



# Reconstitution de la circulation océanique grande échelle et de ses variations à partir de climatologies annuelles de température et salinité

Thierry HUCK <thuck@univ-brest.fr>, Alain COLIN DE VERDIÈRE,  
Richard SCHOPP, Philippe ESTRADE et Thierry BEGOT

Laboratoire de Physique des Océans (UMR 6523 CNRS IFREMER UBO), Brest, France



## 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. On utilise ici les 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 applique cette méthode pour estimer les variations de la circulation générale depuis 50 ans, à partir des climatologies d'anomalies annuelles de température et de salinité de Levitus, et les vents de la réanalyse ERA40 de l'ECMWF. On observe des variations importantes (20%) de l'intensité de la cellule méridienne et du transport de chaleur, qui varient de manière cohérente à ces échelles de temps, mais pas nécessairement en phase.

## 1. INTRODUCTION

Quelles ont été les variations de la circulation océanique par le passé, ou plus précisément depuis que l'on a des données de température et salinité dans tout l'océan ?

Dans le cadre du projet Ovide (Observatoire de la Variabilité Interannuelle à Décennale du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord et des mers nordiques) associant une section hydrographique répétée tous les 2 ans entre le Groenland et le Portugal et des approches d'analyse des observations et de modélisation réaliste (Drakkar), on cherche à quantifier les variations des courants et des transports de masse, chaleur, ou traceurs (Treguier et al. 2005) en relation avec le forçage et les propriétés des masses d'eau. Or on ne connaît pas grand chose des variations passées de ces quantités.

Les modèles pronostiques se basent sur des flux à la surface qui sont connus avec des incertitudes assez larges. La dérive par rapport à la réalité risque donc d'être importante, surtout que l'état initial est mal connu ! L'assimilation des mesures in situ semble être la voie royale, mais reste encore assez coûteuse. On se propose ici de déterminer une solution 'simple mais pas chère', basée sur les données de température et salinité ainsi que le forçage du vent, afin de donner une idée a priori de la circulation générale, basée sur des considérations théoriques qui ont fait leur preuve et dont on connaît les limites.

## 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.

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

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

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

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

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

où  $\theta$  est la latitude,  $\phi$  la longitude,  $z$  la coordonnée verticale augmentant vers le haut,  $a$  le rayon de la Terre,  $(u, v, w)$  le vecteur vitesse,  $P$  la pression,  $H$  la fonction de Heaviside,  $h_E$  la profondeur de la couche d'Ekman,  $f = 2\Omega \sin \theta$  le paramètre de Coriolis et  $\beta$  sa dérivée méridienne,  $(\tau^x, \tau^y)$  la tension de vent la surface.

On décompose les courants en partie barotrope et barocline :

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

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

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 :

$$\beta \bar{v} = \frac{1}{h \rho_0 a \cos \theta} [\partial_\phi \tau^y - \partial_\theta (\tau^x \cos \theta)] - \frac{f w_B}{h} \quad (8)$$

La composante barocline vérifie les équations de la quantité de mouvement auxquelles on a soustrait la composante barotrope (donc incluant la composante barocline du forçage du vent), et une intégrale verticale nulle - ceci est vérifié par l'utilisation de la pression hydrostatique barocline  $P'$  :

$$-fv' = -\frac{1}{a \cos \theta \rho_0} \partial_\phi P' + \frac{\tau^x}{\rho_0} G(z), \quad (9)$$

$$fu' = -\frac{1}{a \rho_0} \partial_\theta P' + \frac{\tau^y}{\rho_0} G(z), \quad (10)$$

où  $G(\phi, \theta, z) = H(z + h_E)/h_E - 1/h(\phi, \theta)$ , a une intégrale verticale nulle, et  $P'$  vérifie

$$\partial_z P' = -\rho g, \quad \int_{-h(\phi, \theta)}^0 P' dz = 0. \quad (11)$$

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.

## 3. MÉTHODE

On part d'une climatologie de température et salinité pour l'océan (Levitus), et des tensions de vent moyennes à la surface (ECMWF).

*Hypothèse fondamentale : on suppose les vitesses verticales nulles au fond.*

1. On détermine la circulation méridienne barotrope par l'équation de Sverdrup, et on calcule les courants de bord ouest pour satisfaire la conservation de la masse sous-bassin par sous-bassin (il y a évidemment quelques problèmes de continuité avec la latitude suivant le nombre de continents rencontrés).
2. On détermine le transport zonal barotrope par conservation de la masse.
3. On détermine la circulation barocline par intégration du vent thermique.
4. On calcule alors les vitesses totales (= barotrope + barocline), ce qui permet différents diagnostics comme la cellule méridienne ou le transport de chaleur.

On peut alors calculer les vitesses verticales au fond et comparer au pompage d'Ekman à la surface.

## 4. DONNÉES

Les produits actuellement disponibles en anomalies annuelles ou interannuelles sont les suivants :

- anomalies mensuelles de température de 0 à 700 m (16 niveaux) de 1945 à 2003 (Ishii et al. 2003, v6.1),
- anomalies annuelles de température de 0 à 700 m (16 niveaux) de 1955 à 2003 (WOD2004, Levitus et al. 2007)
- anomalies pentadales de température de 0 à 3000 m (28 niveaux) de 1955-59 à 1994-98 (WOD2004, Levitus et al. 2005a),
- anomalies pentadales de salinité de 0 à 3000 m (28 niveaux) de 1955-59 à 1994-98 (WOD2004, Boyet et al. 2005).

Comme il nous faut nécessairement la température ET la salinité pour calculer la densité, le seul produit disponible à ce jour est le World Ocean Database 2004 de Levitus et al., avec des anomalies de température et de salinité de 0 à 3000m moyennes sur 5 ans, de 1955-59 à 1994-98. Nous complétons ces données jusqu'au fond par les données de la climatologie moyenne. À titre exploratoire, nous avons également effectué des analyses annuelles en superposant les anomalies annuelles de température de 0 à 700 m.

Les tensions de vent utilisées proviennent des réanalyses ERA40 de l'ECMWF (1958-2001 en années complètes), et sont moyennées sur les mêmes périodes que les données océaniques (année ou 'pentades').

Ces données nous permettent donc de reconstruire l'évolution de la circulation océanique de 1958 à 1998. Un exemple "brut" des courants obtenus montre une certaine cohérence des vitesses, même proche du bord ouest. Néanmoins nous nous intéressons par la suite à des diagnostics plus généraux comme l'intensité de la cellule méridienne et le transport de chaleur vers le nord. Ces derniers résultats sont plutôt cohérents avec des estimations indirectes (Trenberth et Caron 2001).

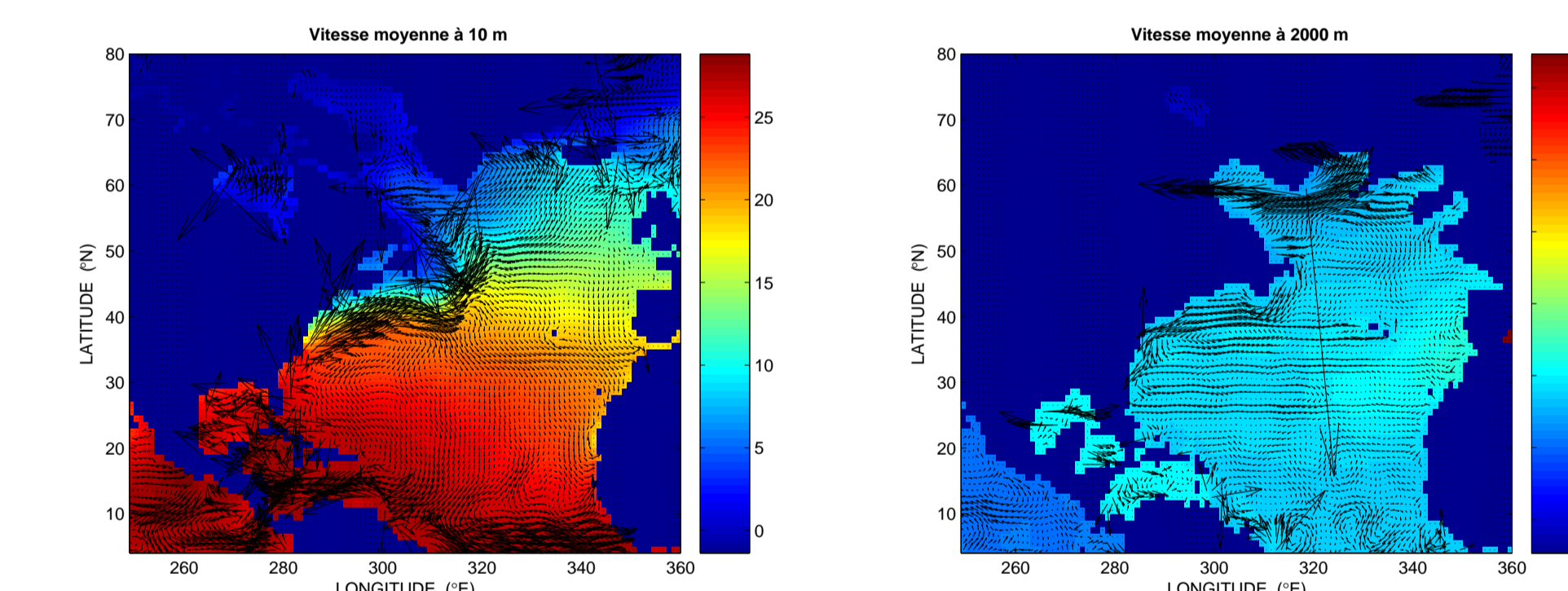


FIGURE 1: Les courants dans l'Atlantique Nord à 10 et 2000 m de profondeur, superposés à la température annuelle moyenne. On a utilisé ici la climatologie de température et salinité World Ocean Database 2004, et les vents moyens ERA40 sur 1958-2001.

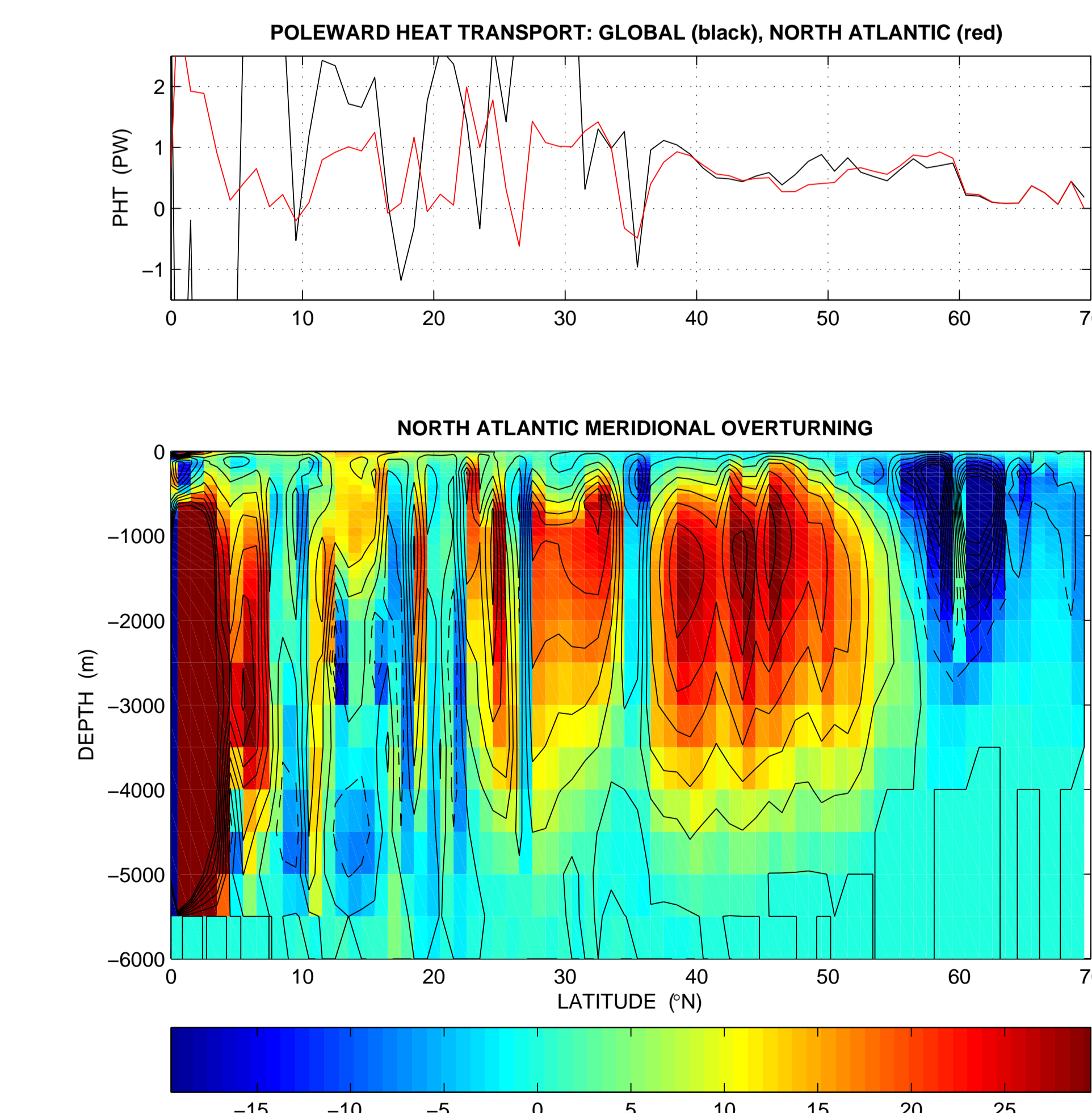
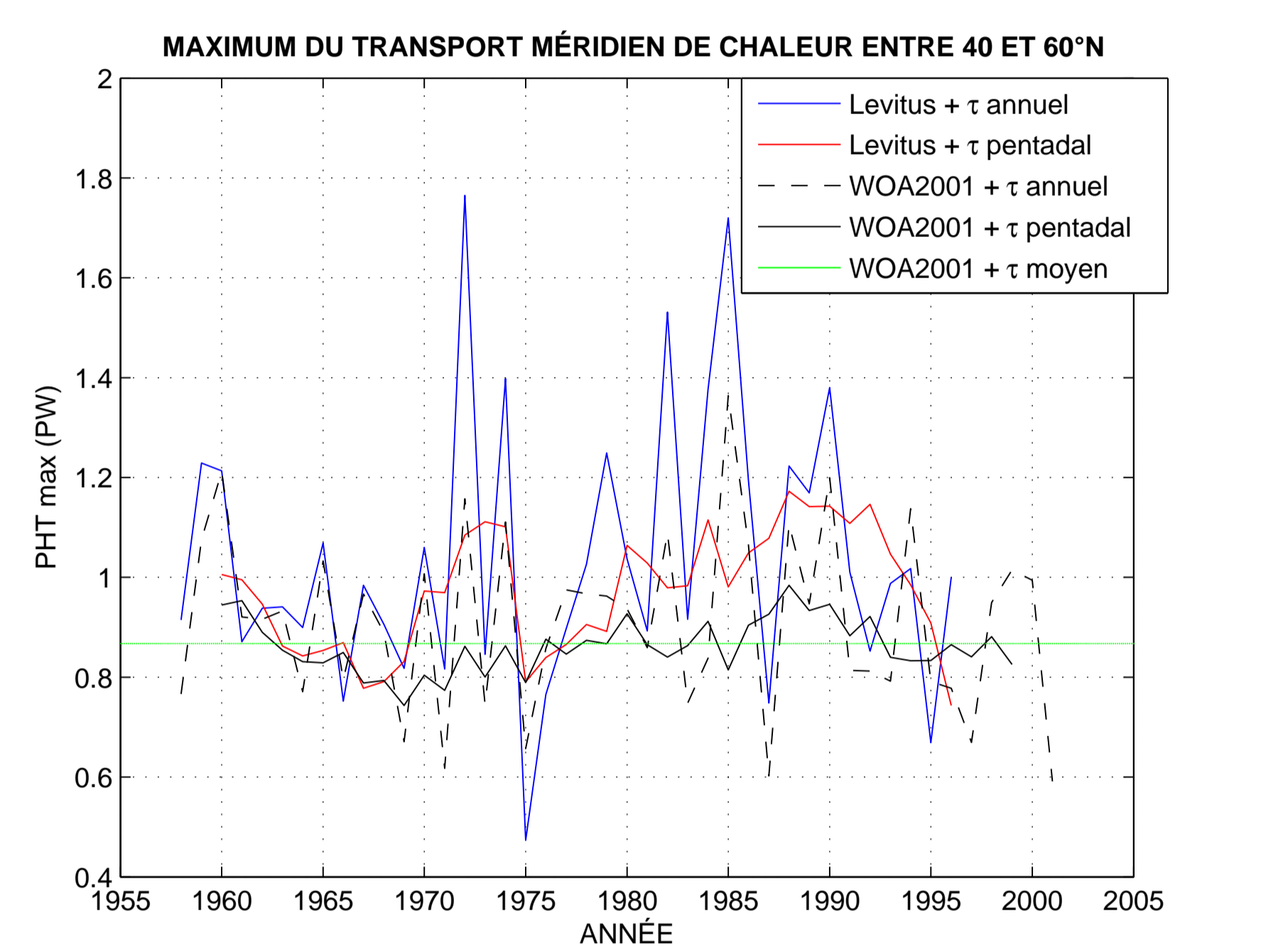
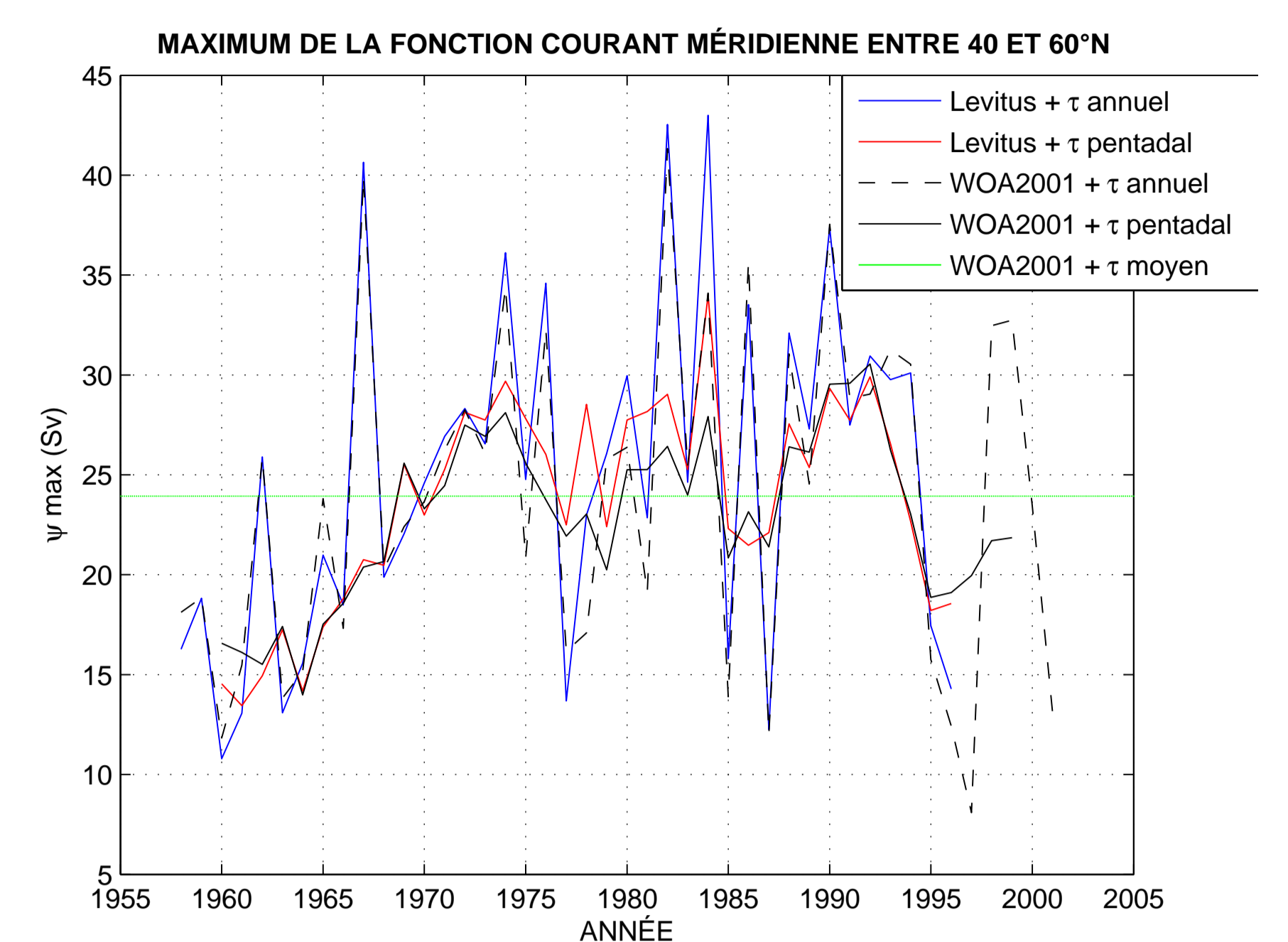


FIGURE 2: Transport de chaleur vers le nord (pour l'océan global et l'Atlantique Nord) et fonction courant méridienne (Sv) dans l'Atlantique Nord. Le maximum de transport entre 45°N et 65°N est de 0.87 PW à 56.5°N, et de fonction courant de 33 Sv à 45.5°N vers 1000 m.

## 5. RÉSULTATS



On observe des variations importantes de l'intensité de la cellule méridienne, quasiment du simple au double entre les années 60 et le début des années 90. Idem pour le maximum du transport de chaleur qui varie de 0.8 à 1.2 PW, des années 65-70 et 72-77 au années 85-90. Comme on peut le voir, les variations du maximum de transport de chaleur et de la fonction courant ne sont pas toujours en phase (début de période par exemple).

Le lissage des vents sur 5 ans diminue largement l'amplitude des variations interannuelles, surtout pour le transport de chaleur. Les valeurs annuelles sont extrêmement bruitées et n'ont peut-être pas vraiment de sens per se. Les variations basse-fréquence de la cellule méridienne et du transport de chaleur sont fortement liées aux variations thermohalines, alors que les variations haute-fréquence sont d'amplitude plus importante et contrôlés par le vent.

## 6. DISCUSSION ET CONCLUSION

Un certain nombre d'incertitudes accompagnent encore ces résultats que l'on doit considérer comme préliminaires. L'hypothèse de la vitesse verticale supposée nulle au fond est importante, et ses conséquences devront être vérifiées avec des modèles plus sophistiqués. La robustesse de ces résultats vis-à-vis des climatologies utilisées est actuellement analysée à l'aide des vents NCEP et des analyses annuelles de températures de Ishii et al. (2003). Mais on peut aussi se demander si la circulation diagnostique sur une climatologie annuelle moyenne représente bien la moyenne annuelle de la circulation océanique sur la même année (quand le cycle saisonnier est le signal le plus important) : là aussi, des analyses de sorties de modèles (Clipper) permettront de répondre. Levitus et al. (2005b) concluaient "Our results suggest that using 5-year or even 10-year running composites of ocean data to produce temperature anomaly fields is reasonable for estimating the interdecadal variability of ocean heat content". Nos conclusions sont identiques pour estimer les variations de la circulation océanique grande échelle : à cause de la forte variabilité interannuelle du vent (NAO), les variations annuelles de la circulation générale sont importantes mais très bruitées, alors que la circulation résultant d'une moyenne du vent et de T et S sur 5 ans évolue de manière plus cohérente.

Les produits actuellement disponibles pour effectuer ces analyses (WOD2004, Levitus et al.) ne nous permettent pas d'utiliser des résultats mis à jour régulièrement pour l'interprétation des campagnes de mesures récentes et à venir (OVIDE). À terme, ces reconstructions seront faites avec les anomalies annuelles de température et salinité analysées avec les données Coriolis en temps réel (F. Gaillard et E. Autret).

## RÉFÉRENCES

- Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, R. A. Locarnini, et H. E. Garcia, 2005: Linear trends in salinity for the World Ocean 1955-1998. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 1, L01604.
- Ishii, M., M. Kimoto, et M. Kachi, 2003: Historical Ocean Subsurface Temperature Analysis with Error Estimates. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 51-73.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, et C. Stephens, 2000: Warming of the world ocean. *Science*, **287**, 2225-2229.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, 2005a: Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 2, L02604, <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL021592>.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, R. A. Locarnini, 2005b: EOF analysis of upper ocean heat content, 1956-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 18, L18607.
- Treguier, A. M., C. Gourcuff, P. Lherminier, H. Mercier, B. Barnier, G. Madec, J. M. Molines, T. Penduff, L. Czeschel, et C. Böning, 2005: Internal and forced variability along a section between Greenland and Portugal in the CLIPPER Atlantic model. *Ocean Dynamics*, , submitted.
- Trenberth, K. E., et J. M. Caron, 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Climate*, **14**, 3433-3443.

## 3. MÉTHODE