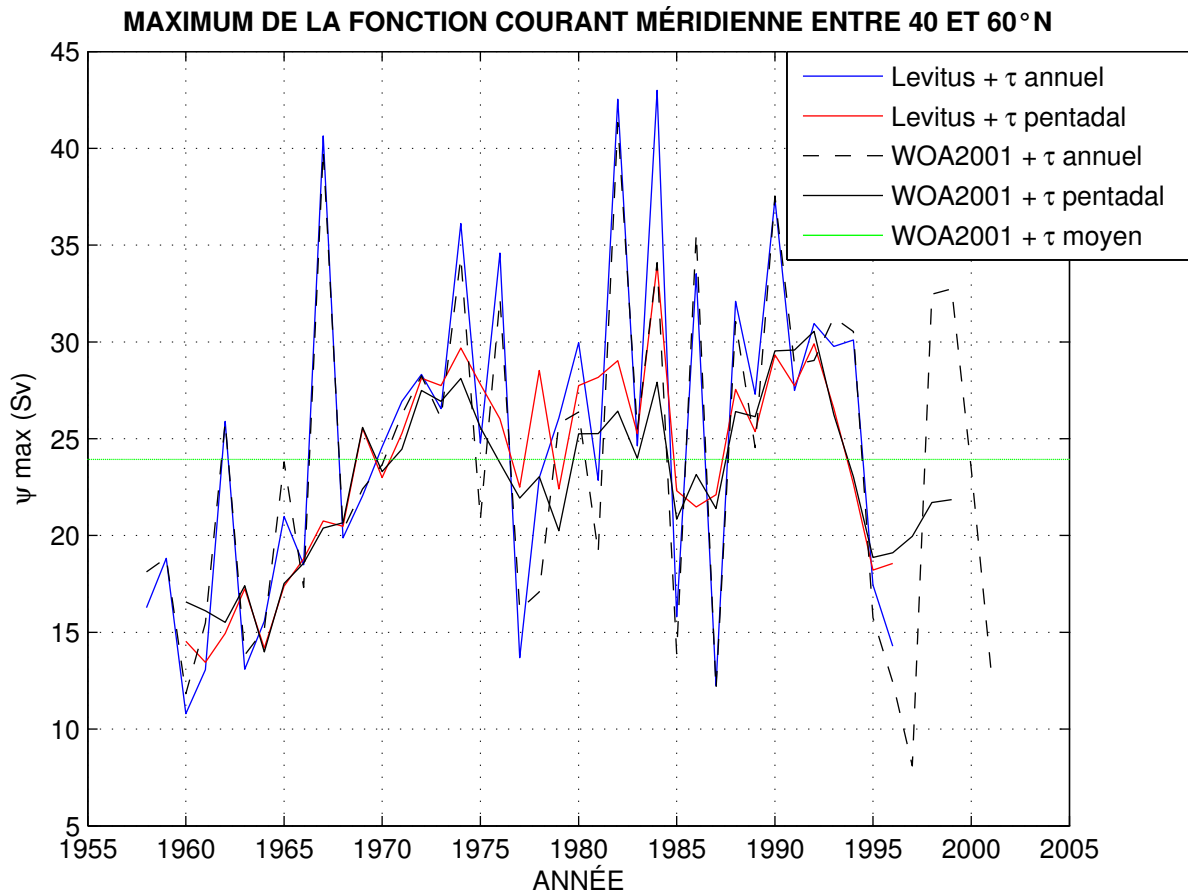


FIG. 11 – Maximum de transport de la fonction courant ψ (en Sv) dans la cellule méridienne à partir de la climatologie de tension de vent annuelle ECMWF ERA-40. La série pentadale (en rouge) traduit une phase de transport faible dans la cellule de 1960 à 1968 puis après 1994, et entre les deux, une phase où le transport est plus élevé que la moyenne WOA2001 + τ moyen (de 23.9 Sv). La fonction courant méridienne pentadale associée aux années 1984 et 1995 est représentée figure 13.

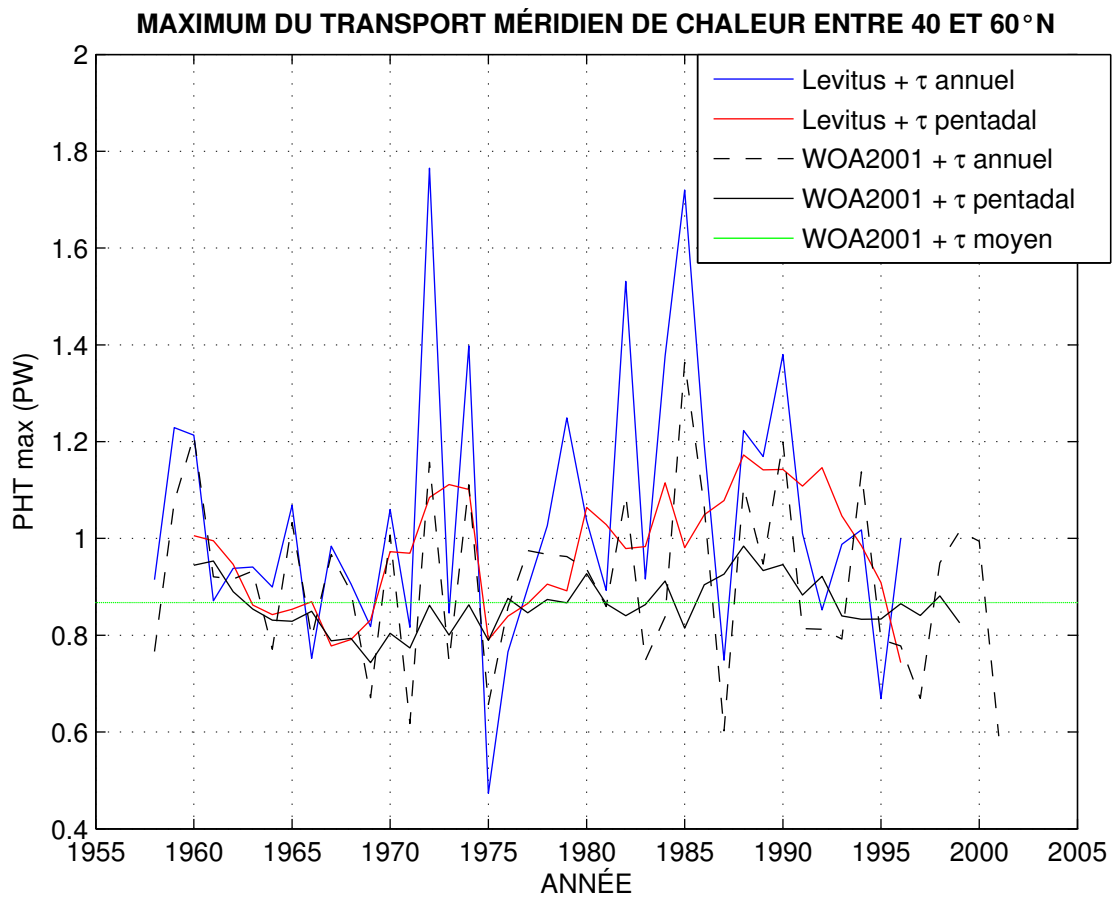


FIG. 12 – Maximum du transport de chaleur PHT (en PW) entre 40 et 60°N à partir de la climatologie de tension de vent annuelle ECMWF ERA-40. Sur la série pentadale (en rouge), ce maximum varie entre 1.17 PW (1988) et 0.74 PW (1996).

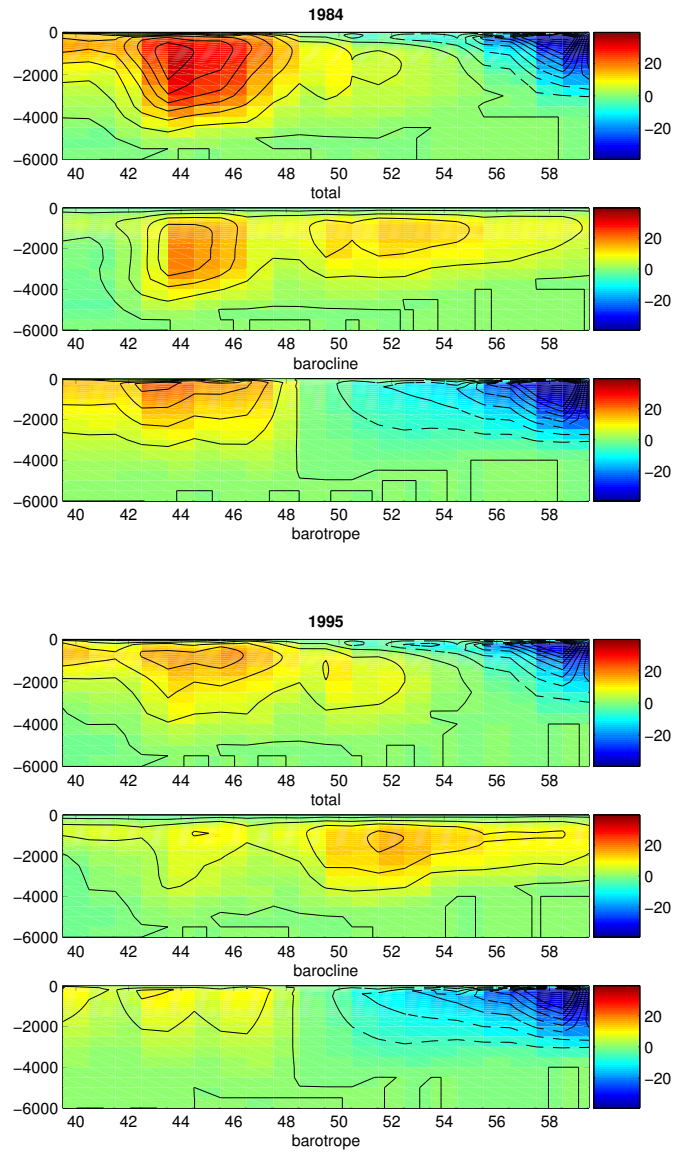


FIG. 13 – Contributions barocline, barotrope et totale de la fonction courant méridienne pentadale entre 40 et 60°N dans l'Atlantique en 1984 et 1995 (emploi de la climatologie de tension de vent annuelle ECMWF ERA-40). Ces années correspondent à des valeurs extrêmes prises par la série pentadale du maximum de transport pendant la période 1960-1996 (courbe rouge Fig. 11). En 1984, le transport maximal dans la cellule méridienne est de 34 Sv (43.5°N/1100 m de profondeur) alors qu'en 1995, celui-ci ne vaut que 18.2 Sv (45.5°N/800 m de profondeur).

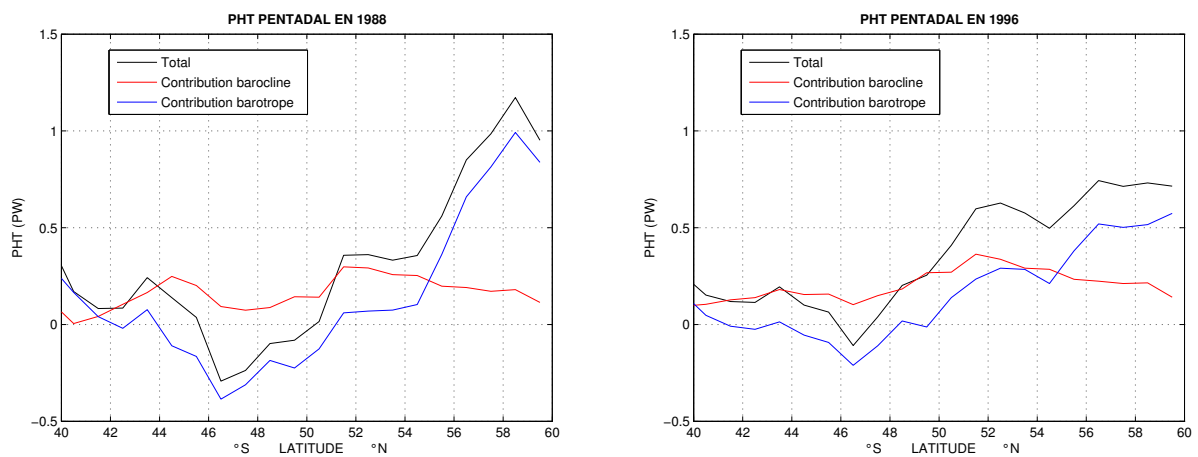


FIG. 14 – Contributions barocline, barotrope et totale du transport de chaleur PHT entre 40 et 60°N dans l'Atlantique en 1988 et 1996 (emploi de la climatologie de tension de vent annuelle ECMWF ERA-40). Ces années correspondent à des valeurs extrêmes prises par la série pentadale du maximum de PHT durant la période 1960-1996 (courbe rouge Fig. 12). En 1988, le maximum de PHT se trouve à 58.5°N et en 1996 à 56.5°N. La partie barotrope du PHT contribue majoritairement au résultat final.