

*Impact d'un changement
de circulation thermohaline
sur le puits océanique de carbone*

*Modélisation utilisant le modèle couplé Océan – atmosphère
de l'IPSL et le modèle de biogéochimie marine PISCES*

Matras Aude

Rapport de stage Master 1^{ère} année
« Physique Chimie de la Terre et des Planètes »
ENS Lyon/ Université Claude Bernard Lyon 1
Août 2005

Sous la tutelle de :

Didier Swingedouw
Laurent Bopp
Pascale Braconnot



Résumé

Le carbone de l'atmosphère interagit avec l'océan grâce aux puits et sources qui étaient encore à l'équilibre le siècle dernier. Depuis les débuts de la période industrielle, le taux de carbone dans l'atmosphère ne cesse d'augmenter. Pour rester à l'état d'équilibre, le puits de carbone océanique est lui aussi augmenté. Cependant, avec les changements climatiques résultant des émissions de dioxyde de carbone dans l'atmosphère, l'augmentation du puits océanique de carbone est ralentie. Ce ralentissement du puits a une rétroaction positive sur le réchauffement global. Nous nous intéressons particulièrement au rôle qu'aurait une diminution de l'intensité de la circulation thermohaline sur ce puits océanique de carbone. En utilisant le modèle PISCES forcé par le climat du modèle couplé océan-atmosphère de l'IPSL, nous observons **une diminution du puits océanique de carbone de 25% avec le réchauffement global, que la circulation thermohaline reste intense ou non**. Nous en concluons que le changement de circulation thermohaline (changements dûs à un apport d'eaux douces provenant de la fonte des glaces) n'a pas de rôle majeur sur la diminution du puits océanique de carbone en période transitoire. La diminution du puits vient surtout de l'effet thermique, qui ralentit la dissolution du dioxyde de carbone gazeux de l'atmosphère, et des ajustements dynamiques qui en découlent tels qu'une stratification générale de l'océan. Nous observons aussi une réduction des production primaire et production exportée. Cette diminution peut être aussi à l'origine de la baisse du puits océanique de carbone.

Sommaire :

<i>Contexte du stage</i>	3
<i>1. Introduction</i>	4
<i>2. Cycle du carbone dans l'atmosphère et l'océan</i>	4
<i>2.1. Mécanismes principaux contrôlant l'état d'équilibre</i>	4
<i>2.1.1 Passage du carbone de l'atmosphère à l'océan de surface</i>	4
<i>2.1.2 Passage du carbone de l'océan de surface à l'océan profond</i>	5
<i>2.2 Mécanismes de perturbations entraînant une rétroaction positive sur le climat</i>	7
<i>3. Méthodologie</i>	8
<i>3.1 Scénario idéalisé</i>	8
<i>3.2 Modèle de Climat</i>	9
<i>3.3 Modèle de biogéochimie</i>	9
<i>3.4 Simulations</i>	11
<i>4. Résultats</i>	11
<i>4.1 Validité du modèle</i>	11
<i>4.2 Flux de carbone</i>	13
<i>4.3 Production Primaire et Production Exportée</i>	17
<i>4.3.1 Production Primaire</i>	18
<i>4.3.1.1 Effet climatique</i>	20
<i>4.3.1.2 Effet de circulation</i>	22
<i>4.3.2 Production exportée</i>	25
<i>5. Conclusions</i>	26
<i>Références</i>	27

Contexte du stage

Le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) est un des six laboratoires de L'Institut Pierre et Simon Laplace (IPSL). L'Institut a été créé au début des années 90, pour regrouper et mettre à profit différentes compétences et différents moyens techniques de plusieurs laboratoires d'environnement qui travaillaient alors indépendamment sur des thématiques pourtant intimement liées comme celles de l'océan et du climat. L'objectif de l'IPSL est donc d'optimiser le potentiel scientifique et technique en sciences de l'environnement. Les cinq autres laboratoires appartenant à l'IPSL sont :

- le Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires (CETP)
- le Laboratoire de Biogéochimie et Chimie Marines (LBCM)
- le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD)
- le Laboratoire d'Océanographie et Climat: Expérimentation et Analyse Numérique (LOCEAN)
- le Service d'Aéronomie (SA)

Le LSCE créé en 1998 a pour axe de recherche principal « l'étude de la variabilité des mécanismes contrôlant l'environnement global et le climat ». Pour répondre à cette thématique, les recherches sont organisées selon trois domaines :

- la variabilité des climats passés et futurs,
- les cycles biogéochimiques globaux des composés à effet de serre et leur perturbation anthropique,
- la géochronologie et la géochimie.

Notre étude concerne le second domaine et notamment le cycle du carbone dans l'atmosphère et l'océan. Il s'agit d'utiliser des modèles qui simulent le climat et le cycle du carbone, de vérifier leur validité sur les périodes antérieures et actuelles, et d'expliquer leur comportement pour des périodes futures. L'IPSL est à l'origine des modèles couplés Océan – atmosphère dont on se servira dans cette étude pour simuler le climat. Pour la simulation du cycle du carbone, on utilisera le modèle de biogéochimie marine PISCES développé par Aumont O. (2001).

Pour envisager les comportements futurs à la fois du climat, de l'océan, de la biologie, il faut prendre en compte les émissions actuelles de composés atmosphériques susceptibles d'avoir une influence, mais aussi d'envisager leurs émissions futures. Pour cela, les membres du Groupe International Expert sur le changement Climatique (GIEC ou IPCC, International Panel on Climatic Change) établissent des scénarios d'émissions. Pour notre étude on se basera sur une expérience idéalisée de leurs scénarios d'émission, appelé IS92a.

1. Introduction

Le réservoir de carbone de l'atmosphère contenant environ 770 Gigatonnes de carbone (GtC) est 50 fois plus petit que le réservoir de carbone de l'océan (39000 GtC). Ce carbone de l'atmosphère interagit avec l'océan grâce aux puits et sources qui étaient encore à l'équilibre le siècle dernier. Aujourd'hui, environ un tiers des émissions anthropiques de dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère est absorbé par l'océan grâce à différents processus de pompage. Ce puits de carbone a tendance à augmenter et à perturber l'état d'équilibre vers un état transitoire. Cependant, des études précédentes révèlent que cette augmentation est ralentie par le réchauffement climatique entraînant ainsi une rétroaction positive sur le climat. L'impact du climat sur le puits résulte à la fois des effets thermiques, de biologie et de circulation océanique. Les études actuelles cherchent à dissocier ces différents effets et à quantifier leur rôle sur le puits de CO_2 .

L'objectif du stage est **d'analyser l'importance d'une modification de la circulation thermohaline sur la réduction du puit de carbone dans l'océan**. Je rapporte ici, les mécanismes d'échanges de carbone entre l'océan et l'atmosphère, les méthodes utilisées pour évaluer le rôle d'une modification de la circulation thermohaline sur le puits océanique de carbone et les premières conclusions de cette étude.

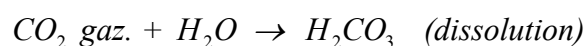
2. Cycle du carbone dans l'atmosphère et l'océan

2.1. Mécanismes principaux contrôlant l'état d'équilibre

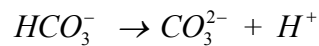
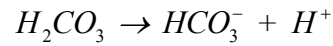
Le cycle du carbone dans l'océan met en jeu plusieurs processus chimiques, physiques, et biologiques. Ces processus sont perturbés par l'augmentation de CO_2 atmosphérique.

2.1.1 Passage du carbone de l'atmosphère à l'océan de surface

Par dissolution, le CO_2 gazeux atmosphérique se transforme en acide carbonique H_2CO_3 , autrement appelé CO_2 aqueux (CO_2 aqu.) :



Cependant, cette forme de carbone ne représente que 1% des formes de carbone inorganiques dans l'océan. Par réactions acido-basiques, l'acide carbonique obtenu est transformé en bicarbonates HCO_3^- et en carbonates CO_3^{2-} comme indiqué dans les équations chimiques suivantes:



Il est intéressant de noter qu'à chaque fois que l'on dissout de l'acide carbonique ou des bicarbonates, la concentration en H^+ du milieu augmente. Actuellement, le pH de l'océan est plutôt alcalin (pH océan = 8 ou 9). Dans l'océan, il y a environ 90% de HCO_3^- et 10% de CO_3^{2-} . Ci dessous, la somme de ces trois formes de carbone dissous est notée DIC (dissolved inorganic carbon).



2.1.2 Passage du carbone de l'océan de surface à l'océan profond

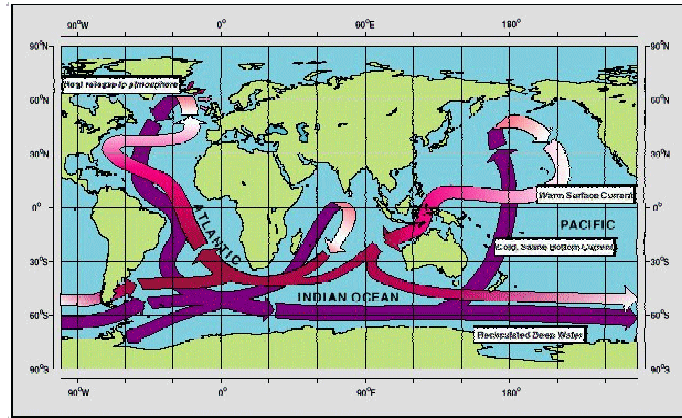
Le transfert du DIC vers l'océan profond permet d'isoler le carbone de l'atmosphère. Ce transfert va se faire grâce aux processus suivants : la pompe de solubilité, la pompe biologique et la contre pompe des carbonates.

- La Pompe de solubilité :

La terre est à l'équilibre thermique. La plus grande partie de l'énergie absorbée par la terre provient du soleil. Les basses latitudes reçoivent plus d'énergie que les hautes. Pour atteindre l'équilibre, l'océan transmet l'énergie de l'équateur aux pôles. Arrivées aux hautes latitudes, les eaux refroidies et plus denses plongent au fond de l'océan et créent la NADW (North Atlantic Deep Water). La formation de ces eaux profondes participe au piégeage du carbone dans l'océan profond. En effet, la dissolution étant facilitée avec une température qui décroît, ces eaux s'enrichissent en carbone dissout au cours de leurs trajet vers les pôles, et elles le piègent en s'enfonçant dans les profondeurs. Elles sont remplacées en surface par les eaux provenant de l'équateur créant une boucle de circulation méridienne qui participe à la circulation thermohaline (THC).

LA CIRCULATION THERMOHALINE

Un élément clé pour comprendre la circulation océanique globale



D'après W. Bruecker, modifié par Malin-Ralmer

FIG 1: La circulation thermohaline

La formation d'eaux profondes est plus ou moins importante selon l'apport de chaleur et d'eau douce au milieu (d'où le nom THC). Le carbone absorbé par l'océan est, ensuite, restitué à l'atmosphère par évaporation dans les zones dites d'upwellings, correspondant aux remontées rapides d'eaux profondes (zone équatoriale et autour de l'antarctique).

- La Pompe biologique :

Les organismes autotrophes (Phytoplancton) utilisent le DIC pour fabriquer leurs tissus composés de matière organique (mo). Ces Producteurs Primaires vivent dans la zone euphotique (0 -100m), où la lumière est suffisante pour permettre la photosynthèse, telle que décrite ci dessous. La quantité de carbone inorganique dissout transformée en matière organique par le phytoplancton s'appelle Production Primaire (PP).

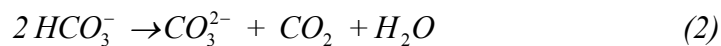


Cette matière organique peut être exportée sous la couche de mélange (zone réceptacle des échanges air-mer), notamment lors de la mort de l'organisme. Le carbone est alors piégé par cette Production Exportée (PE).

Le Phytoplancton est composé de différentes espèces de petites tailles dont le Nano – phytoplancton (taille de 2 à 20 μm) et d'organismes de plus grandes tailles tels que les Diatomées. Le Nano-phytoplancton se trouve dans les zones oligotrophes. Les Diatomées, étant les plus gros organismes Phyto – planctoniques et donc les plus lourds, ils ont un rôle majeur sur cette PE. Elles sont représentées abondamment dans les eaux froides et tempérées, riches en sels nutritifs. Ces organismes ont une croissance très rapide et une faible longévité.

- La Contre-pompe des carbonates :

Avec du CO_3^{2-} et du Ca^{2+} , certains organismes se fabriquent une coquille en carbonates de calcium. Lorsque l'organisme meurt, sa coquille tombe entraînant une PE de calcite. Les effets de cette production sur le cycle du carbone sont contre-intuitif : ils correspondent à un relâchement de CO_2 dans le milieu. C'est pourquoi on l'appelle contre-pompe :



Le $CaCO_3$ est précipité grâce à la dissolution des bicarbonates (réaction 2) qui crée du CO_2 .

2.2 Mécanismes de perturbations entraînant une rétroaction positive sur le climat:

- Processus Chimiques :

Le processus de dissolution est favorisé avec l'augmentation de CO_2 dans l'atmosphère. Ceci contribue à créer plus de CO_2 aqueux au détriment du CO_3^{2-} et HCO_3^- . Lorsqu'il y a trop d'acide carbonique (H_2CO_3) par rapport aux ions carbonates et bicarbonates, il y a alors saturation de ce processus de dissolution. C'est ce qu'on appelle le « Buffer factor ». Notons que cette saturation de la dissolution entraîne une acidification de l'océan, ce qui peut se révéler dangereux pour la survie de la biologie marine.

La première rétroaction positive sur le climat est due à l'effet thermique. En effet, avec l'augmentation de température, la dissolution diminue ; le puits de carbone océanique va alors diminuer, entraînant un stockage de carbone dans l'atmosphère.

- Processus Physiques :

Avec l'augmentation de température, une première conséquence du réchauffement est l'augmentation de la stratification verticale de l'océan : les eaux plus chaudes de surface pénètrent moins en profondeur en raison de leur densité plus faible. Une seconde conséquence est la modification du cycle hydrologique (précipitation, évaporation, ruissellement continental). L'augmentation de température et l'apport de flux d'eaux douces sont des facteurs de modification de la THC, car ils réduisent la NADW et son transport de carbone

vers les profondeurs, jouant dans la rétroaction positive. Notons toutefois que la diminution du mélange vertical entraîne une réduction des zones d'upwelling : moins de carbone est restitué à l'atmosphère.

- Processus biologiques :

La baisse du mélange vertical diminue l'effet des upwellings qui apportent les nutriments nécessaires à la survie du Phytoplancton, de sa PP et de sa PE, jouant encore dans la rétroaction positive.

Une rétroaction négative du puits de carbone à l'augmentation de CO_2 gazeux se met en place grâce à l'évolution de la couche de mélange. Celle-ci est favorable à la croissance du phytoplancton si elle est moins profonde que la zone euphotique. Or, lorsque le CO_2 augmente, la température augmente. La stratification verticale est augmentée avec le réchauffement. Ainsi, la couche de mélange demeure plus longtemps près de la surface. Lorsque la couche de mélange où vit le phytoplancton est proche de la surface, la totalité des êtres phytoplanctoniques y vivant bénéficie de la lumière nécessaire à la photosynthèse. La croissance de la PP et PE est alors favorisée.

Une deuxième rétroaction négative concerne la température. En effet, lorsque la température augmente, la photosynthèse ainsi que la PP sont favorisées.

3. Méthodologie

3.1 Scénario idéalisé

Pour quantifier le lien entre changement climatique futur, dynamique océanique, et cycle du carbone dans l'océan, il faut déjà prévoir le taux d'émission des composés atmosphériques (notamment ici CO_2) pouvant affecter le climat futur. L'IPCC (ou GIEC) s'est chargé d'envisager différents scénarios qui correspondent aux différents taux d'émissions de CO_2 dans l'atmosphère.

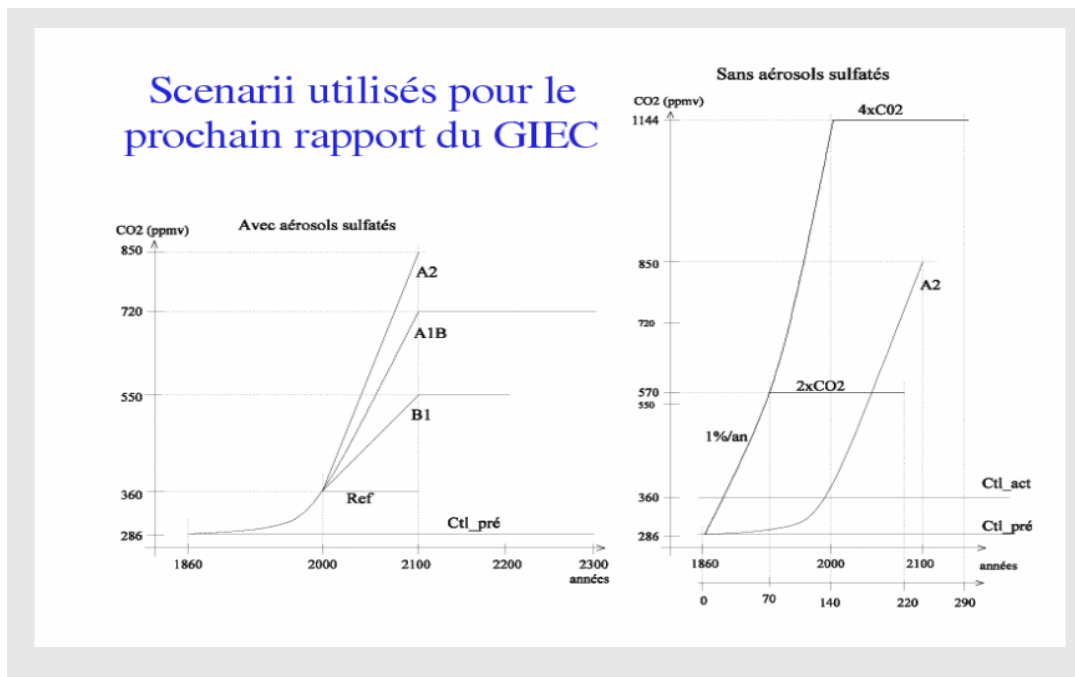


FIG 2 : Différents scénarios de l'IPCC

On s'intéresse ici au scénario IS92a de 140 ans où le CO_2 est augmenté de 1% par an. Ce taux atteint 2 fois le taux de CO_2 initial préindustriel en 70 ans et 4 fois ce taux de CO_2 initial en 140 ans.

3.2 Modèle de Climat

Le climat que l'on utilisera est simulé à partir du modèle couplé océan – atmosphère de l'IPSL version CM4 . Pour une présentation détaillée, voir : <http://dods.ipsl.jussieu.fr> .

3.3 Modèle de bio géochimie

Tout d'abord, il faut un modèle qui simule le cycle du carbone dans l'océan. Dans l'océan le carbone dissout étant utilisé par la biologie, nous utiliserons un modèle de biologie.

Le modèle HAMOCC3 « Hamburg Ocean Carbon Cycle 3 » développé par Maier-Reimer E. à l'Institut Max-Planck de Hambourg en 1993 ne simule que la production exportée. Or, comme nous l'avons vu, il y a un certain nombre de processus tels que la PP dans la zone euphotique qui jouent un rôle dans l'utilisation de carbone.

Le modèle P3ZD (Aumont 1998) prend en compte la dynamique du phytoplancton. En effet, ce modèle tient compte de leur croissance, mortalité, broutage, agrégation, sédimentation et du transport. La croissance dépend de la température, de la lumière et des concentrations en

éléments nutritifs. Comme dans HAMOCC3, les phosphates sont les seuls nutritifs limitant la croissance du Phytoplancton et ils ne représentent ainsi qu'un seul type de phytoplancton.

Le modèle que nous utilisons est le modèle PISCES développé par Aumont O. (2001). Ce modèle correspond à une amélioration du modèle P3ZD ; il distingue deux grands groupes de phytoplanctons (diatomées et nano phytoplancton) et de zooplanctons (meso-zooplancton et micro-zooplancton), selon leur différent nutritif limitant (le phosphore, le silicium, le fer ou les nitrates). En effet, les diatomées utilisent des silicates pour construire leur squelette siliceux et ont besoin, pour s'accroître, de plus de fer que le phytoplancton de petite taille. Il semble donc nécessaire de prendre en compte les différents nutritifs limitants. L'évolution du phytoplancton est représentée par les deux équations différentielles suivantes représentant respectivement le nanophytoplancton et les diatomées.

$$\frac{dP}{dt} = \underbrace{(1-\delta)\mu^{phy}P}_{\text{croissance}} - \underbrace{m_P \frac{P}{P+P_0} P}_{\text{mortalité}} - \underbrace{g_Z(P)Z}_{\text{broutage}} - \underbrace{\omega_P P^2}_{\text{agrégation}} - \underbrace{\nu \frac{\delta P}{\delta z}}_{\text{sédimentation}} + \text{Transport}$$

$$\frac{dD}{dt} = (1-\delta)\mu^{dia} D - m_D \frac{D}{D+D_0} D - g_M(D)M - \omega_D D^2 - \nu \frac{\delta D}{\delta z} + \text{Transport}$$

La cinétique de Michaelis-Menten permet d'obtenir les nutritifs limitants et la loi du minimum de Liebig, de donner celui qui sera effectivement limitant. Ceci est décrit comme suit :

$$L_P = \min \left[\frac{PO_4}{K_{PO_4}^P + PO_4}, \frac{Fe}{K_{Fe}^P + Fe} \right]$$

$$L_D = \min \left[\frac{PO_4}{K_{PO_4}^D + PO_4}, \frac{Fe}{K_{Fe}^D + Fe}, \frac{Si}{K_{Si}^D + Si} \right]$$

3.4 Simulations

Pour prendre en compte la réponse de la biologie au changement climatique, nous utilisons les sorties de simulations du modèle bio-géochimique (PISCES) forcé par le climat simulé à l'aide du modèle couplé océan-atmosphère. PISCES simule la productivité de la biologie marine et le cycle bio géochimique du carbone. Ce modèle retournera, entre autres, des flux de carbone, des concentrations de DIC, de PP, et de PE.

Nous nous concentrons au début de cette étude sur le carbone inorganique, l'effet thermique et l'effet de la circulation océanique. Nous avons considéré trois simulations où l'on augmente le CO_2 atmosphérique de 1% par an (dans PISCES) mais où le climat varie de façons différentes.

- CTRL est la simulation de contrôle. L'augmentation de CO_2 n'est pas perçue par le climat. Il n'y a donc pas de réchauffement global, ni de diminution de la circulation thermohaline.
- La deuxième simulation, IS92aC, est transitoire. Elle permet d'apprécier l'effet climatique total (thermique + circulation) : le climat change en réponse à l'augmentation de CO_2 atmosphérique. La température augmente et la formation d'eau profonde s'effondre car on apporte un flux d'eau douce qui correspond à la fonte des glaces (glace de terre) .
- Pour isoler l'effet de la modification de circulation thermohaline, on procède à une dernière simulation IS92aG où on enlève le flux d'eau douce provenant de la fonte des glaces. La circulation océanique diminue donc moins que dans IS92aC . En effectuant la différence IS92aG - IS92aC, on isole l'effet de la circulation thermohaline.

4. Résultats

4.1. Validité du modèle

Premièrement, il est nécessaire de savoir si les changements de flux d'eau douce dans le modèle modifient l'intensité de la circulation thermohaline. La **FIG 3** nous renseigne sur l'importance des flux des glaciers dans le modèle de l'IPSL. On observe que durant les 140 années de simulation, l'indice thermohalin diminue de 10 Sv à 6 Sv dans IS92aC alors qu'il ne diminue que de 10 à 8 Sv dans IS92aG. Le flux d'eau douce correspondant à la fonte de glace a donc une importance sur la diminution de la THC.

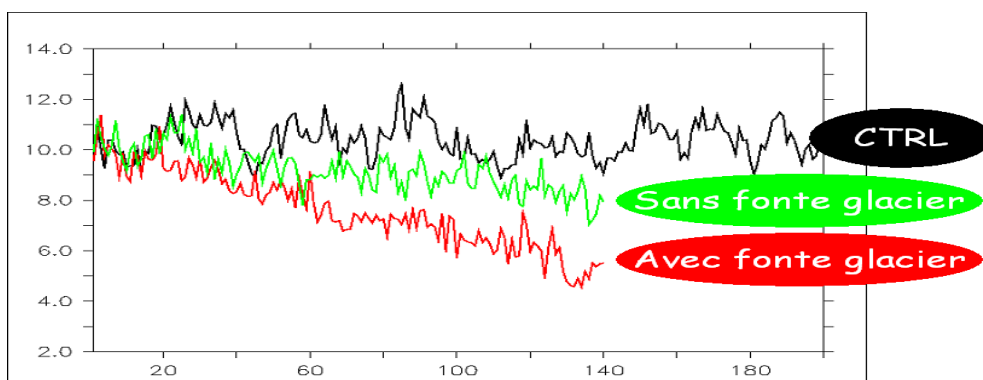


FIG 3 : L'évolution de l'indice thermohalin, en Sverdrup, dans nos trois simulations, en rouge IS92aC, en vert IS92aG. Résultats obtenus par didier Swingedouw (LSCE, 2005)

En seconde validité, les données sont comparées au modèle dans la FIG 4. Le flux est surestimé de 50 à 100 $\mu\text{moles/L}$ dans la zone équatoriale et jusqu'à 200 $\mu\text{moles/L}$ dans l'Atlantique nord. Il sature à 2500 $\mu\text{moles/L}$ aux hautes latitudes de l'Atlantique nord alors qu'il n'est que de 2150 $\mu\text{moles/L}$ selon les données .

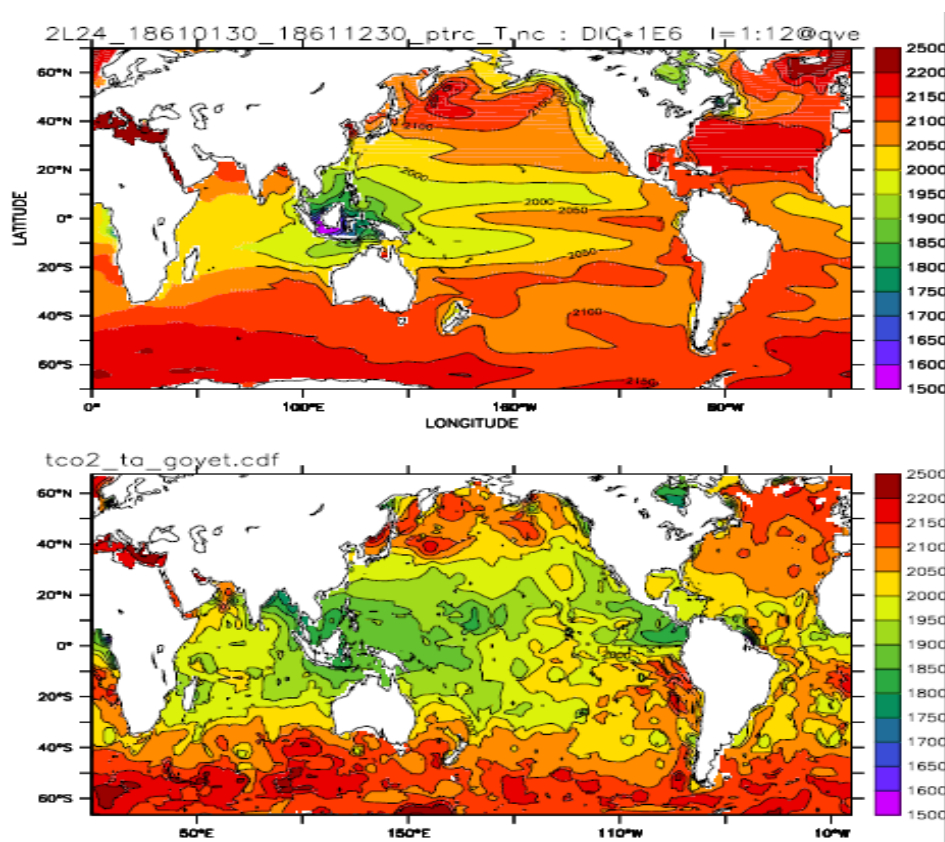


FIG 4 : Comparaison du DIC ($\mu\text{mol/l}$) du modèle avec les données

Ainsi, par rapport aux données, le modèle surestime un peu les concentrations de carbone mais il garde globalement les mêmes tendances.

4.2. Flux de carbone

On regarde tout d'abord les cartes de flux de carbone entre l'océan et l'atmosphère. Sur la **FIG 5**, les flux positifs (rouge) représentent les flux allant de l'atmosphère à l'océan. Globalement, le carbone est puisé par l'océan (zones rouges) au niveau de l'Atlantique Nord, du Pacifique Sud et Nord. Il repart vers l'atmosphère surtout dans la zone équatoriale, autour de l'antarctique (au sud de l'Australie et l'Afrique), et dans le pacifique Nord, ce sont les zones d'upwellings.

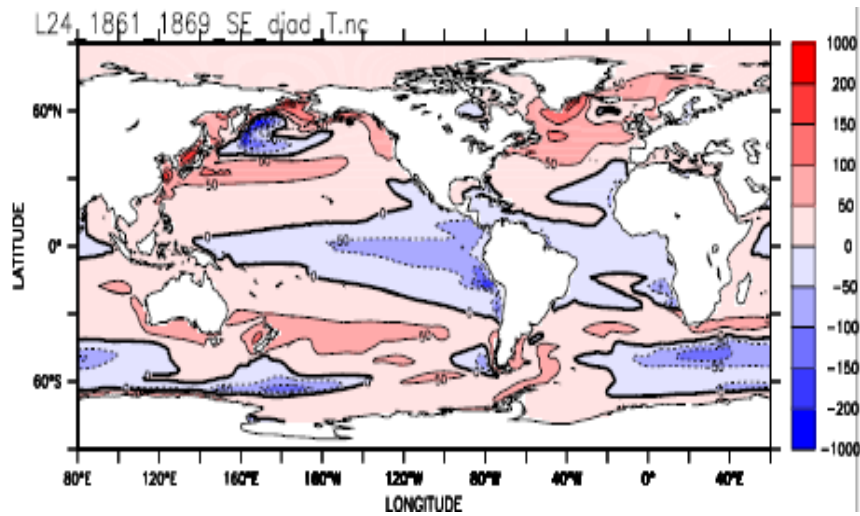


FIG 5 : Flux de carbone (mol/s/m^2)

Le CTRL révèle une augmentation globale du puit de carbone, voir **FIG 6**. Comme il y a plus de CO_2 atmosphérique, cette simulation nous montre une plus grande dissolution du CO_2 gazeux en CO_2 aqueux dans les zones de puits et de plus faible dégagement de CO_2 vers l'atmosphère dans les zones sources.

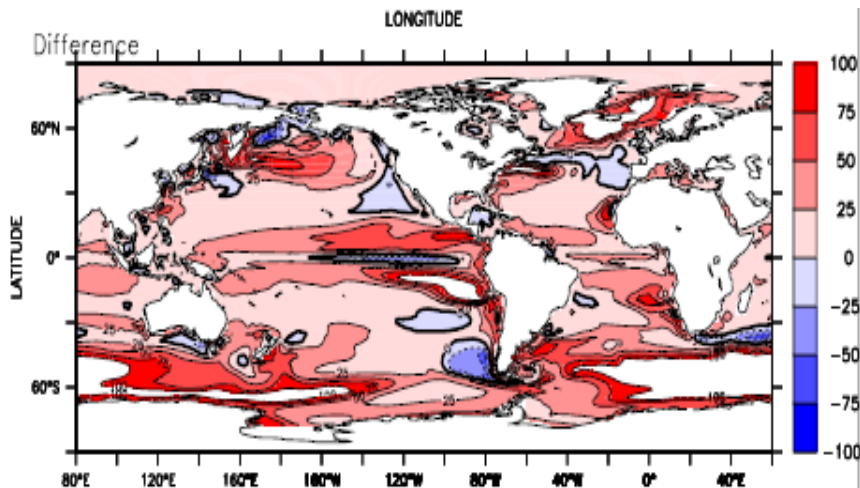


FIG 6: Différence des flux L24 (4XCO2) – L24 (1XCO2)

Le flux sature quand même à 6 GtC/an dans la **FIG 7b** (*courbe noire*). C'est l'expression de la saturation liée au « Buffer factor ». (Bopp L.)

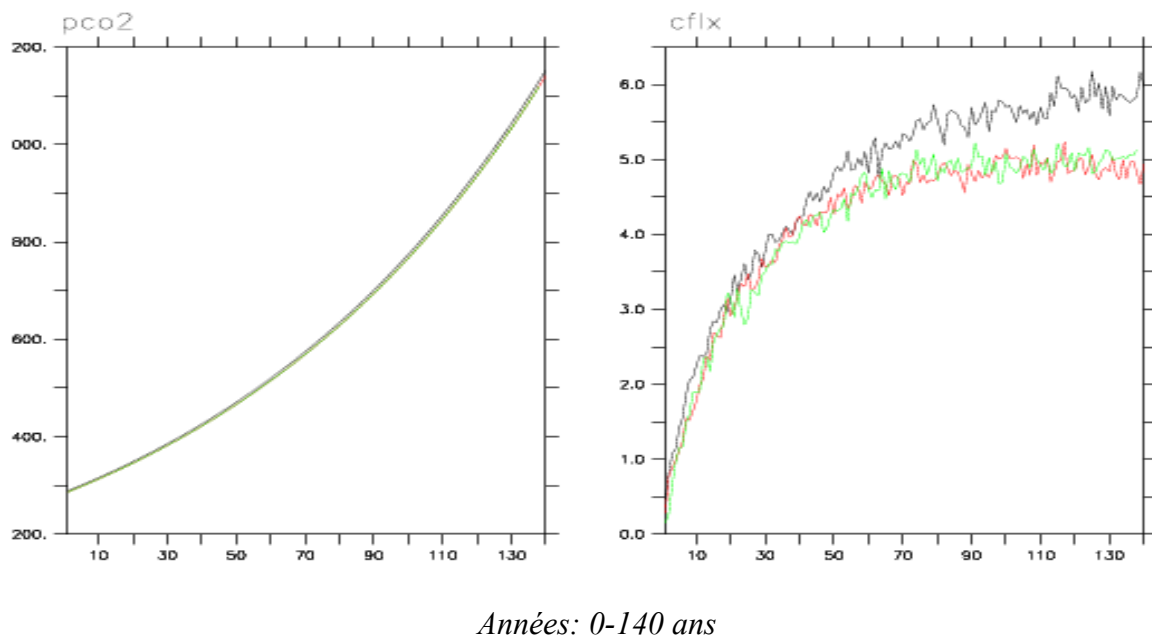


FIG 7a : Augmentation de pCO_2 imposée
(200 à 1200 ppm)

FIG 7b : Saturation du flux de carbone
(Gigatonnes/an)

Dans IS92aC, comme le montre la **FIG 8**, le puits est fortement réduit sur toute la surface du globe. Le flux sature très vite à 4.5 GtC, voir **FIG 7b** (*courbe rouge*). Par rapport au CTRL, il a perdu 1.5 GtC/an, il est donc plus faible de 25%. Du fait de l'augmentation de température, la dissolution est défavorisée, l'océan s'est stratifié, la couche de mélange est moins profonde. En outre, la fonte des glaces entraînent une diminution de la THC. L'ensemble de ces phénomènes contribue à la réduction du puits et à la rétroaction positive sur le changement climatique. (Friedlingstein P. *et al.* How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle?)

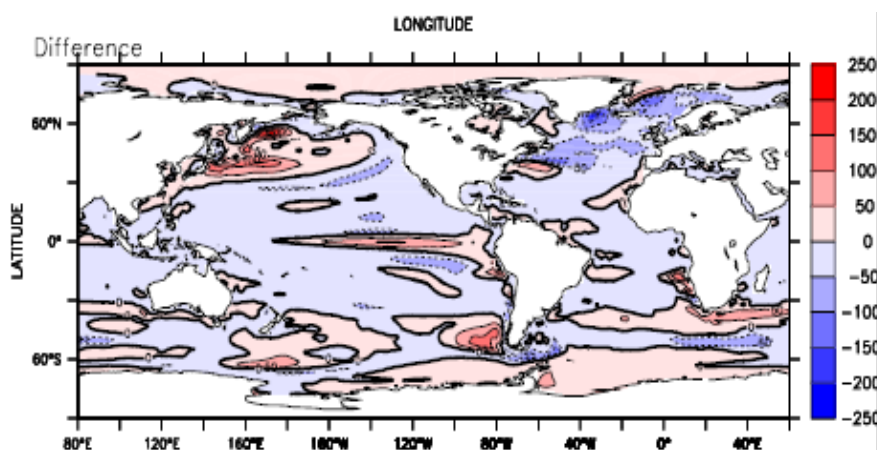


FIG 8: Différence de flux : L23 (4XCO2) – L24 (4XCO2)

La courbe de flux de carbone à l'échelle globale pour IS92aG sature aussi vite que pour IS92aC, **FIG 7b** (courbe verte). Cela signifierait-il que l'apport d'eau douce dans le modèle, qui correspond à la fonte des glaces et qui entraîne une modification de circulation thermohaline, ne joue pas pour beaucoup dans le puit océanique de carbone ?

En réalité, on ne peut pas conclure que l'effet de circulation ne joue aucun rôle dans le puit car les courbes représentent le flux à l'échelle globale. Or , il se peut qu' il y ait un réajustement régional de la circulation thermohaline qui nous empêche de voir son rôle. Pour vérifier cette hypothèse, nous nous concentrons sur des analyses régionales. On procède alors aux analyses de flux de carbone selon des bandes de latitudes pour les différents bassins.

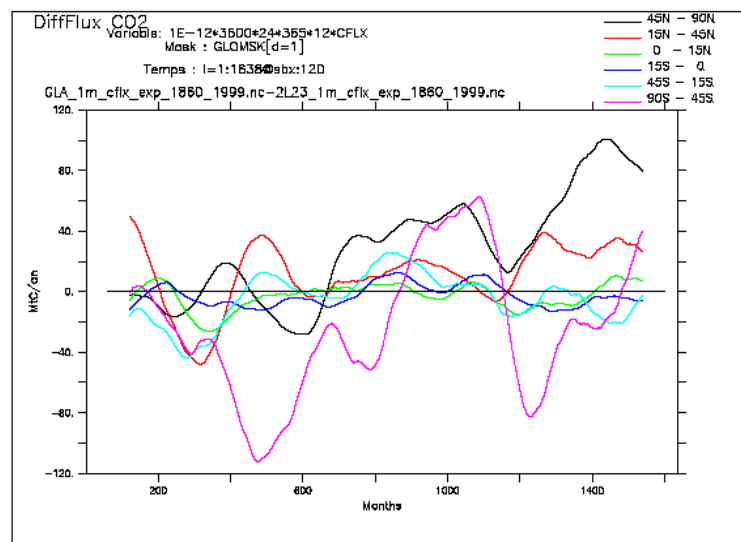


FIG 9 : Différence de flux IS92aG –IS92aC en MgtC/an moyenné sur tous les bassins (masque global)

Le rôle majeur sur l'augmentation du puits dans IS92aG à l'échelle globale provient de la bande de latitude comprise entre 45N-90N (courbe noire), il apparaît sur la **FIG 9** une augmentation de 80/90 Mgt C. Il semble que toute la contribution des 80 Mgt C des hautes latitudes se concentre dans l'Atlantique : **FIG 10**

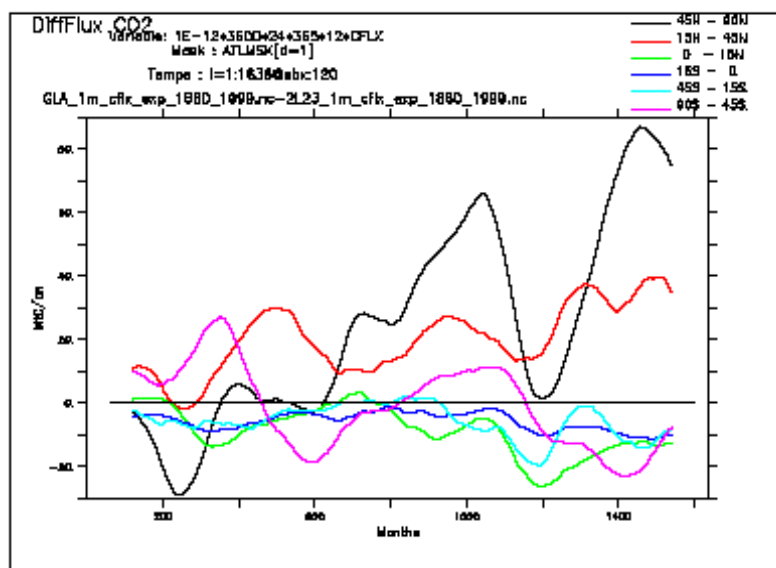


FIG 10 : Différence de flux IS92aG-IS92aC en MgtC/an dans l'Atlantique

Il apparaît une légère réaугmentation du puits de carbone dans l'océan lorsque la THC reste forte. Cette réaугmentation du puits se situe en Atlantique nord. Cependant, elle est très faible devant les 4.5 GtC. La saturation du puits provient donc plus de l'effet thermique qui ralentit la dissolution et augmente la stratification verticale de l'océan .

Ainsi, la THC joue peu en période transitoire sur la rétroaction positive du changement climatique. En revanche, son effet sur la profondeur du stockage et l'évolution à long terme est clair, FIG 11 :

FIG 11a : Section DIC dans l'Atlantique en $1 \times CO_2$. On observe dans l'Atlantique nord la formation d'eaux profondes :

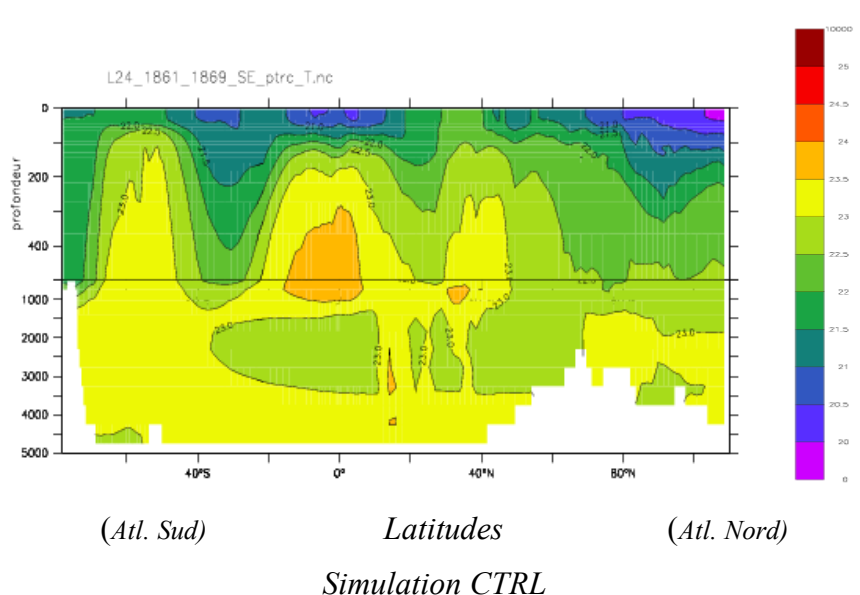


FIG 11b : Evolution à $4xCO_2$ dans CTRL sans effet climatique:

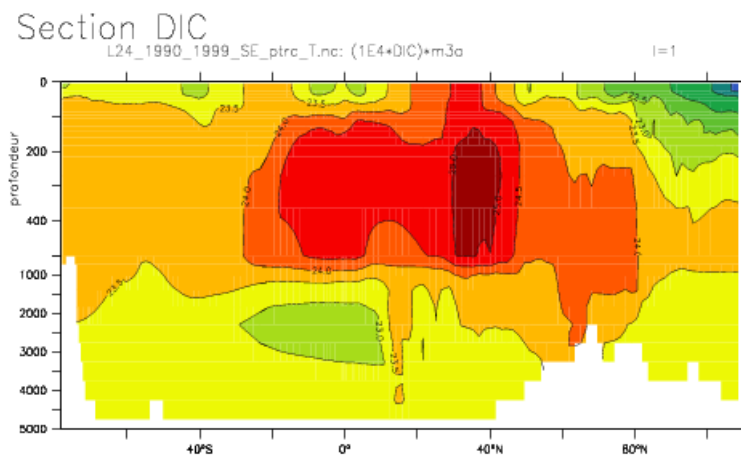


FIG 11c : Evolution à $4xCO_2$ avec effet climatique (IS92aC): il n'y a plus de formation d'eaux profondes en Atlantique nord: l'océan est stratifié.

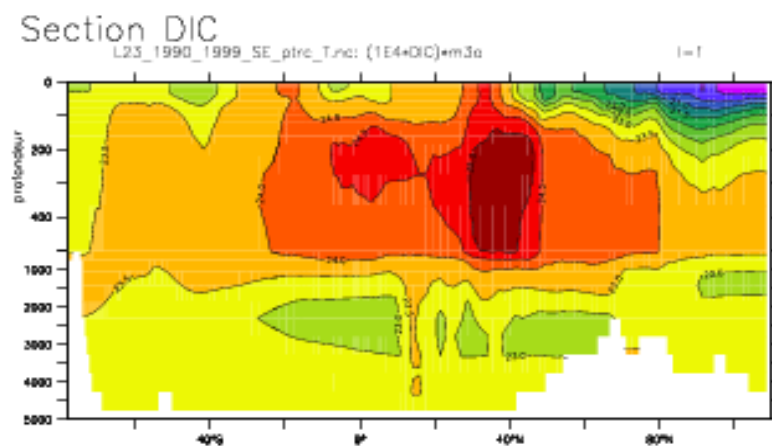


FIG 11 a, b et c: Concentration de DIC $10^E 2\mu\text{mol/L}$ dans l'Atlantique
Section verticale Sud-Nord.

4.3. Production primaire et Production exportée :

La biologie est affectée par plusieurs facteurs tels que les nutritifs, la lumière et la température. Les nutritifs dépendent fortement des upwellings. En effet, ces remontées rapides d'eaux profondes permettent aux nutriments concentrés en profondeurs de remonter à la surface. La lumière et la température vont dépendre de la dynamique. Le but de cette partie de

l'étude est d'évaluer les changements de ces facteurs (nutritifs, lumière, température) avec l'effet climatique et l'effet de circulation thermohaline. L'objectif final étant de quantifier le rôle de chacun des facteurs sur la biologie et de comprendre pourquoi cette biologie diminue autant avec l'effet climatique (IS92aC) et pourquoi elle diminue moins lorsque la circulation reste forte (IS92aG).

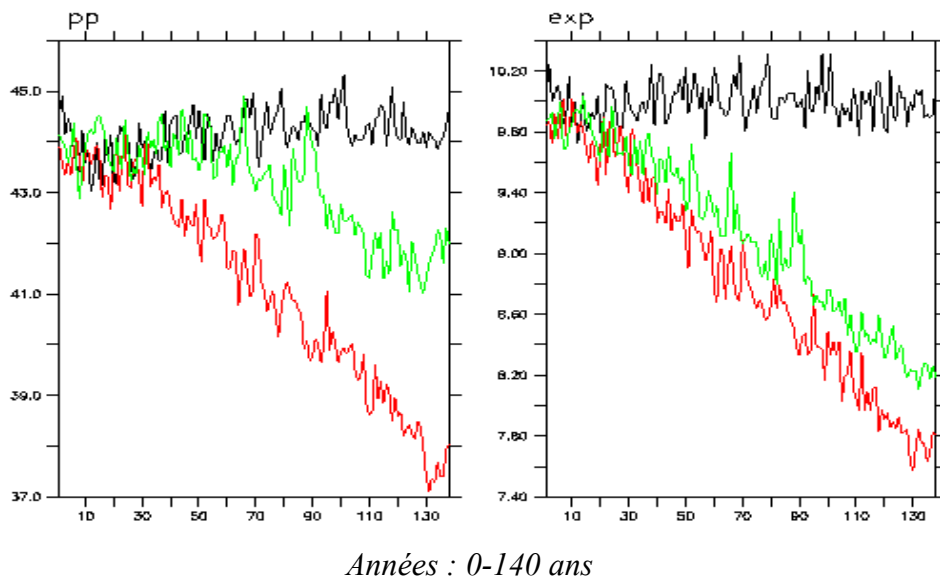


FIG 12a : *Production primaire en GtC*

FIG 12b : *Production exportée en GtC*

A l'échelle globale, dans les **FIG 12**, les tendances de PP et PE révèlent une très forte diminution de celles-ci dans les simulations IS92aC et IS92aG. La diminution est plus forte dans IS92aC que dans IS92aG à la fois pour la PP et PE. On s'attardera dans un premier temps sur la PP.

4.3.1. *Production Primaire*

Dans IS92aC, **FIG 12a**, courbe rouge, la PP diminue de 6 GtC. Elle passe de 44GtC ($1 \times CO_2$) à 38 GtC ($4 \times CO_2$). La diminution de la production primaire, à l'échelle globale selon des bandes de latitudes, est accentuée dans les tropiques, et a tendance à augmenter dans l'austral comme l'indique la **FIG 13** :

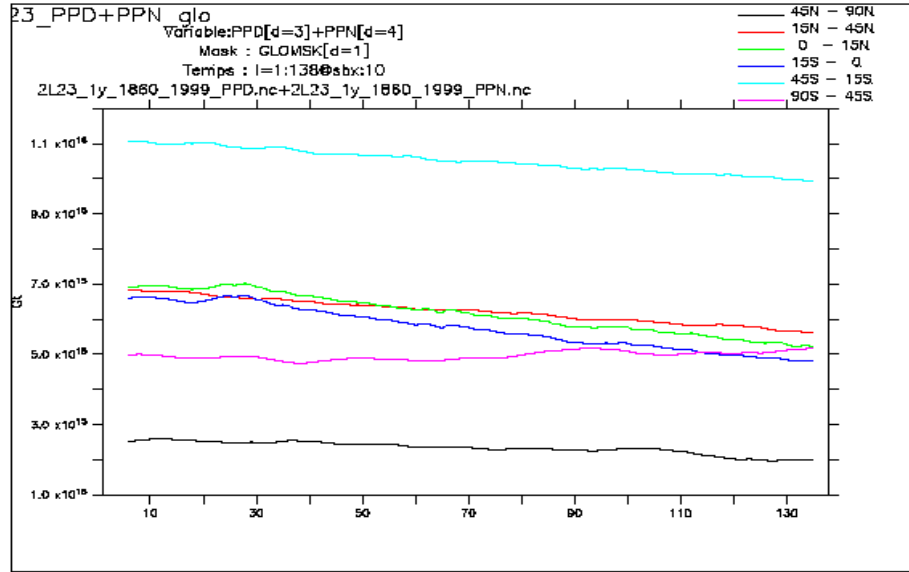


FIG 13 : PP dans IS92aC, diminution d'environ 3,4 GtC dans les tropiques

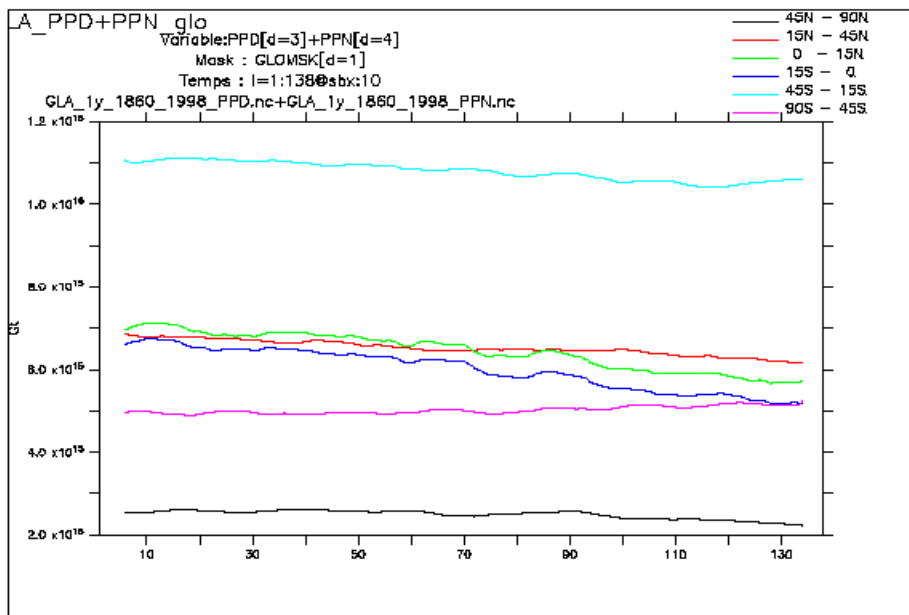


FIG 14 : PP dans IS92aG, diminution d'environ 2,6 GtC dans les tropiques

Quel facteur engendre cette diminution ?

Nous nous concentrerons d'abord sur la simulation IS92aC, qui lorsqu'elle est comparée au CTRL, représente l'effet climatique. Enfin, nous affinerons notre recherche grâce à la simulation IS92aG qui comparée à IS92aC caractérise l'effet de circulation.

4.3.1.1 Effet climatique (IS92aC-CTRL) :

Intéressons nous d'abord au facteur température. Dans IS92aC, la température a augmenté par rapport au CTRL. La photosynthèse et, par conséquent la PP, sont alors favorisées par cette augmentation de température. Cependant, la PP est diminuée dans IS92aC. Il semble donc que la diminution de PP soit engendrée par un autre facteur et que la température n'ait qu'un rôle trop faible.

Le facteur lumière nous intéresse aussi, car le phytoplancton utilise la photosynthèse pour fabriquer sa matière organique. Globalement dans IS92aC, comme la stratification verticale est augmentée, il y a plus de jours dans l'année où la couche de mélange reste près de la surface dans la zone euphotique. Ainsi, les organismes phytoplanctoniques bénéficient plus de la lumière. Cependant, la PP et PE sont les plus faibles dans la simulation IS92aC. Là encore l'effet de la lumière n'est pas suffisant.

En conclusion, soit l'augmentation de température et de nombre de jours de lumière ont un effet néfaste sur la PP et la PE, soit la diminution de la PP et PE provient du dernier facteurs : les nutriments. En effet dans IS92aC, la diminution des upwellings entraîneraient la diminution de nutritifs en surface (zones bleues). **FIG 15.**

FIG 15a : $I^E 6^*Si \mu\text{mol/L}$: différence IS92aC - CTRL

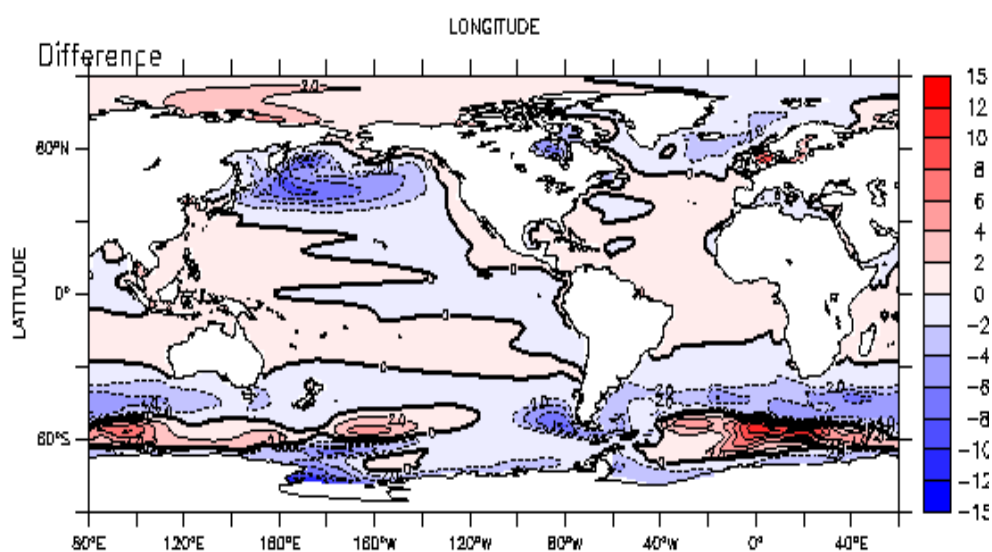


FIG 15b : $1^{E5} * NO_3 \mu\text{mol/L}$: différence IS92aC –CTRL

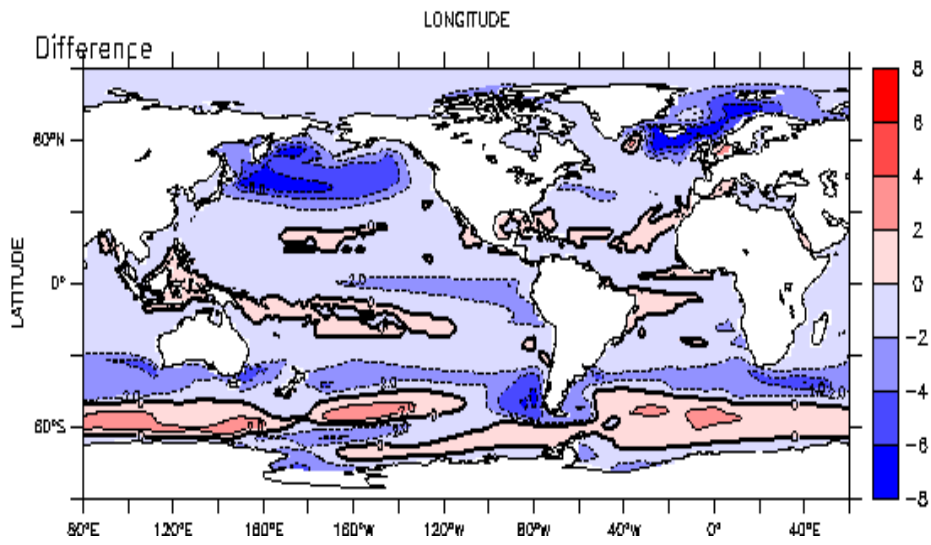


FIG 15c : $1^{E9} * Fe \mu\text{mol/L}$: différence IS92aC –CTRL

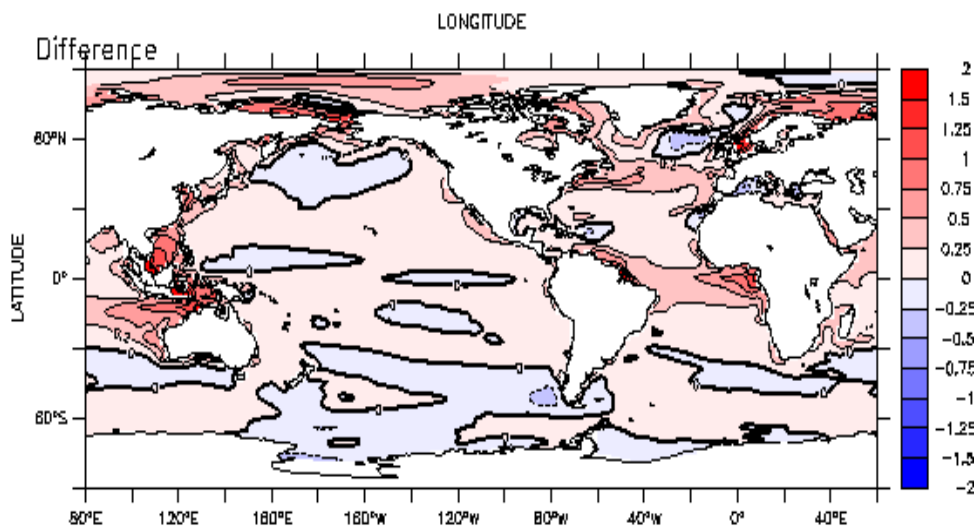


FIG 15a, b et c : Différences de concentrations de nutritifs IS92aC-CTRL en $\mu\text{mol/L}$

On remarque surtout une forte diminution des nitrates. Pour être plus précis il s'agit de mettre en relation ces cartes de concentrations de nutritifs avec les cartes des nutritifs limitants représentés dans la **FIG 16** :

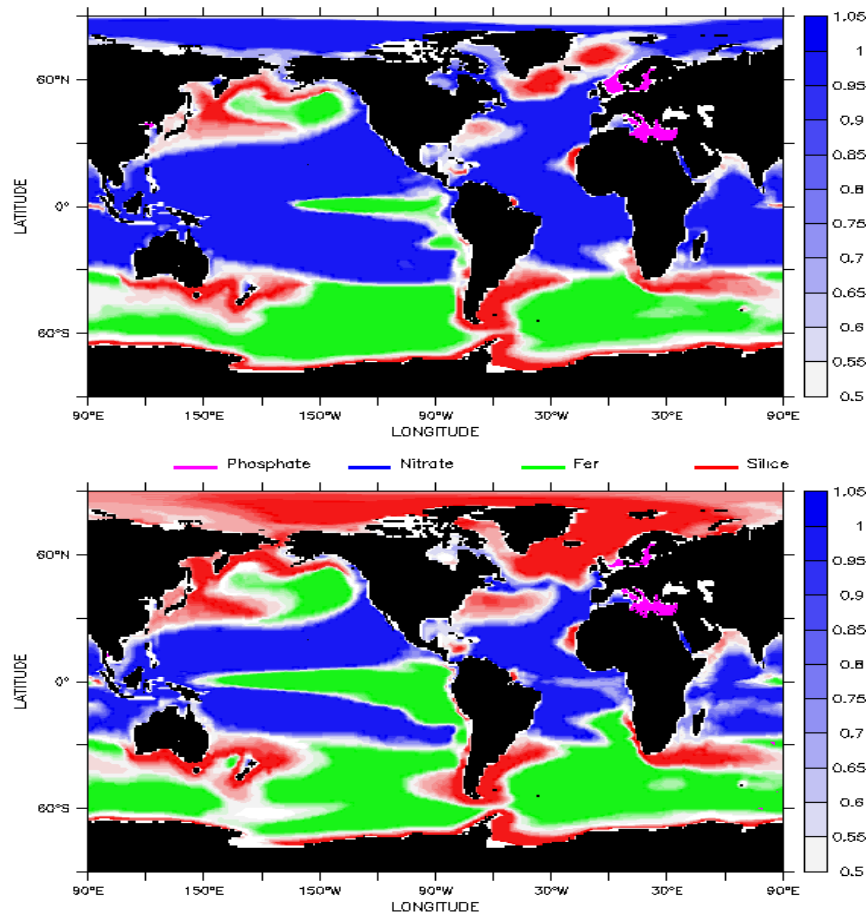


FIG 16 : Cartes des nutritifs limitants, IS92aC en haut , CTRL en bas

Dans IS92aC, la surface des gyres oligotrophes dans lesquelles les nitrates sont limitants, augmente par rapport au CTRL. Or, les concentrations de nitrates sont fortement diminuées dans IS92aC, ce qui pourrait engendrer la baisse de la production primaire dans cette zone équatoriale.

En revanche, dans l'austral non seulement les nutritifs qui diminuent ne sont pas limitants, mais , celui qui est limitant (le fer) a tendance à augmenter dans IS92aC. De plus, comme on augmente la saison de croissance en réduisant la profondeur de la couche de mélange ceci explique l'augmentation de PP dans l'austral.

4.3.1.2 Effet Circulation

Il s'agit de regarder les mêmes paramètres dans IS92aG – IS92aC. La température augmente globalement partout dans IS92aG par rapport à IS92aC voir **FIG 17** (zone rouge). Or, cette fois la PP et PE augmentent. L'augmentation de température n'a donc pas de rétroaction négative ou une rétroaction qui n'est pas suffisamment importante. La température pourrait être à l'origine de cette augmentation de PP.

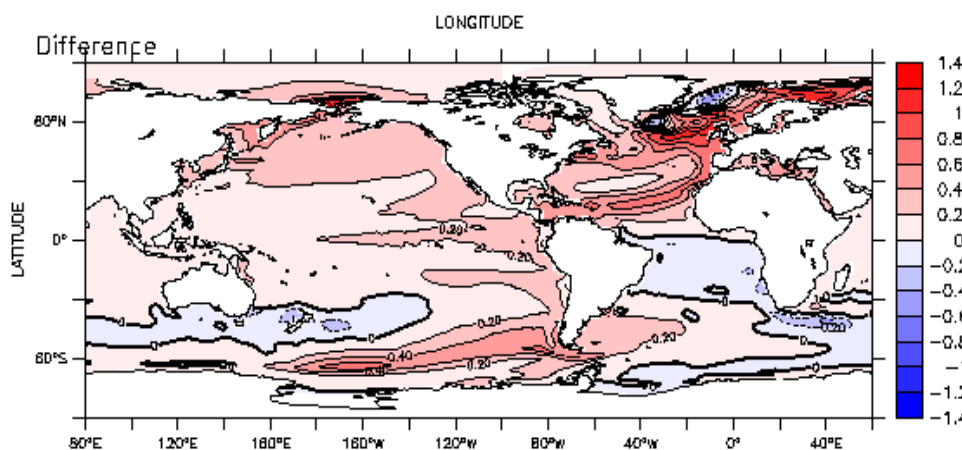


FIG 17 : Différence de température IS92aG-IS92aC

Le nombre de jours où la couche de mélange se trouve près de la surface est moindre dans IS92aG que dans IS92aC, surtout dans l'Atlantique nord et dans l'Austral, **FIG 18** (zones bleues) . On diminue donc dans IS92aG la saison de croissance notamment aux hautes latitudes. Ceci devrait diminuer la PP. Cet effet là, n'est pas perceptible.

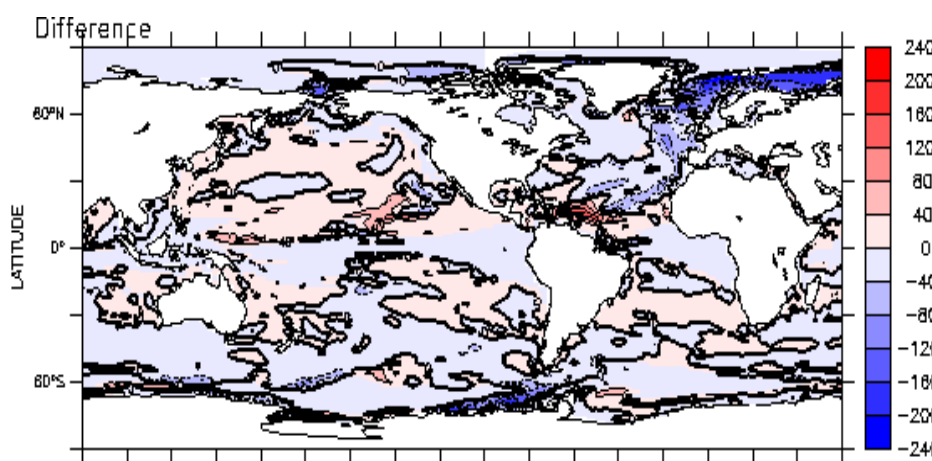


FIG 18 : Différence IS92aG-IS92aC de nombre de jours par an où la profondeur de la couche de mélange est inférieure à 50m .

Zones bleues : le nombre de jour ou la couche de mélange est peu profonde est plus important dans L23.

Regardons maintenant comment ont évolué les nutritifs. Les nutritifs notamment (NO_3 , PO_4^{3-} , Si) sont plus abondants dans IS92aG que dans IS92aC, FIG 19 (zones rouges) sauf pour le fer. Dans IS92aG, la PP diminue moins. La circulation reprenant, on peut imaginer qu'elle réaugmente les upwellings favorisant ainsi les nutritifs en surface, ceci contribuant à l'augmentation de la PP.

FIG 19a : $10^6 * Si \mu mol/L$: IS92aG - IS92aC

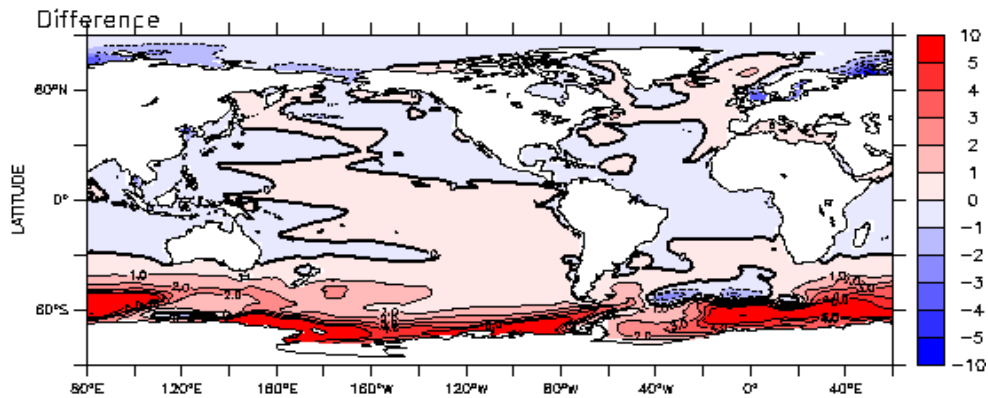


FIG 19b : $10^5 * NO_3 \mu mol/L$

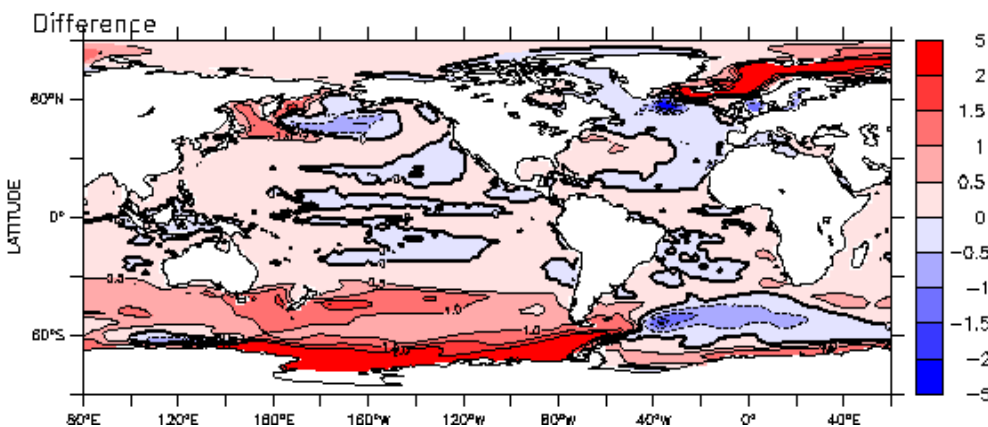


FIG 19c : $10^9 * Fe \mu mol/L$

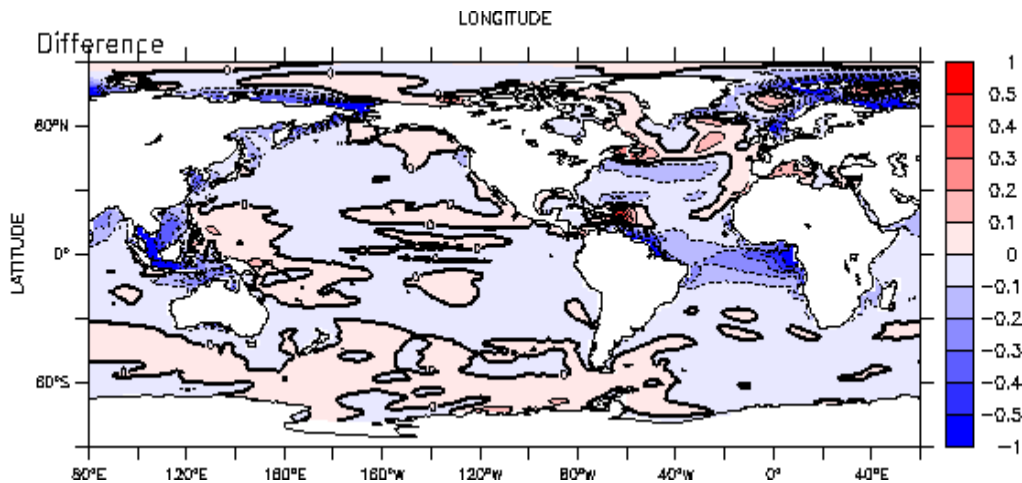


FIG 19a, b et c : Différence de concentrations de nutritifs IS92aG-IS92aC en $\mu mol/L$

Quant aux nutriments limitants, la **FIG 20** révèle qu'il n'y a pas d'important changement par rapport à IS92aC.

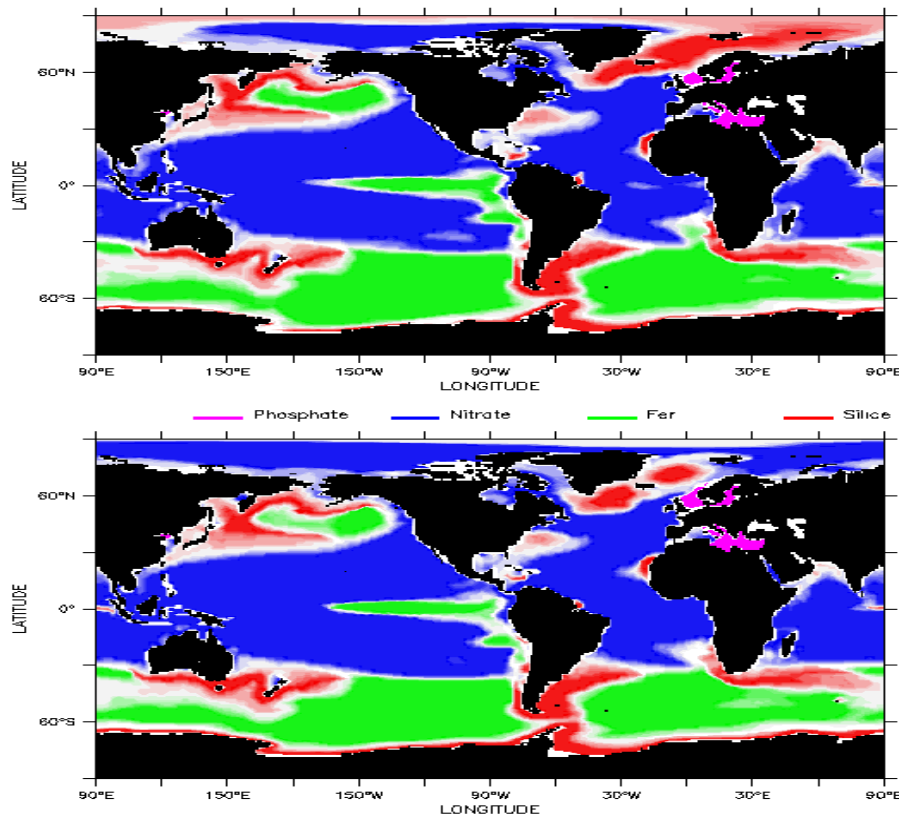


FIG 20 : Cartes des nutriments limitants, IS92aG en haut , IS92aC en bas

Ceci explique que si l'on garde la même surface de gyre oligotrophe et que la concentration des nutriments est augmentée dans cette zone, alors la PP est favorisée. C'est pourquoi on observe une moins forte diminution de PP dans IS92aG .

4.3.2. Production Exportée

Les conclusions sur la diminution de PE sont moins claires. Il semble à première vue que la diminution de PE soit directement liée à celle de la PP. Cependant, la diminution dans IS92aG se voit très vite alors que la diminution de PP pour la même simulation ne se fait qu'après 60 ans. La PE diminue de 2 GtC , elle passe de 9.80 GtC à 7.80 GtC dans IS92aC. Dans IS92aG, la diminution est plus faible elle va de 9.80 à 8.20GtC.

Nous avons vu que les diatomées, organismes plus lourds pouvaient avoir un rôle dans la diminution de PE . D'après la **FIG 21**, il semblerait que la production primaire de diatomées (PPD) diminue plus dans IS92aC faisant ainsi chuter fortement la PE. La PPD diminue moins dans IS92aG entraînant une moins forte diminution de PE que dans IS92aC.

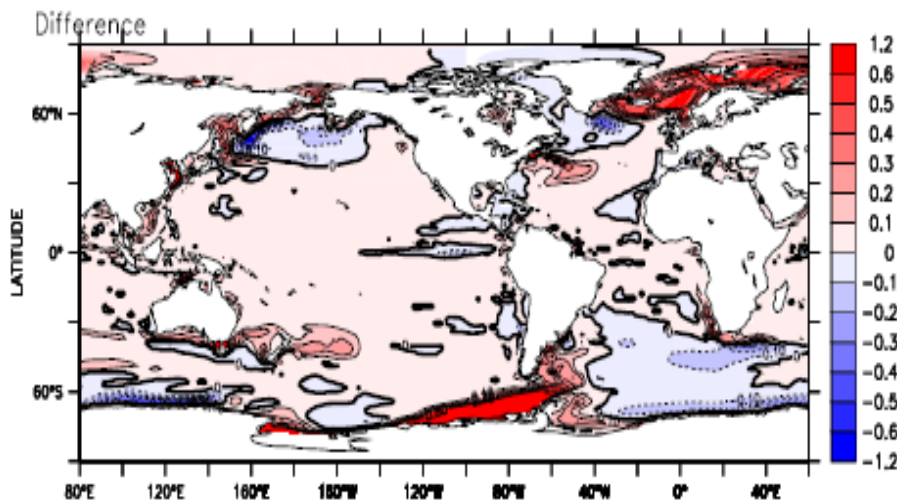


FIG 21 : Différence IS92aG-IS92aC à $4x CO_2$

Zones rouges : [PPD] plus importante dans IS92aG

5. Conclusions :

Les simulations effectuées avec le modèle PISCES conduisent à trois résultats majeurs .

(1) Le modèle révèle une diminution du puits de carbone en réponse au changement climatique. Les flux de carbone saturent dans les 3 simulations avec l'augmentation de CO_2 atmosphérique. Cependant, avec le changement climatique, ces flux de carbone saturent plus vite. Avec l'effet climatique, le flux de carbone diminue de 25% et passe ainsi de 6 GtC/an à 4.5 GtC/an. La diminution de circulation thermohaline n'a qu'un effet très faible en période transitoire sur le puits de carbone. En effet, lorsqu'on isole l'effet de la circulation, le flux sature aussi vite : en d'autres termes, l'atlantique réagit à cette circulation mais uniquement faiblement.

(2) La production primaire diminue de 6GtC avec l'effet climatique. Cette diminution serait due à la baisse d'intensité des upwellings qui bloque les remontés de nutritifs en surface dans les zones où ils sont limitants.

(3) La diminution de la PE semble être reliée à la diminution de la production primaire de diatomées, celle-ci jouant elle aussi dans la rétroaction positive sur le climat.

Ainsi, l'étude de l'évolution du carbone dans l'océan suite au changement climatique, révèle l'existence de phénomènes qui agissent en rétroaction positive importante sur le climat, ce qui ne ferait qu'accélérer le phénomène de réchauffement climatique.

Remerciements :

Je remercie Didier Swingedouw pour avoir organisé ce stage, consacré du temps à élucider les questions et enjeux du sujet (notamment sur la partie dynamique océanique) mais aussi pour m'avoir formée aux méthodes informatiques nécessaires à l'obtention de résultats dans cette discipline. Je remercie de même, Laurent Bopp pour ces précieuses explications sur la biogéochimie marine. Je remercie enfin Didier, Laurent et Pascale Braconnot pour les relectures de mes rapports et pour m'avoir aidé à la présentation orale de ce stage.

Références :

1. Schmittner A. Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the atlantic overturning circulation. *Nature* **434**, 628-633 (2005).
2. Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Winguth A. Future ocean uptake of CO₂: interaction between ocean circulation and biology. *Climate Dynamics* **12**, 711-721 (1996).
3. Bopp L., *Changements climatiques et biogéochimie marine*. PhD Thesis Université Paris 6.
4. Dickson B., Yashayaev I., Meincke J., Turells B., Dye S., Holfort J. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* **416**, 832-836 (2002).
5. Mcmanus J.F., François R., Gherardi J.M, Kelgwin L.D , Brown-Leger S. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* **428**, 834-837 (2004).
6. Aumont O., PISCES biogeochemical model. Rapport technique (2004).
7. Friedlingstein P., Dufresne J.-L., Cox P.M., Rayner P. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus* **55B**, 692-700 (2003).
8. Martin, P., D. Archer, D.W. Lea (2005), Role of deep sea temperature in the carbon cycle during the last glacial, *Paleoceanography*, 20, PA2015, doi:10.1029/2003PA000914.

9. Chuck A., Tyrrell T., Totterdell I.J., Holligan P.M. The oceanic response to carbon emissions over the next century: investigation using three ocean carbon cycle models. *Tellus* 57B, 70-86 (2005).

10. Bopp L., Aumont O., Cadule P., Alvain S., Gehlen M. Response of diatoms distribution to global warming and potential implications- Aglobal model study. *Geophysical research letters* (in press).