



HAL
open science

Assimilation de données dans un modèle couplé physique-biogéochimie de l'Atlantique Nord

L. Berline

► **To cite this version:**

L. Berline. Assimilation de données dans un modèle couplé physique-biogéochimie de l'Atlantique Nord. Océan, Atmosphère. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT: . tel-00012150v1

HAL Id: tel-00012150

<https://theses.hal.science/tel-00012150v1>

Submitted on 18 Apr 2006 (v1), last revised 5 Jun 2006 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

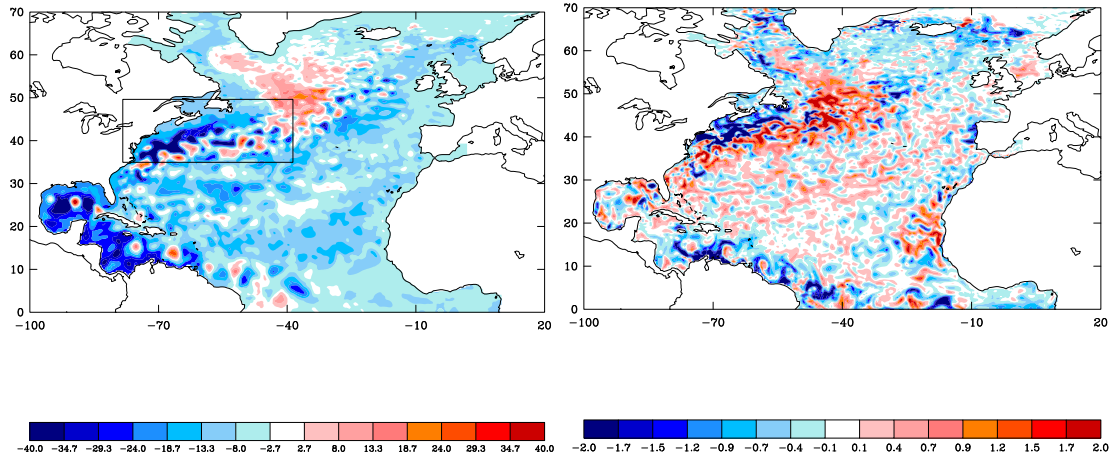


Figure 6.8: Innovation ($y - Hx^f$) en hauteur de la mer (gauche, en cm) et température de surface (droite, en $^{\circ}\text{C}$), pour le premier cycle. Les limites de la zone Gulf Stream de diagnostic sont dessinées sur la hauteur de la mer.

Comparaison des schémas de correction intermittente et incrémentale

On compare une simulation assimilée avec correction intermittente et une simulation avec correction continue.

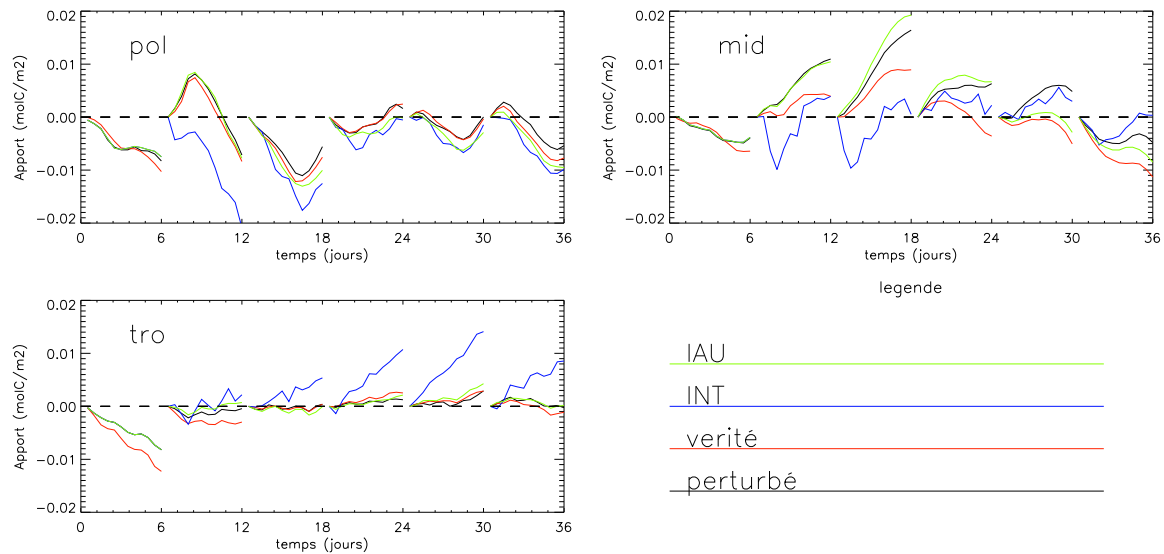


Figure 6.9: Apport advectif vertical (mol C.m^{-2}) cumulé en fonction du temps au cours de chaque cycle, en moyenne spatiale pour les régions POL, MID, et TRO. L'apport est calculé pour la simulation vraie (courbe rouge), la simulation perturbée (courbe noire), la simulation avec assimilation intermittente de pseudo-observations (courbe bleue) et la simulation avec assimilation continue de pseudo-observations (courbe verte).

La figure 6.9 montre l'apport advectif Q_{zadv} , calculé pour les 6 cycles d'assimilation dans trois régions. L'apport en IAU est en vert, et l'apport en intermittent en bleu. Pour les régions POL et TRO, les courbes vraie (rouge) et perturbée (noire) sont proches. La courbe verte reste proche des courbes noire et rouge comparé à la courbe bleue de la simulation intermittente. Dans ces deux régions, on voit que l'IAU est en mesure de limiter l'écart à la vérité dû à l'ajustement.

Pour la région MID, la situation est différente car les simulations libre et perturbées diffèrent

(la courbe rouge est éloignée de la courbe noire). Au cours des 3 premiers cycles (du 6ème au 24ème jour), l'IAU continue de suivre la courbe de la simulation perturbée. Cette période s'interprète comme un spin-up de l'assimilation continue, qui apparaît plus long que pour la simulation intermittente. Puis, au cours des deux derniers cycles (du 24ème au 36ème jour), la courbe verte se rapproche de la courbe rouge. L'apport en IAU est donc contrôlé et suit l'apport vrai.

Dans la limite de leur courte durée, ces expériences montrent qu'en présence d'observations parfaites, la correction incrémentale est capable de simuler un apport réaliste, en limitant les ajustements. Ce progrès est particulièrement net dans la région TRO, pour laquelle le schéma intermittent est incapable de contrôler le flux advectif. En outre, dans la région MID où les simulations vraie et perturbée diffèrent, la correction continue semble en mesure de corriger les apports vers ceux de la simulation vraie. Cette analyse sera complétée par la simulation annuelle présentée en section 5.5.

Nous examinons maintenant l'impact du choix des variables du vecteur de contrôle pour la méthode continue.

Impact du vecteur de contrôle

En mode intermittent classique, on s'est rendu compte d'une amélioration de l'état d'équilibre de la solution (sensible en particulier sur la période d'ajustement) obtenue par la correction de (U, V, T, S), comparé à une solution où on ne contrôle que (T,S). Ce comportement montre que les relations linéaires exprimées par les modes, entre les vitesses et les autres variables du vecteur d'état sont globalement pertinentes.

Dans le cas de l'IAU, le choix du vecteur de contrôle est particulièrement important puisque l'ajustement du modèle a lieu à chaque pas de temps de l'intégration. Pour évaluer l'impact de la correction des vitesses, on effectue deux expériences identiques. Dans la première expérience, le vecteur de contrôle est égal à (T,S). Dans l'autre, il est égal à (U, V, T, S). L'état initial est issu d'une simulation assimilée avec la méthode continue. A l'instant initial, on calcule l'état analysé x^a , et l'incrément $\delta = x^a - x^f$. Cette même correction δ est appliquée dans les deux expériences.

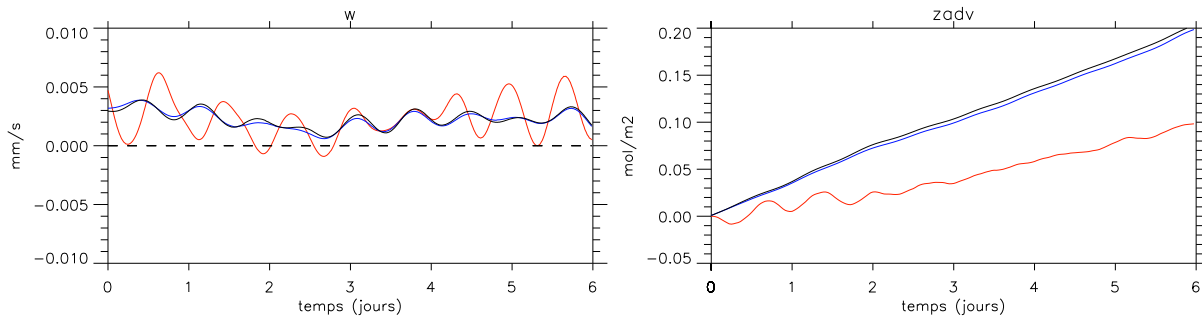


Figure 6.10: Moyenne sur la zone Gulf Stream de la vitesse verticale (gauche) et de l'apport advectif vertical (droite), pour la correction intermittente (courbe rouge) et la correction continue avec incrément (U, V, T, S) (courbe bleue) et la correction continue avec incrément (T, S) (courbe noire).

On a représenté la moyenne de la vitesse verticale sur la région Gulf Stream, ainsi que l'apport advectif vertical. Sur la figure 6.10, on voit que pour la correction continue la correction des vitesses horizontales modifie peu la vitesse verticale et les apports. Cependant, la correction de U et V va dans le sens d'une réduction des apports. On obtient donc les résultats attendus,

mais l'impact de la correction des vitesses reste faible.

Nous abordons maintenant les évolutions de la méthode d'assimilation au travers d'expériences annuelles.

6.3 Expériences annuelles avec les nouveaux schémas

Nous avons proposé et implémenté des adaptations au filtre SEEK visant à améliorer la représentation des processus de couplage dans les expériences d'assimilation. Nous disposons maintenant de trois nouveaux schémas d'assimilation:

- × le schéma intermittent avec restratification, noté INT,
- × le schéma intermittent avec extrapolation isopycnale, noté EXT,
- × le schéma continu, noté IAU.

Pour évaluer leur performance, nous avons réalisé des simulations annuelles avec chacun de ces trois schémas. Avant la description des expériences, rappelons comment le couplage s'opère entre le modèle de circulation et le modèle d'écosystème. Le forçage du modèle d'écosystème par le modèle de circulation s'opère par (i) le contrôle du taux de croissance du phytoplancton qu'exercent la température et la profondeur de la couche de mélange (équations 2.28, 2.30), et (ii) l'advection-diffusion des traceurs biogéochimiques, en particulier vers, et hors de la zone euphotique. L'assimilation va agir sur chacun de ces points.

Quel est le bénéfice potentiel de l'assimilation de données de SSH, SST, et SSS dans un modèle couplé à l'échelle de l'Atlantique Nord ? Voici quelques réponses, issues du chapitre 3.

- une réduction du biais, c'est-à-dire une amélioration de la circulation moyenne des couches de surface, en terme de dynamique et de propriétés T, S des masses d'eau;
- une meilleure représentation de la variabilité temporelle et spatiale de la circulation associée à la méso-échelle, et de son impact sur l'écosystème;
- une description synoptique 4D de l'état physique et biogéochimique de l'océan (couche de mélange, upwelling et downwelling, floraison phytoplanctonique).

Par rapport à ces objectifs idéaux, cette section illustre les potentialités et limites des nouvelles méthodes.

6.3.1 Description des expériences annuelles

Trois expériences d'assimilation et une expérience libre ont été réalisées. Le déroulement des expériences est schématisé sur la figure 6.11.

Les simulations avec assimilation comportent deux phases. La première phase est une phase de spin-up d'assimilation. En simulation physique uniquement, l'assimilation avec le schéma INT est lancée en août 1996 à partir d'un état initial physique issu du spin-up décrit au chapitre 2, et continue jusqu'au premier janvier 1998. Cette phase fournit l'état initial physique des 3 simulations couplées avec assimilation. La seconde phase est réalisée avec les trois nouveaux schémas d'assimilation (INT, EXT et IAU) dans le modèle couplé. L'état initial des traceurs biogéochimiques au premier janvier 1998 est issu de la simulation libre présentée au chapitre 3. L'équilibre des concentrations de surface est donc globalement atteint. En plus des trois

expériences avec assimilation, une simulation en mode couplé libre est conduite (REF), avec les mêmes conditions initiales physique et biogéochimique que les simulations assimilées.

On dispose donc de cinq simulations couplées sur l'année 1998, avec des solutions physiques différentes, mais des conditions initiales biogéochimiques identiques (tableau 6.1). Nous présentons tout d'abord l'impact des schémas sur la représentation des couches superficielles, et les écarts RMS aux données assimilées, puis nous examinons la dynamique des apports de nutriment obtenue. On rappelle que l'on a exclu la région équateur de la zone d'assimilation, elle ne sera donc pas analysée.

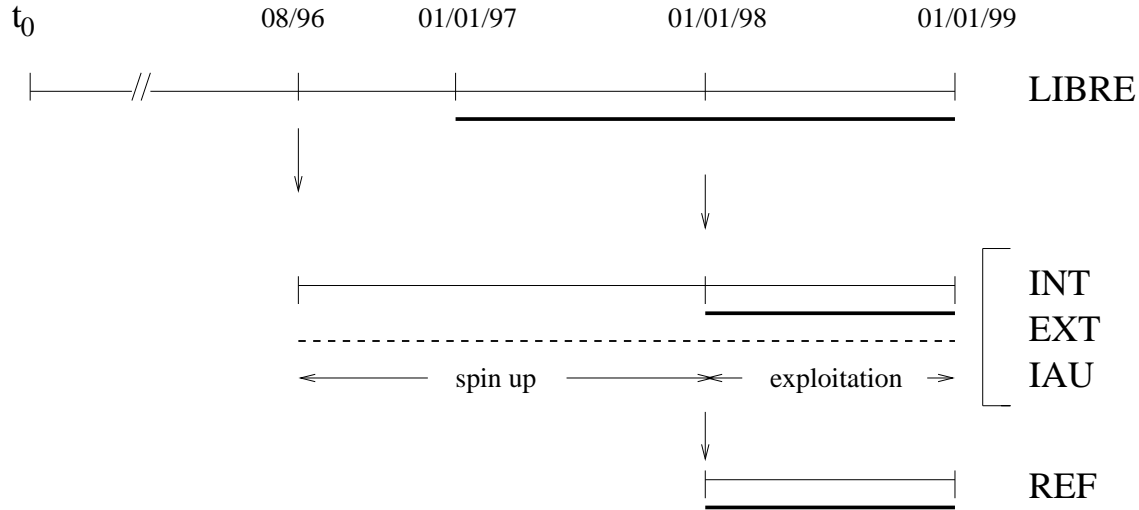


Figure 6.11: Schéma temporel des expériences couplées. La ligne fine représente la simulation physique, la ligne épaisse représente la simulation menée avec le modèle couplée, et la ligne tiretée représente la simulation menée avec assimilation de données. Les flèches verticales symbolisent la provenance des conditions initiales. On dispose de 5 simulations sur l'année 1998: une simulation libre (LIBRE), une simulation libre avec conditions initiales physiques assimilées (REF), et trois simulations assimilées avec les schémas INT, EXT et IAU.

| simulation | conditions initiales physiques | assimilation | schéma d'assimilation |
|------------|--------------------------------|--------------|---|
| LIBRE | libres | non | - |
| REF | assimilées | non | - |
| INT | assimilées | oui | intermittent avec restratification |
| EXT | assimilées | oui | intermittent avec extrapolation isopycnales |
| IAU | assimilées | oui | correction continue de (T,S) par T^c , S^c restratifiés |

Tableau 6.1: Caractéristiques des simulations annuelles sur 1998.

Malheureusement, ces simulations ont été conduites avec une erreur d'observation qui ne tient pas compte des erreurs de représentativité (3 cm constant pour la SSH et 0.3°C constant pour la SST), car elles sont antérieures à l'analyse présentée à la section 5.3.3. Nous n'avons pas d'information quantitative sur l'impact qu'aurait eu une meilleure spécification de l'erreur d'observation à l'échelle d'une année.

6.3.2 Impact de l'assimilation sur les propriétés des couches de surface

L'analyse des simulations débute par celle des propriétés des couches de surface, car elles conditionnent une partie importante de la réponse du modèle biogéochimique.

Profondeur maximale de la couche de mélange

Le maximum annuel de la MLD est calculé pour chaque simulation, sur des sorties instantanées journalières de cette variable (figure 6.12). Cette fréquence est nécessaire pour bien résoudre la variabilité temporelle de la MLD. Les observations sont elles aussi relatives à l'année 1998.

On peut séparer schématiquement 5 classes de profondeurs, correspondant à différentes zones identifiables: les zones de profondeur inférieure à 120 m, celles dont la profondeur est comprise entre 120 et 300 m, entre 300 et 500 m, entre 500 et 1000 m, et au delà de 1000 m. Comme mentionné au chapitre 2, la simulation LIBRE se différencie des observations (OBS) par une surestimation systématique des profondeurs au Nord d'un front orienté Est-Nord-Est matérialisé par l'isocontour de profondeur 200 m (orange). La profondeur maximale de la couche de mélange a un impact primordial sur l'apport diffusif annuel de nutriment. Aussi même les différences faibles sont importantes à considérer.

Tout d'abord, on note que la simulation REF présente une distribution de couche de mélange nettement différente de la simulation LIBRE. On en déduit que la stratification initiale détermine fortement la valeur maximale annuelle de la profondeur de la couche de mélange.

Aux hautes latitudes, la simulation libre surestime la MLD en Mer du Labrador et d'Irmingier (MLD supérieures à 1000 m). A l'inverse, les profondeurs restent inférieures à 1000 m dans la simulation REF, et dans les simulations INT et IAU. Dans la simulation EXT, les profondeurs sont supérieures à 1000 m, bien que leur extension diminue. On peut expliquer ce phénomène par le fait que l'algorithme de décalage des isopycnes utilisé pour la simulation EXT peut conduire à une homogénéisation de la colonne d'eau dans les zones où le gradient vertical de densité est déjà faible.

L'ensemble de la zone au Nord du front de couche de mélange (MLD = 200 m) est modifié par l'assimilation. La position du front est déplacée vers le Nord, sa pente devient moins forte, et sa continuité est rompue. De plus, au Nord de ce front, l'extension de la zone de profondeurs comprises entre 300 et 500 m (orange) est fortement réduite dans toutes les simulations avec assimilation, comparé à la simulation LIBRE.

Au Sud de ce front, il apparaît une zone centrée sur 30°N, 40°W où les MLD dépassent 200 m. Cette zone n'apparaît pas dans les observations. Après analyse, elle correspond à une zone où l'algorithme de restratification est fréquemment activé. Autour du courant des Açores, ainsi qu'au Sud de Cap Hatteras, on trouve également des approfondissements ponctuels de la profondeur de la couche de mélange, qui sont dus à des instabilités dans l'état analysé qui ne sont pas correctement restratifiées. A l'inverse, ces zones de restratification artificielle sont peu nombreuses dans la simulation EXT.

En conclusion, on voit que les structures à grande échelle de la profondeur de la couche de mélange sont améliorées quel que soit le schéma d'assimilation. En particulier, la profondeur du maximum de la MLD est diminuée. Ce point est un progrès significatif par rapport au schéma standard développé par Testut et al. (2003). Cependant, l'algorithme de restratification utilisé dans les simulations INT et IAU ne parvient pas à reconstruire une stratification stable dans tous les cas d'instabilités, dans ce cas il perdure une stabilité marginale. Ce défaut provient en particulier du compromis choisi entre conservation des propriétés de surface et stabilité. Le schéma EXT, par sa correction explicite de la stratification, est celui qui permet le meilleur

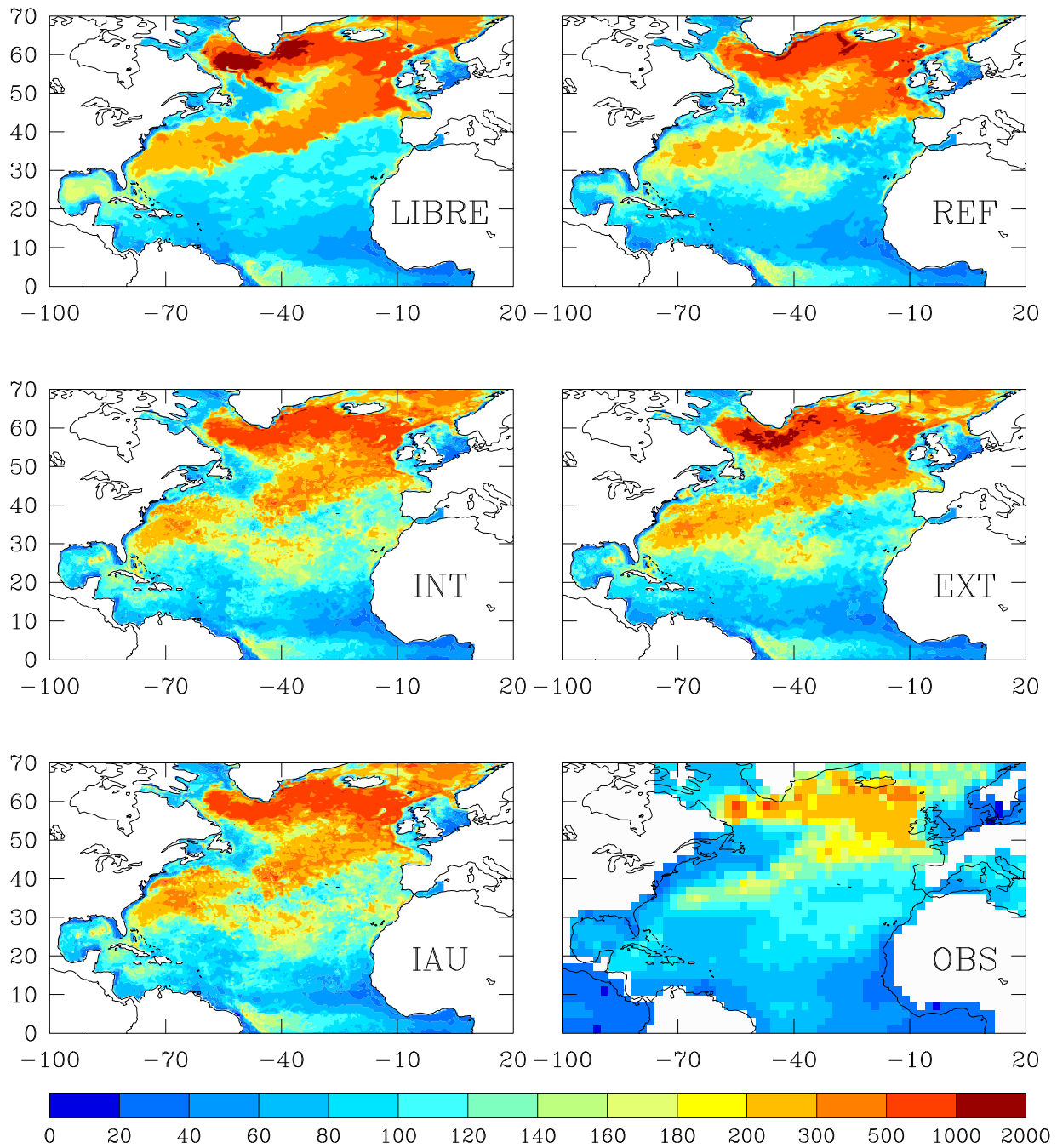


Figure 6.12: Profondeur maximum de la couche de mélange (m) atteinte pendant l'année 1998 pour les 5 simulations et l'estimation basée sur les observations pour la même année (notées OBS) de De Boyer Montégut et al. (2004). Le critère utilisé est $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$.

contrôle de la stabilité hydrostatique.

L'impact du mélange vertical pour le modèle biogéochimique est de nouveau abordé au travers du flux diffusif vertical de nutriment, au paragraphe 5.5.4.

Energie cinétique turbulente

En Atlantique Nord, le signal d'énergie cinétique turbulente (EKE) est dominé par le système du Gulf Stream, composé du Gulf Stream lui-même, de la Dérive Atlantique Nord et du courant des Açores. La zone équatoriale, également très énergétique, est exclue de la zone assimilée et n'est donc pas considérée ici. La donnée de SSH assimilée est la somme d'une hauteur moyenne et d'une anomalie de hauteur de la mer. La SSH renseigne donc sur les courants géostrophiques moyens et sur la variabilité par rapport à cette moyenne. L'assimilation de la SSH permet ainsi d'obtenir des niveaux d'EKE plus proches des observations.

Tout d'abord, on observe que la simulation REF présente des valeurs d'EKE très semblables à celle du run LIBRE. Cela illustre la capacité du modèle libre à dissiper rapidement l'énergie injectée par l'assimilation au cours du spin up d'août 1996 au premier janvier 1998. A chaque cycle, un des rôles de l'assimilation séquentielle sera de maintenir l'énergie cinétique du système à un niveau plus proche des observations.

A l'inverse de la simulation LIBRE, toutes les simulations avec assimilation produisent une trajectoire du Gulf Stream réaliste, avec la disparition du tourbillon inertiel au Nord de Cap Hatteras, et de même une Dérive Atlantique Nord réaliste, qui se détache vers 45°W en direction du Nord. A 32°N , la signature du courant des Açores existe, mais reste sous-estimée par rapport aux observations.

De plus, pour toutes les simulations assimilées, l'intensité maximale de l'EKE atteinte dans l'axe du Gulf Stream est sous-estimée ($2000\text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ contre $5000\text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ pour les observations). Cette sous-estimation est normale, compte tenu de la résolution du modèle qui ne permet pas de représenter la totalité du spectre de variabilité échantillonné par la donnée altimétrique. A l'inverse, au Nord-Ouest du gyre subtropical, l'EKE simulée est sensiblement supérieure aux observations ($300\text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ au lieu de $100\text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$). Cette différence est particulièrement notable dans la simulation IAU. Dans cette région, on peut donc s'attendre à une intensification des flux de nutriment par l'assimilation.

En comparant les simulations assimilées entre elles, on remarque que le run INT donne des intensités maximales d'EKE supérieures et plus étalées que celles obtenues dans les simulations EXT et IAU. Dans le cas de l'IAU, l'atténuation de l'EKE illustre la propriété de lissage des gradients spatial et temporel des vitesses. Juste en aval de Cap Hatteras, la distribution des maxima d'EKE de la simulation IAU semble plus proche de celle des observations. Pour la simulation EXT, l'atténuation de l'intensité de l'EKE peut provenir d'un meilleur état d'équilibre des états analysés, qui sont par construction en équilibre géostrophique.

En résumé, comparé à la simulation LIBRE, la représentation de la variabilité du système du Gulf Stream est nettement améliorée en distribution et en amplitude, quel que soit le schéma d'assimilation. Pour clore cette partie consacrée à l'impact de l'assimilation sur les couches de surface, nous donnons un aperçu de la performance globale des 3 schémas sur le domaine en terme d'écarts aux variables assimilées.

6.3.3 Ecart RMS aux observations assimilées

L'écart RMS aux observations assimilées (figure 6.14) quantifie l'écart résiduel entre les observations et l'état modèle. L'écart à l'instant d'analyse dépend de la spécification des statistiques

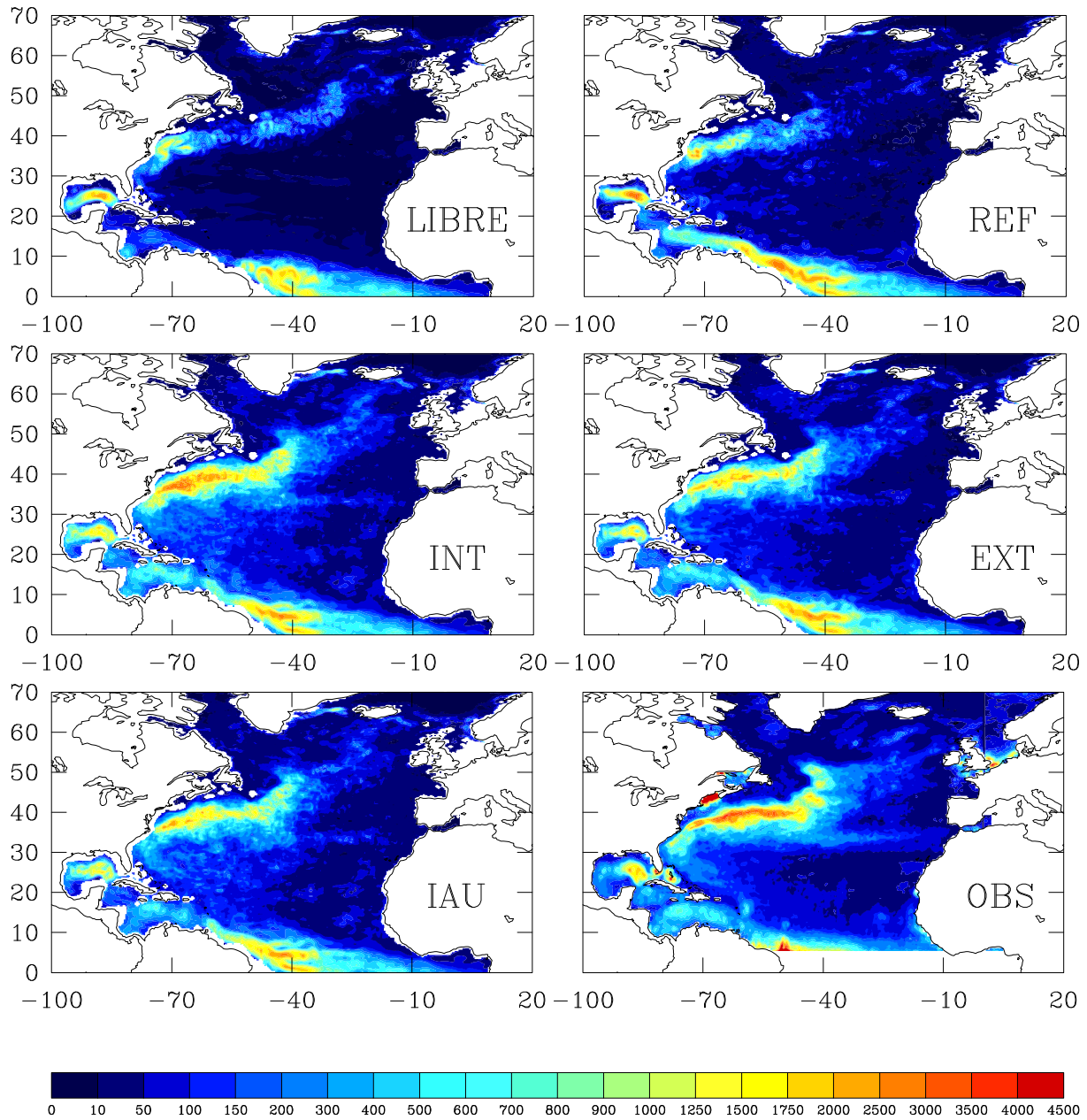


Figure 6.13: *Energie cinétique turbulente à 55 m pour l'année 1998 ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) pour les 5 simulations, et déduite des observations d'altimétrie (notées OBS) sur la période 1992-1997 (Ducet et al. 2000).*

d'erreurs de prévision et d'observations. L'écart de prévision montre la capacité du modèle à rester proche des observations.

Pour la SSH, les trois schémas se comportent de manière presque identique, les prévisions du schéma EXT étant légèrement plus proches des observations que celles du schéma INT. Pour la SST, les résultats sont différents. Les schémas INT et IAU donnent des écarts similaires. Par contre, comparé au schéma INT, le schéma EXT donnent des écarts de prévision meilleurs en hiver et au printemps, et moins bons en été. Cet écart est en fait lié à une surestimation des températures par le schéma EXT, également observée dans le modèle libre (voir le chapitre 3). Cette différence est due au fait que dans le schéma EXT, la correction de la température ne concerne que la couche de mélange, et l'approfondissement de la MLD est limité par l'algorithme.

En conclusion, la performance globale des schémas d'assimilation est légèrement inférieure (écarts 10% à 20% supérieurs) à celle du schéma standard, du fait de la modification des valeurs de surface dans l'algorithme de restratification. Cependant, on observe que les schémas d'assimilation sont capables de maîtriser la croissance de l'erreur de prévision, à un niveau significativement inférieur au modèle libre.

L'analyse de ces caractéristiques de la circulation ne suffit pas à prévoir l'impact sur la dynamique du modèle biogéochimique. Nous poursuivons donc notre analyse par une description des apports en nutriment.

6.3.4 Impact de l'assimilation sur l'apport annuel de nutriment

Les modifications des apports sont dans un premier temps abordées à l'échelle du domaine Atlantique Nord, puis à l'échelle régionale. La région équatoriale, où aucune observation n'est assimilée, est exclue de l'analyse.

Apports diffusifs annuels sur le domaine

L'apport diffusif complète le diagnostic du maximum de la profondeur de la couche mélangée. Au cours de l'année, les apports par diffusion apparaissent essentiellement lors de l'approfondissement de la couche mélangée causée par une baisse de flottabilité, ou une instabilité en réponse aux flux de chaleur et de sel en surface. Pour les simulations assimilées (INT, EXT, IAU), l'analyse peut modifier la stratification, et la discontinuité de l'analyse peut créer un décalage de la profondeur de la couche de mélange qui peut entraîner du nutriment en surface.

La figure 6.15 montre les apports par mélange vertical, cumulés au cours de l'année. Les courbes montrent deux régimes : un régime convectif (forte pente) entre fin décembre et avril, qui fournit l'essentiel des apports (environ 80% pour la simulation LIBRE), et un régime de diffusion diapycnale, le reste de l'année, avec une pente nettement plus faible.

La courbe noire (LIBRE) est supérieure à toutes les autres courbes. On a vu que la profondeur maximale de la couche de mélange est surestimée dans la simulation libre, on peut donc affirmer que l'apport représenté par la courbe noire continue est surestimé. La courbe noire tirée (REF) est inférieure à toutes les autres courbes. Cette courbe décrit l'apport diffusif, modifié par le seul contrôle des conditions initiales. On retrouve le fait que l'état initial de la stratification modifie fortement l'évolution annuelle de l'apport diffusif.

Les courbes assimilées se dispersent à partir du jour 90. L'apport de la simulation EXT est inférieur à celui de la simulation INT, lui-même inférieur à celui de la simulation IAU.

Il faut remarquer l'apport supérieur de l'IAU comparé à INT. Ainsi que nous l'avons déjà mentionné, la correction continue est plus sensible à la qualité physique de la correction, étant

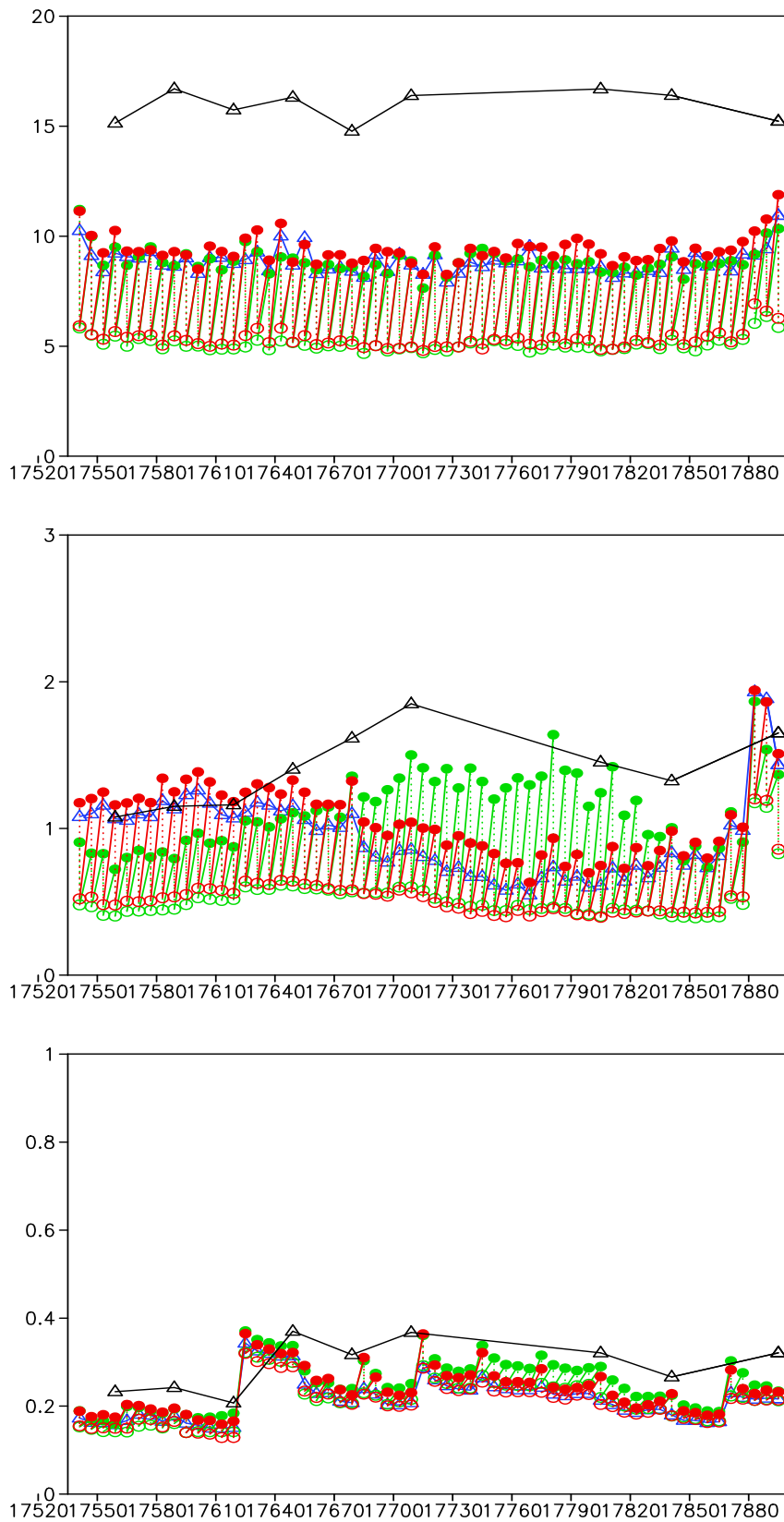


Figure 6.14: *Écarts RMS calculés sur le domaine entier en fonction du temps, en jours juliens. En haut, écarts par rapport à la SSH (cm). Au milieu, écarts par rapport à la SST (°C). En bas, écarts par rapport à la SSS (psu). Les cercles pleins symbolisent les états prévus, les cercles vides symbolisent les états analysés. Pour la simulation IAU (bleue), seul l'état analysé IAU est montré. La couleur rouge est utilisée pour la simulation INT, la couleur verte pour la simulation EXT, la couleur bleue pour la simulation IAU, et la couleur noire pour la simulation REF.*

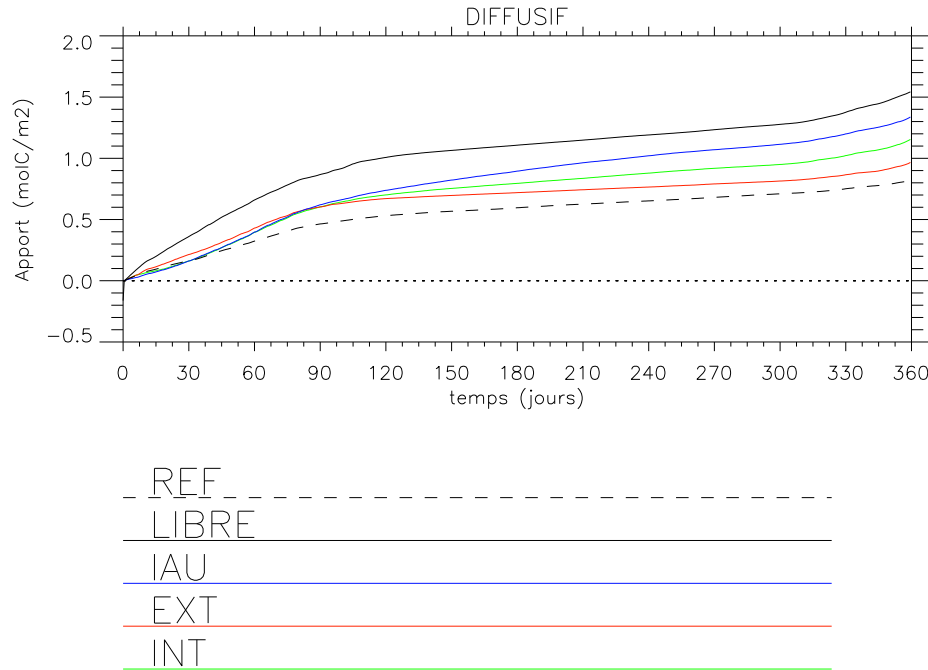


Figure 6.15: *Apports diffusifs cumulés (mol C.m^{-2}) pendant l'année 1998, moyennés sur l'ensemble du domaine excepté la région équatoriale.*

donné que l'incrément appliqué au modèle est constant dans le temps. Ainsi, si l'incrément $\mathbf{x}^c - \mathbf{x}^f$ est calculé à partir d'un état \mathbf{x}^c qui présente des zones marginalement stables (résidus de l'algorithme de restratification), la phase de restratification va durer pendant toute la période d'intégration, au lieu d'être limitée aux premiers pas de temps dans le cas d'une correction intermittente. L'effet en terme de flux de nutriment sera donc amplifié comparé au cas intermittent.

Pour le bilan annuel, la simulation LIBRE apporte deux fois plus de nutriment dans la zone euphotique que la simulation REF. Les simulations assimilées apportent de 23% (EXT) à 65% (IAU) de plus que la simulation REF. Un point important est la diminution de l'apport hivernal: pour tous les schémas, au jour 120, la quantité de nutriment disponible pour la floraison est nettement réduite par rapport à la simulation LIBRE. Cela a des implications sur le cycle saisonnier du phytoplancton, développées au chapitre 7.

En conclusion, comparé à la simulation LIBRE, l'assimilation diminue de 15% à 40% l'apport diffusif généré par la surestimation de la profondeur de la couche de mélange hivernale. Néanmoins, pour les simulations INT et IAU, les instabilités résiduelles laissées par l'algorithme de restratification occasionnent des remontées ponctuelles de nutriment. Du point de vue de l'apport diffusif, le schéma d'extrapolation verticale explicite (EXT) est celui qui permet le mieux de respecter la contrainte de stabilité hydrostatique lors de l'analyse.

Après cette étude à l'échelle du domaine, analysons la variabilité spatiale des apports diffusifs.

Description régionale des apports diffusifs

Dans cette partie, nous abordons la distribution spatiale de l'apport et son cycle annuel.

La structure spatiale des apports diffusifs (figure 6.16) rappelle logiquement celle de la profondeur maximale de la couche de mélange. Les zones où la convection hivernale a lieu ont des apports supérieurs à 1 mol C.m^{-2} , tandis que les zones où la couche de mélange n'atteint jamais la nutricline ont des apports plus proches de 0.5 mol C.m^{-2} .

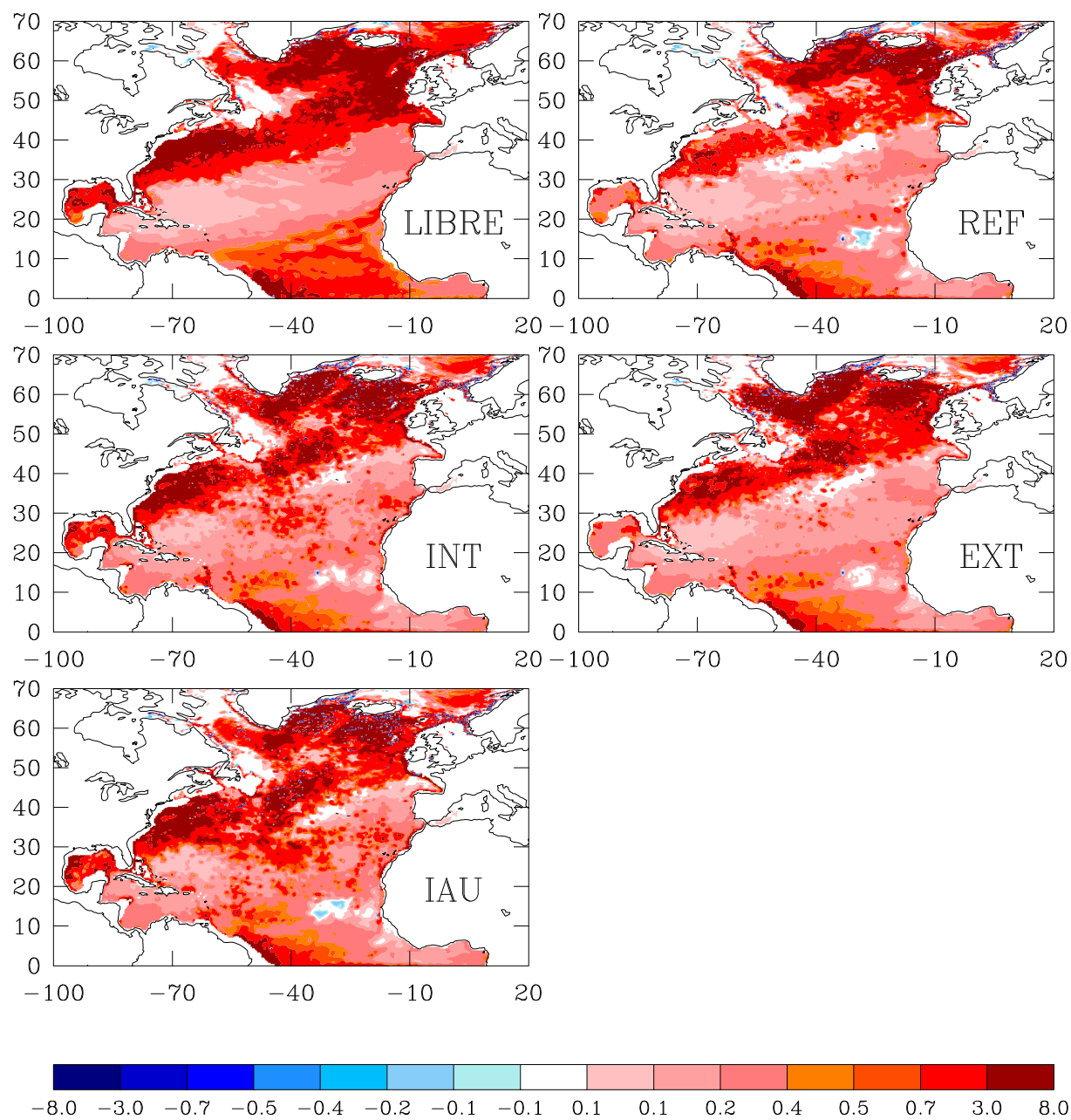


Figure 6.16: *Apports diffusifs verticaux $Q_{z\text{dif}}$ (mol C.m^{-2}) pour l'année 1998, pour les 5 simulations.*

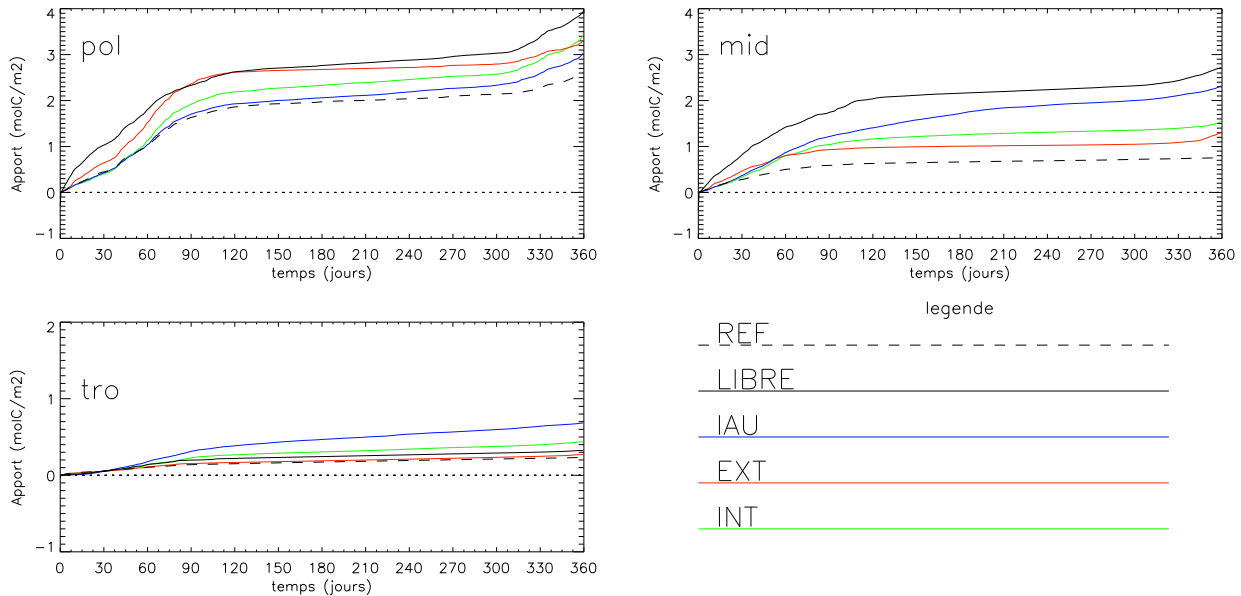


Figure 6.17: Evolution temporelle des apports diffusifs verticaux Q_{zdiff} cumulés (mol C.m^{-2}) pendant l'année 1998, moyenne sur les régions POL, MID et TRO.

On a représenté sur la figure 6.17 l'apport moyen dans les 3 régions POL, MID et TRO. Ces trois régions ont des régimes d'apport bien distincts. La région POL est marquée par une forte convection hivernale, la région MID comprend l'essentiel du système du Gulf Stream à forte activité méso-échelle, la région TRO couvre le centre du gyre subtropical, calme, présentant un cycle annuel peu marqué.

L'évolution temporelle de l'apport (figure 6.17) montre que toutes les régions ont un cycle annuel similaire, composé d'une période de convection hivernale (décembre à mars), et d'une période de diffusion diapycnale (avril à novembre). Le phasage de ces deux périodes change légèrement suivant les régions.

Pour la région POL, par ordre croissant d'apport, on trouve les simulations REF, INT, IAU, EXT et LIBRE. En fin d'hiver, les apports importants de la simulation EXT s'expliquent par des MLD supérieures aux autres schémas d'assimilation. Ces MLD surestimées sont dues à la méthode de montée-descente des isopycnes qui tend à détruire la stratification lorsque le gradient vertical de densité est faible. Le reste de l'année, les apports des 3 simulations sont équivalents.

Pour la région MID, l'ordre des courbes change. On trouve par ordre croissant, les simulations REF, EXT, INT, IAU, et LIBRE. Dans cette région, la différence d'apport est essentiellement due aux épisodes ponctuels de stabilité hydrostatique marginale dans le gyre subtropical, visibles sur la figure 6.16. Ces problèmes ponctuels sont particulièrement sensibles pour la simulation IAU. La simulation EXT ne présente quasiment pas ce genre d'épisodes. La région TRO montre un comportement similaire à la région MID.

En résumé, comparé à la simulation LIBRE, la modification des apports diffusifs par l'assimilation est une diminution pour les régions POL et MID, et une augmentation pour la région TRO. L'impact de l'assimilation sur les apports advectifs, traités dans la suite, est bien supérieur.

Apports advectifs verticaux annuels sur le domaine

Les apports advectifs verticaux ont pour origine les upwelling et downwelling locaux et à grande échelle, en réponse à la dynamique locale et au forçage atmosphérique. En contrôlant les courants de surface, l'assimilation peut contribuer à mieux représenter ces processus. En outre, en présence d'assimilation de données, il peut apparaître des déséquilibres dynamiques qui engendrent des oscillations de la vitesse verticale et des ajustements des traceurs biogéochimiques à la correction des structures physiques.

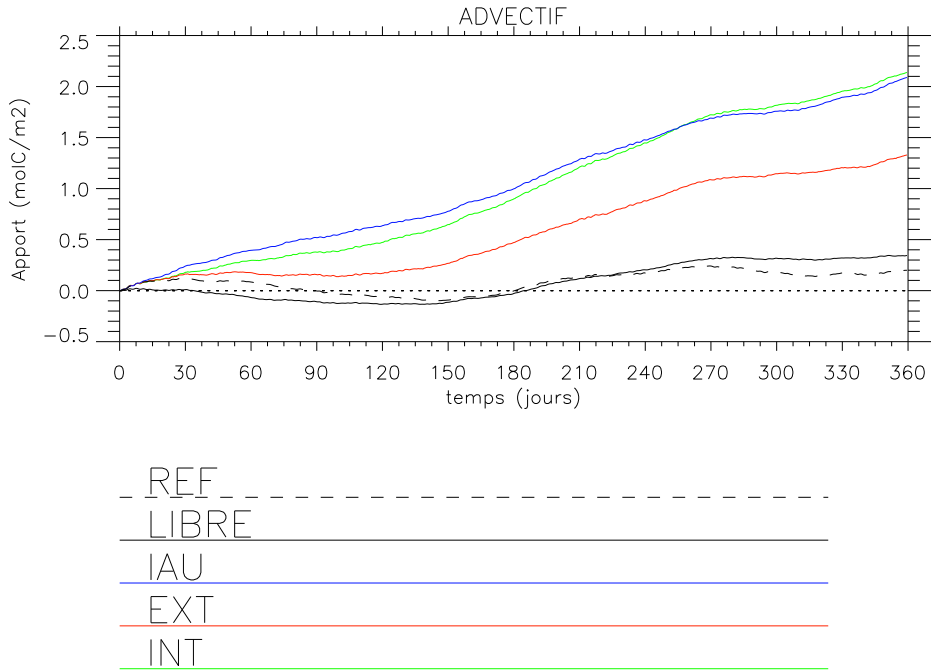


Figure 6.18: *Apports advectifs verticaux Q_{zadv} cumulés (mol C.m^{-2}) pendant l'année 1998, moyenne sur l'ensemble du domaine excepté la région équateur.*

La figure 6.18 présente l'évolution des apports au cours de l'année 1998. On remarque que toutes les pentes des courbes décrivent un même cycle annuel: pente forte du jour 0 à 60, puis moins forte du jour 60 au jour 150, puis plus forte du jour 150 au jour 270, inversement de 270 à 300, et de nouveau pente forte du jour 300 au jour 360. Ce cycle représente la réponse de l'advection au forçage atmosphérique. L'assimilation ajoute à ce cycle annuel un apport fortement positif, sensiblement constant dans le temps. L'apport des simulations INT et IAU est supérieur de 60% à celui de la simulation EXT, lui même 5 fois supérieur à celui de la simulation REF.

En résumé, quel que soit le schéma employé, on observe une augmentation importante de l'apport advectif sous l'effet de l'assimilation.

Analysons maintenant la variabilité spatiale des apports advectifs.

Description régionale des apports advectifs

Nous abordons tout d'abord les apports verticaux, puis les apports horizontaux de nutriment. Les apports advectifs verticaux Q_{zadv} , présentés à la figure 6.19, ont une distribution relativement complexe. L'assimilation modifie fortement cette distribution par rapport à la simulation LIBRE. Déjà, l'apport de la simulation REF est différent de l'apport LIBRE, notamment au Nord de 50°N , et au Sud de 20°N , ce qui montre que le contrôle de la condition initiale, en

terme de position, de force des courants, et de stratification modifie fortement les modalités des apports advectifs à l'échelle de l'année.

Aux hautes latitudes, dans les simulations assimilées, la zone d'upwelling de la Mer du Labrador présente dans la simulation LIBRE a migré vers l'Est, et plusieurs zones de downwelling apparaissent, notamment à proximité des côtes. La zone du Gulf Stream est caractérisée par des valeurs absolues très élevées et un signe très variable. Avec assimilation, cette zone est étendue vers le Sud, et comporte plus d'upwelling (rouge) que de downwelling. La zone de downwelling de l'Atlantique Nord Est (au large de l'Espagne) est presque inchangée. Le long du courant des Açores à 32°N, on remarque des apports positifs pour les simulations INT, et IAU.

Le centre du gyre subtropical est fortement modifié par l'assimilation. D'une zone de downwelling dans les simulations LIBRE et REF, il devient majoritairement une zone d'upwelling pour la simulation INT. Les simulations EXT et IAU présentent elles aussi de nombreux apports positifs pour cette zone.

L'upwelling de Mauritanie diffère entre la simulation EXT, et les simulations INT et IAU. Cela est probablement dû à une surestimation des températures à l'Est du bassin dans la simulation EXT, qui est une tendance du modèle libre. Au Sud de 10°N, bien qu'aucune correction ne soit appliquée, la correction appliquée dans le reste du domaine a tendance à intensifier les apports par rapport à la simulation libre.

Examinons maintenant l'évolution temporelle des apports advectifs verticaux (figure 6.20). Il apparaît que l'assimilation modifie fortement les apports dans chaque région.

Dans la région POL, les bilans annuels des 5 simulations sont proches (entre 0.5 et 1.9 $mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$), et l'apport a un cycle saisonnier net. Les différences entre les trois méthodes d'assimilation apparaissent pendant la période de convection hivernale (du jour 30 au jour 90). Le reste de l'année, les trois simulations donnent des apports relativement similaires. On peut expliquer cette différence par le fait que la phase de convection-restratification hivernale a un impact important sur l'advection de nutriment (McGillicuddy et al. 2003). En effet, les profondeurs de convection des simulations assimilées sont différentes (figure 6.12).

Dans la région MID, l'impact de l'assimilation est une augmentation très importante des apports, qui passent de 0.1 $mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$ pour la simulation LIBRE à 2 $mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$ pour la simulation EXT, 2.4 $mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$ pour la simulation INT, et 3.5 $mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$ pour la simulation IAU. La pente de l'apport est quasi-constante au cours de l'année, excepté pour la simulation IAU. La pente de la simulation IAU dépasse celles des simulations INT et EXT pendant les 3 premiers mois, puis redevient comparable. Cette supériorité de l'apport de la simulation IAU au cours des trois premiers mois est également observée dans la région POL.

Dans la région TRO également, l'assimilation conduit à un renforcement important des apports. Ces apports sont négatifs dans les simulations LIBRE et FRE, ils deviennent positifs en moyenne avec assimilation.

Un point important à remarquer est le comportement spécifique de l'apport de la région TRO: l'apport de la simulation IAU est inférieur à celui de la simulation INT, contrairement à ce qui se passe dans la région MID. Pourquoi? Dans la région TRO, l'amplitude de l'innovation (et donc des corrections) est généralement faible, contrairement à la région MID. Dans cette situation, la correction incrémentale donne de meilleurs résultats que la correction intermittente (cela rejoint la conclusion de la section 6.2.3). Les ajustements dynamiques, dont les ondes inertielles, sont responsables de l'apport supplémentaire observé avec la simulation INT dans la région TRO (1.2 $mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$ en moyenne). Dans la région MID en revanche, l'amplitude de l'innovation est toujours importante, donc les corrections sont fortes et les deux méthodes sont équivalentes. Ces observations plaident en faveur d'un renforcement de la variance de l'erreur d'observation dans la zone Gulf Stream.

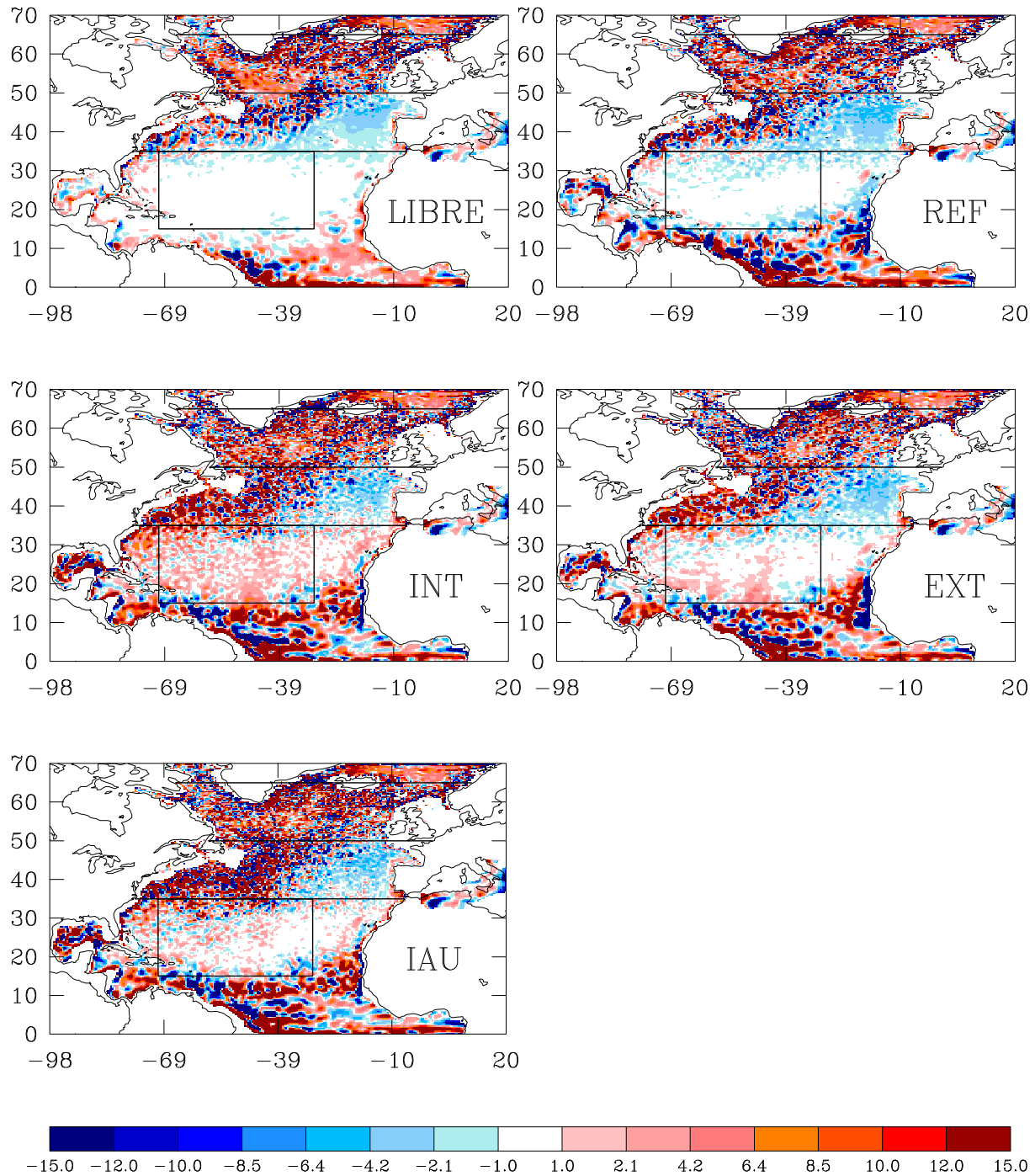


Figure 6.19: Apports advectifs verticaux Q_{zadv} (mol C.m^{-2}) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 3×3 .

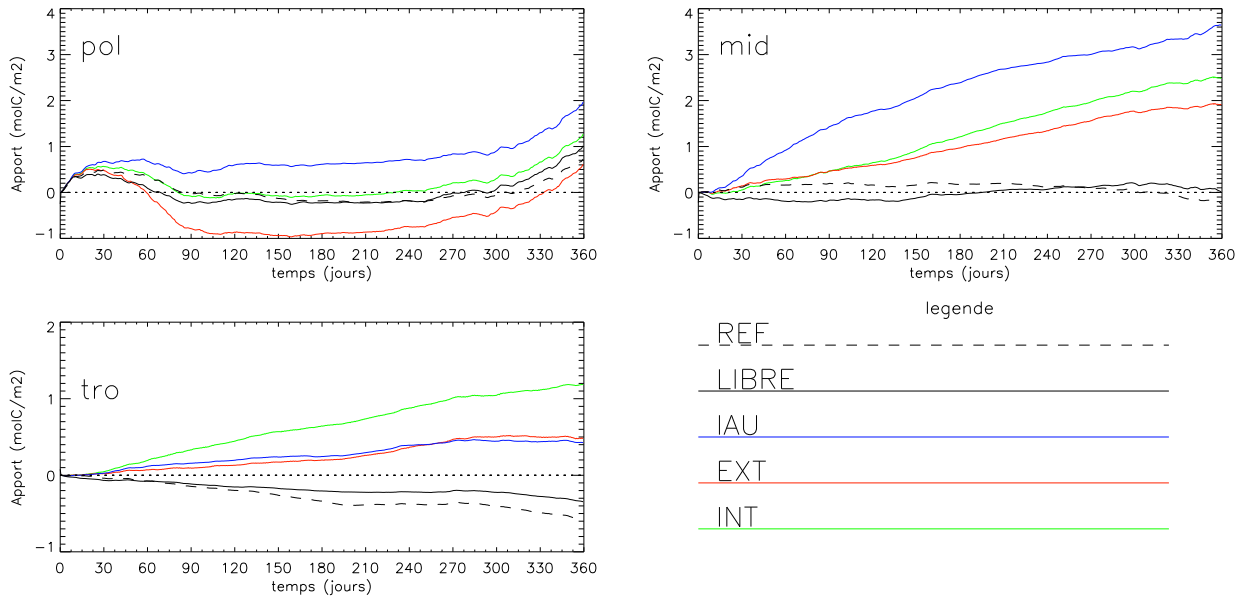


Figure 6.20: *Evolution temporelle des apports advectifs verticaux Q_{zadv} cumulés (mol C.m^{-2}) pendant l'année 1998, en moyenne sur les régions POL, MID et TRO. Les apports de la région TRO n'ont pas la même échelle.*

En résumé, les trois schémas d'assimilation modifient fortement la distribution des apports advectifs verticaux. L'intensification des échanges conduit à un accroissement de plus d'un ordre de grandeur dans la région MID, et à la transformation de la région TRO en une zone d'upwelling. Dans la région TRO, le schéma IAU permet un meilleur contrôle de l'apport que le schéma INT. Inversément, dans la région MID, l'apport par IAU dépasse celui du schéma intermittent. Sur ces deux régions, le schéma EXT donne les meilleurs résultats.

Analysons maintenant l'autre composante de l'apport advectif.

Apports advectifs horizontaux D'une manière générale, les apports advectifs horizontaux Q_{hadv} (figure 6.22) sont de signe opposé aux apports verticaux Q_{zadv} , conformément à l'équation de continuité pour le flux de nutriment (on rappelle que ces flux ne prennent pas en compte les termes SMP de l'équation 3.1, le nutriment est donc un traceur conservatif dans le calcul des flux). Leur intensité est généralement inférieure à celle des apports verticaux Q_{zadv} . Entre 25°N et 50°N , la distribution des apports décrit un dipôle, avec des apports négatifs dans la région énergétique du système du Gulf Stream, et des apports positifs au Sud et à l'Est de cette région. L'assimilation ne modifie pas cette distribution mais intensifie les apports. La zone d'apports positifs progresse vers le Sud, l'Est et le Nord-Est du bassin.

Moyenner l'apport Q_{hadv} sur une région revient à calculer le transport latéral au travers des frontières de la région, entre la surface et la profondeur 143 m, rapporté à la surface de la région. L'évolution temporelle de Q_{hadv} intégré par région (figure 6.22) montre que le centre du gyre subtropical (TRO) gagne du nutriment par ses frontières, tandis que les régions MID et TRO en perdent. Le calcul du transport de nutriment à 35°N (non montré) indique qu'il existe un transfert de nutriment vers le Sud, de la zone MID vers la zone TRO, intensifié par l'assimilation. A 50°N également, le transport est dirigé vers le Nord, donc la zone MID fournit du nutriment à la zone POL. La zone POL perd du nutriment par sa frontière Nord, à 65°N . Avec assimilation, le transfert de nutriment vers la région TRO augmente: il passe de $0.8 \text{ mol C.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour la simulation LIBRE à $1.7 \text{ mol C.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour les simulations

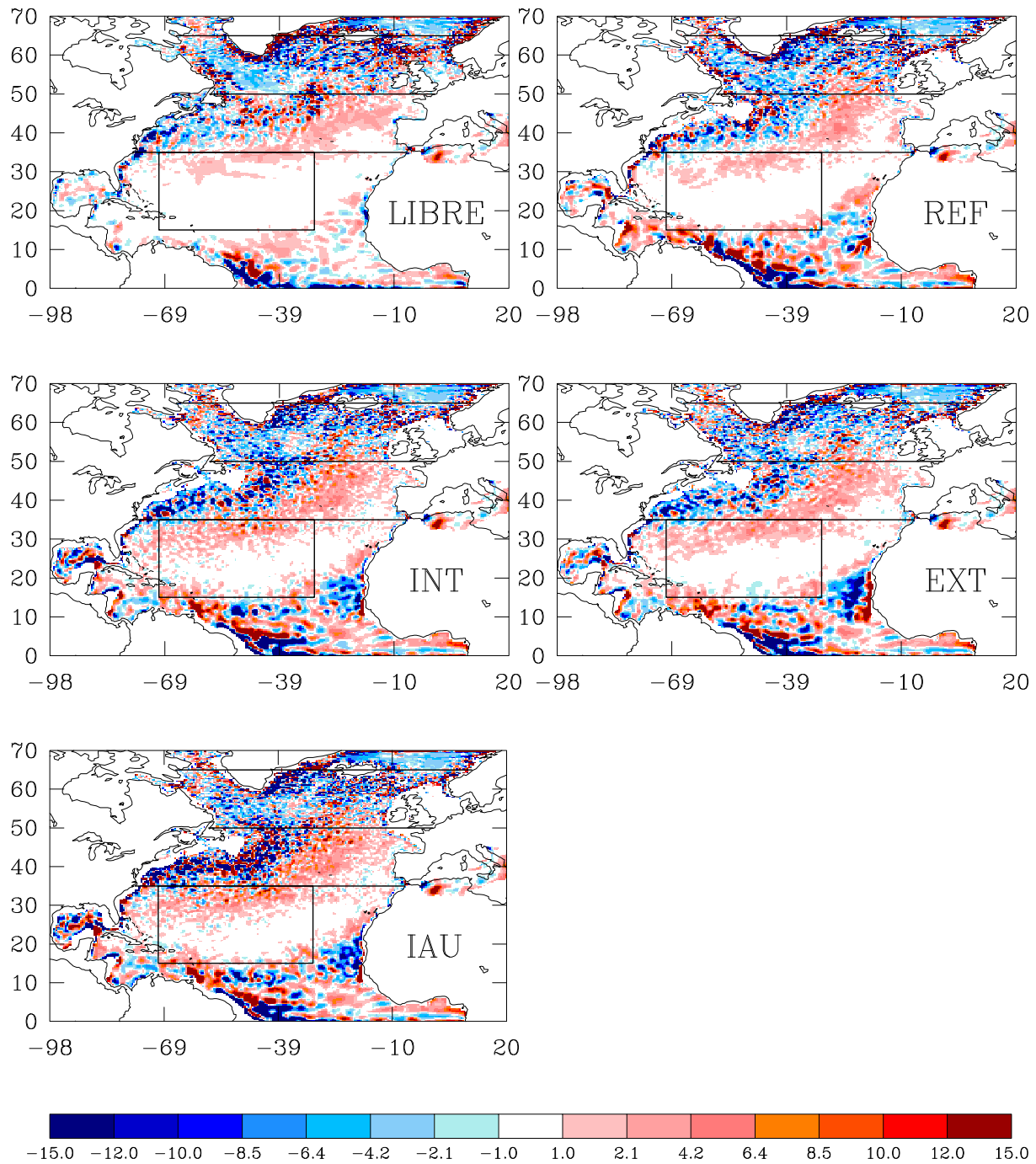


Figure 6.21: Apports advectifs horizontaux Q_{hadv} (mol C.m^{-2}) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 3×3 .

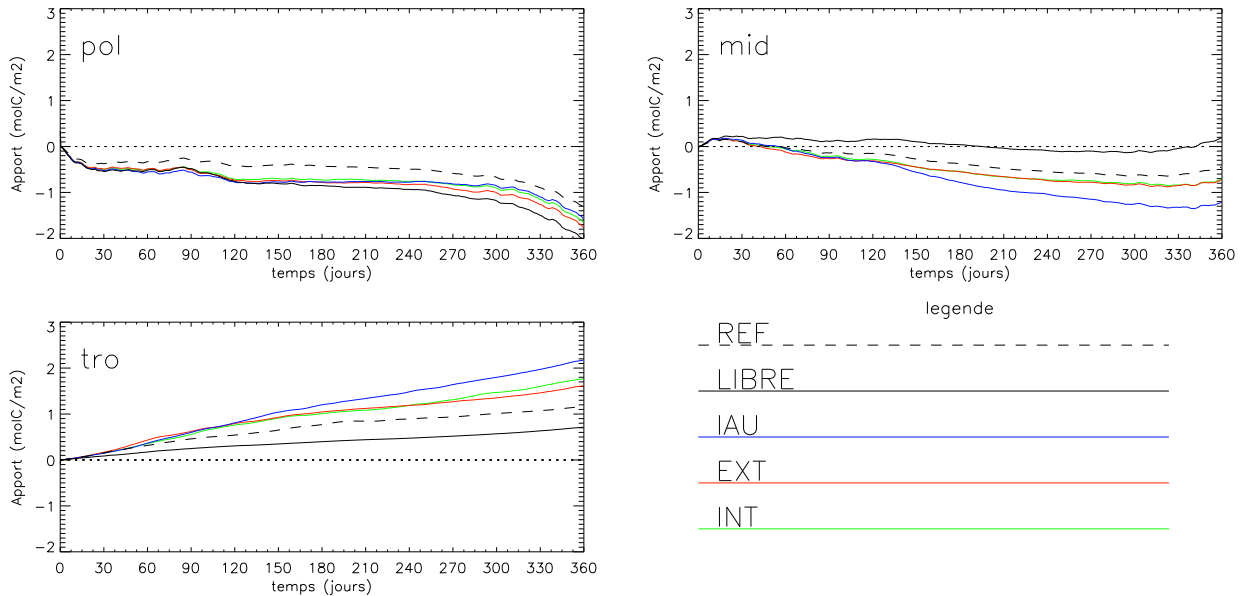


Figure 6.22: Evolution temporelle des apports advectifs horizontaux Q_{hadv} cumulés (mol C.m^{-2}) pendant l'année 1998, en moyenne sur les régions POL, MID et TRO.

INT et EXT, et $2.2 \text{ mol C.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour la simulation IAU. Pour la région MID, le bilan des transferts latéraux est quasiment nul mais positif pour la simulation LIBRE. Pour la simulation REF et les simulations assimilées, il devient négatif et son amplitude augmente fortement. Cette augmentation est réalisée en particulier au profit de la région TRO. Dans ce diagnostic de Q_{hadv} , comme dans le diagnostic d'apport vertical, on retrouve le fait qu'aux moyennes latitudes, la simulation IAU transporte plus de nutriment que les simulations à correction discontinue INT et EXT. La continuité de la solution physique modifie le transport des traceurs.

Après avoir constaté les changements opérés par l'assimilation dans les apports, et en particulier l'intensification des apports advectifs, il importe de situer les valeurs simulées par rapport à d'autres estimations, issues d'autres simulations, et issues de mesures *in situ*.

6.3.5 Comparaison des apports simulés à d'autres estimations

Comparaison à des observations

Comparons d'abord les apports simulés aux estimations issues d'observations. Les estimations de production "nouvelle" apportent un point de comparaison pour l'apport total de nutriment. Elles sont basées sur la mesure *in situ* de la production d'oxygène dans la zone euphotique (Jenkins et Goldman 1985), de la consommation d'oxygène dans la zone aphotique, ou sur la mesure du flux vertical d'Helium, lui-même corrélé au nitrate (Jenkins 1988), ou encore sur la mesure directe de l'utilisation du nitrate. D'autres estimations sont dérivées d'une première estimation de la production primaire (par télédétection par exemple), associée à une valeur du rapport f (production nouvelle/production primaire). Les observations étant données en azote, nos valeurs simulées sont converties en azote avec le rapport $N/C = 16/122$. Pour les observations, on reprend ici les valeurs rassemblées dans l'étude de McGillicuddy et al. (2003).

Pour les estimations issues d'observations, la forte variabilité des valeurs est due pour partie aux différences entre les méthodes d'estimation, et d'autre part à la variabilité interannuelle des apports. De même, les simulations présentées ne correspondent pas aux mêmes années, ce qui peut significativement modifier les apports: du simple au double à BATS,

d'après Oschlies (2002c).

On a vu que les modifications induites par l'assimilation avaient une forte variabilité spatiale à l'intérieur des régions. La station BATS (32°N, 65°W) se situe dans la région TRO, dans une zone d'apports modifiés. A l'inverse, les stations EUMELI (région TRO) et NABE (région MID) sont relativement à l'écart des zones modifiées.

| station | LIBRE | REF | INT | EXT | IAU | intervalle obs | moyenne obs |
|---------|-------|-------|------|------|------|----------------|-------------|
| BATS | 0.25 | -0.01 | 1.06 | 0.70 | 1.34 | 0.39-0.70 | 0.49 |
| NABE | 0.63 | 0.48 | 0.85 | 0.66 | 1.01 | 0.43-1.89 | 0.99 |
| EUMELI | -0.07 | -0.07 | 0.29 | 0.16 | 0.03 | 0.02-0.45 | 0.17 |

Tableau 6.2: *Apports totaux simulés et estimés par les observations (mol N.m⁻².an⁻¹) à trois stations du domaine Atlantique Nord. Pour nos simulations, les valeurs sont extraites sur le champ lissé par le filtre 3 × 3.*

Examinons le tableau 6.2. On note que dans les trois stations, l'assimilation se solde par une élévation des apports. A BATS, les valeurs simulées par la simulation LIBRE sous-estiment les observations. La simulation EXT est juste conforme à l'intervalle des valeurs données par les observations. Les valeurs des simulations assimilées INT et IAU sont surestimées (plus du double) particulièrement la simulation IAU. A NABE, les modifications induites par l'assimilation sont moins fortes et les valeurs des simulations LIBRE et des simulations avec assimilation sont compatibles avec les observations. De même, à EUMELI toutes les simulations sont dans la gamme de valeurs observées.

Comparaison à d'autres simulations

On peut aussi comparer nos résultats à ceux de simulations effectuées dans des configurations physiques et biogéochimiques similaires, avec des résolutions égales ou supérieures. Comparer nos simulations assimilées à des simulations libres à des résolutions dites "eddy-resolving" est justifié, car les niveaux d'EKE (représentatifs de la méso-échelle) dans nos simulations sont comparables à ceux atteints par un modèle dit "eddy-resolving". On utilise les résultats des études à la résolution de 1/3° × 2/5° d'Oschlies et al. (2000), Oschlies (2002c) (notée OS1/3), celle d'Oschlies et Garçon (1998) (notée OS1/3+) à la même résolution, l'étude à la résolution du 1/9° d'Oschlies (2002a) (notée OS1/9), et celle de McGillicuddy et al. (2003), à 1/10° (notée MC1/10). Dans la simulation OS1/3+, des données d'altimétrie sont assimilées, avec une méthode qui respecte l'équilibre géostrophique.

Le modèle biogéochimique employé dans les études d'Oschlies est de type NPZD, proche de P3ZD. En revanche, dans l'étude de McGillicuddy et al. (2003), le modèle biogéochimique consiste en un unique traceur équivalent au nutriment, consommé dans la zone euphotique et reminéralisé sous la zone euphotique. La reminéralisation est paramétrisée comme une relaxation vers une valeur de nitrate, fonction de la densité locale. Cette approche conduit à des concentrations en nutriment à la base de la zone euphotique supérieures à celles obtenues par un modèle avec une reminéralisation explicite, comme le nôtre et celui d'Oschlies (2002a), par conséquent nos simulations se comparent mieux aux simulations OS1/3 et OS1/9.

Le tableau 6.3 montre les valeurs à la station BATS pour nos simulations et les simulations citées. Dans les simulations assimilées, les apports advectifs verticaux Q_{zadv} dépassent nettement (fois 20) ceux des simulations OS1/3 et OS1/9, et dépassent aussi l'apport de MC1/10 (fois 7). L'apport de la simulation OS1/3+ (non montré) est comparable à OS1/3. Les autres

| apport | LIBRE | REF | INT | EXT | IAU | OS1/3° | OS1/9° | MC1/10° |
|----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|---------|
| $\int_{1998} Q_{z dif}$ | 0.25 | 0.28 | 0.17 | 0.22 | 0.26 | 0.66 | 0.11 | 0.47 |
| $\int_{1998} Q_{z adv}$ | -0.26 | 0.33 | 0.94 | 0.79 | 1.10 | -0.13 | 0.02 | 0.12 |
| $\int_{1998} Q_{hadv}$ | 0.26 | -0.63 | -0.06 | -0.31 | -0.03 | 0.1 | 0.03 | 0.04 |
| $\int_{1998} \text{total}$ | 0.24 | -0.01 | 1.06 | 0.70 | 1.34 | 0.64 | 0.16 | 0.63 |

Tableau 6.3: *Station BATS. Comparaison des apports annuels simulés dans notre étude, et dans des études comparables (mol N.m⁻².an⁻¹).*

composantes de l'apport ($Q_{z dif}$, $Q_{z adv}$) sont relativement comparables aux autres simulations. L'apport total est surestimé, particulièrement pour les simulations INT et IAU.

On peut critiquer la représentativité à l'échelle du bassin de l'analyse d'une station ponctuelle. Aussi, pour compléter cette information, le tableau 6.4 fournit l'apport moyenné sur les régions MID et TRO. On donne un intervalle pour les simulations OS1/9° et MC1/10° car les valeurs sont des évaluations à partir des résultats publiés. Ces valeurs intégrées sont a priori moins sensibles à la variabilité spatiale, et aux différences entre les simulations. Pour la simulation OS1/3+ (avec assimilation), on a indiqué la modification de l'apport induite par l'assimilation (en %) (les valeurs absolues d'apport de OS1/3 et OS1/3+ ne sont pas directement comparables, car les forçages atmosphériques utilisés diffèrent).

Pour la zone MID, nos apports sont comparables à OS1/9 pour la simulation EXT, et supérieurs pour les simulations INT et IAU. La gamme des apports de MC1/10 englobe toutes nos estimations. Pour la zone TRO, les apports sont très fortement supérieurs à OS1/9 (10 fois supérieurs), et également supérieurs à MC1/10. En terme de proportion, l'augmentation induite par l'assimilation dans nos simulations est nettement plus importante que celle enregistrée dans la simulation OS1/3+ (de 300% à 450% au lieu de 220%).

| apport | LIBRE | REF | INT | EXT | IAU | OS1/3° | OS1/3°+ | OS1/9° | MC1/10° |
|--------|-------|------|-------|------|------|--------|---------------|---------|----------|
| MID | 0.36 | 0.01 | 0.48 | 0.35 | 0.69 | 0.3 | +20% (0.58) | 0.2-0.3 | 0.4-0.9 |
| TRO | 0.08 | 0.10 | 0.459 | 0.31 | 0.44 | 0.025 | +220% (0.047) | 0.025 | 0.05-0.2 |

Tableau 6.4: *Comparaison des apports totaux moyennés sur les régions MID et TRO, simulés dans notre étude, et dans des études comparables (mol N.m⁻².an⁻¹).*

Plusieurs points se dégagent de cette comparaison. A BATS, la simulation LIBRE sous-estime les apports observés. Avec assimilation, l'intensité des apports est surestimée d'un facteur 2 par rapport à la moyenne des observations. La simulation EXT est la seule qui donne des apports cohérents avec l'incertitude des observations. Toujours à BATS, comparé aux simulations présentées plus haut, l'apport advectif vertical $Q_{z adv}$ est très nettement supérieur aux estimations données au tableau 6.3, typiquement d'un ordre de grandeur. A l'inverse, Q_{hadv} et $Q_{z dif}$ sont comparables aux estimations. On doit rappeler que les simulations n'emploient pas les mêmes forçages, ni en fréquence ni en période, il est donc normal de trouver une différence entre les apports simulés. Cependant, il apparaît clairement que nos schémas d'assimilation entraînent un apport advectif supérieur à toutes les autres estimations.

Moyennés pour la région MID, les apports obtenus sont supérieurs (50-100%) mais comparables aux autres simulations. En revanche, pour la région TRO, l'apport moyen est supérieur d'un ordre de grandeur aux simulations du tableau 6.4. Cette apport est partagé entre les apports advectifs verticaux et horizontaux (figures 6.20, 6.22).

Aussi, les simulations assimilées entretiennent un apport advectif qui dépasse nettement toutes les autres estimations, particulièrement dans la région TRO. Cet apport peut être lié à la contribution de la vitesse verticale moyenne, ou à sa variabilité. Nous examinons cette question dans la suite.

Apport advectif dû à la variabilité

L'apport de nutriment lié à la variabilité du courant est calculé comme la différence entre l'apport total sur la période et l'apport par les champs (courant, nutriment) moyens. Cette formulation simple prend en compte toutes les échelles temporelles de fluctuations contenues dans les simulations (variabilité intrasaisonnière, saisonnière).

Pour toute fonction du temps f , la fonction \bar{f} désigne la moyenne temporelle $1/\tau \int_0^\tau f(t) dt$ sur la période τ . De plus, la fonction $f - \bar{f}$ est noté f' . La décomposition s'effectue comme suit :

$$\int_{z_{euph}}^0 \nabla \cdot (\overline{uC}) dz = \overline{wC}|_{z_{euph}} + \int_{z_{euph}}^0 \nabla_h \cdot (\overline{u_h C}) dz \quad (6.11)$$

avec

$$\overline{wC}|_{z_{euph}} = \overline{wC}|_{z_{euph}} + \overline{w'C'}|_{z_{euph}} \quad (6.12)$$

et

$$\nabla_h \cdot (\overline{u_h C}) = \nabla_h \cdot (\overline{u_h \bar{C}}) + \nabla_h \cdot (\overline{u'_h C'}) \quad (6.13)$$

On note ainsi les apports dus à la variabilité (“eddy-induced”):

$$Q_{eivad} = \overline{w'C'}|_{z_{euph}} + \int_{z_{euph}}^0 \nabla_h \cdot (\overline{u'_h C'}) dz$$

Pour calculer l'apport moyen, la moyenne temporelle des vitesses est calculée à partir des champs connus à chaque pas de temps. L'apport total étant connu, on en déduit l'apport par la variabilité. L'apport advectif vertical et horizontal dû aux champ moyen est présenté à la figure 6.23 et l'apport dû à la variabilité (Q_{eivad}) est présenté à la figure 6.24. La distribution des apports est conforme à celle obtenue par Oschlies (2002a). Dans la région Gulf Stream, la distribution de l'apport lié à la variabilité rappelle logiquement celle de l'énergie cinétique turbulente.

Le tableau 6.5 montre les apports totaux, et la contribution des champs moyens et de la variabilité par région. La contribution de l'apport “eddy-induced” à l'apport total est très forte: il représente 80% de l'apport total pour la région TRO et fournit la totalité du nutriment dans la région MID, puisque l'apport lié au champ moyen correspond à une perte. On peut donc attribuer la surestimation de l'apport à la variabilité, et non à l'apport par les champs moyens de vitesse et de nutriment. A BATS, la valeur de l'apport lié à la variabilité est de 0.26 pour IAU et $0.35 \text{ mol } N.m^{-2}.an^{-1}$ pour INT. Oschlies (2002a) rapporte une valeur de $0.029 \text{ mol } N.m^{-2}.an^{-1}$, soit un ordre de grandeur de moins. On voit donc que l'assimilation renforce fortement l'apport lié aux fluctuations du courant. Si l'on compare l'apport des simulations IAU et INT dans la région TRO, il apparaît que la contribution des fluctuations est réduite pour l'IAU (0.79 contre $1.38 \text{ mol } N.m^{-2}.an^{-1}$), alors que la contribution des champs moyens s'accroît (0.56 contre $0.15 \text{ mol } N.m^{-2}.an^{-1}$). En revanche, dans la région MID, la contribution

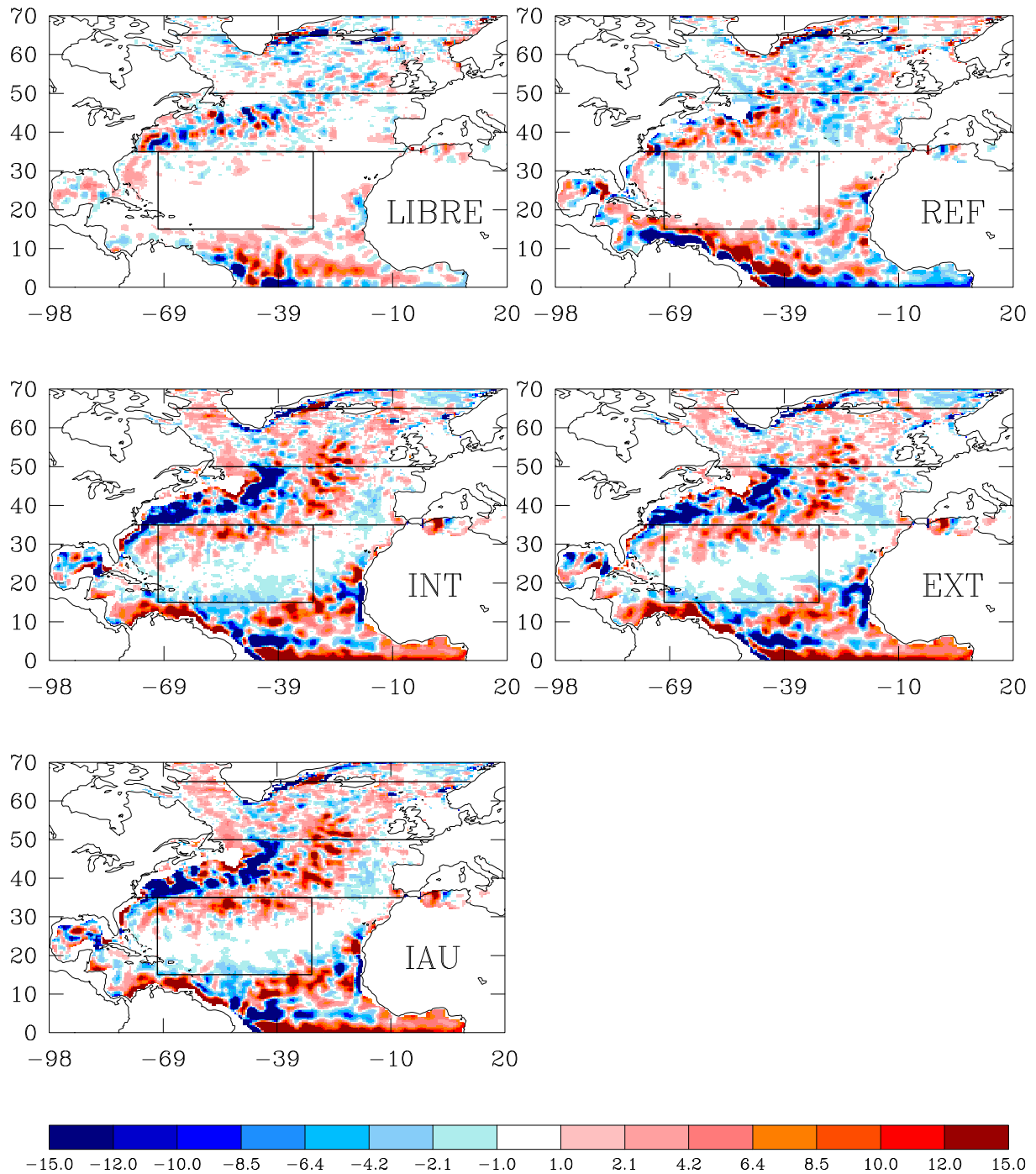


Figure 6.23: Apports advectifs totaux dû aux champs moyen (mol C.m^{-2}) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 7×7 .

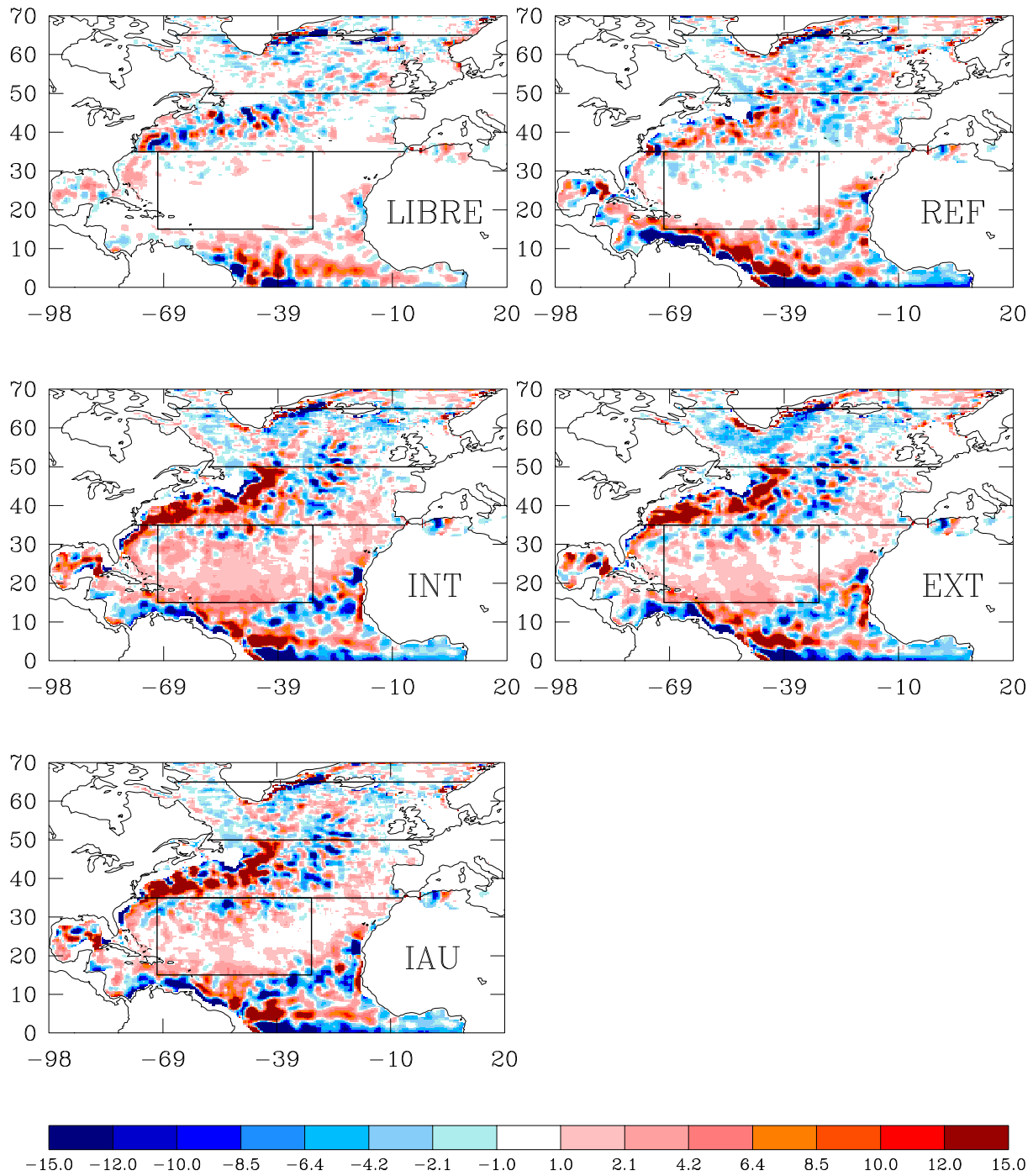


Figure 6.24: Apports advectifs totaux dû à la variabilité Q_{eiadv} (mol C.m^{-2}) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 7×7 .

| region | apport | LIBRE | REF | INT | EXT | IAU |
|--------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MID | total | 0.24 | -0.41 | 0.96 | 0.61 | 1.35 |
| | variable | -0.22 | 0.42 | 2.63 | 2.26 | 2.62 |
| | moyen | 0.45 | -0.83 | -1.65 | -1.65 | -1.20 |
| TRO | total | 0.34 | 0.28 | 1.54 | 1.06 | 1.35 |
| | variable | 0.14 | 0.39 | 1.38 | 0.80 | 0.79 |
| | moyen | 0.19 | -0.11 | 0.15 | 0.26 | 0.56 |

Tableau 6.5: Composante totale, variable et moyenne des apports advectifs (verticaux et horizontaux) moyennés sur les régions MID et TRO ($mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$).

de la variabilité à l'apport est semblable pour IAU et INT, mais la contribution moyenne est, là encore, plus forte pour l'IAU.

En somme, l'assimilation conduit à un apport advectif supérieur aux autres estimations (modèle et observations), et la contribution de la variabilité à l'échelle de l'année représente l'essentiel de l'augmentation de l'apport, y compris avec la méthode continue.

6.4 Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons tout d'abord proposé des adaptations à la méthode, afin d'imposer les contraintes identifiées au chapitre 5, soit a posteriori après l'étape d'analyse classique, soit a priori en modifiant les modalités de l'analyse. Trois nouveaux schémas d'assimilation ont ainsi été implémentés. La première solution (1) est la restratification, qui reconstruit la stabilité hydrostatique a posteriori. La seconde solution (2) modifie a priori le mode d'extrapolation verticale de l'information. La troisième solution (3) applique la correction calculée par la méthode de restratification (1) d'une manière incrémentale. Son effet est double: elle supprime les incohérences entre composante physique et biogéochimique, et supprime les chocs liés au redémarrage d'un état analysé en rétablissant la continuité de la solution physique.

Ensuite, le comportement de ces nouvelles méthodes a été évalué au travers de simulations couplées annuelles. Les résultats sont tout d'abord analysés vis-à-vis des contraintes à imposer. La stabilité hydrostatique imposée par l'algorithme de restratification (1) donne des résultats satisfaisants en moyenne, mais certains cas d'instabilités demeurent mal contrôlés. La méthode (2) permet un bon contrôle de la stabilité, supérieur à l'algorithme (1). La stabilité dynamique imposée par la méthode (3) est satisfaisante, au sens où les oscillations de la vitesse verticale sont nettement limitées. On note également que la stabilité dynamique obtenue avec la méthode (2) est supérieure à la méthode (1). Cette stabilité est en partie liée à l'équilibre géostrophique des états corrigés.

Puis, les nouvelles méthodes ont été analysées vis-à-vis de la simulation des flux de nutriment vers la zone euphotique, qui renseignent sur la qualité du forçage exercé par la circulation sur le modèle biogéochimique. L'apport diffusif simulé est réaliste, bien que légèrement surestimé en raison des instabilités résiduelles, notamment pour la méthode (3). En revanche, l'apport advectif est fortement surestimé par rapport aux observations et à d'autres simulations. C'est vrai aux moyennes latitudes (35-50°N), mais surtout dans le gyre subtropical (jusqu'à un ordre de grandeur). L'augmentation des apports est principalement due à l'accroissement de la variabilité des vitesses. On note que pour la région TRO, par rapport à la méthode (1), les apports sont diminués par la méthode continue (3) et la méthode (2). Du point de vue des apports totaux,

la méthode (2) est la plus satisfaisante.

Pour expliquer cet impact important de l'assimilation sur les apports advectifs, on doit considérer les oscillations présentes dans les méthodes (1) et (2), et les déséquilibres présents dans l'incrément pour la méthode (3).

On peut maintenant définir quelques pistes qui restent à explorer pour améliorer le contrôle des flux par nos méthodes.

Premièrement, nous avons montré que les paramètres statistiques de l'analyse, notamment l'erreur d'observation et la matrice de covariance des erreurs d'ébauche, peuvent modifier l'équilibre de l'état analysé, et qu'ils doivent être spécifiés de manière à minimiser les déséquilibres. En présence d'observations parfaites, la méthode (3) semble capable de limiter les ajustements et de contrôler ainsi le flux advectif, grâce à la continuité de la solution. Cet aspect peut améliorer conjointement le contrôle de la stabilité hydrostatique et celui de la stabilité dynamique.

Deuxièmement, dans les trois méthodes, on se heurte au problème du manque d'information pour déterminer la structure verticale de la correction. Aussi, on peut penser à assimiler des données de profil de température et salinité, en plus des observations de surface, pour permettre de mieux contraindre la structure verticale de la densité, en particulier dans les régions où la simulation libre a sensiblement dérivée par rapport à la climatologie. Cependant, prendre en compte ces nouvelles données de subsurface suppose une bonne adéquation avec les données de surface, ce qui n'est pas acquis (Parent et al. 2003).

Revenons maintenant aux potentialités de l'assimilation de données dans le modèle couplé énoncées en introduction du chapitre. Concernant les aspects physiques, l'assimilation permet une réduction du biais sur les propriétés T/S, une amélioration de la représentation des courants moyens et l'obtention d'une variabilité plus conforme aux observations. Concernant l'impact de ces modifications sur le modèle biogéochimique, il apparaît que l'amélioration de la stratification améliore les flux diffusifs de nutriment. A l'inverse, la variabilité des vitesses se traduit par un transport trop intense de nutriment, notamment dans la région subtropicale. La description synoptique de l'état physique et biogéochimique, qui était la troisième potentialité de l'assimilation, est pénalisée par la surestimation du flux de nutriment.

Nous abordons au chapitre suivant la réponse du modèle d'écosystème à la circulation modifiée par l'assimilation.

Chapitre 7

Réponse du modèle d'écosystème marin à la modification de la circulation

Dans les simulations annuelles avec assimilation, la trajectoire du modèle physique est séquentiellement corrigée, en prenant en compte les incertitudes associées au modèle et aux observations disponibles. Ainsi, le modèle biogéochimique voit son forçage hydrodynamique modifié par l'assimilation, et répond à cette modification. Au chapitre 6, on a décrit la manière dont les différentes variantes de la méthode d'assimilation agissent sur les apports de nutriment dans la zone euphotique.

Avec le flux solaire, le nutriment est le moteur de la croissance des producteurs primaires, qui initie la boucle de production, export et reminéralisation. Dans ce chapitre, l'apport de nutriment peut être considéré comme un des forçages du modèle d'écosystème, conjointement avec la limitation par la température, la lumière et le mélange vertical. Néanmoins, il faut remarquer que le modèle biogéochimique rétroagit sur la valeur de cet apport, par le prélèvement ou la restitution (reminéralisation) qu'il exerce sur le nutriment.

Pour compléter la vision du cycle du nutriment, nous commençons par analyser les flux intercompartiments. Puis nous décrivons les valeurs moyennes de chlorophylle et de production primaire, le cycle annuel de production, et l'export de carbone. Enfin, nous concluons par un bilan des améliorations et dégradations occasionnées par la modification de la circulation.

7.1 Echanges au sein de l'écosystème

Nous analysons ici les valeurs annuelles des principaux flux entre les compartiments du modèle P3ZD (schéma 7.1), pour les simulations REF, EXT, INT et IAU. La simulation LIBRE n'est pas présentée, mais si l'on se base sur la production primaire, ses résultats seraient généralement comparables à ceux de REF. On a omis les valeurs des flux croisés (exsudation, excrétion) qui sont faibles. Pour mettre en évidence le rôle primordial de la croissance phytoplanctonique, on montre la production primaire (figure 7.2), puis les valeurs des flux, rapportées à celle de production primaire (figure 7.3).

La conservation de la matière au sein de la chaîne trophique conduit à une évolution proportionnelle des différents flux: lorsque la production primaire augmente, le broutage augmente, la mortalité du ZOO augmente et ainsi de suite. Ainsi, on observe que les flux rapportés à la production primaire sont très stables dans les cinq simulations.

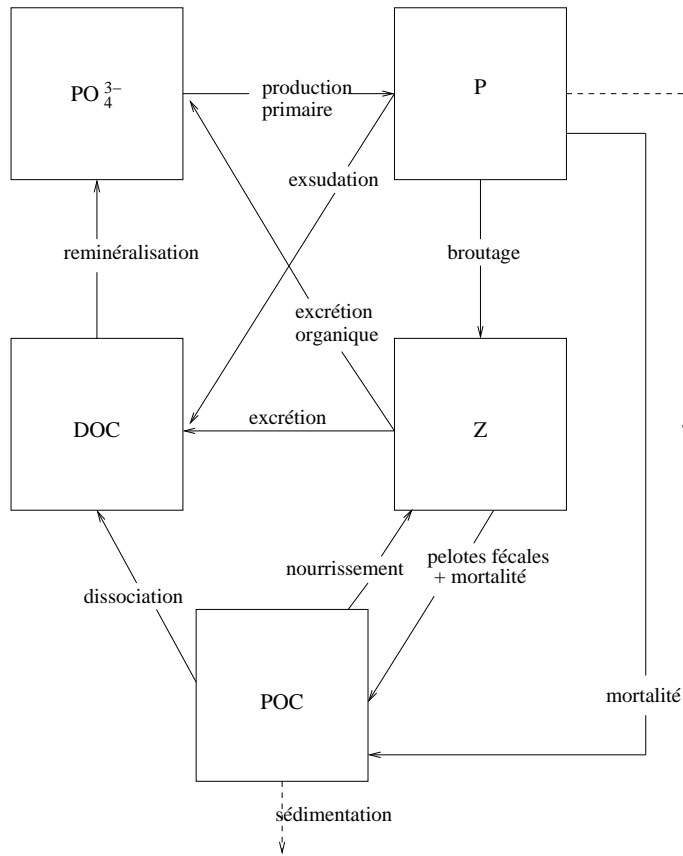


Figure 7.1: Rappel des relations entre compartiments.

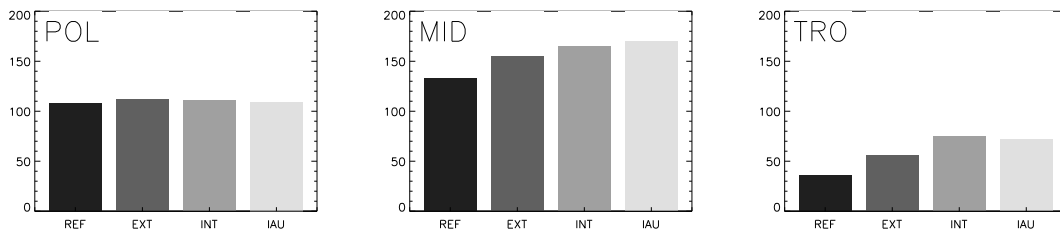


Figure 7.2: Production primaire annuelle, pour les régions POL, MID et TRO ($gC m^{-2} . an^{-1}$).

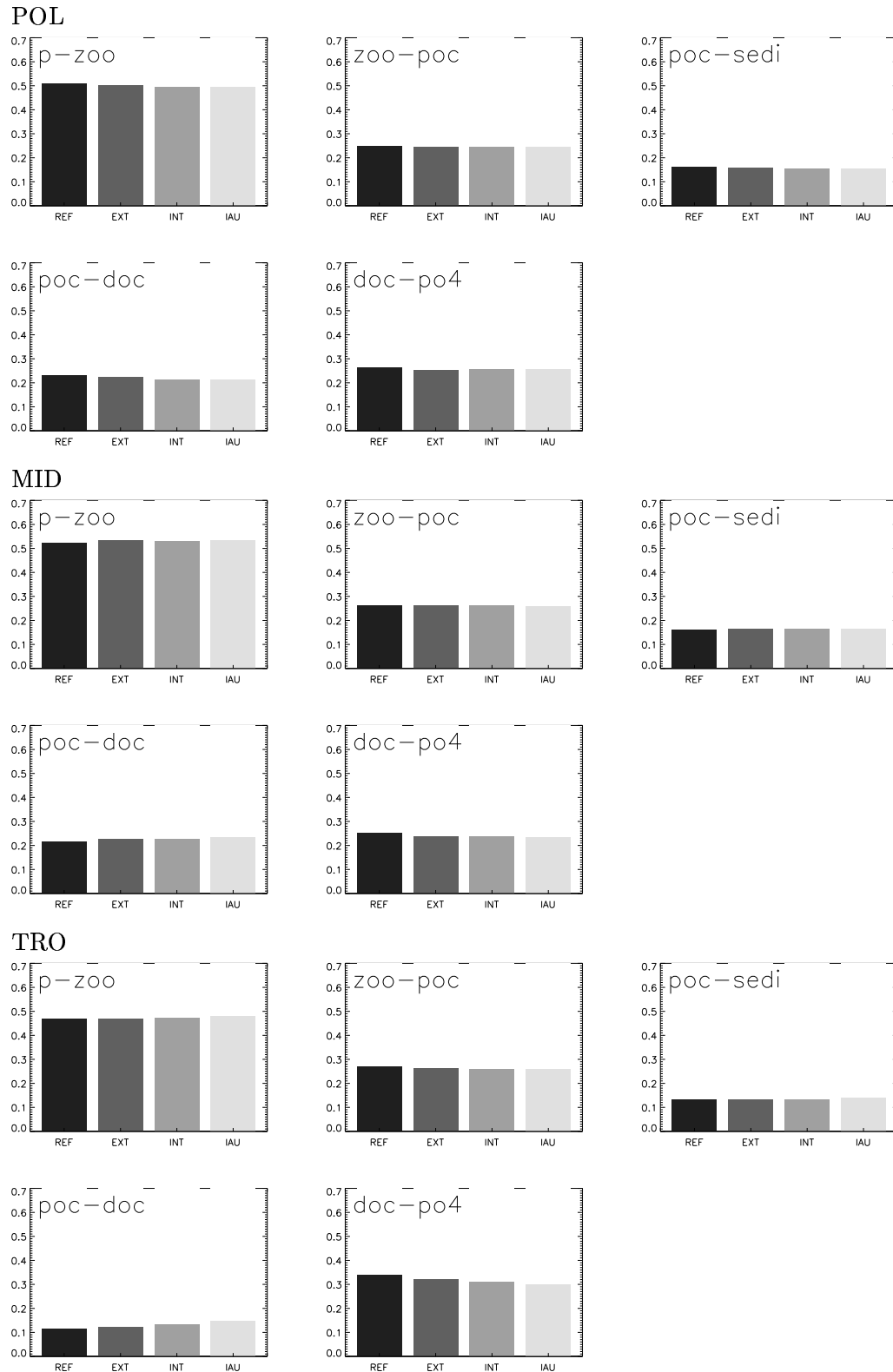


Figure 7.3: Flux annuels intercompartiments rapportés à la production primaire, pour les régions POL, MID et TRO (sans dimension). Dans le flux entre le compartiment ZOO et POC, on a rassemblé la mortalité, les pelotes fécales et le broutage.

Les valeurs de production primaire (figure 7.2) pour la région MID s'échelonnent de 130 à 170 $gC\ m^{-2}.an^{-1}$, soit une variation maximale de 30%. Dans la région TRO en revanche, les valeurs passent de 35 (REF) à 75 $gC\ m^{-2}.an^{-1}$ (INT).

Rapportés à la production primaire, les flux des régions POL, MID et TRO ont des valeurs similaires. On note cependant une reminéralisation du DOC plus élevée pour la région TRO que pour les régions MID et POL (environ 30% de la production primaire contre 20%). Cet aspect souligne le régime oligotrophe de la région TRO dans lequel la production régénérée tient une place importante. De plus, la dissociation du POC en DOC est inférieure dans la région TRO. Cela est dû, comme on le reverra plus loin, à la profondeur de production du POC, plus élevée dans la région TRO, qui favorise l'export du POC, qui est par là même soustrait à la dissociation. Logiquement, l'augmentation de l'apport de nutriment (potentiellement source de production nouvelle) de la simulation REF à la simulation IAU tend à réduire la contribution de la reminéralisation du DOC (potentiellement source de production régénérée) à la production primaire.

Cette analyse révèle que la production primaire conditionne fortement les flux en aval. La répartition des flux dépend surtout de la formulation du modèle biogéochimique, et peu de la circulation. Nous allons donc nous concentrer sur le flux de production primaire dans la suite.

7.2 Transport horizontal de nutriment et de DOC

Au chapitre 6, nous avons vu que l'apport vertical Q_{zadv} de nutriment a nettement augmenté dans la zone MID. Cependant, l'apport Q_{hadv} est négatif pour cette région. Par conséquent, l'apport total advectif augmente moins que celui de la région TRO, pour laquelle Q_{zadv} et Q_{hadv} ont augmenté. Cela s'explique par un transfert horizontal de nutriment de la zone MID vers la zone TRO. Pour illustrer ce point, on a représenté le transport horizontal annuel moyen dans les 143 premiers mètres, intégré zonalement, pour le nutriment et le DOC (figure 7.4). Ce transport a été calculé avec les moyennes des champs de vitesse et de traceurs calculées tous les 6 jours. Par conséquent, ce transport est probablement sous-estimé par rapport au transport vrai, mais la comparaison entre les simulations reste pertinente.

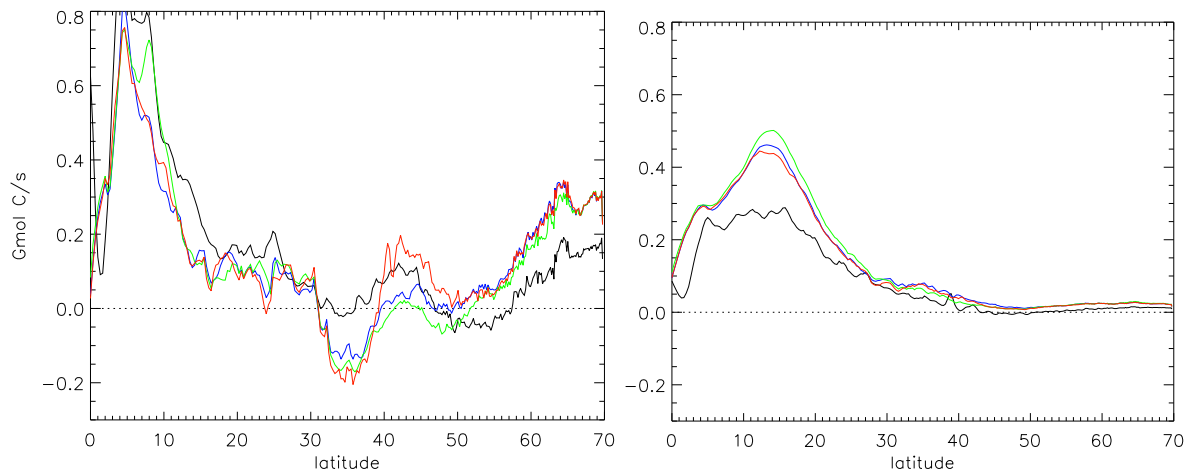


Figure 7.4: Moyenne annuelle du transport méridien (vers le Nord) dans les 143 premiers mètres du nutriment (gauche) et du DOC (droite), en $Gmol.C.s^{-1}$. Run REF (ligne noire), run avec assimilation (rouge IAU, vert EXT, bleue INT)

Concernant le nutriment, l'assimilation modifie fortement son transport méridien entre 30°N

et 40°N. A 35°N, le transport est dirigé vers le Sud, et passe de moins de $10 \cdot 10^6 \text{ molC.s}^{-1}$ à presque $200 \cdot 10^6 \text{ molC.s}^{-1}$. L'assimilation augmente donc fortement ($\times 20$) le transfert de nutriment de la région MID vers la région TRO. Au Sud du gyre subtropical (15°N), le transport est orienté vers le Nord, et légèrement diminué par l'assimilation. Le courant de bord Ouest est très nettement renforcé par l'assimilation. Les recirculations au Sud du courant sont elles aussi renforcées, ce qui occasionne une augmentation du transport des moyennes latitudes vers le gyre subtropical.

A 45°N, les simulations assimilées ont des comportements différents: la simulation IAU transporte plus de nutriment vers le Nord que les deux autres. En allant vers le Nord, les valeurs de transport des simulations convergent de nouveau à 50°N, et restent supérieures à celle de la simulation REF.

Pour le carbone organique dissous, le transport est dirigé vers le Nord à toutes latitudes, et les simulations avec assimilation produisent un transport légèrement supérieur. Aussi, le transfert de DOC de la région équatoriale vers la région TRO est renforcé par l'assimilation.

Cette analyse met en évidence les relations entre les moyennes latitudes et le centre du gyre subtropical. L'assimilation a pour effet d'intensifier les transferts de la zone MID vers la zone TRO, et dans une moindre mesure de la zone équatoriale vers la zone TRO. Nous abordons maintenant les variations temporelles et spatiales de la production primaire.

7.3 Production primaire annuelle

7.3.1 De l'apport de nutriment à la production primaire

Clarifions les relations liant notre diagnostic d'apport de nutriment à la production primaire. La production primaire a lieu dans la zone euphotique, de profondeur variable dans le temps et l'espace. L'apport de nutriment, lui, est calculé à la profondeur 143 m, constante dans le temps et l'espace. Les deux profondeurs ne sont jamais très éloignées: la profondeur de la zone euphotique varie entre le niveau 7 (89 m) et 10 (143 m) du modèle, mais le flux calculé n'est donc pas exactement le flux potentiellement utile à la production. Ensuite, la croissance phytoplanctonique n'est pas uniquement limitée par le nutriment. La lumière est souvent limitante aux latitudes élevées, et le mélange vertical limite aussi la croissance aux moyennes latitudes. Enfin, la boucle de reminéralisation permet de maintenir une production non-nulle en l'absence d'apport: c'est la production régénérée. On voit donc que la mesure de l'apport en nutriment ne suffit pas à anticiper la production.

Pour mettre en évidence les relations de couplage et découplage entre l'apport de nutriment et la production primaire à l'échelle annuelle, on a représenté ces deux grandeurs sur la figure 7.5. Les facteurs limitants prépondérants de la croissance du phytoplancton sont le nutriment et la lumière. Pour ces deux facteurs, la réponse en terme de production à l'augmentation des apports n'est pas linéaire (équation 2.29). Ainsi, on note que l'augmentation importante des apports entre 30°N et 40°N ($\times 2.5$ pour la simulation IAU) se traduit par une augmentation plus mesurée de la production primaire ($\times 2$ pour l'IAU). A l'inverse, aux latitudes 20°-30°N, les augmentations de la production primaire et de l'apport se font en parallèle.

Aux latitudes au-delà de 50°N, l'augmentation de l'apport n'engendre presque aucun changement de la production. La raison de cette faible réponse est que la croissance phytoplanctonique n'est pas limitée par le nutriment: ce sont la lumière ou les autres facteurs (température, mélange vertical) qui sont limitants.

Examinons ensuite la distribution spatiale de la production sur le domaine.

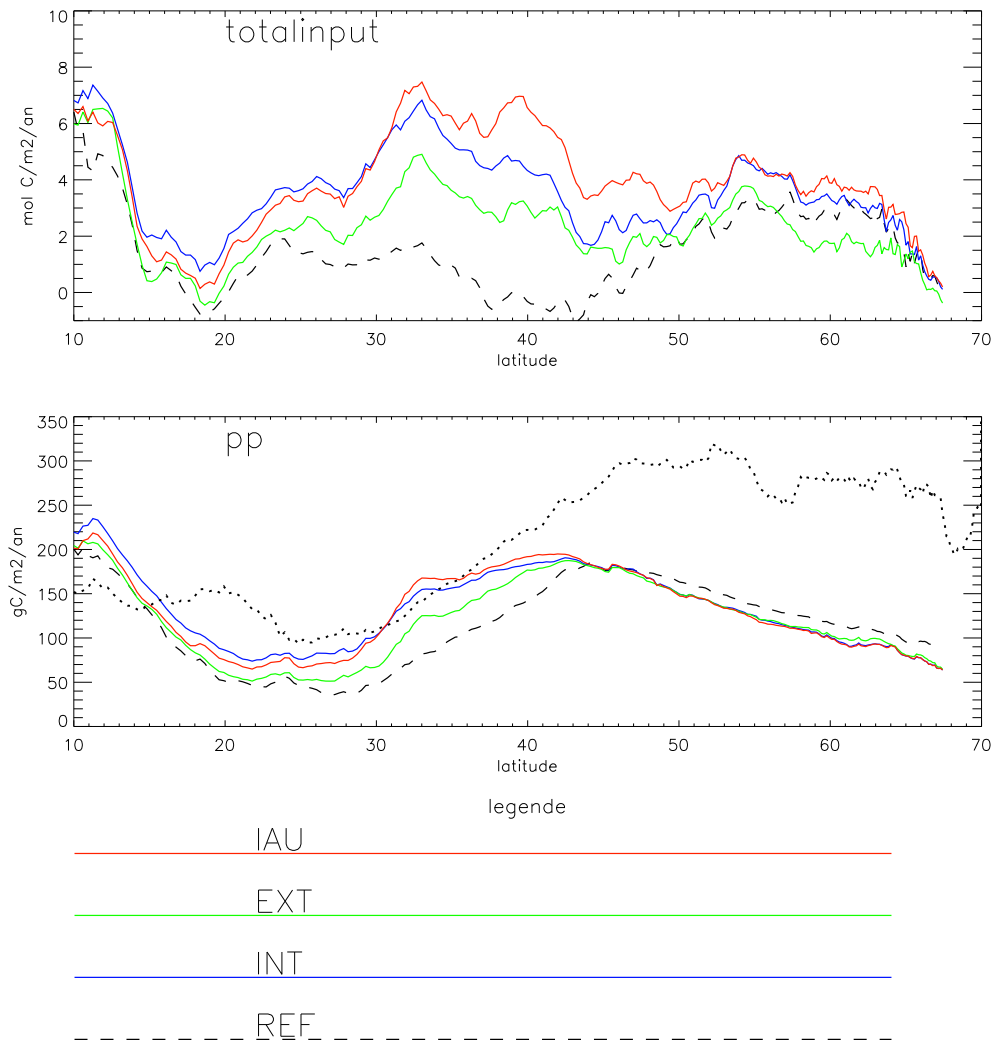


Figure 7.5: Moyennes zonales en fonction de la latitude de l'apport total en nutriment dans la zone euphotique ($\text{mol C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$, haut), et de la production primaire ($\text{g C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$, bas), pour les simulations, et l'estimation issue de la télédétection (trait pointillé pour le VGPM). Les zones côtières (définies ici comme les zones de profondeur inférieure à 132 m) ne sont pas prises en compte dans cette moyenne.

7.3.2 Distribution spatiale de la production primaire

La figure 7.6 présente la valeur annuelle de la production primaire. Par rapport à la simulation LIBRE, les simulations assimilées montrent toutes une augmentation de la production primaire. Cette augmentation touche une zone qui entoure le Gulf Stream jusqu'au détachement de la Dérive Atlantique Nord, et le gyre subtropical. Malgré son renforcement, la production primaire diminue au fur et à mesure que l'on progresse vers le centre du gyre subtropical, conformément au transport latéral de nutriment depuis la périphérie riche vers le centre pauvre (Williams et Follows 1998). Les latitudes supérieures à 50°N sont peu modifiées, et apparaissent sous-productives. Toutefois, à ces latitudes l'estimation du VGPM est nettement supérieure (facteur 2) à d'autres estimations (voir chapitre 3).

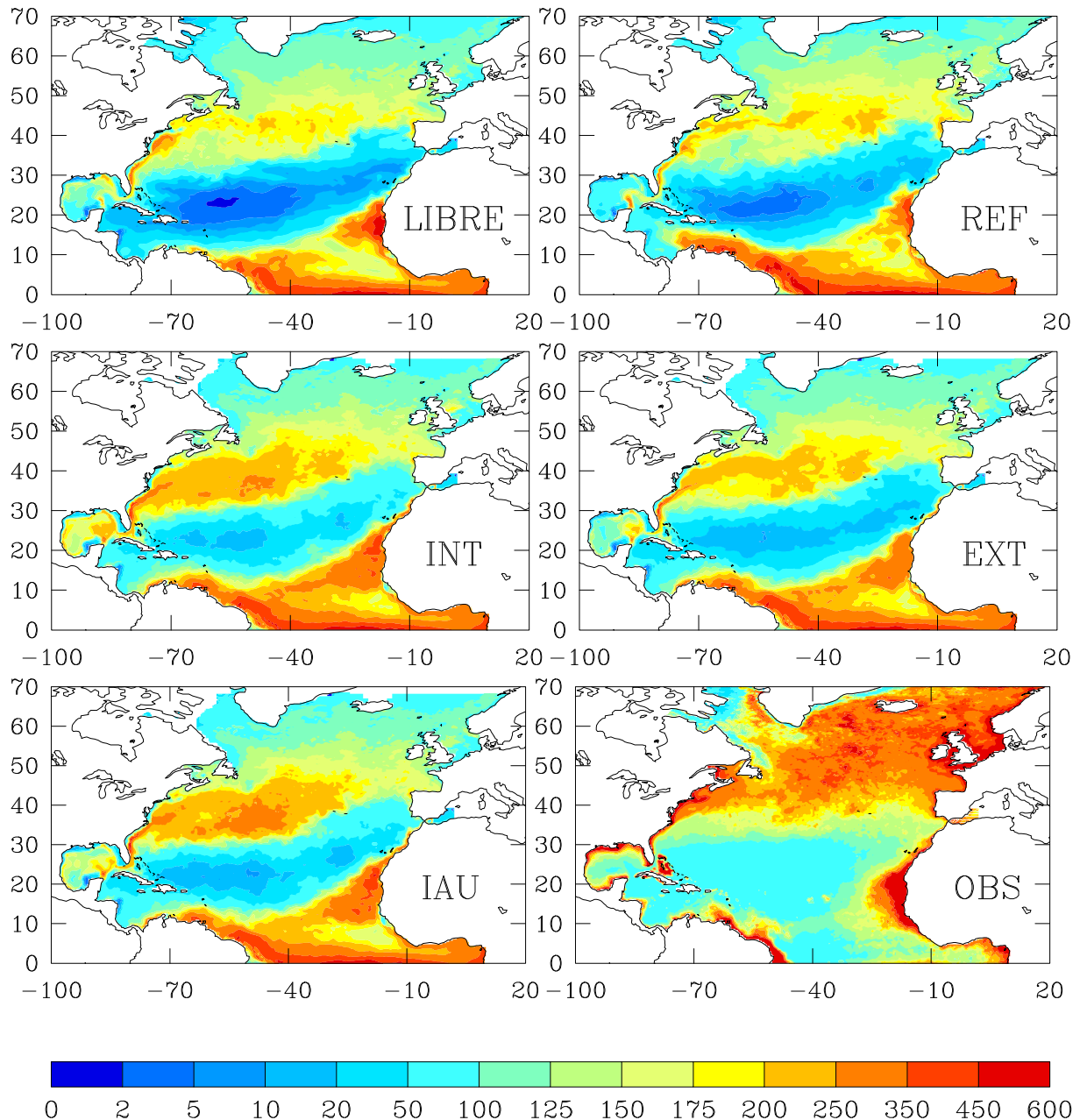


Figure 7.6: Production primaire annuelle pour les 5 simulations, et l'estimation issue du VGPM (Behrenfeld et Falkowski 1997) ($g C.m^{-2}.an^{-1}$).

Au centre du gyre subtropical, comparé à l'estimation issue du VGPM, la production devient plus réaliste, mais reste sous-estimée d'un facteur 2 à 5 pour les simulations assimilées. En revanche, dans la zone du Gulf Stream, les simulations se rapprochent nettement de l'estimation satellite et la dépassent même pour la région au Sud de la position moyenne du Gulf Stream (simulations INT et IAU) Cette amélioration est aussi visible sur la figure 7.5, pour les latitudes comprises entre 30°N et 40°N.

On note une différence entre la simulation EXT, pour laquelle la production est renforcée (supérieure à 200 gC.m^{-2}) dans une zone proche de la trajectoire moyenne du Gulf Stream, ce qui apparaît également dans les observations, et les simulations INT et IAU pour lesquelles la zone de production supérieure à 200 gC.m^{-2} s'étend au delà de la position du Gulf Stream, vers le Sud. Cette correspondance entre forte production primaire et position moyenne du Gulf Stream existe également pour les simulations LIBRE et REF. Le comportement de la simulation EXT semble donc plus réaliste que celui des simulations INT et IAU.

D'une manière générale, les niveaux de production primaire sont plus proches des observations pour les simulations assimilées. La région du Gulf Stream est particulièrement modifiée, et la simulation EXT est la plus réaliste. La production dans le gyre subtropical est soutenue, mais reste inférieure aux estimations satellites, au centre notamment.

7.4 Cycle annuel de la production

Pour décrire le cycle annuel, on analyse tout d'abord le taux de croissance du phytoplancton, l'apport en nutriment, et la production primaire, qui définissent trois régimes de production. Ensuite, on compare la chlorophylle de surface simulée à l'estimation satellite aux dates et points de l'estimation.

7.4.1 Trois régimes distincts

Pour commencer, étudions le cycle saisonnier du taux de croissance (figure 7.7) moyenné dans la zone de production (0-143 m). Ce taux est fonction de la température, de la lumière et du mélange vertical (équation 2.29). Il renseigne donc sur le potentiel de croissance, indépendamment de la disponibilité en nutriment. On constate que ce taux est sensiblement égal pour les cinq simulations (on ne dispose malheureusement pas de sa valeur pour la simulation LIBRE), mais qu'il diffère suivant les régions. A une date donnée, ce taux augmente du Nord au Sud, conformément à la distribution moyenne de la température et du flux solaire.

Passons maintenant à l'apport en nutriment, que nous avons déjà analysé au chapitre 6 par l'apport cumulé. Sur la figure 7.8, l'évolution journalière de l'apport en nutriment permet de se rendre compte des modifications haute fréquence de l'apport induites par l'assimilation, invisible sur les courbes d'apports cumulé.

D'une manière générale, les fluctuations de l'apport sont supérieures pour les simulations assimilées. La région POL montre un apport peu modifié par l'assimilation, exception faite de la simulation EXT en hiver, qui présente un saut des valeurs d'apport après chaque correction. Dans la région MID, les fluctuations de l'apport sont nettement renforcées par l'assimilation, et les maxima sont supérieurs à ceux de la simulation LIBRE. Enfin, dans la région TRO, à tout moment, les apports avec assimilation sont supérieurs d'un ordre de grandeur par rapport aux apports des simulations LIBRE et REF.

Analysons pour finir la production, qui dépend du taux de croissance, et du nutriment que nous venons de décrire. Le cycle annuel journalier de la production primaire (figure 7.9) permet

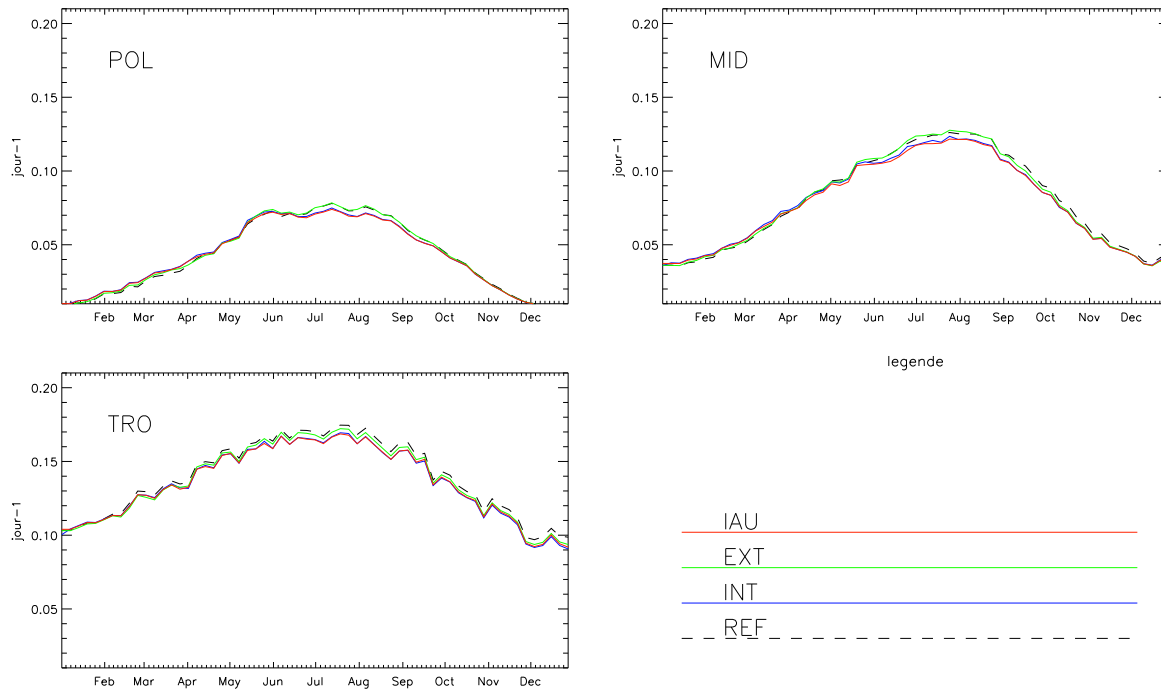


Figure 7.7: *Evolution temporelle du taux de croissance μ (jour^{-1}) pour les quatre simulations. Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID.*

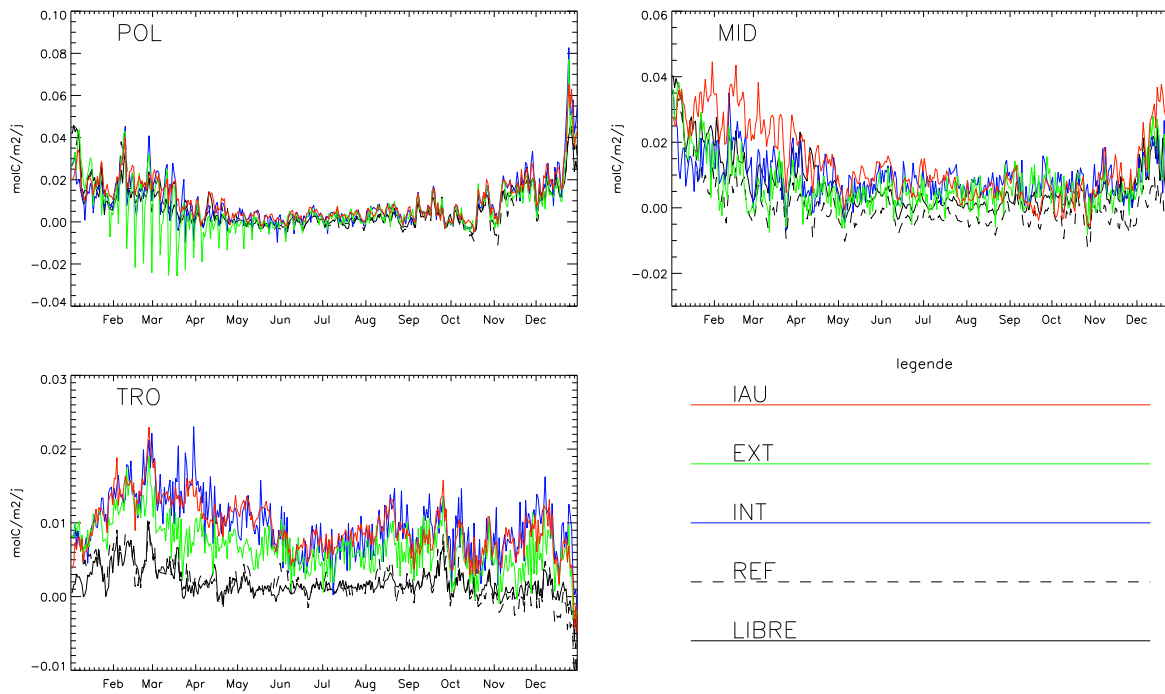


Figure 7.8: *Evolution temporelle de l'apport total journalier de nutriment dans la zone euphotique. Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID ($\text{molC}/\text{m}^2/\text{j}$).*

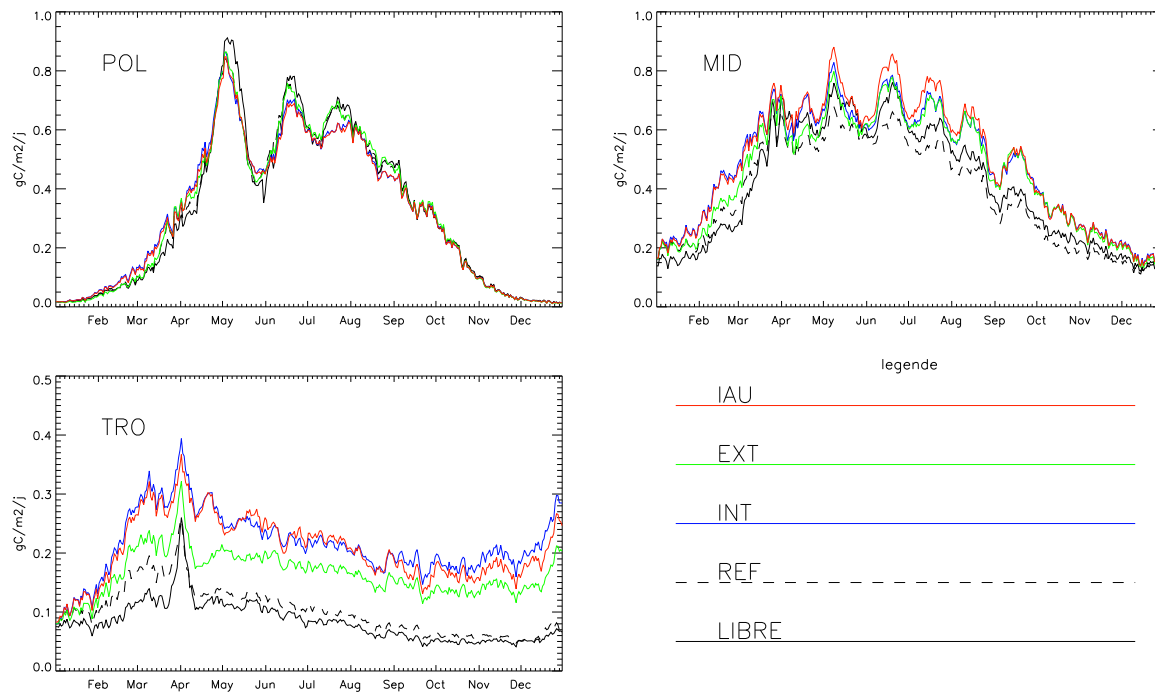


Figure 7.9: *Evolution temporelle de la production primaire ($gC.m^{-2}.jour^{-1}$). Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID .*

d'identifier trois régimes de production bien différenciés.

Dans la région POL, le cycle annuel est très marqué: la production est quasi-nulle de décembre à février, et atteint $0.8 gC.m^{-2}.jour^{-1}$ lors de la floraison de mai. La production primaire est sensiblement inférieure pour les simulations avec assimilation, ce qui est conforme avec la baisse des apports décrite au chapitre 5.

Dans la région MID, l'amplitude du cycle annuel est plus faible que pour POL, mais la période de production dure plus longtemps. L'assimilation induit une production supérieure en hiver, en été, notamment lors d'épisodes productifs, et en automne. En période estivale, on observe une succession de 5 épisodes productifs, dont les intensités sont amplifiées par l'assimilation.

La variation temporelle du taux de croissance est faible dans la région TRO, et il reste élevé tout au long de l'année. En effet, cette région n'est limitée ni par la lumière, ni par la température, ni par le mélange vertical car la stratification est permanente. Par conséquent, tout apport de nutriment est facteur de croissance. Ainsi, dans le cas des simulations assimilées (particulièrement les simulations INT et IAU), on observe une production très supérieure à celle des simulations LIBRE et REF. Cette production est permise par le surcroît d'apport (figure 7.8). Enfin, on note que le niveau de production à la fin de l'année 1998 pour les simulations avec assimilation est très supérieur à celui du début de l'année (double à triple). Cela conduit à s'interroger sur l'évolution future de la production dans cette région, si la simulation devait être poursuivie.

Passons ensuite à la concentration de surface en chlorophylle, que l'on peut comparer aux estimations satellite.

7.4.2 Cycle de la concentration de surface en chlorophylle

Nous avons représenté la concentration moyenne régionale de chlorophylle pour les simulations et les observations (figure 7.10). Sachant que les processus côtiers sont absents de notre modèle, nous avons éliminé les zones de profondeur inférieure à 132 m avant de faire la moyenne spatiale (ce choix est arbitraire, mais convient pour notre application). La valeur moyenne sur les régions entières, disponible chaque jour, est aussi présentée (figure 7.11).

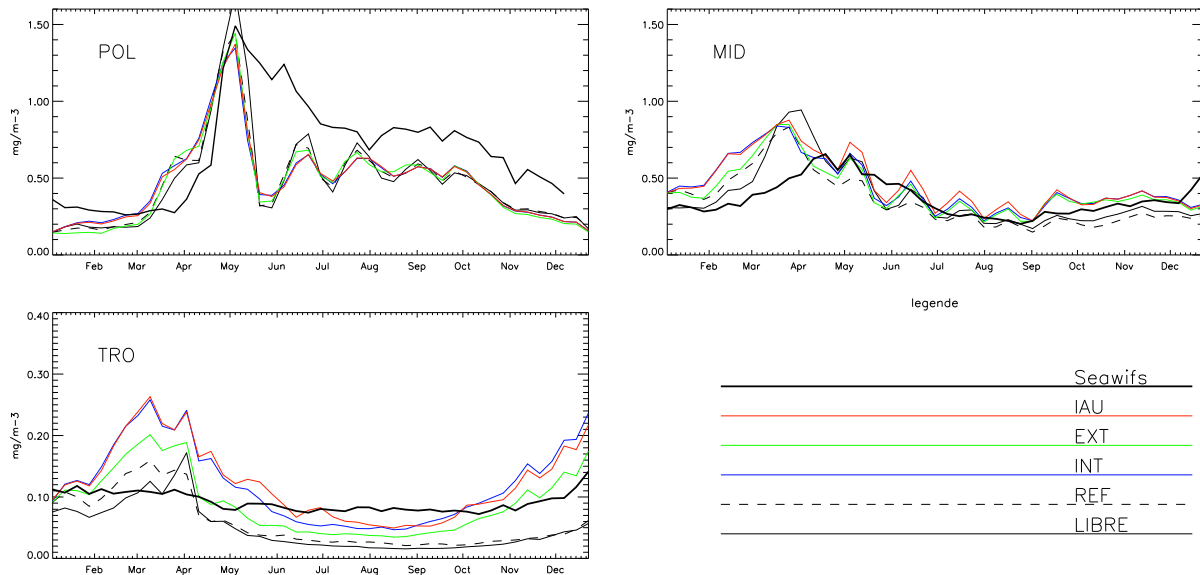


Figure 7.10: *Evolution temporelle de la concentration de chlorophylle en surface. Valeur moyenne aux dates et points des données SeaWiFS pour les régions POL, TRO et MID ($mg.m^{-3}$).*

Dans la région POL, les simulations avec et sans assimilation sont très semblables. La concentration maximale est légèrement diminuée dans les simulations assimilées par rapport à la simulation LIBRE (1.4 au lieu de $1.7 mg.m^{-3}$). La date du bloom (début mai) est correctement simulée. Après le bloom, la concentration simulée chute très rapidement, et reste inférieure aux observations pendant le restant de l'année. On a déjà évoqué (chapitre 3) une possible surestimation du broutage, ou une reminéralisation insuffisante pour expliquer cette baisse de la concentration.

Dans la région MID, les différences entre simulations assimilées et libre sont plus nettes. La date de floraison (fin mars), en avance d'un mois sur les observations, n'est pas corrigée dans les simulations assimilées. Cependant, la concentration maximale est diminuée de $0.1 mg.m^{-3}$, encore supérieure de $0.2 mg.m^{-3}$ aux observations. Le restant de l'année, les concentrations simulées ont des valeurs comparables aux observations.

Après le bloom, on retrouve la série de 5 pics de concentrations élevées, déjà observée sur la production primaire. La phase de ces pics n'est pas affectée par l'assimilation, on en déduit qu'ils sont principalement déterminés par le forçage atmosphérique. Cependant, l'assimilation augmente l'amplitude de ces pics. Cette amplification est probablement due à la disponibilité plus grande en nutriment profond dans le cas des simulations assimilées.

Dans la région TRO, les différences de concentration entre simulations assimilées et LIBRE sont importantes (du simple au double). Pour les simulations avec assimilation, les concentrations sont surestimées de novembre à mai, et sous-estimées en été. L'effet général de l'assimilation est un décalage des concentrations vers des valeurs plus élevées, mais sans modifier la trop forte

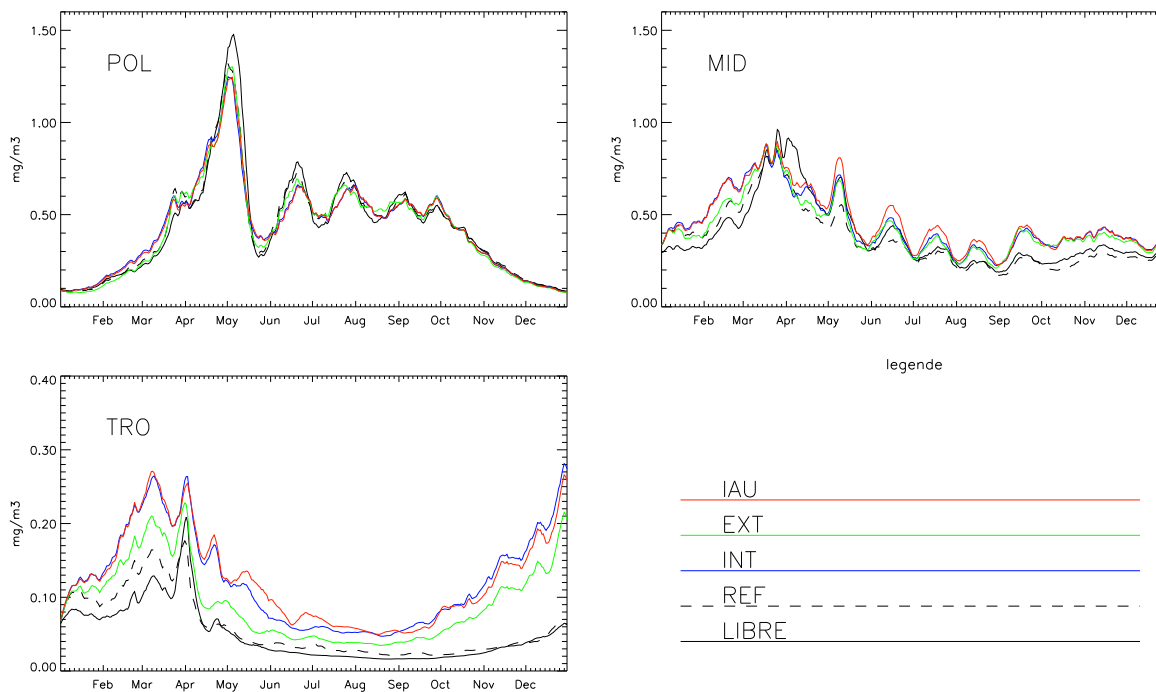


Figure 7.11: *Evolution temporelle de la concentration de chlorophylle en surface. Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$).*

amplitude du cycle annuel: si les concentrations sont plus proches des observations en été, c'est au prix d'une surestimation pendant le reste de l'année.

L'impact de l'assimilation sur la concentration en chlorophylle est donc maximal dans la région TRO, où les valeurs sont systématiquement augmentées par rapport à la simulation libre. Dans les régions MID et POL, on constate de plus une baisse de la concentration maximale lors de la floraison printanière, cohérente avec la diminution des apports hivernaux. La forme du cycle annuel est peu affectée par l'assimilation. Comparé aux observations, l'écrêtage du bloom est un progrès. En revanche, dans la région TRO, à l'échelle de l'année, la comparaison ne s'améliore pas.

7.5 Flux de carbone organique

Après avoir longtemps observé le flux montant de nutriment vers la zone euphotique, attachons nous maintenant à examiner le flux descendant de carbone hors de cette zone, qui est le principal flux d'intérêt pour le piégeage du carbone (chapitre 2). Le carbone s'échappe grâce à la sédimentation du POC, et à la diffusion et l'advection du POC et du DOC. La figure 7.12 présente une moyenne zonale de ces flux à l'échelle annuelle. A l'inverse, la boucle de reminéralisation s'oppose à l'export car elle tend à recycler le carbone à l'intérieur de la zone euphotique.

7.5.1 Augmentation de l'export

Avant d'analyser la figure 7.12, rappelons que la sédimentation du POC a lieu à une vitesse constante de $5 \text{ m}\cdot\text{jour}^{-1}$. C'est donc un processus très différent de l'advection-diffusion. En moyenne, les traceurs POC et DOC montrent une forte concentration dans la zone de production, qui décroît avec la profondeur. Comparé au nutriment, le gradient vertical de concentration est

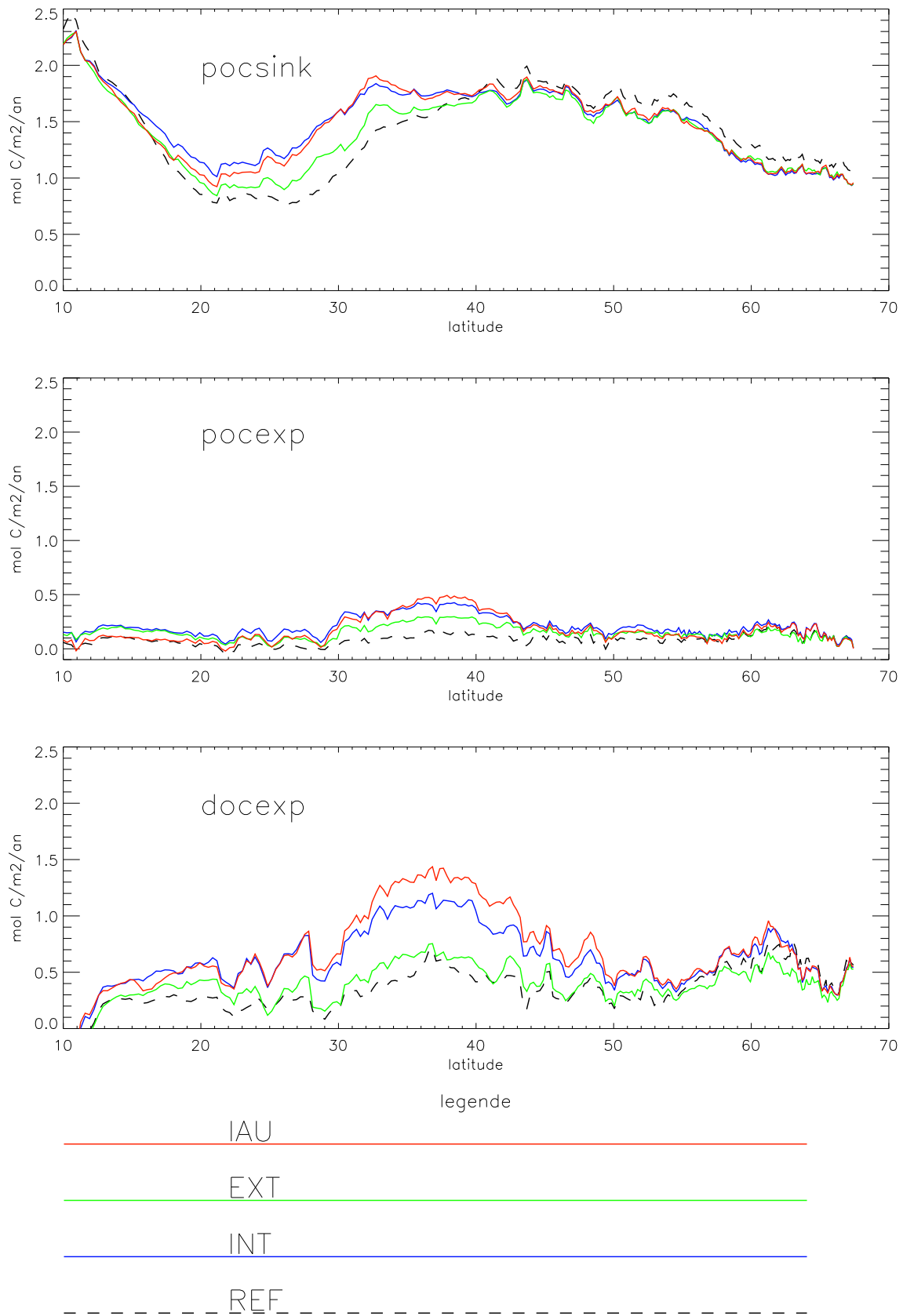


Figure 7.12: Flux d'export hors de la zone euphotique (143 m). Moyenne zonale de la sédimentation de POC (haut), de l'export par diffusion et advection de POC (milieu) et de l'export par diffusion et advection de DOC (bas) pour l'année 1998 ($\text{mol C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$)

inversé, mais les traceurs sont soumis aux mêmes perturbations. De plus, dans la zone de production, le POC est soumis à la dissociation en DOC. Aussi, plus la profondeur à laquelle le POC est produit est faible, plus sa durée de séjour dans la zone euphotique est longue, plus la quantité qui atteint la base de la zone de production est faible, et donc plus l'export de POC est faible.

La distribution zonale des trois formes d'export traduit cette différence de dynamique. La sédimentation du POC est favorisée aux latitudes entre 20°N et 40°N, qui sont caractérisées par un maximum de chlorophylle profond. En effet, dans ces zones, le POC est produit en profondeur (environ 110 m), par conséquent sa durée de séjour dans la zone de production est faible. Au Nord de 40°N, les différences entre les simulations disparaissent.

Les distributions latitudinales de l'export de POC et DOC par transport et diffusion sont similaires. Comme pour la moyenne zonale de l'apport (figure 7.5 en haut), on retrouve une augmentation nette ($\times 2, 2.5$) aux moyennes latitudes (30°N - 45°N), et une augmentation sensible entre 10°N et 30°N (+75%).

Une différence importante des simulations avec assimilation concerne la contribution du DOC à l'export total. On constate que le DOC représente maintenant une fraction de l'export importante, bien qu'inférieure à la sédimentation du POC. La simulation LIBRE (non montrée sur la figure) produisait un rapport de 1 à 5 entre DOC et POC. Ici, le rapport est de 1 à 2 pour les simulations INT et IAU, et 1 à 3 pour la simulation EXT. On constate donc que l'impact de l'augmentation de l'apport en nutriment par assimilation se traduit majoritairement par une augmentation de l'export de DOC pour les latitudes comprises entre 10°N et 50°N, mais aussi par une augmentation de la sédimentation pour les latitudes entre 15° et 35°N.

7.5.2 Rôle de la reminéralisation

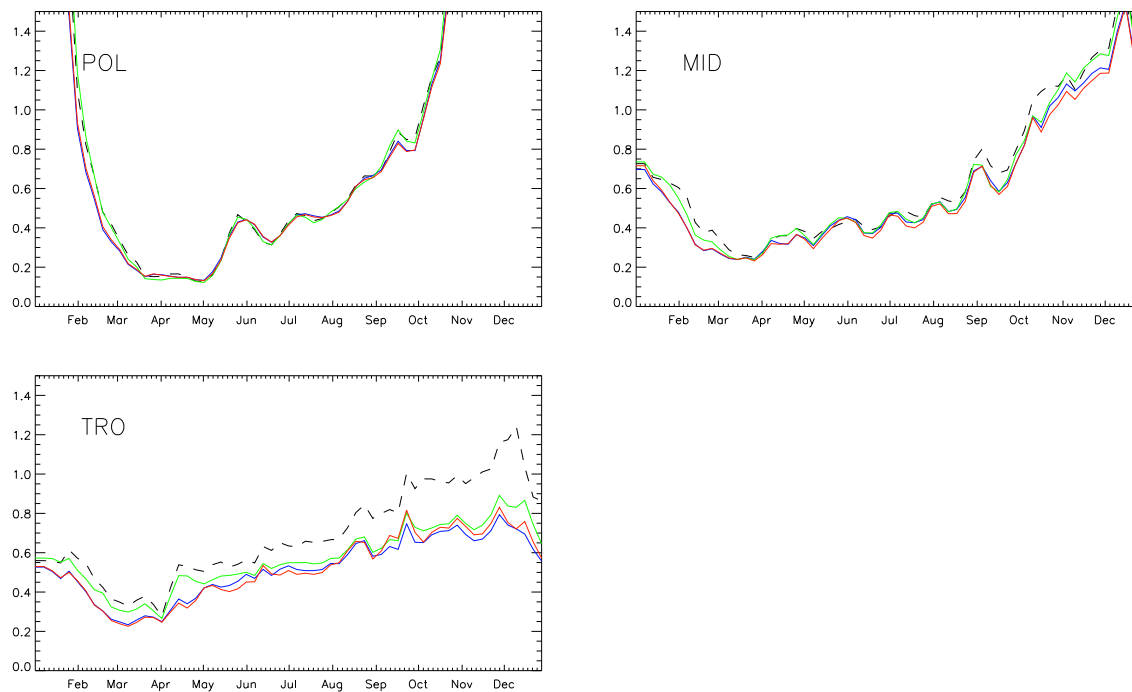


Figure 7.13: *Evolution temporelle du rapport entre le flux de reminéralisation du compartiment DOC vers le compartiment PO_4 et la production primaire (sans dimension), dans les régions POL, MID et TRO.*

S'il n'est pas exporté en profondeur, le DOC peut être reminéralisé, pour alimenter la production régénérée. On peut quantifier la contribution potentielle de la reminéralisation du DOC à la production primaire par le rapport entre le flux de reminéralisation du compartiment DOC vers le compartiment PO_4 et la production primaire (figure 7.13). Ce rapport fournit donc une approximation du rapport f . Pour chaque région, ce rapport possède un minimum en fin d'hiver, au moment des apports par convection, puis il croît pendant le reste de l'année. Dans les régions POL et MID, les cinq simulations restent groupées. Dans la région TRO, les simulations avec assimilation ont un rapport 20% inférieur à la simulation REF. Dans cette région, la reminéralisation contribue donc moins à la production lorsque les apports de nouveau nutriment sont augmentés. Ce comportement paraît évident, et pourtant il n'est quasiment pas observé dans la région MID, où les apports ont également augmenté. Cela montre que dans la région TRO, il existe un découplage entre production et reminéralisation, à mettre en relation avec l'export intense par sédimentation du POC. Il y a donc une évolution du régime de production de la région TRO vers un régime plus mésotrophe proche de la région MID, qui exporte plus de carbone particulaire.

7.6 Bilan: bénéfiques et limites de l'impact de l'assimilation sur l'écosystème

Dans ce chapitre, nous avons examiné les différents flux au sein de la chaîne trophique. La répartition entre les différents flux rapportés à la production primaire varie peu entre les régions et les simulations. Cette propriété découle de la conservation de la matière, et de la formulation du modèle P3ZD. Par conséquent, l'étude de la production primaire illustre le comportement général du modèle.

Pour comprendre les relations entre notre diagnostic d'apport en nutriment dans la zone euphotique et la production primaire, il apparaît primordial de considérer les variations dans l'espace et dans le temps des diverses limitations (lumière, mélange, température et nutriment) qui s'exercent sur la croissance phytoplanctonique. Ainsi, dans la région POL, la lumière et le mélange sont les facteurs limitants prépondérants. Dans la région MID, le mélange vertical et le nutriment agissent successivement pour limiter la croissance, tandis que dans la région TRO, le nutriment est quasiment le seul limitant tout au long de l'année. On retrouve les régimes décrits par Longhurst (1995). L'action de ces facteurs limitants explique les réponses variables de la production primaire à l'augmentation de l'apport en nutriment. Rapporté à cette augmentation, les latitudes moyennes (30-40°N) montrent une augmentation de la production inférieure à celle observée aux latitudes 20°-30°N. Aux latitudes élevées (> 50°N), la production n'évolue pas avec l'assimilation.

Le gyre subtropical est, en terme de réponse de l'écosystème, la région la plus touchée par les modifications induites par l'assimilation. La production et la concentration en chlorophylle sont multipliées respectivement par 5 et 3 environ, tout au long de l'année. Cette modification est liée à l'accroissement de l'apport vertical mais aussi horizontal de nutriment, par le biais des recirculations du courant de bord Ouest à la frontière Nord du gyre, et à la limitation de la croissance par le nutriment en toute saison.

En moyenne annuelle, si l'on compare la distribution de la production primaire simulée aux estimations issues d'observations, on constate un meilleur accord dans la zone du Gulf Stream, et dans le gyre subtropical. Les valeurs simulées sont renforcées dans une zone qui entoure la position du Gulf Stream (Berline et al. 2005). Du point de vue de la distribution de la production primaire, la simulation EXT est celle qui est la plus réaliste. Dans le gyre subtropical, la production s'est élevée à des niveaux réalistes, en particulier le long des frontières, mais reste

sous-estimée d'un facteur 2 à 5 lorsque l'on s'approche du centre du gyre. Malheureusement, si la valeur annuelle est améliorée, le cycle annuel de production reste mal simulé comparé aux observations. Le principal défaut du modèle, qui est la surestimation de l'amplitude du cycle annuel, demeure non corrigé. Ce défaut est dû pour partie à une couche de mélange trop profonde au Sud Ouest du Gulf Stream, et à l'incapacité du modèle P3ZD à soutenir une production suffisante dans un environnement oligotrophe.

Revenons au problème du "désert" du gyre subtropical évoqué au chapitre 2 (Oschlies 2002c). Une hypothèse pour expliquer la sous-estimation de la production est l'absence de représentation des processus à petite échelle dans les simulations à basse résolution. Ces processus seraient capables de fournir l'apport en nutriment nécessaire pour soutenir la production observée. Dans la présente étude, l'apport en nutriment dans le gyre subtropical a été multiplié par 5 en moyenne, sous l'effet de la variabilité induite par l'assimilation. Malgré cela, la production primaire au centre du gyre reste sous-estimée. On en conclut que l'apport en nutriment ne peut, à lui seul, expliquer la sous-estimation de la production primaire. Cette conclusion rejoint celle d'Oschlies et Garçon (1998) et Oschlies (2002a). De plus, notre étude montre que la prise en compte d'un compartiment de carbone organique dissous (absent pour Oschlies (2002a)) ne résoud pas le problème. Il faut donc chercher l'origine de ce problème, commun à de nombreux modèles de ce type, dans la formulation du modèle (voir le chapitre 2).

En moyenne, dans les trois régions définies, la date du bloom printanier et les principaux épisodes de production sont peu affectés par l'assimilation. La phase de ces événements reste déterminée par le forçage atmosphérique. Pour expliquer cela, il faut rappeler le rôle du rappel en température et salinité dans la simulation libre, qui limite la dérive des propriétés de surface par rapport aux observations. Par contre, la concentration maximale en chlorophylle lors du bloom est réduite dans les régions TRO et MID, en réponse à la baisse d'apport par mélange vertical au cours de l'hiver, ce qui est un progrès. La question de la réponse de l'écosystème à la variabilité plus réaliste de la circulation n'a pas été creusée suffisamment pour que des conclusions fermes puissent être tirées. Toutefois, la variabilité (temporelle et spatiale) de la production simulée semble peu modifiée par l'assimilation.

L'export de carbone se comporte de manière hétérogène vis-à-vis de l'augmentation de l'apport de nutriment. L'accroissement de l'apport se traduit par une augmentation de l'export de DOC aux moyennes latitudes 30-45°N (+ 50-200%) et une augmentation de la sédimentation de POC aux latitudes 20-40°N (+ 20-50%). La contribution du DOC à l'export total est doublée pour les simulations IAU et INT comparé à la simulation REF. Cette différenciation entre POC et DOC est essentiellement liée à la profondeur de production du POC, qui favorise l'export dans le gyre subtropical.

Enfin, dans la perspective de simulations pluriannuelles, l'augmentation de la concentration du nutriment en profondeur (figure 7.14) est problématique, notamment dans les régions MID et TRO. Dans l'état actuel de la méthode d'assimilation, il serait préférable d'effectuer un rappel du nutriment vers la climatologie en dessous d'une certaine profondeur.

Notre choix d'une analyse à grande échelle a été motivé par le fait que la réponse du modèle biogéochimique à la méso-échelle semble difficilement identifiable, en partie à cause de la résolution du modèle. Cette analyse montre une réponse du modèle à la circulation modifiée relativement simple. Cette simplicité est cohérente avec la simplicité de sa formulation, très dépendante de l'apport du seul nutriment, et illustre ainsi les limitations de ce type de modèle, à cette résolution. Seules les latitudes moyennes ont pu être améliorées. Les hautes latitudes, et les latitudes subtropicales sont toujours mal représentées (et le seraient également, quand bien même l'apport en nutriment dans la région subtropicale serait réaliste). Pour corriger ces défauts, l'assimilation de la couleur de l'eau pour optimiser les paramètres du modèle, et la complexification du modèle, semble deux solutions intéressantes.

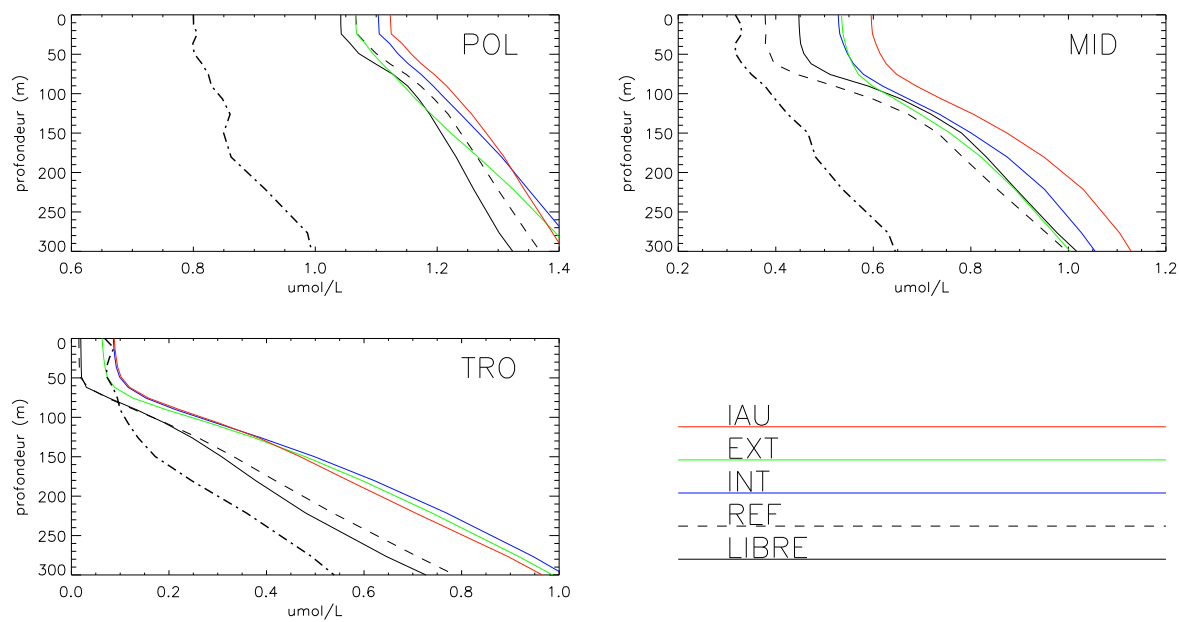


Figure 7.14: Profil vertical de concentration en phosphate (mol.l^{-1}) au 31/12/1998 pour les cinq simulations, et la climatologie (trait tireté-pointillé).

Conclusions et perspectives

L'objectif de ce travail était d'explorer la faisabilité, la spécificité et le bénéfice de l'assimilation séquentielle de données physiques dans un modèle couplé physique-biogéochimie. Plus explicitement, ce travail examine comment l'observation de la SSH et de la SST peut permettre d'améliorer la représentation des processus physiques importants (propriétés de la couche de mélange, courants de surface, fronts, tourbillons) dans un modèle couplé physique-biogéochimie. Partant de cet objectif, les étapes de ce travail ont été les suivantes:

- tout d'abord, la question a été d'examiner la capacité des techniques actuelles à représenter les processus clefs du couplage. Conjointement, on a identifié les métriques adaptées pour quantifier la qualité du couplage entre physique et biologie dans les couches superficielles,
- ensuite, il a fallu apporter des améliorations à la méthode d'assimilation originale pour la rendre compatible avec une représentation réaliste de ces processus,
- enfin, avec le diagnostic des nouveaux schémas d'assimilation, mon rôle a été de déterminer la réponse de l'écosystème à la modification de son forçage par la circulation.

Les réponses à ces questions constituent les principaux résultats de ce travail, résumés ci-après.

Des diagnostics de la qualité du couplage

Pour répondre à la première question, on a diagnostiqué les résultats d'une simulation couplée libre, et évalué les performances et les défauts du modèle couplé. Certaines de ces déficiences sont liées au modèle biogéochimique, d'autres sont attribuables au modèle de circulation. Seules les secondes pourront donc être corrigées par l'assimilation.

A l'issue de cette simulation, il est apparu que l'apport en nutriment dans la zone euphotique était le diagnostic pertinent pour permettre de quantifier les processus de couplage entre la circulation et le modèle d'écosystème. Ce flux mesure le forçage qu'exerce le modèle de circulation sur le modèle de biogéochimie. On retrouve ici la supériorité de la connaissance des flux sur celle des stocks (concentrations). Le calcul du flux a été implémenté en différenciant ses termes, selon la source advective ou diffusive du flux de nutriment. De plus, le calcul a été régionalisé, pour tenir compte de la forte variabilité spatiale du flux et des variations de ses mécanismes dominants.

L'analyse des résultats du modèle couplé avec la méthode d'assimilation originale a mis en évidence des apports de nutriment très perturbés, générés par l'ajustement du modèle physique après l'étape d'analyse. Parmi les processus clefs du couplage hydrodynamique-biogéochimie (mélange vertical, diffusion diapycnale, transport horizontal et vertical), il apparaît que le mélange vertical et l'advection verticale sont mal représentés par le schéma original.

L'ajustement du modèle se manifeste par un mélange vertical très fort dans des zones ponctuelles et par la génération d'ondes inertielles dans les zones de forte correction, conduisant à des vitesses verticales de très forte amplitude. Ces artefacts proviennent du non-respect par la méthode d'assimilation des contraintes inhérentes à l'état physique. Les contraintes potentiellement violées sont:

- l'équilibre hydrostatique,
- l'équilibre dynamique (défini par exemple comme la cohérence horizontale du champ de densité),
- la continuité temporelle de la solution.

Ce problème de violation des contraintes de la dynamique est commun à de nombreuses méthodes d'assimilation, à des degrés divers. Pour illustrer ce point, nous avons montré comment l'hypothèse de distribution d'erreur gaussienne pouvait mener à des instabilités hydrostatiques, et des concentrations négatives, puis avons donné un aperçu des solutions proposées dans différentes études pour imposer ces contraintes dynamiques.

Dans le contexte de modèles de circulation non couplés, le non-respect des contraintes est en général négligé, dans la mesure où les résultats physiques et surtout l'accord avec les données assimilées ne sont pas significativement altérés. Dans le contexte d'un modèle couplé, le diagnostic d'apport en nutriment montre que l'on ne peut absolument pas négliger le respect des contraintes. En effet, à la différence des traceurs actifs T et S, les traceurs du modèle biogéochimique possèdent une extrême sensibilité aux échanges verticaux advectifs et diffusifs. Cette sensibilité est liée d'une part au fort gradient vertical de nutriment et du flux solaire qui domine le système, et d'autre part à la formulation très non-linéaire des termes de consommation du nutriment. Ce résultat corrobore les études qui soulignent la forte dépendance de la réponse biogéochimique au schéma numérique d'advection des nutriments, par exemple.

Trois nouveaux schémas pour imposer les contraintes

Après cette première partie consacrée à un état des lieux, l'apport principal de ce travail a consisté à faire évoluer la méthode d'assimilation pour prendre en compte les trois contraintes mentionnées. La première contrainte est la stabilité hydrostatique, indispensable dans un environnement dominé par un fort gradient vertical de nutriment. La seconde contrainte est l'équilibre dynamique, qui est lui-même lié à la troisième contrainte de continuité temporelle. La contrainte de stabilité dynamique fait intervenir des relations complexes entre les variables d'états.

On a ainsi proposé et implémenté deux algorithmes pour prendre en compte la contrainte de stabilité hydrostatique lors de l'analyse. Le premier (i) est un algorithme a posteriori, où l'on corrige l'état analysé produit par une analyse sans contrainte. Il est basé sur l'idée d'une conservation du gradient de densité au cours de l'analyse. Le second (ii) est un algorithme a priori, ce qui signifie que l'on modifie la structure de l'analyse. Il sépare la correction de la couche de mélange et celle de l'océan profond. Lors de la correction de l'océan profond, on fait l'hypothèse d'une conservation des masses d'eau. Cet algorithme limite le nombre de degrés de liberté du profil de densité à un seul mode vertical. Il permet ainsi de contrôler explicitement la stratification de la colonne, et la stabilité hydrostatique en particulier.

En troisième lieu (iii), la contrainte d'équilibre dynamique a été imposée par l'introduction d'une correction continue en remplacement de l'algorithme de correction intermittente de la solution (i). Cette méthode permet de supprimer le choc lié au redémarrage d'un état déséquilibré. De plus, la continuité de la trajectoire physique est un atout important pour le couplage avec les traceurs biogéochimiques, car elle supprime les décalages entre les champs physiques et biogéochimiques à l'instant d'analyse. Enfin, elle agit comme un algorithme de lissage, en utilisant de l'information future pour corriger l'état aux instants passés.

Parallèlement à ces algorithmes, nous avons analysé la sensibilité à la spécification des erreurs dans le schéma d'assimilation. La construction de l'erreur d'observation, ainsi que la sélection des états modèles utilisés pour représenter les covariances des erreurs de prévision ont un impact sensible sur la solution. Cette analyse montre qu'il y a un compromis à trouver entre l'accord aux observations assimilées lors de l'étape d'analyse, et le réalisme physique de la simulation couplée lors de l'étape de prévision.

Ensuite, les 3 nouveaux schémas ont été évalués au travers d'expériences couplées annuelles.

Ces nouveaux schémas montrent une très nette amélioration de la représentation des processus clefs du couplage.

Cependant, les résultats diffèrent selon le type de contrainte et le type d'algorithme. Tout d'abord, on constate pour les trois méthodes que les performances sont satisfaisantes sur le plan de l'écart aux observations assimilées et de la variabilité, bien que légèrement inférieures à celles du schéma original.

En moyenne sur le domaine, la contrainte de stabilité hydrostatique est bien respectée. Comparé à la méthode d'assimilation originale qui donnait des résultats totalement irréalistes, le flux diffusif de nutriment simulé est maintenant contrôlé. Un résultat important est l'amélioration par rapport à la simulation libre de la simulation de la profondeur de couche de mélange (maximum annuel) dans de nombreuses régions. A l'aune du flux diffusif, la méthode (ii) donne les meilleurs résultats. Cependant, dans certaines régions perdurent des profondeurs surestimées (Nord Ouest du gyre subtropical).

Concernant la limitation des ondes inertielles, la méthode (iii) se montre efficace. Malgré cet effet positif, l'apport advectif de nutriment reste surestimé, particulièrement dans les régions à la dynamique très active. Ce paradoxe montre qu'en plus des flux de nutriment associés aux ondes inertielles, il existe d'autres flux liés à la variabilité plus basse fréquence des vitesses. Les deux méthodes intermittentes présentent des ondes inertielles. Cependant, des deux méthodes, la méthode (ii) est celle qui donne les flux les moins perturbés. On peut attribuer cette qualité à l'équilibre géostrophique implicite dans la formulation de (ii).

Sur le domaine Atlantique Nord, l'impact de l'assimilation sur le flux de nutriment est maximal aux moyennes latitudes et dans le gyre subtropical, tandis que les latitudes élevées sont peu modifiées par l'assimilation. L'apport advectif est très nettement renforcé dans la zone de forte activité méso-échelle associée au Gulf Stream, pour laquelle les écarts entre modèle et observations et les corrections lors de l'analyse sont les plus vigoureux. L'apport advectif est également nettement relevé dans le gyre subtropical, par un flux à la fois latéral et vertical. L'augmentation de l'apport advectif est essentiellement liée à la plus forte variabilité des vitesses à toutes les échelles de temps, et non à leur valeur moyenne. La comparaison à des observations et à d'autres simulations indique que l'apport est surestimé dans le gyre subtropical.

Une première évaluation de l'impact sur l'écosystème

La dernière étape de ce travail a consisté à diagnostiquer l'impact sur l'écosystème, forcé par la circulation et le flux de nutriment. Cette analyse a montré l'importance du flux de production primaire, qui, par conservation de la matière au sein du réseau trophique, conditionne les autres flux. De plus, selon la saison et la région, les facteurs limitants de la production changent. Ainsi, seules les régions MID et TRO sont sensibles à l'augmentation de l'apport de nutriment, et chacune montre un comportement dissemblable. La région TRO est constamment limitée en nutriment, par conséquent sa production répond fortement à l'augmentation du flux. A l'inverse, la région MID a une réponse plus modérée à l'accroissement de l'apport en nutriment.

L'export de carbone répond lui aussi de manière différenciée suivant la région. Aux moyennes latitudes, l'accroissement de l'apport en nutriment entraîne une intensification de l'export sous forme de DOC, tandis que dans les tropiques, c'est l'export par sédimentation du POC qui se voit renforcé.

Comparée aux estimations par satellite et *in situ*, la production primaire annuelle simulée est améliorée par l'assimilation, notamment dans la zone du Gulf Stream, et dans le gyre subtropical. Nonobstant ce bénéfice, lorsqu'on analyse le cycle annuel de la chlorophylle dans le gyre subtropical, on constate que son amplitude est nettement exagérée comparée aux observations

(concentrations trop fortes en hiver, trop faibles en été). Cette surestimation, déjà présente dans la simulation libre, est renforcée par l'assimilation au travers de l'apport en nutriment. Par conséquent, cette amélioration par rapport aux observations en moyenne annuelle n'est pas accompagnée d'une amélioration du cycle annuel. Pour corriger le cycle annuel, il faut remettre en cause la simplicité du modèle biogéochimique, qui néglige certains processus cruciaux à l'origine de la production dans cette région.

Le cycle de la chlorophylle de surface a été comparé aux observations. A l'échelle d'une région, l'assimilation affecte l'amplitude du cycle annuel, mais pas sa phase. Le principal progrès apporté par l'assimilation est une limitation des concentrations de surface lors de la floraison. A l'inverse, la date de floraison n'est pas modifiée. Le forçage atmosphérique, auquel s'ajoute le rappel en température et en sel, restent les déterminants prépondérants de la floraison printanière.

D'un point de vue plus général, on a mis en évidence les défauts dus à la simplicité du modèle biogéochimique, notamment dans le gyre subtropical et aux latitudes élevées. Dans ce modèle, le flux d'apport en nutriment est directement connecté avec la chlorophylle. En réalité, cette connexion est nettement plus complexe car elle fait intervenir plusieurs nutriments, consommés par plusieurs phytoplanctons. Dans le souci d'une simulation réaliste, il faut donc dissocier le problème des flux de nutriment du problème de la représentation de la chlorophylle.

Difficultés et perspectives

Les simulations annuelles ont montré les progrès importants fait par la méthode, quant au réalisme des flux de nutriment, et quant à la simulation de l'écosystème qui en découle. La partie diffusive du flux a de plus été améliorée par rapport à la simulation libre. La tendance du modèle libre à la surestimation de la MLD persiste dans certaines régions. Le principal problème demeure le flux de nutriment mal maîtrisé, lié à l'advection.

Sur certains aspects, nos résultats présentent une bonne marge de progression. Un premier domaine est l'optimisation de la spécification des erreurs. On a montré la sensibilité du système à cet égard. Rappelons que les expériences menées avec des observations idéales ont prouvé la capacité de la méthode continue (iii) à corriger le flux advectif, tout en le maintenant à des valeurs réalistes. Si on améliore l'estimation de l'erreur de représentativité, on peut espérer retrouver ces bonnes propriétés de l'analyse, et simuler des flux nettement plus réalistes. Ce résultat doit être confirmé par une expérience de plus grande ampleur. Le travail sur la matrice de covariance des erreurs d'ébauche est également un domaine de progrès potentiel. Pour échantillonner la variabilité, une nouvelle stratégie consisterait à utiliser des états issus d'une simulation non biaisée, ou issus d'une précédente simulation assimilée. Des travaux ont montré le bénéfice de telles approches.

Un second domaine de progression est relié à l'observation de la subsurface. En effet, les deux méthodes (i) et (iii) souffrent du manque d'information sur la structure verticale des erreurs. L'ajout de profils T/S issus des XBT et des profileurs Argo au système d'observation devrait, en principe, améliorer la capacité de la méthode à contrôler la couche de mélange. Toutefois, la compatibilité entre données de surface et données en profondeur peut compliquer le problème.

A plus long terme, d'autres difficultés plus fondamentales doivent être surmontées. Une des difficultés est la combinaison dynamiquement valide des deux types de données très différentes mais complémentaires que sont la SSH et la SST. Les corrélations multivariées définies par les EOF peuvent ne pas être robustes, et pas représentatives de certaines situations. La méthode (ii) pallie partiellement à cette insuffisance en postulant la conservation des masses d'eau, mais reste limitée par le manque d'information sur la position de la base de la couche de mélange, et par ses hypothèses sur la conservation des masses d'eau profondes.

Pour aborder ce problème, l'approche de correction continue représente également une voie prometteuse. En effet, l'avantage de (iii) est la possibilité de contrôler le système non seulement par la correction de l'état du système, mais aussi par tout ce qui conditionne son évolution temporelle, c'est à dire les forçages (flux de surface et aux frontières) et les paramètres du modèle. Bien entendu, cela suppose que l'on puisse estimer ces valeurs à l'aide du filtre SEEK, c'est à dire définir des corrélations linéaires multivariées robustes entre ces paramètres et le reste du vecteur d'état. Dans le cas particulier des forçages de surface, cette méthodologie est examinée actuellement (Skachko et al. 2005).

L'autre difficulté de taille est la stabilité dynamique: tout d'abord, insistons sur la complexité intrinsèque du contrôle des flux dans le contexte de l'assimilation séquentielle. Le flux est une valeur intégrale qui dépend de la trajectoire du modèle. On cherche donc à maîtriser la trajectoire du modèle, par la correction de l'état instantané du modèle aux instants d'analyse. Or, on sait que le modèle après correction tend naturellement à revenir vers son état initial avant correction, d'autant plus vite que l'état analysé n'est pas équilibré. Le flux simulé est donc le résultat d'un processus itératif de dérive du modèle à partir d'états imparfaitement équilibrés dynamiquement. Là encore, la correction continue est attractive, car on corrige le modèle à chaque pas de temps. On peut ainsi espérer imposer une trajectoire correcte. Encore faut-il que l'incrément calculé soit dynamiquement équilibré. On retombe alors sur le problème initial de l'équilibre dynamique de la correction.

On peut imaginer aborder la stabilité dynamique sous l'angle d'une correction a posteriori, c'est à dire par une initialisation. Il apparaît alors qu'à la différence de la contrainte de stabilité hydrostatique, qui revient à modifier le gradient vertical de densité pour chaque colonne d'eau, la contrainte de stabilité dynamique fait intervenir la dimension horizontale, par exemple sous la forme d'un gradient horizontal de densité. Dès lors, on se trouve dans un plan et par conséquent la correction est plus complexe à appliquer. Cette voie s'apparente à la mise en place d'une minimisation variationnelle, lourde techniquement.

Une voie supplémentaire à explorer est l'extension du vecteur d'état aux traceurs biogéochimiques, nutriment notamment. En effet, des études ont montré une bonne corrélation entre les nutriments et la densité sous la couche de mélange. Par ailleurs, la sensibilité de l'écosystème à l'estimation de la concentration hivernale en nutriment (le "préconditionnement" du bloom) illustre le gain potentiel de l'estimation du nutriment. Cette étape établirait la transition vers l'objectif ultime d'assimilation couplée de données physiques et biogéochimiques.

Les résultats de ce travail pourront être repris dans le cadre du WP7 de MERSEA, dans une nouvelle configuration du modèle physique et avec un nouveau modèle biologique.

Parlons maintenant des perspectives au sens large de ce travail. Tout d'abord, on peut revenir sur le choix du modèle biogéochimique. Ce choix dépend des objectifs de modélisation: un modèle simple comme P3ZD est adapté à l'étude des processus de couplage entre hydrodynamique et biogéochimie. Il est, à mon avis, suffisant pour mettre en évidence les modifications de la circulation par l'assimilation. En revanche, sa formulation néglige des processus importants. Aussi, il sera toujours inadapté pour représenter le cycle production-export-reminéralisation d'une manière réaliste, à l'échelle d'un bassin. Le choix dépend des buts poursuivis. Ensuite, Ce travail a mis le doigt sur les incertitudes qui règnent en matière de flux de nutriments au sens large, dans les observations comme dans les modèles. Du point de vue de la biogéochimie, la mesure des flux est primordiale. On peut alors s'interroger sur l'opportunité du développement de modèles de biogéochimie très sophistiqués, si les incertitudes sur les flux, qui sont à la base de la chaîne trophique, sont aussi fortes. D'où l'intérêt d'un effort d'observation, et de mise en valeur des données existantes pour l'estimation des flux, et de l'importance de valider les modèles dans des régions où l'on dispose de l'ensemble des données.

Par ailleurs, la mise en œuvre de modèles biogéochimiques dans un contexte opérationnel suscite quelques remarques. Tout d'abord, c'est une occasion sans précédent de tester des paramétrisations biogéochimiques dans des configurations physiques très réalistes, à l'échelle globale. Néanmoins, on a montré la forte sensibilité de la biogéochimie à des processus mal maîtrisés par les systèmes opérationnels. Ce problème nécessite, d'une part, un investissement technique important pour pouvoir valoriser réellement les résultats, et d'autre part le développement d'une expertise qui n'existe pas encore vraiment au sein de ces organisations. Enfin, cette confrontation à des problèmes nouveaux permet de faire évoluer et d'améliorer les méthodes d'assimilation.

Annexes

Annexe A

Le modèle complet P3ZD

La formulation de P3ZD est proche de celle d'HAMOCC3, mais la production exportée est différenciée en deux compartiments Phyto- et Zooplancton, et les silicates ne sont pas limitantes pour la production primaire.

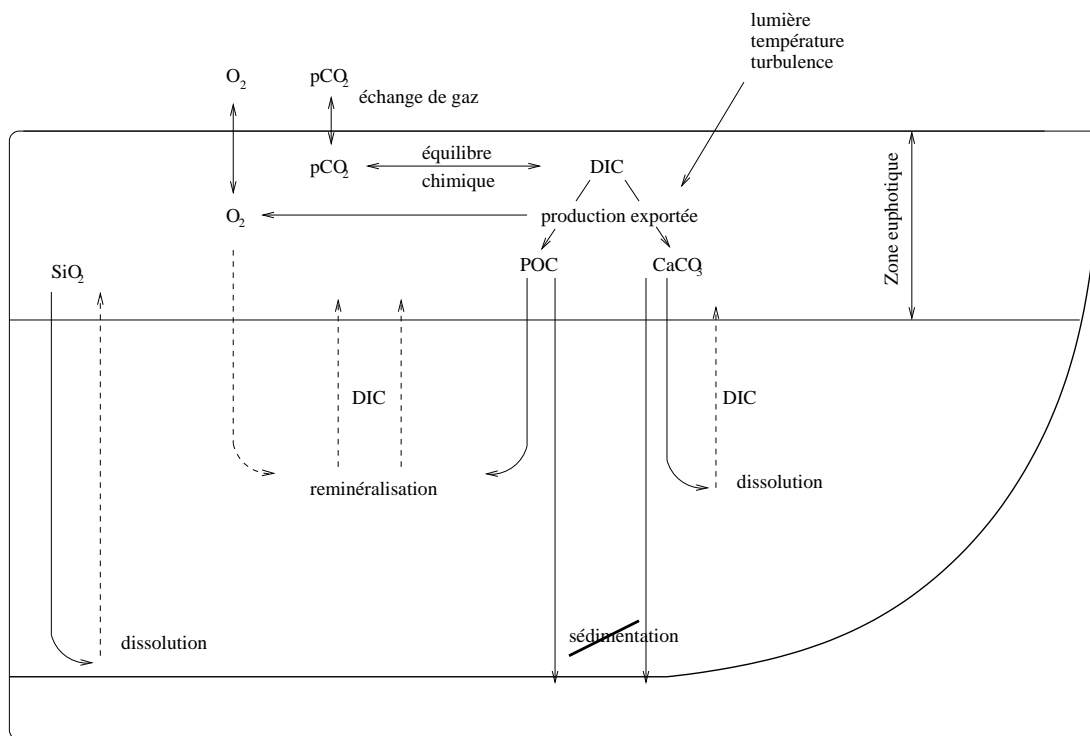


Figure A.1: Schéma des processus représentés dans le modèle HAMOCC3, d'après Aumont (1998).

A.1 Processus représentés dans P3ZD

A la surface, l'océan échange O_2 et CO_2 avec l'atmosphère. La pompe biologique du carbone est séparée en deux composantes : la pompe organique (photosynthétique) et la contre-pompe des carbonates. Le rapport entre ces deux composantes, le "rain ratio" est fixé. L'intensité de la pompe biologique est une fonction d'un nutriment limitant, le phosphate. La matière organique (POC) et la calcite sont exportées sous la zone de production. La reminéralisation de cette

matière consomme de l'oxygène. La calcite se dissous selon le degré de saturation du milieu.

A.1.1 Echange de gaz en surface

Le flux de CO_2 à l'interface est proportionnel à la différence de pression partielle entre atmosphère et océan.

$$F_{CO_2} = k\alpha(pCO_{2a} - pCO_{2o}) \quad (A.1)$$

$$\text{avec } k = (b(T) + d(var + u^2)) (Sc(T)/660)^{-1/2} \quad (A.2)$$

Avec k (ms^{-1}) la vitesse de piston du CO_2 , α ($mol\ m^{-3}ppm^{-1}$) la solubilité du CO_2 dans l'eau de mer et pCO_2 en ppmv. La vitesse de piston k est fonction de la variance var de la vitesse du vent et de son carré u^2 . $Sc(T)$ est le nombre de Schmidt et $b(T)$ est un terme d'accentuation chimique. La pression partielle atmosphérique du CO_2 est fixé à $280\ \mu atm$. La pression partielle dans l'eau de mer est calculée à partir des concentrations locales de l'alcalinité totale, du DIC, et de T, S.

L'échange d'oxygène suit une équation semblable à l'équation A.1

A.1.2 Production de calcite et silicate

La production de calcite (squelettes calcaires) et de silice (squelettes siliceux) biogénique est liée à la production exportée PE . Cette production exportée est égale ici au POC libéré à la profondeur Z_P .

$$PE = \left(\sigma(G_P + G_{POC})Z + (1 - \epsilon)m_Z \frac{Z}{Z_0 + Z} Z + mp \frac{P}{P_0 + P} + w_P P^2 \right) e^{(z-132)/132} \quad (A.3)$$

A la profondeur z , la production vaut

$$Pr\ CaCO_3 = \frac{CaCO_3}{C} \frac{P + Z}{\int_0^{Z_P} (P + Z) dz + K} PE \quad (A.4)$$

$$\frac{CaCO_3}{C} = \left(\frac{CaCO_3}{C} \right)_{max} \frac{e^{0.1(T-10)}}{1 + e^{0.1(T-10)}} \quad (A.5)$$

$$Pr\ Si = \left(\frac{Si}{C} \right) \left(\sigma(G_P + G_{POC}) + mp \frac{P}{P_0 + P} + w_P P^2 \right) \frac{Si}{K_{Si}^1 + Si} \quad (A.6)$$

$$\frac{Si}{C} = \left(\frac{Si}{C} \right)_{max} \frac{Si}{K_{Si}^2 + Si} \frac{1}{1 + e^{0.1(T-10)}} \quad (A.7)$$

Avec $\frac{Si}{C}_{max} = 0.45$ et $\frac{CaCO_3}{C}_{max} = 0.2$, $K = 10^{-15}$, $K_{Si}^1 = 2$ et $K_{Si}^2 = 4$.

A.1.3 Processus de l'océan intérieur

La dissolution de la calcite dépend de sa concentration dans le milieu. Le taux de dissolution est inversement proportionnel à la concentration de calcite.

$$\tau_{CaCO_3} = 0.5 \left(1 - \frac{\Delta CO_3^{2-}}{CO_{30} + |\Delta CO_3^{2-}|} \right) \quad (A.8)$$

$$\Delta CO_3^{2-} = CO_3^{2-} - \frac{k_{CaCO_3}}{[Ca^{2+}]} \quad (A.9)$$

La dissolution de la silice est gouvernée par son profil d'export, car l'océan est partout sous-saturé en silice.

Annexe B

Redémarrage dans le cas assimilé

B.1 Motivation

Dans OPA, le redémarrage se fait selon un schéma temporel *leap-frog* (B.1), qui nécessite la connaissance de l'état du système à deux pas de temps, le *before* ($t - \Delta t$) et le *now* (t), et la tendance à l'instant t . Or l'analyse statistique ne permet pas d'estimer correctement la tendance, et le coût numérique d'une analyse supplémentaire n'est pas négligeable. Aussi, on a choisi de redémarrer avec un schéma temporel d'Euler (B.2) après une étape d'analyse, qui ne nécessite qu'un pas de temps.

$$u^{t+\Delta t} = u^{t-\Delta t} + 2 \Delta t \text{ RHS}^t \quad (\text{B.1})$$

$$u^{t+\Delta t} = u^t + \Delta t \text{ RHS}^t \quad (\text{B.2})$$

B.2 Implémentation

Le fichier restart qui permet de redémarrer contient les champs énoncés dans le tableau B.1. Pour supprimer le risque de vitesses potentiellement divergentes, on procède comme suit : une fonction de courant barotrope ψ^c est recalculée à partir des vitesses analysées, avec la contrainte de non-divergence. Les vitesses barotropes non divergentes par construction sont alors diagnostiquées à partir de ψ^c , et réinjectées dans les vitesses globales en remplacement de la composante barotrope initiale.

Le tableau B.1 récapitule les variables du modèle nécessaires au redémarrage dans le cas d'un redémarrage normal (A, leap-frog) et d'un redémarrage Euler (C).

| before | now |
|-------------------------------|-------------------------------|
| U_b | U_n |
| V_b | V_n |
| T_b | T_n |
| S_b | S_n |
| ψ_b | ψ_n |
| $(\nabla \times \vec{u})_b$ | $\partial\psi/\partial t$ |
| $(\nabla \cdot \vec{u})_b$ | |
| $(\partial\psi/\partial t)_b$ | $(\partial\psi/\partial t)_n$ |

A

| état analysé |
|--------------|
| U^a |
| V^a |
| T^a |
| S^a |
| ψ^a |
| - |
| - |
| - |

B

| état corrigé |
|--------------|
| U^c |
| V^c |
| T^c |
| S^c |
| ψ^c |
| - |
| - |
| - |

C

Tableau B.1: Variables d'état contenues dans un fichier restart pour un redémarrage leap-frog (A), fournies par l'analyse (B), et contenues dans un fichier restart pour un redémarrage Euler (C)

Annexe C

Méthode d'extrapolation verticale physique

C.1 Correction de T et S dans la couche de mélange

C.1.1 Hypothèses

Au cours de cette étape, on considère que les corrélations verticales des erreurs sont parfaites dans la couche de mélange. Sa profondeur est déterminée comme le niveau pour lequel le gradient de densité est maximum (figure C.1).

Lorsque la correction est une stratification ou une destabilisation faible, on considère que la profondeur reste constante au cours de la correction. A l'inverse, une destratification forte conduit à approfondir la couche de mélange, jusqu'à retrouver la densité de surface, et dans la limite de 200m.

C.1.2 Algorithme

En pratique, on sépare deux cas de figure pour la correction : l'approfondissement de la couche de mélange, et la stratification ou faible destratification, sans approfondissement. Pour déterminer dans quelle situation on se trouve, on compare la densité du premier niveau calculée avec les champs analysés $\rho^a(1)$, et la densité du dernier niveau de la couche de mélange $\rho^f(jkml d - 1)$ calculée avec les champs forecast. Les deux cas sont schématisés sur la figure 2.

Si $\rho^a(1) > \rho^f(jkml d - 1)$ (destabilisation forte)
trouve niveau k_{ml} tq $\rho^f(k_{ml}) \leq \rho^a(1) \leq \rho^f(k_{ml} + 1)$ et $z(k_{ml}) - Z_{ml} < 200m$
Pour tous les niveaux $jk < k_{ml}$
 $T = T(k_{ml})$
 $S = S(k_{ml})$
Fin boucle niveaux

Si $\rho^f(1) > \rho^a(1) > \rho^f(jkml d - 1)$ (destabilisation faible)
Pour tous les niveaux $jk < jkml d$
 $T = T^a(1)$
 $S = S^a(1)$
Fin boucle niveaux

Si $\rho^a(1) < \rho^f(jkml d - 1)$ (stratification)
Pour tous les niveaux $jk < jkml d$
 $T = T^f + (T^f(1) - T^a(1))$
 $S = S^f + (T^f(1) - T^a(1))$
Fin boucle niveaux

Fin Si

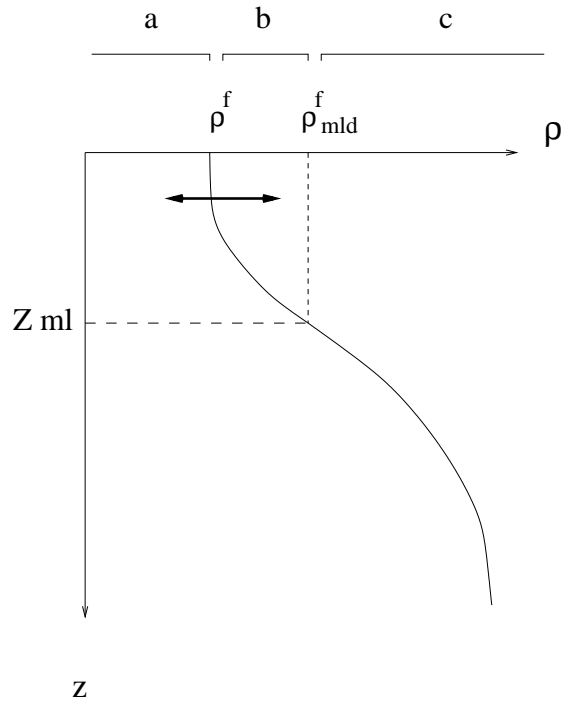


Figure C.2: Schéma du profil vertical de densité avant correction. Si $\rho^a(1) < \rho^f_{Z_{ml}}$ ou $\rho^f(1) < \rho^a(1) < \rho^f(Z_{ml})$, (cas a et b), la profondeur reste constante $Z_{ml} = cte$, si $\rho^a(1) > \rho^f(Z_{ml})$ (cas c), il y a approfondissement.

C.2 Mode isopycnal vertical

C.2.1 Principe, rappel

Cette méthode d'assimilation d'élevation de surface consiste en un réarrangement des masses d'eau, sans modification de leurs propriétés T, S . La relation hydrostatique entre l'incrément de

pression de surface et l'incrément de pression à la profondeur z est donnée par

$$\delta p(z) = \delta p_s + g \int_z^0 \delta \rho \, dz$$

On impose la condition au fond $\delta p(-H) = 0$. Cette contrainte aboutit à la relation :

$$g \int_0^{-H} \delta \rho \, dz = \delta p_s$$

Le changement de poids de la colonne compense le changement de pression de surface vu par l'altimètre. Pour déterminer les $\delta \rho$ d'une manière simple, on se limite à un mouvement vertical δh de la colonne d'eau, qui sera le même pour tous les isopycnes.

Dans le cas le plus simple, le décalage vertical équivaut à un échange entre les deux masses d'eau homogènes de surface et de fond, on a :

$$\delta h = \frac{\delta p_s}{g[\rho(0) - \rho(-H)]}$$

C.2.2 Correction du δp_s

OPA8.1 est un modèle à toit rigide, aussi l'élévation de la surface de la mer SSH, notée ici η , s'exprime en fonction de la pression de surface :

$$p_s = \rho_0 g \eta$$

Par assimilation, on contrôle η , donc l'incrément δp_s se déduit de l'incrément $\delta \eta$. Schématiquement, l'incrément $\delta \eta_{stat} = \eta^a - \eta^f$ produit par l'analyse SEEK contient une correction du champ de masse (T, S) et une correction de la fonction de courant barotrope Ψ :

$$\delta \eta_{stat} = \delta \eta_{TS} + \delta \eta_{\Psi}$$

L'incrément $\delta \eta$ qui doit être apporté par le décalage de couche est l'incrément résiduel qui n'est pas apporté par la correction de Ψ , et de T et S dans la couche de mélange.

$$\delta \eta_{decalage} = \delta \eta_{stat} - \delta \eta_{\Psi} - \delta \eta_{ML}$$

L'étape C.1 a modifié ρ^f , qui devient ρ' . L'incrément en hauteur de la mer $\delta \eta'_{TS}$ résultant de la correction de T et S vaut :

$$\delta \eta_{ML} = \frac{1}{\rho_0} \int_0^{-H} (\rho' - \rho^f) \, dz$$

C.2.3 Calcul de la contribution barotrope $\delta \eta_{\Psi}$

L'équilibre géostrophique s'écrit :

$$\nabla p_s = \rho_0 g \nabla \eta = \rho_0 f [\overline{U}_h \times k]$$

La définition de la fonction de courant barotrope donne :

$$\overline{U}_h = \frac{1}{H} [k \times \nabla \Psi]$$

D'où

$$\frac{f}{gH} [k \times \nabla \Psi \times k] = \frac{f}{gH} \nabla \Psi = \nabla \eta$$

En intégrant

$$\frac{f}{gH} \Psi = \eta + cte$$

D'où

$$\delta \eta_{\Psi} = \frac{f}{gH} \delta \Psi$$

L'incrément statistique est corrigé et l'incrément δp_s appliqué vaut :

$$\begin{aligned} \delta p_s &= \rho_0 g \delta \eta_{decalage} \\ \delta p_s &= \rho_0 g (\delta \eta_{stat} - \delta \eta_{ML} - \delta \eta_{\Psi}) \end{aligned} \tag{C.1}$$

C.2.4 Limites en surface et au fond

On choisit de décaler l'ensemble de la colonne, exepété les 3 premiers niveaux (30m) qui correspondent à la profondeur minimum de la couche de mélange. Le but est d'éviter la disparition de la couche de mélange lorsque la colonne est déplacée vers le haut (contraction). Dans cette couche minimum, les valeurs de T et S restent constantes.

On doit fixer d'autres limites à l'application du décalage de couche.

On ne décale pas :

si la profondeur est inférieure à un seuil,

si le $\delta \rho = \rho(1) - \rho_{fond} < \delta \rho_{min}$

si la profondeur de couche de mélange est supérieure à 400 m.

On doit aussi choisir en conséquence la valeur du seuil $\delta \rho_{min}$.

En cas de dilatation de la colonne, il apparaît une zone de densité constante sous la limite supérieure de décalage. Cela pose problème car on introduit une instabilité.

Pour pallier cela, on a choisi d'introduire un facteur α multiplicatif du décalage, (figure C.2.4) qui varie linéairement de 0 à 1 entre le niveau k_{min} , limite supérieure de décalage, et le niveau k_{max} ($k_{max} = 18$, soit 713 m).

C.2.5 Algorithme

Tout d'abord, pour chaque colonne d'eau on calcule la différence de densité $\delta \rho$ entre la surface et le fond. Ensuite, on calcule le décalage δh , en fonction de $\delta \rho$ et $\delta \eta_{decalage}$.

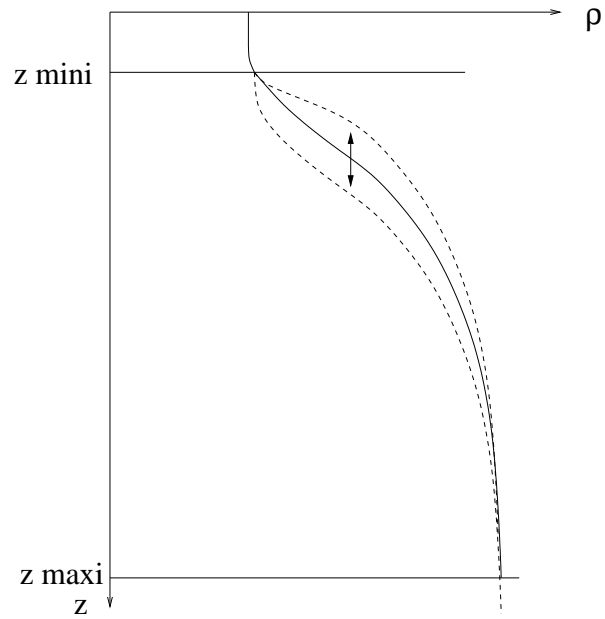


Figure C.3: Schéma de montée-descente du profil vertical initial. La densité au dessus de z_{mini} et à z_{maxi} n'est pas modifiée.

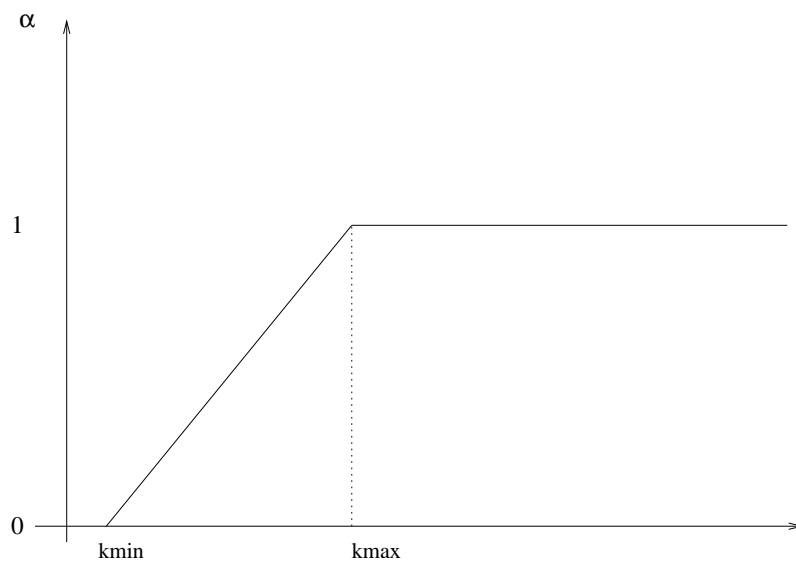


Figure C.4: facteur α multiplicatif du décalage dh .

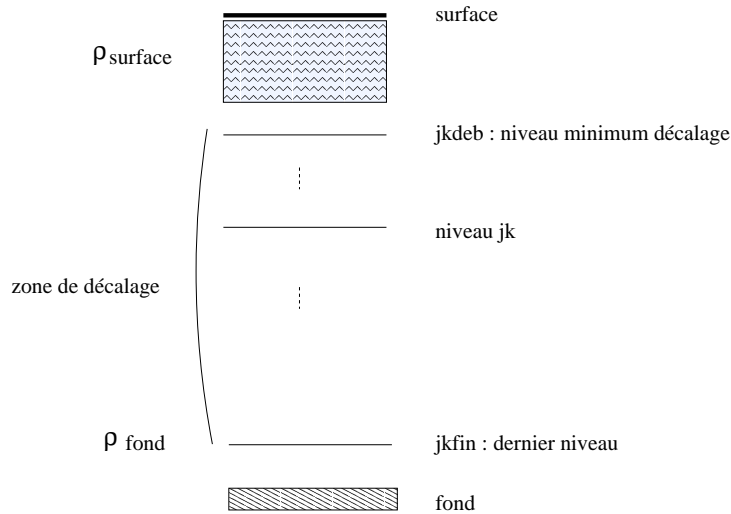


Figure C.5: Indexation verticale pour le décalage.

Pour chaque colonne

Calcul de $\delta\rho = \rho_{surface} - \rho_{fond}$. (on a $\delta\rho \leq 0$)

si $\delta\rho \geq \delta\rho_{min1}$ (stratification faible)

ou si $Z_{ml} \geq 400\text{ m}$

ou si faible profondeur

alors $\delta\rho = 0$

si $\delta\rho \leq \delta\rho_{min2}$ (stratification suffisante)

alors le décalage vaut $\delta h = \rho_0 \delta\eta / \delta\rho$

sinon $\delta h = 0$

si $\delta\rho \leq \delta\rho_{min2}$

$\delta h = \alpha(jk) \cdot \min(\text{seuil}, \delta h)$

pour chaque niveau, de $jk=3$ au fond ($jkfin$)

la couche du haut ne peut avoir comme propriétés que celles de la couche de mélange

la couche du bas ne peut avoir comme propriétés que celles de la couche du fond

calcul (interpolation linéaire) des nouvelles valeurs de T et S pour chaque niveau

fin pour

sinon $\delta h = 0$

Fin boucle colonne

Bibliographie

- Abbot, M., et Barksdale, B. 1995. *Upwelling in the Ocean*, chap. Variability in Upwelling Systems as Observed by Satellite Remote Sensing., pp. 40–64. Summerhayes, C., Emeis, K.-C., Angel, M., Smith, R., and Zeitzschel, B., editors Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Allen, J., et Smeed, D. 1996. Potential vorticity and vertical velocity at the Iceland-Færoes front. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 2611–2634.
- Alves, O., Balmaseda, M. A., Anderson, D., et Stockdale, T. 2004. Sensitivity of dynamical seasonal forecasts to ocean initial conditions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(B), 647–667.
- Anderson, L., Robinson, A., et Lozano, C. 2000. Physical and biological Modeling in the Gulf Stream Region: I. Data Assimilation Methodology *Deep-Sea Research, part I*, 47, 1787–1827.
- Antoine, D., André, J., et Morel, A. 1996. Oceanic primary production : II. Estimation at global scale from satellite (Coastal Zone Color Scanner) chlorophyll *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 57–69.
- Arakawa, A., et Lamb, V. 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model *Methods in Comput. Phys.*, 17, 173–265.
- Arhonditsis, G., et Brett, M. 2004. Evaluation of the current state of mechanistic aquatic biogeochemical modeling. Where are we? *Marine Ecology Progress Series*, 271, 13–26.
- Asselin, R. 1972. Frequency Filter for Time Integrations *Monthly Weather Review*, 100, 487–490.
- Auclair, F., Casitas, S., et Marsaleix, P. 2000. Application of an inverse method to coastal modeling. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 1368–1391.
- Aumont, O., Belviso, S., et Monfray, P. 2002. Dimethylsulfoniopropionate (dmSP) and dimethylsulfide (dms) sea surface distributions simulated from a global 3-D ocean carbon cycle model. *J. Geophys. Res.*, 107(C4), 148–227, doi:10.1029/1999JC000111.
- Aumont, O., Maier-Reimer, E., Blain, S., et Monfray, P. 2003. An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P colimitations. *Global Biogeochem. Cycles*, 17(2), 29–1, doi:10.1029/2001GB001745.
- Aumont, O. 1998. *Etude du cycle naturel du carbone dans un modèle 3D de l'océan mondial*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Paris VI.
- Bacastow, R., et Maier-Reimer, E. 1990. Ocean-circulation model of the carbon cycle. *Climate Dynamics*, 4, 95–125.

- Ballabrera, J., Brasseur, P., et Verron, J. 2001. Reduced order evolutive Kalman filter for altimeter data assimilation into an ocean primitive equation model *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *127*, 233–253.
- Behrenfeld, M. J., et Falkowski, P. G. 1997. Photosynthetic Rates Derived from Satellite-based Chlorophyll Concentration. *Limnol. Oceanogr.*, *42(1)*, 1–20.
- Bell, M., Forbes, R., et Hines, A. 2000. Assessment of the FOAM global data assimilation system for real-time operational ocean forecasting. *J. Mar. Syst.*, *25*, 1–22.
- Berger, W. H. 1989. *Productivity of the ocean: Present and Past*, chap. Global maps of ocean productivity, pp. 429–455. W.H. Berger, V.S. Smetacek, and G. Wefer.
- Berline, L., Brankart, J.-M., Ourmières, Y., Brasseur, P., et Verron, J. 2005. Improving the physics of a coupled physical-biogeochemical model of the North Atlantic through data assimilation: impact on the ecosystem. *J. Mar. Syst.* soumis.
- Berline, L., Testut, C.-E., Verron, J., et Brasseur, P. 2006. Variations of the Gulf Stream position and transport between 1992 and 1999: Re-analysis of a 7- year assimilation experiment *Int. J. Remote sensing*, *27(2)*, 417–432.
- Bertino, L., Evensen, G., et Wackernagel, H. 2002. Combining geostatistics and Kalman filtering for data assimilation in an estuarine system *Inverse problems*, *18*, 1–23.
- Besiktepe, S., Lermusiaux, P., et Robinson, A. 2003. Coupled physical and biogeochemical data driven simulations of Massachusetts Bay in late summer: real-time and post-cruise data assimilation *J. Mar. Syst.*, *40*, 171–212.
- Blanke, B., et Delecluse, P. 1993. Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics *Journal of Physical Oceanography*, *23*, 1363–1388.
- Bloom, S. C., Takacs, L. L., DaSilva, A. M., et Levina, D. 1996. Data assimilation using incremental analysis updates. *Monthly Weather Review*, *124(6)*, 1256–1271.
- Bopp, L. 2002. *Biogéochimie marine et changements climatiques*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Bopp, L., Kohfeld, K., Le Quéré, C., et Aumont, O. 2003. Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods. *Paleoceanography*, *18(2)*, doi:10.1029/22002PA000810.
- Brankart, J.-M., Testut, C.-E., Brasseur, P., et Verron, J. 2003. Implementation of a multivariate data assimilation scheme for isopycnic coordinate ocean models: Application to a 1993–96 hindcast of the North Atlantic Ocean circulation *J. Geophys. Res.*, *108(C3)*, 19(1–20).
- Brasseur, P., Ballabrera, J., et Verron, J. 1999. Assimilation of altimetric data in the mid-latitude oceans using the SEEK filter with an eddy-resolving primitive equation model *J. Mar. Syst.*, *22*, 269–294.
- Brasseur, P., et Verron, J. 2005. A singular evolutive extended Kalman filter for oceanic data assimilation. *Ocean Dynamics*. sous presse.
- Broecker, W. S., et Peng, T.-H. 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y.

- Brusdal, K., Brankart, J., Halberstadt, G., Evensen, G., Brasseur, P., van Leeuwen, P., Dombrowsky, E., et Verron, J. 2003. A demonstration of ensemble-based assimilation methods with a layered OGCM from the perspective of operational ocean forecasting systems *J. Mar. Syst.*, 40–41, 253–289.
- Cane, M. A., Kaplan, A., Miller, R. N., Tang, B., Hackert, E. C., et Busalacchi, A. J. 1996. Mapping tropical Pacific sea level: Data assimilation via a reduced state space Kalman filter *J. Geophys. Res.*, 101, 22599–22617.
- Carmillet, V., Brankart, J., Brasseur, P., Drange, H., Evensen, G., et Verron, J. 2001. A singular evolutive extended Kalman filter to assimilate ocean color data in a coupled physical-biochemical model of the North Atlantic *Ocean Modelling*, 3, 167–192.
- Carton, J. A., Chepurin, G., Cao, X. H., et Giese, B. 2000. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. Part I: Methodology. *Journal of Physical Oceanography*, 30(2), 294–309.
- Chanut, J. 2004. *Paramétrisation de la restratification après convection profonde en mer du Labrador*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Clain, C., Arrigo, K., Tai, K., et Turk, D. 1996. Observations and simulations of physical and biological processes at ocean weather station P. *J. Geophys. Res.*, 101, 3697–3713.
- CLIPPER 1999. *Projet CLIPPER : Modélisation à haute résolution de la circulation dans l'Océan Atlantique forcée et couplée océan-atmosphère*. Rapport Scientifique et Technique Tech. rep., LEGI,LPO,LODYC,LEGOS,Grenoble,Brest,Paris,Toulouse.
- CLIPPER 2000. 1/6° Atlantic circulation model forced by the ECMWF climatology: preliminary results Tech. rep., LEGI,LPO,LODYC,LEGOS,Grenoble,Brest,Paris,Toulouse.
- Conkright, M., O'Brien, T., Levitus, S., Boyer, T., Stephens, C., et Antonov, J. 1998. World Ocean Atlas 1998 Vol. 10 : Nutrient and Chlorophyll of the Atlantic Ocean. Tech. rep., NOAA Atlas NESDIS 36, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Cooper, M., et Haines, K. 1996. Altimetric assimilation with property conservation *J. Geophys. Res.*, 101, 1059–1077.
- Dadou, I., Lamy, F., Rabouille, C., Ruiz-Pino, D., Andersen, V., Bianchi, M., et Garçon, V. 2001. An integrated biological pump model from the euphotic zone to the sediment: a 1-D application in the Northeast tropical Atlantic. *Deep-Sea Research, part II*, 48(10), 2345–2381.
- Dadou, I., V., G., V., A., G.R., F., et C.S., D. 1996. Impact of the North Equatorial Current meandering on a pelagic ecosystem: A modeling approach *Journal of Marine Research*, 54(2), 31–342.
- Daley, R. 1991. *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series. Cambridge University Press. 457 pp.
- De Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., et D., I. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2004JC002378.
- De Mey, P., et Benkiran, M. 2002. *Ocean Forecasting.*, chap. A Multivariate Reduced-order Optimal Interpolation Method and its Application to the Mediterranean Basin-scale, pp. 339–376. Springer-Verlag. N. Pinardi and J. Woods Eds.

- Degens, E., Kempe, S., et Spitzzy, A. 1984. *The Handbook of Environmental Chemistry*, chap. Carbon dioxide : A biogeochemical portrait, p. 152. Springer Verlag, N.Y.
- Denman, K. 2003. Modelling planktonic ecosystems: parameterizing complexity *Progress in Oceanography*, 57, 429–452.
- Derber, J., et Rosati, A. 1989. A global oceanic data assimilation system. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 1333–1347.
- Devenon, J., Dekeyser, I., Leredde, Y., et Lellouche, J.-M. 2001. Data assimilation method by a variational methodology using the adjoint of a 3-D coastal circulation primitive equation model *Oceanologica Acta*, 24(5), 395–407.
- DeWeaver, E., et Nigam, S. 1997. Dynamics of zonal-mean flow assimilation and implications for winter circulation anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 54(13), 1758–1775.
- Dombrowsky, E., et De Mey, P. 1992. Continuous assimilation in an open domain of the North-east Atlantic 1. Methodology and application to AthenA-88 *J. Geophys. Res.*, 97, No.C6, 9719–9731.
- Doney, S. 1999. Major challenges confronting marine biogeochemical modeling. *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 705–714.
- Doney, S., Glover, D. M., et Najjar, R. G. 1996. A new coupled one-dimensional biological-physical model for the upper ocean : Applications to the JGOFS Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) site. *Deep-Sea Research, part I*, 43, 591–624.
- Doney, S., Lindsay, K., Caldeira, K., Campin, J.-M., Drange, H., Dutay, J.-C., Follows, M., Gao, Y., Gnanadesikan, A., Gruber, N., Ishida, A., Joos, F., Madec, G., Maier-Reimer, E., Marshall, J., Matear, R., Monfray, P., Mouchet, A., et Najjar, R. 2004. Evaluating global ocean carbon models: the importance of realistic physics. *Global Biogeochem. Cycles*, 18, doi:10.1029/2003GB002150.
- Drakopoulos, P., Haines, K., et Wu, P. 1997. Altimetric assimilation in a Mediterranean GCM. *J. Geophys. Res.*, 102(C5), 10509–10523.
- Ducet, N., Le Traon, P., et Reverdin, G. 2000. Global high-resolution mapping of ocean circulation from Topex/Poseidon and ERS-1 and -2 *J. Geophys. Res.*, 105(C8), 19477–19498.
- Durbiano, S. 2001. *Vecteurs caractéristiques de modèles océaniques pour la réduction d'ordre en assimilation de données*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Eppley, R., et Peterson, B. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 282, 677–680.
- Estublier, A., et Lévy, M. 2000. Quel schéma numérique pour le transport d'organismes biologiques par la circulation océanique?, Note Technique du Pôle de modélisation. Tech. rep., Institut Pierre-Simon Laplace. 81 pp.
- Evans, G., et Parslow, J. 1985. A model of annual plankton cycles. *Journal of biological oceanography*, 3, 327–347.
- Evensen, E. 1994. Sequential data assimilation with a nonlinear QG model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, 17, 10143–10162.

- Evensen, G. 1995. Sequential data assimilation with a non linear quasigeostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics *J. Geophys. Res.*, *99*, (C5), 10143–10162.
- Falkowski, P.G. Barber, R., et Smetacek, V. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, *281*, 200–206.
- Fasham, M., Ducklow, H. W., et McKelvie, S. M. 1990. A nitrogen-based one-D model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, *48*, 591–639.
- Fasham, M., Sarmiento, J., Slater, R., H.W., D., et William, R. 1993. Ecosystem behaviour at Bermuda Station "S" and Ocean Weather Station "India": A general circulation model and observational analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, *7*, 379–416.
- Faugeras, B., Lévy, M., Mémery, L., Verron, J., Blum, J., et Charpentier, I. 2003. Can biogeochemical fluxes be recovered from nitrate and chlorophyll data ? A case study assimilating data in the Northwestern Mediterranean Sea at the JGOFS-DYFAMED station. *J. Mar. Syst.*, *40-41*, 99–125.
- Faugeras, B. 2002. *Assimilation variationnelle de données dans un modèle couplé océan-biogéochimie*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Fennel, K., Losch, M., Schröter, J., et Wenzel, M. 2001. Testing a marine ecosystem model: sensitivity analysis and parameter optimization . *J. Mar. Syst.*, *28*, 45–63.
- Fujii, Y., Ishizaki, S., et Kamachi, M. 2005. Application of nonlinear constraints in a three-dimensional variational ocean analysis. *J. Oceanogr.*, *61*, 655–662.
- Fukumori, I. 2003. Budget Closures in Data Assimilation: Physical Consistency and Model Error Source Modeling Tech. rep., ECCO group.
- Fukumori, I., et Malanotte-Rizzoli, P. 1995. An approximate Kalman Filter for ocean data assimilation; An example with an idealized Gulf stream model *J. Geophys. Res.*, *100*, 6777–6793.
- Garçon, V., Oschlies, A., Doney, S., McGillicuddy, D., et Waniek, J. 2001. The role of mesoscale variability on plankton dynamics on the North Atlantic. *Deep-Sea Research, part II*, *48*, 2199–2226.
- Gavart, M., De Meyi, P., et Caniaux, G. 1999. Assimilation of satellite altimeter data in a primitive equation model of the Azores–Madeira region *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *29*, 217–254.
- Goyet, C., Healy, R., et Ryan, J. 2000. Global Distribution of Total Inorganic Carbon and Total Alkalinity Below the Deepest Winter Mixed Layer Depths. Tech. rep., Carbon Dioxide Information Analysis Center.
- Haines, K. 1994. Dynamics and Data Assimilation in Oceanography In Brasseur, P. P., et Nihoul, J. C. J. (Eds.), *Data Assimilation: Tools for Modelling the Ocean in a Global Change Perspective*, Vol. I19 of *NATO ASI*, pp. 1–32. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Houtekamer, P. L., et Mitchell, H. L. 1998. Data Assimilation using an Ensemble Kalman Filter Technique *Monthly Weather Review*, *126*, 796–811.
- Huang, B., Kinter, L., J., et Schopf, P. S. 2002. Ocean data assimilation using intermittent analyzes and continuous model error correction. *Adv. Atmos. Sci.*, *19*(6), 965–993.

- Huret, M. 2005. *Apports des données 'couleur de l'eau' à la modélisation couplée physique-biogéochimie en milieu dynamique côtier. Application au Rio de la Plata et au Golfe de Gascogne*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Hurt, G., et Armstrong, R. 1996. A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data. *Deep-Sea Research, part II, 43(2-3)*, 653–683.
- Ide, K., Courtier, P., Ghil, M., et Lorenc, A. C. 1997. Unified Notation for Data Assimilation : Operational, Sequential and Variational *Journal of the Meteorological Society of Japan, 75, No.1B*, 181–189.
- IPCC 2001. *Climate change : the scientific basis*. Intergovernmental panel on climate change.
- Ishikawa, Y., Awaji, T., et Komori, N. 2001. Dynamical initialization for the numerical forecasting of ocean surface circulations using a variational assimilation system *Journal of Physical Oceanography, 31*, 75–93.
- Iwasa, Y. Andreason, V., et Levin, S. 1987. Aggregation in model ecosystems 1. Perfect aggregation. *Ecological Modelling, 37*, 287–302.
- Jenkins, W. 1988. Nitrate flux into the euphotic zone near Bermuda. *Nature, 331*, 521–523.
- Jenkins, W., et Goldman, J. 1985. Seasonal oxygen cycling and primary production in the Sargasso Sea. *Journal of Marine Research, 43*, 465–491.
- Jørgensen, S. 1999. State-of-the-art of ecological modelling with emphasis on development of structural dynamic models *Ecological modelling, 120*, 75–96.
- Le Dimet, F. X., et Talagrand, O. 1986. Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: theoretical aspects. *Tellus, 38A*, 97–110.
- Le Grand 1998. An inverse modelling estimate of the geoid height in the North Atlantic Tech. rep., CERSAT.
- Le Quéré, C., Aumont, O., Monfray, P., et Orr, J. 2003. Propagation of climatic events on ocean stratification, marine biology, and CO₂: Case studies over the 1979-1999 period. *J. Geophys. Res., 108(C12)*, 148–227, 3375, doi:10.1029/2001JC000920.
- Leredde, Y., Dekeyser, I., et Devenon, J. 2002. T-S data assimilation to optimise turbulent viscosity. An application to the Berre lagoon hydrodynamics *Journal of Coastal Research, 18(3)*, 555–567.
- Leredde, Y., Devenon, J., et Dekeyser, I. 1999. Turbulent viscosity optimized by data assimilation. *Annales Geophysicae, 17*, 1463–1477.
- Lermusiaux, P. F. J., et Robinson, A. R. 1999. Data assimilation via error subspace statistical estimation. Part I: Theory and schemes *Monthly Weather Review, 127*, 1385–1407.
- Lima, I., et Doney, S. 2004. A three-dimensional, multi-nutrient, size-structured ecosystem model for the North-Atlantic. *Global Biogeochem. Cycles, 18*, doi:10.1029/2003GB002146.
- Lisaeter, K. A., Rosanova, J., et Evensen, G. 2003. Assimilation of ice concentration in a coupled ice-ocean model, using the Ensemble Kalman Filter *Ocean Dynamics, 53*, 368–388.
- Long, R., et Thacker, W. 1989a. Data assimilation into a numerical equatorial ocean model, I. the model and the assimilation algorithm *Dynamics of Atmospheres and Oceans, 13*, 379–412.

- Long, R., et Thacker, W. 1989b. Data assimilation into a numerical equatorial ocean model, II. assimilation experiments *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 112, 413–439.
- Longhurst, A. 1995. Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Progress in Oceanography*, 36, 77–167.
- Loukos, H. nad Monfray, P., Bopp, L., et Lehodey, P. 2003. Potential changes in skipjack tuna (*Katsuwonus pelamis*) habitat from a global warming scenario: modelling approach and preliminary results. *Fisheries oceanography*, 12:4/5, 474–482.
- Luong, B. 1995. *Techniques de contrôle optimal pour un modèle quasi-géostrophique de circulation océanique. Application à l'assimilation variationnelle des données altimétriques satellitaires*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Luong, B., B. J. e. V. J. 1998. A variational method for the resolution of a data assimilation problem in oceanography *Inverse problems*, 14, 979–997.
- Lévy, M., Klein, P., et Treguier, A.-M. 2001. Impacts of sub-mesoscale physics on phytoplankton production and subduction. *Journal of Marine Research*, 59, 535–565.
- Lévy, M., Mémerly, L., et André, J.-M. 1998a. Simulation of primary production and export fluxes in the NW Mediterranean Sea. *Journal of Marine Research*, 56, 197–238.
- Lévy, M., Mémerly, L., et Madec, G. 1998b. The onset of a bloom after deep winter convection in the North Western Mediterranean Sea: mesoscale process study with a primitive equation model. *J. Mar. Syst.*, 16, 7–21.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., et Lévy, C. 1998. OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual, N°11 Tech. rep., Institut Pierre-Simon Laplace. 91 pp.
- Magri, S., Brasseur, P., et Lacroix, G. 2005. Assimilation de données dans un modèle d'écosystème marin de la mer Ligure. *C. R. Geoscience*, 337, 1065–1074.
- Magri, S. 2002. *Assimilation de données dans un modèle d'écosystème marin couplé à un modèle de couche de mélange océanique de la mer Ligure*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Maier-Reimer, E. 1993. Geochemical cycles in an ocean general circulation model : Preindustrial tracer distributions. *Global Biogeochem. Cycles*, 7(3), 645–677.
- Maier-Reimer, E., et Bacastow, R. 1990. *Climate Ocean Interaction*, chap. Modelling of geochemical tracer in the ocean., pp. 233–267. Schlesinger M.E. Kluwer Acad.Publ. Dordrecht.
- Maier-Reimer, E., et Hasselmann, K. 1987. Transport and storage of CO₂ in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Climate Dynamics*, 2, 63–90.
- Manizza, M., Le Quéré, C., Watson, A., et Buitenhuis, E. 2005. Bio-Optical feedbacks among phytoplankton, upper ocean physics and sea-ice in a global model *Geophysical Research Letters*, 32, L05603, doi:10.1029/2004GL020778.
- McGillicuddy, D. J., Johnson, R., Siegel, D. A., Michaels, A. F., Bates, N. R., et Knap, A. H. 1999. Mesoscale variations of biogeochemical properties in the Sargasso Sea *J. Geophys. Res.*, 104(13), 13381–13394, doi:10.1029/1999JC900021.
- McGillicuddy, D. J., et Robinson, A. 1995. Coupled physical and biological modeling of the spring bloom in the North Atlantic: I. Model formulation and one dimensional bloom processes. *Deep-Sea Research, part II*, 42(8), 1313–1357.

- McGillicuddy, D., Anderson, L., Doney, S. C., et Maltrud, M. 2003. Eddy-driven sources and sinks of nutrients in the upper ocean : Results from a 0.1° resolution model of the North Atlantic. *Global Biogeochem. Cycles*, 17, 1035.
- McGillicuddy, D., Robinson, A., Siegel, D., Jannasch, H., Johnson, R., Dickey, T., McNeil, J., Michaels, A., et Knap., A. 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature*, 394, 263–266.
- Michel, S., et Tréguier, A.-M. 2002. Sensitivity of the Equatorial Undercurrent to mixing parameterization in the CLIPPER model. Tech. rep., DRO/LPO report no 02-16.
- Miller, R. N., et Ehret, L. L. 2002. Ensemble generation for models of multimodal systems *Monthly Weather Review*, 130, 2313–2333.
- Monterey, G., et Levitus, S. 1997. *Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean*. NOAA Atlas NESDIS 14, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C. 96 pp.
- Moore, J. K., Doney, S., Kleypas, J. A., Glover, D. M., et Y., F. I. 2002. An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain. *Deep-Sea Research, part II*, 49, 403–462.
- Morel, A. 2000. *The changing carbon cycle*, chap. Process studies in eutrophic, mesotrophic, and oligotrophic oceanic regimes within the tropical northeast Atlantic, pp. 338–374. IGBP Book. R.B. Hanson, H.W. Ducklow, and J.G. Field, Cambridge Univ. Press.
- Morrow, R., et De Mey, P. 1995. Adjoint assimilation of altimetric, surface drifter and hydrographic data in a quasi-geostrophic model of the Azores Current *J. Geophys. Res.*, 100, 25007–25025.
- Murray, J., R.T., B., Roman, M., Bacon, M., et Feely, R. 1994. Physical and biological controls on carbon cycling in the equatorial Pacific. *Science*, 226, 58–65.
- Olivier, F. 2001. *Etude de l'activité biologique et de la circulation océanique dans un jet géostrophique : le front Almeria-Oran*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- Oschlies, A. 2000. Equatorial nutrient trapping in biogeochemical ocean models: The role of advection numerics. *Global Biogeochem. Cycles*, 14, 655–668.
- Oschlies, A. 2001. Model-derived estimates of new-production ; New results point towards lower values. *Deep-Sea Research, part II*, 48, 2173–2197.
- Oschlies, A. 2002a. Can eddies make ocean deserts bloom ? *Global Biogeochem. Cycles*, 16, 53 1–8.
- Oschlies, A. 2002b. Improved representation of upper-ocean dynamics and mixed layer depths in a model of the North Atlantic on switching from eddy-permitting to eddy-resolving grid resolution. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 2277–2298.
- Oschlies, A. 2002c. Nutrient supply to the surface waters of the North Atlantic : A model study. *J. Geophys. Res.*, 107, 14 1–14.
- Oschlies, A. 2004. Feedbacks of biotically induced radiative heating on upper-ocean heat budget, circulation, and biological production in a coupled ecosystem-circulation model. *J. Geophys. Res.*, 109, C12031, doi:10.1029/2004JC002430.

- Oschlies, A., et Garçon, V. 1998. Eddy enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean. *Nature*, 394, 266–269.
- Oschlies, A., et Garçon, V. 1999. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 135–160.
- Oschlies, A., Koeve, W., et Garçon, V. 2000. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic 2. Ecosystem dynamics and comparison with satellite and JGOFS local studies data. *Global Biogeochem. Cycles*, 14, 499–524.
- Ourmières, Y., Brankart, J.-M., Berline, L., Brasseur, P., et Verron, J. 2005. Incremental analysis update implementation in a sequential ocean data assimilation system. *J. Atmos. Ocean. Tech.* soumis.
- Parent, L., Testut, C., Brankart, J., Verron, J., Brasseur, P., et Gourdeau, L. 2003. Comparative assimilation of Topex/Poseidon and ERS altimeter data and of TAO temperature data in the Tropical Pacific Ocean during 1994–1998, and the mean sea-surface height issue *J. Mar. Syst.*, 40–41, 381–401.
- Pham, D. T., Verron, J., et Roubaud, M. C. 1998. Singular evolutive extended Kalman filter with EOF initialization for data assimilation in oceanography *J. Mar. Syst.*, 16, 323–340.
- Platt, T., Gallegos, C., et Harrison, W. G. 1980. Photoinhibition of photosynthesis in natural assemblages of marine phytoplankton. *Journal of Marine Research*, 38, 687–701.
- Pollard, R., et Regier, L. 1992. Vorticity and vertical circulation at an ocean front *Journal of Physical Oceanography*, 22(6), 609–625.
- Prunet, P., Minster, J.-F., Echevin, V., et Dadou, I. 1996. Assimilation of surface data in a one-dimensional physical-biogeochemical model of the surface ocean; 2. Adjusting a simple trophic model to chlorophyll, temperature, nitrate and pCO₂ data . *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 139–158.
- Redfield, A., Ketchum, S., et Richards, F. 1963. *The Sea Vol 2.*, chap. The influence of organisms on the composition of sea-water, pp. 26–77. Hill M. Wiley-Interscience, N.Y.
- Reynaud, T., LeGrand, P., Mercier, H., et Barnier, B. 1998. A New Analysis of Hydrographic Data in the Atlantic and its Application to an Inverse Modelling Study *International WOCE Newsletter*, 32, 29–31.
- Robert, C., Durbiano, S., Blayo, E., Verron, J., Blum, J., et Le Dimet, F.-X. 2005. A reduced-order strategy for 4D-Var data assimilation ? *J. Mar. Syst.*, 57(1-2), 70–82.
- Robert, C. 2004. *Développement et comparaison de méthodes d'assimilation de données de rang réduit dans un modèle de circulation océanique : application à l'océan Pacifique tropical.* Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Sarmiento, J., Slater, R., Fasham, M., Ducklow, H., Toggweiler, J. R., et Evans, G. T. 1993. Seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 417–450.
- Sathyendranath, S., Longhurst, A., Caverhill, C., et Platt, T. 1995. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Research, part I*, 42, 1773–1802.

- Schröter, J., Seiler, U., et Wenzel, M. 1993. Variational Assimilation of Geosat Data into an Eddy-resolving Model of the Gulf Stream Extension Area *Journal of Physical Oceanography*, 23, 925–953.
- Siegenthaler, U., et Sarmiento, J. L. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 335(6442), 119–125.
- Six, K., et Maier-Reimer, E. 1996. Effect of plankton dynamic on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(4), 559–583.
- Skachko, S., Brankart, J.-M., et Brasseur, P. 2005. Estimating the turbulent air-sea flux bulk parameters by sequential data assimilation. manuscript en préparation.
- Smith, C., Richards, K., et Fasham, M. 1996. The impact of mesoscale eddies on plankton dynamics in the upper ocean. *Deep-Sea Research*, 43, 1807–1832.
- Smith, R. 1995. *Upwelling in the Ocean*, chap. The Physical Processes of Coastal Ocean Upwelling Systems, pp. 40–64. Summerhayes, C., Emeis, K.-C., Angel, M., Smith, R., and Zeitzschel, B., editors Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Smolarkiewicz, P. K., et Clark, T. L. 1986. The multidimensional positive definite advection transport algorithm: further developments and applications. *Journal of Computational physics*, 67, 396–438.
- Spall, S. A., et Richards, K. J. 2000. A numerical model of mesoscale frontal instabilities and plankton dynamics - 1. Model formulation and initial experiments. *Deep-Sea Research, part I*, 47, 1261–1301.
- Spitz, Y., Moisan, J., et Abbott, M. 2001. Configuring an ecosystem model using data from the Bermuda Atlantic Times Series (BATS). *Deep-Sea Research, part II*, 48, 1733–1768.
- Stammer, D., Ueyoshi, K., Köhl, A., Large, W., Josey, S., et Wunsch, C. 2004. Estimating air-sea fluxes of heat, freshwater and momentum through global ocean data assimilation *J. Geophys. Res.*, 109, C05023, doi:10.1029/2003JC002082.
- Stammer, D., Wunsch, C., Giering, R., Eckert, C., Heimbach, P., Marotzke, J., Adcroft, A., Hill, C., et Marshall, J. 2002. The global ocean circulation during 1992–1997, estimated from ocean observations and a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 107(C9), 3118, doi:10.1029/2001JC000888.
- Suess, E. 1980. Particulate organic carbon flux in the ocean-surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, 288, 260–263.
- Sverdrup, H. U. 1953. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *J. Conseil perm. int. Explor. Mer*, 18, 287–295.
- Takahashi, T., Broecker, W. S., et Langer, S. 1985. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.*, 90, 6907–6924.
- Talagrand, O., et Courtier, P. 1985. Formalisation de la méthode du modèle adjoint. Applications météorologiques Tech. rep. 117, Etablissement d’Etudes et de Recherches Météorologiques.
- Testut, C., Brasseur, P., Brankart, J., et Verron, J. 2003. Assimilation of sea-surface temperature and altimetric observations during 1992–1993 into an eddy permitting primitive equation model of the North Atlantic Ocean *J. Mar. Syst.*, 40–41, 291–316.

- Testut, C.-E. 2000. *Assimilation de données satellitales avec un filtre de Kalman de rang réduit dans un modèle aux Equations Primitives de l'océan Atlantique*. Mémoire de Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Thacker, W. 2002. Constrained optimality. manuscrit non publié.
- Tomczak, M., et Godfrey, J. 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon.
- Tyrrell, T., Holligan, P. M., et Mobley, C. D. 1999. Optical impacts of oceanic coccolithophore blooms. *J. Geophys. Res.*, *104(C2)*, 3223–3242, doi:10.1029/1998JC900052.
- Vallino, J. 2003. Modeling microbial consortiums as distributed metabolic networks. *Biol. Bull.*, *204*, 174–179.
- van Leeuwen, P. J. 2003. A Variance-Minimizing Filter for Large-Scale Applications. *Monthly Weather Review*, *131(9)*, 2071–2084.
- van Leeuwen, P. J. 1999. The time mean circulation in the Agulhas region determined with the ensemble smoother *J. Geophys. Res.*, *104*, 1393–1404.
- Verlaan, M., et Heemink, A. W. 1997. Tidal flow forecasting using reduced rank square root filters *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, *11(5)*, 349–368.
- Verron, J., Gourdeau, L., Pham, D. T., Murtugudde, R., et Busalacchi, A. J. 1999. An extended Kalman filter to assimilate satellite altimeter data into a non-linear numerical model of the Tropical Pacific: method and validation *J. Geophys. Res.*, *104*, 5441–5458.
- Vialard, J., Weaver, A. T., Anderson, D. L. T., et Delecluse, P. 2003. Three- and Four-Dimensional Variational Assimilation with a General Circulation Model of the Tropical Pacific Ocean. Part II: Physical Validation *Monthly Weather Review*, *131*, 1379–1395.
- Williams, R. G., et Follows, M. J. 1998. The Ekman transfer of nutrients and maintenance of new production over the North Atlantic *Deep-Sea Research, part I*, *45*, 461–489.
- Wilson, C., et Coles, V. J. 2005. Global climatological relationships between satellite biological and physical observations and upper ocean properties. *J. Geophys. Res.*, *110*, C10001, doi:10.1029/2004JC002724.
- Woodgate, R. 1997. The effects of assimilation on the physics of an ocean model. Part 2: Baroclinic identical twin experiments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *14*, 910–924.
- Yamanaka, Y., et Tajika, E. 1996. The role of the vertical fluxes of particulate organic matter and calcite in the oceanic carbon cycle: Studies using an ocean biogeochemical general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles*, *10*, 361–382.
- Zhu, Y., Guo, R., Cohn, J., Navon, I. M., et Yang, Y. 2003. The geos-3 retrospective data assimilation system: the 6-hour lag case. *Monthly Weather Review*, *131(9)*, 2129–2150.

Liste des figures

| | | |
|-----|--|----|
| 1.1 | <i>Schéma des principaux réservoirs et flux () de carbone pour la décennie 1980-1990. Les chiffres entre parenthèses (en $GtC.an^{-1}$) sont les estimations de l'augmentation annuelle des stocks, les flèches représentent les flux annuels (en $GtC.an^{-1}$). D'après Siegenthaler et Sarmiento (1993)</i> | 10 |
| 1.2 | <i>Courants de surface de l'Atlantique, d'après Tomczak et Godfrey (1994)</i> | 13 |
| 1.3 | <i>Flux de chaleur ($W.m^{-2}$), vent moyen ($m.s^{-1}$) et profondeur maximum de la couche de mélange climatologique (m). Les flux et le vent proviennent de la réanalyse ERA40 du Centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT), et la climatologie de profondeur de couche de mélange provient du LOCEAN (De Boyer Montégut et al. 2004).</i> | 14 |
| 1.4 | <i>A gauche : profil vertical climatologique de phosphate moyenné sur le domaine Atlantique Nord ($\mu mol.l^{-1}$). A droite : schéma du cycle annuel de la profondeur de mélange Z_m et de la profondeur critique Z_c.</i> | 15 |
| 1.5 | <i>Domaines et provinces biogéographiques de l'Atlantique Nord, d'après Sathyendranath et al. (1995)</i> | 17 |
| 1.6 | <i>Production primaire annuelle ($gC.m^{-2}.an^{-1}$) estimée par le Vertically Generalized Production Model (VGPM) (Behrenfeld et Falkowski 1997), à 0.17° de résolution.</i> | 18 |
| 2.1 | <i>Schéma des processus de la zone euphotique, d'après Fasham et al. (1990)</i> | 26 |
| 2.2 | <i>Schéma du cycle production, export et reminéralisation dans la zone euphotique représenté par le modèle P3ZD, d'après Aumont (1998).</i> | 32 |
| 3.1 | <i>Domaine et bathymétrie (m)</i> | 43 |
| 3.2 | <i>Schéma des expériences. Le trait fin représente la simulation physique seule, le trait épais représente la période de simulation couplée. Les flèches verticales indiquent les étapes d'initialisation, et les flèches horizontales indiquent le type de forçage atmosphérique utilisé.</i> | 45 |
| 3.3 | <i>Moyenne sur l'année 1998 de la vitesse verticale à la base de la zone euphotique ($m.an^{-1}$, haut) et de la vitesse horizontale intégrée dans la zone euphotique ($m.s^{-1}$, bas). Sur la vitesse verticale, pour une meilleur lisibilité, on a lissé le champ initial avec un filtre moyenne mobile 3×3, et on a tracé l'isocontour de vitesse nulle.</i> | 47 |
| 3.4 | <i>Énergie cinétique tourbillonnaire ($cm^2.s^{-2}$) à 55 m pour l'année 1998 de la simulation (gauche), et déduite des observations d'altimétrie d'octobre 92 à octobre 97 (droite) (Ducet et al. 2000).</i> | 48 |

| | | |
|------|---|----|
| 3.5 | <i>Schéma d'un profil de densité, et du critère de seuil utilisé dans le code OPA pour déterminer la profondeur de la couche de mélange. Ici, $\rho_{ref} = \rho_{surface}$ et $\Delta\rho = 0.05 \text{ kg.m}^{-3}$.</i> | 49 |
| 3.6 | <i>Profondeur maximum de la couche de mélange simulée en 1998 (gauche) et observations (droite). Haut : MLD calculée selon le critère $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$, pour la simulation libre (gauche) et les observations (De Boyer Montégut et al. 2004) (droite). Milieu : MLD calculée selon le critère $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ pour la simulation libre sur 1998 (gauche) et la climatologie de De Boyer Montégut et al. (2004). Bas : MLD calculée selon le critère $\Delta\rho = 0.125 \text{ kg.m}^{-3}$, pour la simulation libre sur 1998 (gauche) et la climatologie de Monterey et Levitus (1997) (droite).</i> | 51 |
| 3.7 | <i>Haut : écart à la climatologie pour la moyenne de la température $T - T_{clim}$ ($^\circ\text{C}$, gauche) et moyenne du terme de correction du flux de chaleur en surface $Q_{cor} = \gamma (T_{clim} - T)$, ($\text{W.m}^{-2}$). Milieu: écart à la climatologie pour la moyenne de la salinité $S - S_{clim}$ (kg.m^{-3}, droite) en surface. Bas à gauche : écart à la climatologie pour la fréquence de Brunt-Väisälä à 55 m (10^{-6}s^{-1}). Bas à droite : écart à la climatologie pour la fréquence de Brunt-Väisälä à 132 m (10^{-6}s^{-1}).</i> | 52 |
| 3.8 | <i>Température (haut) et salinité (bas) sur une section le long de l'équateur. Moyenne annuelle de la simulation libre sur 1998 (gauche) et de la climatologie (droite).</i> | 54 |
| 3.9 | <i>Vitesse zonale moyenne (gauche, m/s) et différence entre la moyenne annuelle de la simulation et la climatologie pour la température $T - T_{clim}$ (milieu, $^\circ\text{C}$) et la salinité $S - S_{clim}$ (droite, psu) sur une section le long de l'équateur. La dérive en température et en sel est proche de la position du sous-courant équatorial.</i> | 55 |
| 3.10 | <i>Evolution des concentrations moyennes (mol C. l^{-1}) des traceurs du modèle d'écosystème dans la zone de production (0-143 m), depuis l'initialisation au 01/01/1997 jusqu'au 31/12/1998. Le phosphate est exprimé en équivalent carbone ($\text{C}/\text{PO}_4=1/122$).</i> | 56 |
| 3.11 | <i>Concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) à 6 m (haut) et 132 m (bas). Moyenne annuelle de la simulation libre sur 1998 (gauche) et de la climatologie (droite).</i> | 57 |
| 3.12 | <i>Profils verticaux de concentration en nutriment phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) moyennés pour les régions présentées à la figure 3.16, pour l'état initial climatologique de décembre (ligne continue), et les dates 22/12/97 (ligne pointillé), et 22/12/98 (ligne tireté).</i> | 57 |
| 3.13 | <i>Schéma des voies d'apport en nutriment dans une colonne d'eau dx de la zone euphotique.</i> | 58 |
| 3.14 | <i>Moyenne de la profondeur de la zone euphotique pour l'année 1998.</i> | 59 |
| 3.15 | <i>Carte des apports annuels en nutriment dans la zone euphotique ($\text{mol C. m}^{-2}. \text{an}^{-1}$). Apport par mélange vertical Q_{zdiff} (haut à gauche), advectif vertical Q_{zadv} (haut à droite), apport advectif latéral Q_{hadv} (milieu à gauche), et total advectif $Q_{zadv} + Q_{hadv}$ (milieu à droite), et apport total (bas). L'apport diffusif Q_{zdiff} a une échelle spécifique.</i> | 60 |
| 3.16 | <i>Régions d'analyse.</i> | 61 |
| 3.17 | <i>Apport annuel pour l'année 1998 dans les 5 régions, rapporté à la surface (gauche, $\text{mol C. m}^{-2}. \text{an}^{-1}$) et absolu (droite, $10^{13}\text{mol C. an}^{-1}$). Apport advectif vertical (Q_{zadv}, haut, gris foncé), apport advectif latéral (Q_{hadv} milieu, gris clair) et apport diffusif (Q_{zdiff} bas, noir). Les nombres correspondent à l'apport total.</i> | 62 |

| | | |
|------|--|----|
| 3.18 | <i>Evolution temporelle de la concentration du compartiment PHY (trait continu) et ZOO (trait tireté) en surface (mol.C.l^{-1}) à la station BATS ($35^\circ\text{N}, 65^\circ\text{W}$) (zone MID) et INDIA ($59^\circ\text{N}, 19^\circ\text{W}$) (zone POL).</i> | 64 |
| 3.19 | <i>Moyennes saisonnières de la concentration de Chlorophylle a en surface (mg.m^{-3}). Simulation libre (gauche) et estimation par le capteur SeaWiFS (droite). De haut en bas, saisons hiver, printemps, été, automne.</i> | 65 |
| 3.20 | <i>Moyenne annuelle de la concentration de surface en chlorophylle a (mg.m^{-3}). Pour la simulation libre (gauche) et estimée par SeaWiFS. Le trait rouge est l'isocontour 110 m de la profondeur maximum de la couche de mélange pour la simulation et les observations.</i> | 66 |
| 3.21 | <i>Production primaire saisonnière (g C.m^{-2}). Pour la simulation libre (gauche) et estimée par le VGPM de Behrenfeld et Falkowski (1997) (droite). De haut en bas, saisons hiver, printemps, été, automne.</i> | 67 |
| 3.22 | <i>Production primaire annuelle ($\text{g C.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) calculée pour la simulation libre (gauche) et climatologie (droite) estimée à partir d'observations satellites (VGPM, (Behrenfeld et Falkowski 1997)). Les croix correspondent aux localisations des stations de mesures de paramètres biogéochimiques BATS (A), NABE (B) et EUMELI (C).</i> | 68 |
| 3.23 | <i>Export de POC (gauche, $\text{mg C. m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$) et f-ratio correspondant (droite, en %) pour l'année 1998.</i> | 69 |
| 3.24 | <i>Concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) à 30°W. Moyenne annuelle de la simulation libre sur 1998 (gauche) et de la climatologie (droite). Section de la surface à 200 m (haut) et de 200 m à 1000 m (bas)</i> | 70 |
| 3.25 | <i>BATS. Séries temporelles de température (gauche) et salinité (droite). Climatologie (haut) simulation libre sur 1998 (milieu) et observations interpolées pour l'année 1998 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange</i> | 72 |
| 3.26 | <i>BATS. Profils verticaux de concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) en fonction du temps. Climatologie (premier en partant du haut) simulation libre sur 1998 (second), observations pour 1998 (troisième) et observations moyennées de 1988 à 2002. La ligne épaisse (blanche en haut, orange au milieu) représente la profondeur de la couche de mélange.</i> | 73 |
| 3.27 | <i>BATS. Profils verticaux de concentration en chlorophylle a (mg.m^{-3}) en fonction du temps. De haut en bas, simulation libre sur 1998, observations pour 1998 et observations moyennées de 1988 à 2002. La ligne épaisse (blanche en haut, orange au milieu) représente la profondeur de la couche de mélange.</i> | 74 |
| 3.28 | <i>EUMELI. Profils de température (gauche, $^\circ\text{C}$) et salinité (droite, kg.m^{-3}) en fonction du temps. Climatologie (haut) et simulation libre sur 1998 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.</i> | 75 |
| 3.29 | <i>EUMELI. Profils verticaux de concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) au cours du temps pour la climatologie (haut), et la simulation libre du phosphate (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.</i> | 76 |
| 3.30 | <i>EUMELI. Profils verticaux de concentration en chlorophylle au cours du temps (bas, mg.m^{-3}). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.</i> | |

| | | |
|------|--|-----|
| 3.31 | <i>NABE. Profils de température (gauche) et salinité (droite) en fonction du temps. Climatologie (haut) et simulation libre sur 1998 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.</i> | 77 |
| 3.32 | <i>NABE. Profils verticaux de concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) en fonction du temps. Climatologie (haut), simulation libre sur 1998 (milieu) et observations pour 1989 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.</i> | 78 |
| 3.33 | <i>NABE. En haut, profils verticaux de concentration en chlorophylle a (mg.m^{-3}) en fonction du temps, pour la simulation libre sur 1998. La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange. En bas, concentration de chlorophylle en surface en fonction du temps, simulée (trait fin), et estimée (trait gras) par SeaWiFS pour l'année 1998. Les croix représentent les observations in situ pour l'année 1989.</i> | 79 |
| 4.1 | <i>Schéma de notre problématique d'assimilation.</i> | 84 |
| 4.2 | <i>Schéma de la trajectoire modèle au cours de deux cycles d'assimilation. Un cycle d'assimilation est composé d'une étape de prévision de t à $t+dt$, suivie d'une étape d'analyse à $t + dt$. Les barres verticales représentent les intervalles de confiance associés à la prévision (trait noir), à l'observation (trait rouge), et à l'état analysé (trait bleu). Il y a une discontinuité entre l'état prévu et l'état analysé.</i> | 88 |
| 4.3 | <i>De gauche à droite : profil de température prévu, et modes 1 et 2 de la variabilité.</i> | 96 |
| 4.4 | <i>Représentation schématique en fonction de dp du minimum absolu de la fonction coût et de l'application de la contrainte de stabilité ($dp \geq 0$).</i> | 99 |
| 4.5 | <i>Schéma du lissage. Le trait noir représente la trajectoire modèle pour un filtre, le trait rouge la trajectoire lissée.</i> | 102 |
| 5.1 | <i>Facteur par lequel est multipliée la correction avant d'être appliquée.</i> | 110 |
| 5.2 | <i>Apports diffusif (gauche) et advectif (droite) cumulés en fonction du temps (mol C.m^{-2}). Simulation assimilée (courbe rouge), libre (bleue), et référence libre (noire). Noter que les échelles sont différentes.</i> | 111 |
| 5.3 | <i>Différence entre les apports diffusifs cumulés de la simulation assimilée et de la simulation libre, calculée pour le cycle 2 (mol C.m^{-2}). Les sorties haute fréquence de la figure suivante correspondent au point H, symbolisé par une croix.</i> | 112 |
| 5.4 | <i>Profil vertical de masse volumique potentielle (gauche) et de la diffusivité appliquée au modèle physique (droite, échelle logarithmique) au point $i=190, j=123$, un pas de temps après le redémarrage de l'état analysé.</i> | 113 |
| 5.5 | <i>Différence entre les apports advectifs cumulés de la simulation assimilée et de la simulation libre, calculée pour le cycle 2 (mol C.m^{-2}). Les sorties haute fréquence correspondent au point H, symbolisé par une croix.</i> | 113 |
| 5.6 | <i>Evolution haute fréquence au point H ($x=90, y=170$) de la hauteur de la mer (gauche, cm) et de la vitesse verticale (droite mm.s^{-1}). Simulation assimilée (courbe rouge), libre (bleue), et référence libre (noire). Pour la vitesse, la profondeur est de 132 m.</i> | 114 |
| 5.7 | <i>Schéma des processus dans les zones euphotique et aphotique (gauche). Vitesse verticale w en fonction du temps (droite)</i> | 115 |

| | | |
|------|--|-----|
| 5.8 | <i>Vitesse verticale moyenne à 143 m (gauche, m/s), et apport advectif vertical dans la zone euphotique (droite, mol C.m⁻²) pour le cycle 2, dans la zone du Gulf Stream.</i> | 116 |
| 5.9 | <i>Schéma des expériences jumelles réalisées. Les courbes représentent les trajectoires dans l'espace du vecteur d'état physique, et les flèches représentent les étapes d'assimilation des pseudo-observations</i> | 118 |
| 5.10 | <i>Profils verticaux de la moyenne (gauche) et de l'écart-type temporel (droite) de la vitesse verticale (mm.s⁻¹) calculés au cours du premier cycle, pour la simulation vraie (courbe noire), la simulation avec assimilation de pseudo-observations (courbe rouge) et pour comparaison la simulation avec assimilation de vraies observations (courbe bleue). On a moyenné le profil sur la région Gulf Stream.</i> | 119 |
| 5.11 | <i>Apport advectif vertical Q_{zadv} (mol C.m⁻²) cumulé en fonction du temps, en moyenne spatiale pour les régions POL, MID, et TRO. L'apport est calculé pour la simulation vraie (courbe noire), la simulation perturbée (courbe rouge) et pour la simulation avec assimilation de pseudo-observations (courbe bleue).</i> | 119 |
| 5.12 | <i>Variance de l'erreur d'observation σ (représentativité et mesure) évaluée à partir d'observations pour la SST (gauche, °C) et la SSH (droite, cm).</i> | 121 |
| 5.13 | <i>Profil vertical de la moyenne (gauche) et de l'écart-type temporel (droite) de la vitesse verticale, pour une erreur d'observation standard (courbe verte), une erreur d'observation R1 (courbe rouge) et R2 (courbe bleue). Pour comparaison, la courbe noire correspond à une erreur standard mais avec assimilation de pseudo-observations. On a moyenné le profil sur la région Gulf Stream.</i> | 121 |
| 5.14 | <i>Apports advectifs verticaux Q_{zadv} (mol C.m⁻²) cumulés au cours des trois cycles d'assimilation. Simulation libre de référence (courbe noire), simulation assimilée avec une erreur d'observation standard (courbe rouge), et une erreur d'observation R1 (courbe bleue).</i> | 122 |
| 5.15 | <i>Ecart-type de la hauteur de la mer (cm) calculé sur l'année 1998, pour les observations (gauche) et la simulation libre (droite).</i> | 123 |
| 5.16 | <i>Schéma de l'étape d'analyse et des covariances dans un plan de l'espace des observations. L'augmentation de la variance de l'erreur de prévision de \mathbf{P} à \mathbf{P}' déplace (flèche) l'état analysé de \mathbf{x}^a à $\mathbf{x}^{a'}$ vers les observations.</i> | 124 |
| 5.17 | <i>Expériences d'assimilation avec les matrices de covariances STD, P1 et P2, valeurs moyennes pour les régions POL, MID et TRO. En haut, écart-type de la vitesse verticale (m/s) durant le second cycle d'assimilation, En bas, apports advectifs verticaux Q_{zadv} (mol C.m⁻²) cumulés au cours des deux cycles d'assimilation.</i> | |

| | | |
|------|--|-----|
| 6.1 | <i>Représentation schématique de la correction du profil de densité par l'algorithme de restratification. Le profil stable de l'état prévu est en noir, le profil instable de l'état analysé est en rouge et le profil corrigé est en bleu. La différence de densité entre les niveaux k et $k - 1$ est notée δ. En haut, un seul niveau est instable. Au milieu, deux niveaux sont instables, il faut alors itérer pour corriger le profil. La première itération donne le profil bleu, la seconde itération donne le profil vert. En bas, le profil présente un minimum de subsurface. Si l'on corrige directement ce profil, on aboutit à une modification des propriétés de surface de l'état analysé (courbe bleue). Si l'on supprime l'instabilité par un balayage de la surface au fond au préalable (ligne rouge tiretée), on limite la modification des propriétés de surface (courbe verte).</i> | 129 |
| 6.2 | <i>Apports diffusifs (mol C.m^{-2}) cumulés au cours des trois cycles d'assimilation. Simulation libre de référence (courbe noire), simulation avec le schéma initial (rouge), et simulation avec l'algorithme de restratification (courbe bleue).</i> | 130 |
| 6.3 | <i>Schéma des deux étapes de corrections. La première étape est une correction constante de T et S appliquée dans la couche de mélange. La seconde étape est un décalage vertical des isopycnes sous la couche de mélange, pour compenser la correction de hauteur de la mer calculée par le SEEK.</i> | 131 |
| 6.4 | <i>Schéma temporel de la méthode IAU de Bloom et al. (1996). Un cycle d'assimilation est la succession d'une prévision de $t=0$ à $t=1$ (trait tireté), du calcul de l'incrément d'analyse ($\delta = x^a - x^f$) à $t=1$ (trait vertical large) puis de l'intégration de $t=0$ à $t=2$ avec forçage par l'incrément (trait continu).</i> | 135 |
| 6.5 | <i>Schéma temporel de la méthode IAU utilisée dans ce travail. Un cycle d'assimilation est la succession d'une prévision de $t=0$ à $t=1$ (trait tireté), du calcul de l'incrément d'analyse ($\delta = x^a - x^f$) à $t=1$ (trait épais) puis de l'intégration de $t=0$ à $t=1$ avec forçage par l'incrément (trait continu).</i> | 136 |
| 6.6 | <i>Hauteur de la mer (gauche, en cm) et vitesse verticale à 132 m (droite, en mm/s) au point H, pour la correction intermittente (courbe rouge) et la correction continue (courbe bleue).</i> | 137 |
| 6.7 | <i>Profil vertical de la moyenne (gauche) et de l'écart-type temporel (droite) de la vitesse verticale, pour la correction intermittente (rouge) et la correction continue (bleue), en mm/s. On a moyenné le profil sur la région Gulf Stream. En haut, profil de la surface à 300 m, en bas profil de la surface à 4000 m.</i> | 137 |
| 6.8 | <i>Innovation ($y - Hx^f$) en hauteur de la mer (gauche, en cm) et température de surface (droite, en °C), pour le premier cycle. Les limites de la zone Gulf Stream de diagnostic sont dessinées sur la hauteur de la mer.</i> | 139 |
| 6.9 | <i>Apport advectif vertical (mol C.m^{-2}) cumulé en fonction du temps au cours de chaque cycle, en moyenne spatiale pour les régions POL, MID, et TRO. L'apport est calculé pour la simulation vraie (courbe rouge), la simulation perturbée (courbe noire), la simulation avec assimilation intermittente de pseudo-observations (courbe bleue) et la simulation avec assimilation continue de pseudo-observations (courbe verte).</i> | 139 |
| 6.10 | <i>Moyenne sur la zone Gulf Stream de la vitesse verticale (gauche) et de l'apport advectif vertical (droite), pour la correction intermittente (courbe rouge) et la correction continue avec incrément (U, V, T, S) (courbe bleue) et la correction continue avec incrément (T, S) (courbe noire).</i> | 140 |

| | | |
|------|---|-----|
| 6.11 | <i>Schéma temporel des expériences couplées. La ligne fine représente la simulation physique, la ligne épaisse représente la simulation menée avec le modèle couplée, et la ligne tiretée représente la simulation menée avec assimilation de données. Les flèches verticales symbolisent la provenance des conditions initiales. On dispose de 5 simulations sur l'année 1998: une simulation libre (LIBRE), une simulation libre avec conditions initiales physiques assimilées (REF), et trois simulations assimilées avec les schémas INT, EXT et IAU.</i> | 142 |
| 6.12 | <i>Profondeur maximum de la couche de mélange (m) atteinte pendant l'année 1998 pour les 5 simulations et l'estimation basée sur les observations pour la même année (notées OBS) de De Boyer Montégut et al. (2004). Le critère utilisé est $\Delta T = 0.2^\circ C$.</i> | 144 |
| 6.13 | <i>Energie cinétique turbulente à 55 m pour l'année 1998 ($cm^2.s^{-2}$) pour les 5 simulations, et déduite des observations d'altimétrie (notées OBS) sur la période 1992-1997 (Ducet et al. 2000).</i> | 146 |
| 6.14 | <i>Écarts RMS calculés sur le domaine entier en fonction du temps, en jours juliens. En haut, écarts par rapport à la SSH (cm). Au milieu, écarts par rapport à la SST ($^\circ C$). En bas, écarts par rapport à la SSS (psu). Les cercles pleins symbolisent les états prévus, les cercles vides symbolisent les états analysés. Pour la simulation IAU (bleue), seul l'état analysé IAU est montré. La couleur rouge est utilisée pour la simulation INT, la couleur verte pour la simulation EXT, la couleur bleue pour la simulation IAU, et la couleur noire pour la simulation REF.</i> | 148 |
| 6.15 | <i>Apports diffusifs cumulés ($mol C.m^{-2}$) pendant l'année 1998, moyennés sur l'ensemble du domaine excepté la région équatoriale.</i> | 149 |
| 6.16 | <i>Apports diffusifs verticaux Q_{zdiff} ($mol C.m^{-2}$) pour l'année 1998, pour les 5 simulations.</i> | 150 |
| 6.17 | <i>Evolution temporelle des apports diffusifs verticaux Q_{zdiff} cumulés ($mol C.m^{-2}$) pendant l'année 1998, moyenne sur les régions POL, MID et TRO.</i> | 151 |
| 6.18 | <i>Apports advectifs verticaux Q_{zadv} cumulés ($mol C.m^{-2}$) pendant l'année 1998, moyenne sur l'ensemble du domaine excepté la région équateur.</i> | 152 |
| 6.19 | <i>Apports advectifs verticaux Q_{zadv} ($mol C.m^{-2}$) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 3×3.</i> | 154 |
| 6.20 | <i>Evolution temporelle des apports advectifs verticaux Q_{zadv} cumulés ($mol C.m^{-2}$) pendant l'année 1998, en moyenne sur les régions POL, MID et TRO. Les apports de la région TRO n'ont pas la même échelle.</i> | 155 |
| 6.21 | <i>Apports advectifs horizontaux Q_{hadv} ($mol C.m^{-2}$) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 3×3.</i> | 156 |
| 6.22 | <i>Evolution temporelle des apports advectifs horizontaux Q_{hadv} cumulés ($mol C.m^{-2}$) pendant l'année 1998, en moyenne sur les régions POL, MID et TRO.</i> | 157 |
| 6.23 | <i>Apports advectifs totaux dû aux champs moyen ($mol C.m^{-2}$) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 7×7.</i> | 161 |
| 6.24 | <i>Apports advectifs totaux dû à la variabilité Q_{eiadv} ($mol C.m^{-2}$) pour l'année 1998, pour les 5 simulations. Pour améliorer la lisibilité, on a lissé les champs avec un filtre moyenne 7×7.</i> | 162 |

| | | |
|------|---|-----|
| 7.1 | <i>Rappel des relations entre compartiments.</i> | 166 |
| 7.2 | <i>Production primaire annuelle, pour les régions POL, MID et TRO ($gC\ m^{-2}.an^{-1}$).</i> | 166 |
| 7.3 | <i>Flux annuels intercompartiments rapportés à la production primaire, pour les régions POL, MID et TRO (sans dimension). Dans le flux entre le compartiment ZOO et POC, on a rassemblé la mortalité, les pelotes fécales et le broutage.</i> | 167 |
| 7.4 | <i>Moyenne annuelle du transport méridien (vers le Nord) dans les 143 premiers mètres du nutriment (gauche) et du DOC (droite), en $GmolC.s^{-1}$. Run REF (ligne noire), run avec assimilation (rouge IAU, vert EXT, bleue INT)</i> | 168 |
| 7.5 | <i>Moyennes zonales en fonction de la latitude de l'apport total en nutriment dans la zone euphotique ($mol\ C.m^{-2}.an^{-1}$, haut), et de la production primaire ($g\ C.m^{-2}.an^{-1}$, bas), pour les simulations, et l'estimation issue de la télédétection (trait pointillé pour le VGPM). Les zones côtières (définies ici comme les zones de profondeur inférieure à 132 m) ne sont pas prises en compte dans cette moyenne.</i> | 170 |
| 7.6 | <i>Production primaire annuelle pour les 5 simulations, et l'estimation issue du VGPM (Behrenfeld et Falkowski 1997) ($g\ C.m^{-2}.an^{-1}$)</i> | 171 |
| 7.7 | <i>Evolution temporelle du taux de croissance μ ($jour^{-1}$) pour les quatres simulations. Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID</i> | 173 |
| 7.8 | <i>Evolution temporelle de l'apport total journalier de nutriment dans la zone euphotique. Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID ($molC.m^{-2}.jour^{-1}$).</i> | 173 |
| 7.9 | <i>Evolution temporelle de la production primaire ($gC.m^{-2}.jour^{-1}$). Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID</i> | 174 |
| 7.10 | <i>Evolution temporelle de la concentration de chlorophylle en surface. Valeur moyenne aux dates et points des données SeaWiFS pour les régions POL, TRO et MID ($mg.m^{-3}$).</i> | 175 |
| 7.11 | <i>Evolution temporelle de la concentration de chlorophylle en surface. Valeur moyenne pour les régions POL, TRO et MID ($mg.m^{-3}$).</i> | 176 |
| 7.12 | <i>Flux d'export hors de la zone euphotique (143 m). Moyenne zonale de la sédimentation de POC (haut), de l'export par diffusion et advection de POC (milieu) et de l'export par diffusion et advection de DOC (bas) pour l'année 1998 ($molC.m^{-2}.an^{-1}$)</i> | 177 |
| 7.13 | <i>Evolution temporelle du rapport entre le flux de reminéralisation du compartiment DOC vers le compartiment PO_4 et la production primaire (sans dimension), dans les régions POL, MID et TRO.</i> | 178 |
| 7.14 | <i>Profil vertical de concentration en phosphate ($mol.l^{-1}$) au 31/12/1998 pour les cinq simulations, et la climatologie (trait tireté-pointillé).</i> | 181 |
| A.1 | <i>Schéma des processus représentés dans le modèle HAMOCC3, d'après Aumont (1998).</i> | 193 |
| C.1 | <i>schéma de l'indexation verticale pour l'algorithme de détermination de la profondeur et de la densité de la couche de mélange.</i> | 198 |
| C.2 | <i>Schéma du profil vertical de densité avant correction. Si $\rho^a(1) < \rho_{Z_{ml}}^f$ ou $\rho^f(1) < \rho^a(1) < \rho^f(Z_{ml})$, (cas a et b), la profondeur reste constante $Z_{ml} = cte$, si $\rho^a(1) > \rho^f(Z_{ml})$ (cas c), il y a approfondissement.</i> | 199 |

| | | |
|-----|--|-----|
| C.3 | Schéma de montée-descente du profil vertical initial. La densité au dessus de z_{mini} et à z_{maxi} n'est pas modifiée. | 202 |
| C.4 | facteur α multiplicatif du décalage dh | 202 |
| C.5 | Indexation verticale pour le décalage. | 203 |

Liste des tableaux

| | | |
|-----|---|-----|
| 2.1 | Listes des paramètres du modèle P3ZD, unités et valeurs. | 34 |
| 3.1 | <i>Profondeur (z, en m) des niveaux verticaux de la grille NATL3 et épaisseur Δz des mailles.</i> | 44 |
| 3.2 | <i>Concentrations initiales dans la zone de production pour les compartiments de matière organique, en $\mu\text{mol C.l}^{-1}$.</i> | 45 |
| 3.3 | <i>Tableau comparatif des apports annuels totaux dans les 5 régions rapportés à la surface ($\text{mol C m}^{-2} \text{an}^{-1}$) pour notre étude (année 1998) et celle d'Oschlies (2002c). Les apports en azote ont été convertis en carbone avec le rapport $C/N=6.625$.</i> | 62 |
| 4.1 | <i>Algorithme du filtrage de Kalman.</i> | 90 |
| 4.2 | <i>Equations du filtre SEEK complet.</i> | 93 |
| 5.1 | <i>Description des données assimilées</i> | 108 |
| 5.2 | <i>Paramètres des simulations.</i> | 111 |
| 5.3 | <i>Tableau récapitulatif des séries d'états utilisées pour la spécification de l'erreur d'ébauche.</i> | 123 |
| 6.1 | <i>Caractéristiques des simulations annuelles sur 1998.</i> | 142 |
| 6.2 | <i>Apports totaux simulés et estimés par les observations ($\text{mol N.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) à trois stations du domaine Atlantique Nord. Pour nos simulations, les valeurs sont extraites sur le champ lissé par le filtre 3×3.</i> | 158 |
| 6.3 | <i>Station BATS. Comparaison des apports annuels simulés dans notre étude, et dans des études comparables ($\text{mol N.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$).</i> | 159 |
| 6.4 | <i>Comparaison des apports totaux moyennés sur les régions MID et TRO, simulés dans notre étude, et dans des études comparables ($\text{mol N.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$).</i> | 159 |
| 6.5 | <i>Composante totale, variable et moyenne des apports advectifs (verticaux et horizontaux) moyennés sur les régions MID et TRO ($\text{mol C.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$).</i> | 163 |
| B.1 | <i>Variables d'état contenues dans un fichier restart pour un redémarrage leap-frog (A), fournies par l'analyse (B), et contenues dans un fichier restart pour un redémarrage Euler (C)</i> | 196 |