

INSTITUT MEDITERRANEEN D'OCEANOLOGIE

MASTER OCÉANOGRAPHIE

Spécialité : Océanographie Physique et Biogéochimique

Sébastien LE CLEC'H

Impact d'un flux d'eau douce sur l'Atlantique Nord : comparaison modèles – données sédimentaires lors d'événements de Heinrich.

Rapport de Stage réalisé au sein du laboratoire :

Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux
EPOC – Bordeaux (France)

Sous la Direction de : *Didier Swingedouw*

Année Universitaire : 2013–2014

Résumé

Le passé climatique de la Terre est marqué par la présence de débris terrigènes dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord, mettant en évidence des événements de fonte massive d'icebergs et ayant un fort impact sur le climat. Ce sont les événements de Heinrich (HE). Étant donné la fonte du Groenland dans le futur, évaluer l'influence d'une telle fonte dans des modèles de climat est nécessaire. Dans ce stage nous évaluerons les conséquences régionales d'un flux d'eau douce en Atlantique Nord dans deux modèles (nommés CM4 et CM5A). Nous analyserons les mécanismes à l'origine de la variation de l'export du carbone organique à 100 m de profondeur (EXP) dans les deux modèles. En effet, cette EXP est enregistrée dans les données sédimentaires qui nous serviront ensuite de référence. Dans ces deux modèles, une diminution de l'intensité de la circulation thermohaline méridienne en Atlantique Nord, qui combinée, principalement, avec des modifications des vents, des courants et des stocks de nutriment dans la couche de surface océanique, provoquent des perturbations de l'EXP, variables selon les régions et les modèles. La comparaison avec des données sédimentaires, montre que le modèle CM5 représente plus justement les événements de Heinrich que la précédente version, CM4.

Abstract

The past climate of the Earth is marked by the presence of terrigenous debris in marine cores sediments in the North Atlantic ocean, highlighting the massive icebergs melt events and having a strong impact on the climate. It's called Heinrich events (HE). Given the melting of Greenland in the future, assess the influence of its melting in climate model is necessary. In this course, we will evaluate the regional impact of a freshwater flux in the North Atlantic ocean, in two different models (named CM4 and CM5A). We analyze the mechanisms at the origins of the variation in export of organic carbon at 100 m depth (EXP) in both models. Indeed, the EXP is recorded in sedimentary data and will use it later like reference. In the two models, a decrease in the intensity of the meridional overturning circulation in the North Atlantic ocean, combined with changes in winds, currents and nutrient stocks in the ocean surface layer, causing disturbance in the EXP, in different regions and models. Comparison with sediment data shows that the CM5 model represents more accurately the Heinrich event than the previous version, CM4.

Table des matières

1	Introduction	3
1.1	Les climats passés	3
1.2	Les changements climatiques abruptes	3
1.3	Conséquences des événements de Heinrich	5
1.4	Le climat futur.	7
1.5	Objectif du stage : la modélisation des événements de Heinrich	8
2	Outils et méthodes	9
2.1	Description du modèle	9
2.2	Différences entre les modèles IPSL-CM4 et IPSL-CM5A.	11
2.3	Simulations avec une perturbation en d'eau douce.	12
2.4	Forçages des simulations	13
2.5	Les données sédimentaires	13
3	Résultats	15
3.1	Les simulations de références	15
3.2	Simulations perturbées - simulations références.	19
3.2.1	Changement d'EXP global et comparaison avec les données sédimentaires.	20
3.2.2	Mécanismes à l'origine de la modification de l'EXP.	22
3.3	Comparaison modèle - données sédimentaires avec proxy de la SSS et SST.	26
4	Conclusion	26
5	Bibliographie.	28

1 Introduction

1.1 Les climats passés

Dans l'histoire climatique terrestre, la Terre a subi de nombreuses variations climatiques composées de succession de périodes froides (glaciaires) et de périodes chaudes (interglaciaires). Les périodes glaciaires sont marquées par une forte présence de glace, due à un refroidissement global de l'atmosphère terrestre. Les périodes interglaciaires sont marquées par une plus faible quantité de glace, liée à une augmentation des températures à la surface de la Terre. L'enchaînement de ces différentes périodes suit des cycles de 100 000, 40 000 et 23 000 ans en fonction de la position de la Terre sur son orbite et en fonction de son obliquité. La distance Terre - Soleil influe sur l'intensité des rayonnements solaires reçus à la surface de la Terre, cela conduit soit à un réchauffement quand la distance augmente, soit à un refroidissement quand la distance diminue. Ainsi un enregistrement continu et global des variations de température a été recherché à partir des années 1950. Des carottages dans les sédiments des fonds océaniques et dans les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique ont été utilisés pour étudier la proportion entre les isotopes 18 et 16 de l'oxygène (appelé $\delta^{18}O$) contenus dans la glace et les sédiments. Ce rapport est ensuite corrélé à la température locale de l'atmosphère terrestre. Une courbe de variation de la température moyenne a pu être établie pour les 200 derniers millénaires. Ces variations de températures combinées avec la datation des sédiments, permet d'aboutir à une chronologie désormais universellement reconnue que l'on appelle la chronologie isotopique ou encore *Marine Isotope Stage* (MIS) en anglais. La chronologie isotopique de température a permis de définir une alternance de stades froids (numéros pairs) et de stades tempérés (numéros impairs), numérotés à partir du stade tempéré actuel ou stade 1 (MIS1) et en remontant dans le temps.

1.2 Les changements climatiques abruptes

Les données paléoclimatiques recueillies à travers le monde montrent des changements rapides et de larges amplitudes de la température et du climat lors des périodes glaciaires. Plus particulièrement, des études sur les carottes de glace du Groenland [Dansgaard et al., 1993] ont montrées l'existence de changements abruptes du climat (Fig. 1) Durant la fin de la dernière période glaciaire, 16 évènements climatiques chauds ont eu lieu. Ces périodes de réchauffement abruptes, durant la période froide, sont appelées évènements de Dansgaard-Oeschger (DO). D'autres études, mais cette fois-ci sur les sédiments marins dans l'Atlantique Nord [Heinrich, 1988], ont révélé la présence de 6 évènements de dépôt de roches érodées provenant de la fonte des icebergs au large des glaciers continentaux Groenlandais, d'Amérique du Nord et d'Europe de l'Ouest. Ces débris sont appelés en anglais *Ice*

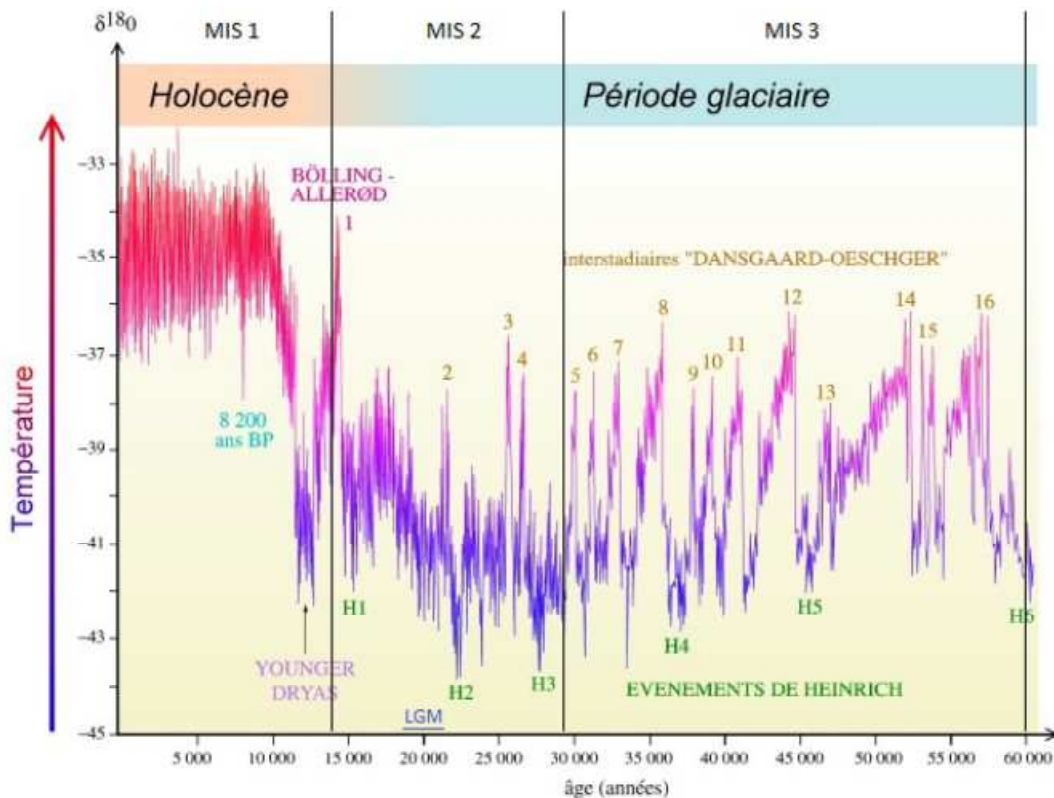


FIGURE 1 – Variation du $\delta^{18}O$ de la carotte GRIP (Groenland) durant la dernière période glaciaire de -60 000 à -15 000 ans (fin du Pléistocène) et le début de la période interglaciaire de -11 000 ans à l'actuel (l'Holocène). Plus le $\delta^{18}O$ augmente, plus la température augmente (en couleur rouge (=chaud) et bleu (=froid) sur la courbe). Présence de changements abrupts du climat : en orange est spécifier le numéros des événements de Dansgaard-Oeschger et en vert le numéros des événements de Heinrich. Indication des différentes conditions climatiques type (MIS et LGM). (d'après Grousset [2001])

Rafted Debris (IRD). Lors de leur formation et de leur avancée, les glaciers ont raclé le sol continental et ont piégé des débris terrigènes dans leurs couches de glace. Une fois piégé, les IRD sont exportés au large par les icebergs qui vont alors fondre et déposer les IRD au fond des océans. Ce sont les événements de Heinrich (HE).

Deux hypothèses expliquent ce détachement d'icebergs de tailles importantes qui peuvent atteindre la superficie de la France et une épaisseur supérieure à 250m. La première hypothèse est d'origine mécanique [Calov et al., 2002] : à partir d'un poids critique, la calotte peut céder et entraîner un large massif d'icebergs vers le large. La deuxième hypothèse est liée à une interaction calotte-océan par le biais des plateformes de glaces flottantes [Alvarez-Solas et al., 2011]. Des modifications de température océanique de subsurface sous les plateformes de glace font fondre la glace de dessous et ainsi fragiliser la plateforme, qui va alors se rompre et dériver vers le large. En l'absence de cette plateforme de glace, plus aucune structure solide ne retient l'avancée des glaciers (effet d'arc boutant), il se produit une accélération des écoulements, entraînant un largage massif d'icebergs.

Les HE se résument donc à un apport important d'eau douce dans le Nord de l'océan Atlantique Nord. L'estimation précise des apports d'eau douce durant ces événements de Heinrich est une chose difficile. Cependant, le choix fait sur la quantité d'eau apportée n'empêche pas d'en déduire les modifications générales engendrées, par celle-ci, sur le système Terre. Les estimations de la fonte du Groenland durant ces dernières décennies, réalisées par Rignot et al. [2011], indiquent une fonte ayant des débits entre 0,02 et 0,04 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). A l'époque de la dernière période glaciaire (LGM), la quantité de glace était beaucoup plus importante qu'aujourd'hui [Charbit et al., 2007]. Notamment, les plates-formes de glace recouvraient une grande partie de l'océan Arctique, la mer de Barents et mer du Nord ainsi que l'extrême Nord du continent Américain [Svendsen et al., 2004]. Durant ces périodes passées, le vélage engendrant les apports d'eau douce par les icebergs lors de HE étaient nettement plus conséquents. C'est pourquoi de nombreux scientifiques considèrent plutôt un cas de fonte extrême, avec des apports d'eau douce moyen variant entre 0,1 et 1 Sv. ([Kageyama et al., 2009] ; [Mariotti et al., 2012] ; [Menviel et al., 2008] ; [Swingedouw et al., 2006] ; [Swingedouw et al., 2009], par exemple).

1.3 Conséquences des événements de Heinrich

Les différents événements de Heinrich observés dans les données sédimentaires se corrélaient avec d'importantes modifications des processus biogéochimiques et physiques propres à l'océan mais, aussi des modifications du climat à l'échelle planétaire.

La circulation océanique de grande échelle est liée aux gradients de densité qui sont régulés par les flux de chaleur et d'eau douce variant géographiquement entre les hautes et les basses latitudes. On parle de Circulation THermohaline globale (THC). La THC peut être vue comme un tapis roulant parcourant tous les océans. L'eau des couches de surface de l'océan se déplace des basses latitudes où elle est chauffée et légère vers les hautes latitudes où elle se refroidit et s'alourdit. Dans l'océan Atlantique Nord et dans l'océan Austral, l'interaction avec l'atmosphère dans les hautes latitudes (températures froides) peut conduire à une instabilité convective des eaux de surface et à l'apparition d'un flux de masse vers le bas, qui forme les eaux intermédiaires et profondes de l'océan. Ainsi des eaux de surface chaudes et salées en provenance de l'Atlantique tropicale remontent vers l'Atlantique Nord via le Gulf Stream. Comme tous les courants de surface, en plus d'être lié aux différents flux, ce courant est aussi entraîné par la direction et la force des vents proches de la surface océanique et des courants de marées. Arrivée dans la gyre subpolaire, cette eau est refroidie, sa densité augmente puis par gravité, elle va couler (car plus lourde) vers les couches profondes en mer du Labrador et des mers Nordiques (jusqu'à plus de 2600m) ou elle s'écoulera le long de la topographie des fonds

océaniques en direction du Sud. Ce courant se nomme les eaux profondes Nord Atlantique ou encore *North Atlantic Deep Water* (NADW) en anglais. La combinaison des courants situés uniquement en Atlantique Nord (de surfaces et de fonds) représentent la circulation méridionale Atlantique, appelé aussi *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) en anglais. Talley et al. [2003] estime que ce courant à un débit actuel moyen de $\approx 15 - 20$ Sv. Ce qui veut dire que 15 - 20 Sv plonge en Atlantique Nord, soit 10 fois le débit de tous les fleuves du monde.

Il existe aussi, pour les courants de surface, une circulation liée aux vents. Les processus physiques mis en place par les vents, peuvent, eux aussi, engendrer des plongées d'eau de surface en profondeur (dit *downwelling* (DOWN) en anglais), lorsqu'ils provoquent une convergence des courants de surface, ou bien, des remontées d'eaux de fond à la surface (dit *upwelling* (UPW) en anglais), lorsqu'ils créent une divergence des masses d'eau de surface. En fonction de la localisation géographique des côtes continentales et de l'orientation des vents, des processus de DOWN ou UPW peuvent aussi se mettre en place, dans ce cas précis, on les nomme *downwelling* ou *upwelling* côtier. L'aboutissement des effets du vents, des UPW et des DOWN est une modification de l'épaisseur de la couche de mélange (en anglais *Mixed Layer Depth*, MLD). La MLD océanique est la profondeur d'une couche d'eau homogène à la surface des océans. Son épaisseur varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres en fonction de la force des vents et de la température atmosphérique. Ainsi, le niveau inférieur de la couche de mélange peut s'abaisser jusqu'à des profondeurs où se trouvent des eaux riches en nutriments. Ceux-ci se retrouvant alors dans une couche d'eau homogène, sont mélangés dans toute cette masse d'eau de surface, permettant un réapprovisionnement des stocks d'éléments nutritifs essentiels au développement de la Production Primaire (PP).

Durant les HE, McManus et al. [2004] ont montré qu'il y a une diminution de l'intensité de l'AMOC principalement due à des modifications de la salinité de surface par les flux d'eau douce. Le degré de diminution est variable selon les auteurs, mais ils s'accordent tous à dire que cela a un fort impact sur le climat, notamment par la modification du transport de chaleur vers les latitudes Nord. Une diminution du transport de chaleur vers le Nord va augmenter la couverture de glace et donc l'albédo de la Terre ce qui accentue le refroidissement de l'atmosphère de l'hémisphère Nord car la planète réfléchit davantage le rayonnement solaire, en absorbe moins, ce qui amplifie son refroidissement [Winton, 2003]. D'autres conséquences ont été montrées, par exemple : Schmittner and Galbraith [2008] ont mis en avant que lors des HE une augmentation de la productivité primaire océanique et une diminution de l'export de matière organique vers le fond des océans due à une amélioration de la reminéralisation en réponse à une augmentation de température ; Anderson et al. [2009] ont montré durant les HE on observe une variation des concentrations des éléments biogéochimiques, notamment de carbone organique, dans les sédiments des fonds marins ; Stager et al. [2011] ont montré que

les HE coïncident avec des variations importantes de l'intensité des moussons en Asie.

1.4 Le climat futur.

Alors que la calotte groenlandaise connaît aujourd'hui une fonte de plus en plus rapide, il est important d'évaluer l'impact que pourrait avoir une telle fonte dans le futur. Pour cela, les modèles du climat constitue des outils indispensables. L'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL, France) à notamment mis au point depuis 1995 une plateforme, *climate model* (CM), permettant de modéliser le système Terre grâce à l'interaction de différents modèles représentant l'ensemble des compartiments du système climatique (Océan, Atmosphère, Continent, Glacier). Les résultats émanant de cette plateforme laissent aux scientifiques de multiples voies d'études et notamment celle de l'évolution du climat passé ou futur. Le cinquième rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) [WGIIAR5, 2014] estime que depuis l'ère industrielle les activités humaines sont responsables à 95% de l'augmentation des températures sur Terre. Le principal gaz émis par les activités anthropiques est le CO_2 , ce gaz à effet de serre naturellement présent dans l'atmosphère, est essentiel à la régulation du climat sur terre. La pCO_2 ne cesse de voir ces concentrations augmenter depuis plusieurs décennies. Cela a pour conséquence de modifier le climat avec une accélération de la fonte des glaces aux pôles et notamment au niveau du Groenland. La calotte groenlandaise a perdu 249 Gt an^{-1} de glace depuis les années 1990 [WGIIAR5, 2014]. Cette fonte apporte de l'eau douce à l'océan Atlantique Nord et peut donc s'apparenter à des évènements de Heinrich. Une extrapolation des données de Rignot et al. [2013] montrent que si la tendance de l'augmentation de la pCO_2 dans l'atmosphère observée depuis 1990 continue à croître linéairement, les débits d'eau douce issus de la fonte du Groenland pourraient atteindre 0.07 Sv en 2100.

Il est admis que l'apport d'eau douce en Atlantique Nord, a une influence à grande échelle sur de nombreux processus (cf partie 1.3). Cependant, à plus petite échelle, on connaît moins bien les mécanismes qui sont à la base de ces modifications. Mariotti et al. [2012] ont effectué un travail de comparaison entre les résultats des simulations du modèle de l'IPSL, dans l'objectif d'étudier l'influence des évènements de Heinrich dans 8 régions océaniques différentes. Pour ce faire, ils ont utilisé une simulation dite de référence qu'ils ont comparé avec une simulation dite perturbée dans laquelle un flux d'eau douce a été ajouté en Atlantique Nord. Les conditions climatiques choisies pour les deux simulations sont celles du dernier maximum glaciaire (LGM) il y a 21 000 ans. Pour chaque région d'étude choisi, en se basant sur les variations locales de l'export de matière organique à 100 mètres de profondeur (EXP), ils ont mis en avant les processus physiques et biogéochimiques liées aux HE et ont donné des hypothèses sur les mécanismes à l'origine de ces modifications locales. Ils

ont ensuite confronté leurs résultats avec des données sédimentaires issues de carottes de sédiments marins pour valider la pertinence du modèle IPSL. Cette étude, même si basée sur des conditions climatiques différentes qui engendrent une couverture de glace plus importante qu'à l'actuel, peut être extrapolée à une fonte similaire du Groenland dans un futur proche et ainsi donner un aperçu des conséquences climatiques et océaniques de cet apport d'eau douce dans le siècle à venir : une baisse accentuée des exports de matière organique dans les profondeurs de l'océan Atlantique Nord réduisant ainsi la séquestration de CO_2 atmosphérique (pCO_2) par l'océan. Cette diminution de la capacité de l'océan à stocker du carbone pourrait expliquer l'augmentation d'environ 20 ppm du CO_2 atmosphérique passé, enregistrée dans les carottes de glace lors des événements de Heinrich.

1.5 Objectif du stage : la modélisation des événements de Heinrich

La plateforme IPSL évolue régulièrement. Dans ce rapport, il sera étudié la version 4 (IPSL-CM4) et la version 5 (IPSL-CM5A-LR, LR pour *Low Resolution*). Dans le cadre de mon stage, j'ai suivi la même méthodologie de Mariotti et al. [2012] qui utilise le modèle CM4 mais les résultats du modèle CM5A. Ceci afin de répondre aux questions suivantes :

Comment le nouveau modèle représente-t-il les événements Heinrich ? Y a-t-il des différences avec la version précédente ? Quels sont les mécanismes mis en jeu ? La comparaison avec les données sédimentaires est-elle plus correcte et plus adaptée ?

En plus de cela, mon intégration au sein du laboratoire d'Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) de Bordeaux me place au cœur d'une équipe de sédimentologues spécialistes de l'étude des climats passés, me donnant ainsi un accès direct à une bibliothèque sédimentaire importante. Combinée avec les connaissances en climatologie et en modélisation de D. Swingedouw, la modélisation des climats passés et futurs crée un réel engouement pour cette spécialité naissante au sein du laboratoire EPOC.

Mon rapport va présenter, à la suite de cette partie introductive, les outils et les méthodes que j'ai utilisés durant ce stage pour répondre aux questions précédemment évoquées. Je présenterai les modèles et les simulations qui ont servi à reproduire numériquement les événements de Heinrich et je parlerai également des données sédimentaires utilisées pour la comparaison modèles - données, dans une troisième partie je détaillerai les résultats de la comparaison des simulations du modèle IPSL-CM4 et IPSL-CM5A-LR pour en déterminer et expliquer les conséquences des HE, à l'aide de l'étude de l'EXP observée dans différentes régions océaniques. Je commencerai par une présentation des simulations de référence puis une comparaison avec les simulations perturbées. Je comparerai ensuite les résultats avec les données sédimentaires disponibles pour ces mêmes régions. Dans une

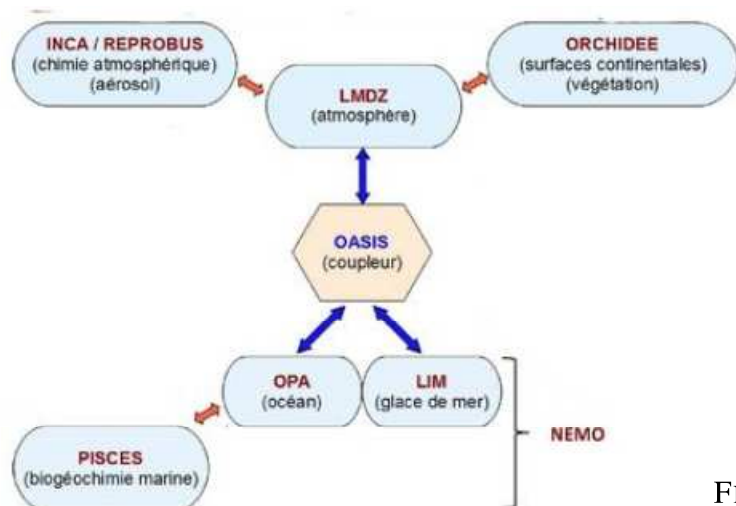


FIGURE 2 – schéma simplifié des différents compartiments de la plateforme IPSL-CM5A.
(Source : <http://www.ipsl.fr/>)

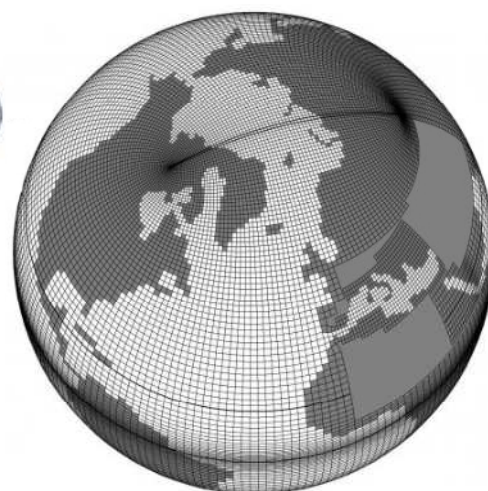


FIGURE 3 – Grille tripolaire utilisée dans le modèle IPSL. Le pôle Nord est reparti sur les continents afin de définir totalement toutes les parties de l'océan. (Source : <http://www.nemo-ocean.eu/>)

quatrième partie, je présenterai la comparaison modèle - données sédimentaires à partir de nouveaux proxies obtenus à EPOC.

2 Outils et méthodes

Le modèle IPSL-CM5A est la version la plus récente du modèle IPSL, il intègre les dernières avancées en terme de modélisation. L'IPSL-CM4 et CM5A sont basés sur des formulations physiques représentant les 4 compartiments principaux et ayant chacun des degrés de complexité variables et divers nombres de sous-compartiments. Ils incluent des processus physiques et biogéochimiques à travers différents modèles (Fig. 3). Cette flexibilité rend leur implémentation difficile, c'est pourquoi, pour tester des hypothèses précises, des composantes du modèle peuvent être activées ou non. De plus, différents facteurs viennent s'ajouter au modèle numérique. En particulier les forçages dits externes qui sont les paramètres d'entrées du système climatique et des modèles qui influencent le climat, comme par exemple l'irradiance solaire.

2.1 Description du modèle

La plateforme du modèle de climat de l'IPSL est composée des modèles suivants :

- **LMDz** (Laboratoire de Météorologie Dynamique version Zoomée) est un modèle de la circulation générale atmosphérique du Laboratoire de Météorologie Dynamique. Différentes va-

riante du modèle LMDz existent, mais c'est la version 5A [Hourdin et al., 2013] qui est utilisé dans le modèle IPSL-CM5A. Cette version est composé de 39 couches différentes dont 15 au delà de 20 km d'altitude. Ceci permet une résolution correcte de la circulation stratosphérique et troposphérique et de leurs interactions .

- **NEMOv3.2** (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) est une plate-forme de modélisation représentant le compartiment océanique [Madec, 2008]. NEMO inclut : le modèle OPA [Madec et al., 1998] pour la dynamique océanique ; le modèle PISCES [Aumont and Bopp, 2006] pour la biogéochimie océanique ; le modèle LIM2 [Fichefet and Maqueda, 1999] pour la dynamique de la glace de mer. NEMO utilise une grille de type ORCA2 (Arakawa de type C) qui est une grille tripolaire (Fig. 4). Sur la verticale NEMO utilise 31 niveaux différents espacés de 10 m proche de la surface et de 500 m proche du fond.
- **OPA** (Océan PARallélisé) est un modèle aux équations primitives dont l'objectif est de résoudre les équations de Navier-Stokes représentant la circulation océanique, régionale et globale. La résolution océanique du modèle utilisée dans cette étude est de 2° sauf au niveau de l'équateur où la résolution passe à 0.5°. Cette augmentation de la résolution dans cette zone à pour objectif de résoudre les ondes équatoriales.
- **LIM2** (Louvain-La-Neuve Sea Ice Model, version 2) est un modèle de glace des mers [Fichefet and Maqueda, 1999] qui inclut la dynamique et la thermodynamique de la glace.
- **PISCES** (*Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*) est un modèle représentant l'écosystème marin et les cycles biogéochimiques [Aumont and Bopp, 2006]. Il simule le cycle du carbone, de l'oxygène et de la majeure partie des nutriments déterminant la croissance du phytoplancton (phosphate, nitrate, ammonium, fer et acide silicique). Il inclut une représentation simple de l'écosystème marin représenté en deux classes de taille pour le phytoplancton : le nanophytoplancton et les diatomées ; ainsi que deux classes de zooplancton : le microzooplancton et le mésozooplancton. La croissance du phytoplancton est limitée par la disponibilité en nutriments (apportés par les dépôts atmosphériques, les rivières, la remobilisation sédimentaire et les upwellings), par la température et la lumière. Il considère trois compartiments de carbone organique : matière organique semi labile, grosses particules détritiques et petites particules détritiques. Tous ces compartiments interagissent entre eux en suivant les processus biogéochimiques majeurs (photosynthèse, respiration, broutage, agrégation et chute des particules, reminéralisation et sédimentation). Il permet aussi de simuler les flux air-mer de carbone.
- **ORCHIDEE** (*ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems*) est un modèle de surfaces continentales qui simule le cycle de l'eau, le cycle du carbone ainsi que la com-

position et la distribution de la végétation [Lathiere et al., 2005]

- **OASIS** (*Atmosphere - Ocean - Sea ice coupling*) est le coupleur qui permet d’interpoler et d’échanger les variables de tous les modèles et de les synchroniser. Le couplage et l’interpolation assurent la conservation local de l’énergie et de l’eau [Valcke and Redler, 2012].

D’autres modèles sont implantés sur la plateforme IPSL, il y a en plus les modèles INCA (*Interaction with Chemistry and Aerosol*, [Folberth et al., 2006]) et REPROBUS (*Reactive Processes Ruling the Ozone Budget in the Stratosphere*, Jourdain et al. [2008]). Les processus associés à ces deux modèles seront négligés ici, si bien qu’ils ne sont pas activés dans cette étude.

La gestion de la résolution des différents modèles et le choix de réduire le nombre de modules implémentés, permet de pouvoir gérer les temps de calcul nécessaire pour obtenir les valeurs calculés par le modèle IPSL. Plus la résolution est importante, plus la plateforme est complexe et plus les résultats seront précis, mais plus le temps de calcul sera long. Etant donné que l’objectif ici est d’étudier les conséquences des événements de Heinrich, les simulations doivent être suffisamment longues pour observer tous les effets de cet apport d’eau douce. Le modèle IPSL-CM5A met 15 jours de temps de machine pour simuler 100 ans. Généralement les simulations sont de l’ordre de 400 ans soit 2 mois de simulation à temps plein. Il aurait été risqué, au vu de la durée de mon stage (5 mois) et de la durée du temps de simulation, de lancer mes propres simulations, c’est pourquoi les simulations utilisées ont toutes étaient obtenue avant le début de mon stage.

2.2 Différences entre les modèles IPSL-CM4 et IPSL-CM5A.

Les principales différences entre le modèle IPSL-CM4 et IPSL-CM5A viennent surtout de l’amélioration de la modélisation de l’océan et de l’atmosphère. Une description du modèle IPSL-CM5A et une comparaison très complète du modèle IPSL-CM5A avec le modèle IPSL-CM4 est disponible dans les articles de Dufresne et al. [2013] et Mignot et al. [2013].

Entre CM4 et CM5A, le modèle atmosphérique LMDz évolue, on passe de la version LMDZ4 à la version LMDZ5. La paramétrisation physique sont très proche entre ces deux versions. L’évolution majeur entre les deux versions et l’augmentation de la résolution verticale qui passe d’une résolution verticale de 19 couches (pour LMDZ4) à 39 couches (pour LMDZ5). Cette augmentation de la résolution verticale permet notamment d’améliorer la représentation des jets d’altitudes car cette finesse de la grille est suffisante pour résoudre les ondes de propagation de moyenne altitude.

Le modèle océanique a lui aussi évolué dans la version IPSL-CM5A, avec l’utilisation de la plateforme NEMO qui combine plusieurs modèles (cf partie 2.1).

Voici les deux principales évolutions liées la plateforme NEMO :

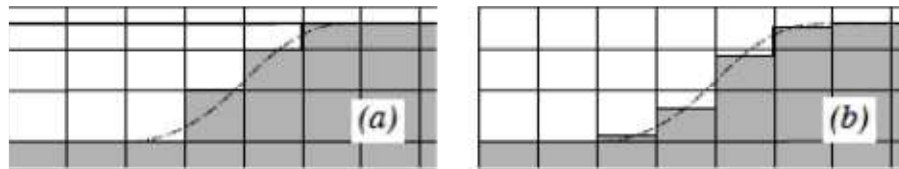


FIGURE 4 – Représentation de la topographie des fonds océaniques : (a) de type *full step* pour le modèle CM4 et (b) de type *partial step* pour le modèle CM5A. D’après Madec [2008].

- Formulation de type *Partial step* pour la représentation de la topographie des océans dans le modèle CM5A. Cette définition plus fine des fonds océaniques, comparée au modèle CM4 (Fig. 4), permet une meilleure représentation des courants, par une optimisation du calcul de la conservation de la vorticité potentielle dans le cas des hypothèses quasi-géostrophique (Eq. 1).

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\zeta_r + f}{h} \right) = 0 \quad (1)$$

La vorticité potentielle ($\zeta_r + f$) est dépendante de la profondeur de la zone (h) au cours du temps. Ainsi, proche des cotes où la variation de la profondeur (h) est importante, cela permet d’obtenir une meilleure représentation des courants cotiers qui sont alors plus fins et plus intenses ressemblant alors mieux aux courants réellement observés dans l’océan.

- Dans CM5A, le modèle biogéochimique PISCES est directement couplé avec la plateforme NEMO, alors que dans le modèle CM4 il ne l’était pas, permettant ainsi une interaction optimale entre NEMO et PISCES. Cette interaction entre les valeurs physiques et biogéochimiques permet notamment une représentation de l’impact de la couleur des océans (liée à la concentration en phytoplancton) sur le pénétration des radiations solaire dans l’océan, améliorant ainsi le calcul du gradient de température dans la couche de surface [Patara et al., 2012].

2.3 Simulations avec une perturbation en d’eau douce.

Dans les deux modèles, IPSL-CM4 et IPSL-CM5A, des simulations dites perturbées sont réalisées. La perturbation consiste à ajouter un flux d’eau douce au dessus de 40°N en Atlantique Nord, dans les mers Nordiques et dans l’Arctique.

Dans chaque zone du modèle choisi pour l’apport d’eau douce (ici, Atlantique Nord) il est rajouté un flux d’eau douce de 0,1 Sv pour le modèle CM4, la simulation correspondante sera nommée par la suite PERTU4. Pour le modèle CM5A le flux d’eau douce utilisé pour la simulation nommée PERTU5 est de 0,2 Sv.

Dans la suite de cette étude et afin de déterminer les effets de l’apport d’eau douce dans les modèles CM4 et CM5A il est nécessaire d’avoir pour chacun des modèles une simulation de référence,

ou aucune perturbation n'a été implantée, pour pouvoir la comparer avec les simulations perturbées. Pour le modèle CM4, cette simulation se nomme REF4 et pour le modèle CM5A elle se nomme REF5.

Dans ce rapport toutes les comparaisons effectuées entre les simulations sont dans le sens simulation perturbée moins simulation de référence. Ainsi, si les variations sont positives (négatives) cela signifie que les valeurs sont plus fortes (moins fortes) dans la simulation perturbée avec un ajout d'eau douce que dans la simulation de référence sans perturbation.

2.4 Forçages des simulations

Le choix des climats de référence est important pour essayer de reproduire le plus fidèlement possible un évènement de Heinrich. Une fois le HE simulé il est comparé aux données sédimentaires disponibles pour la même période de temps afin de pouvoir valider les modèles les plus réalistes. Dans les simulations du modèle IPSL-CM5A utilisées dans cette étude, il a été choisi d'utiliser des conditions climatiques de type MIS3 et plus précisément des conditions climatiques datant d'il y a 39 000 ans. Cette période correspond à l'évènement de Heinrich numéros 4 (H4). Pour le modèle IPSL-CM4, les conditions climatiques sont similaires à la période du dernier maximum glaciaire (*Last Glacial Maximum*, LGM) il y a 21 000 ans, qui cependant, ne correspond à aucun évènement précis (Fig. 1). Entre les deux conditions climatiques, la répartition de l'insolation est le forçage externe subissant la plus forte modification (Fig. 5), en liant les changements des paramètres orbitaux et de l'inclinaison de la Terre. Les concentrations en gaz à effet de serre ne sont pas les mêmes dans les deux modèles mais restent proches. De plus, cela n'est pas montré ici mais la couverture de glace de terre est plus importante sous les conditions LGM (CM4) que sous les conditions MIS3 (CM5).

Les simulations des différents modèles couvrent chacune une période d'approximativement 400 ans. Afin de pouvoir les comparer le plus justement possible entre elles et dans l'objectif de permettre de laisser suffisamment de temps à l'apport d'eau douce d'influencer les différents processus à étudier, toutes les simulations sont moyennées sur les 50 dernières années.

2.5 Les données sédimentaires

Dans Mariotti et al. [2012], une importante compilation de données sédimentaires a été faite. V. Mariotti a compilé les données de 74 carottes de sédiments marins fournissant des informations de paléoproduction (production primaire) durant les 70 000 dernières années. Ces carottes ont une répartition géographique variée pour couvrir un maximum de régions.

Dans le but d'étudier l'influence de l'apport d'eau douce sur le Production Primaire (PP) Ma-

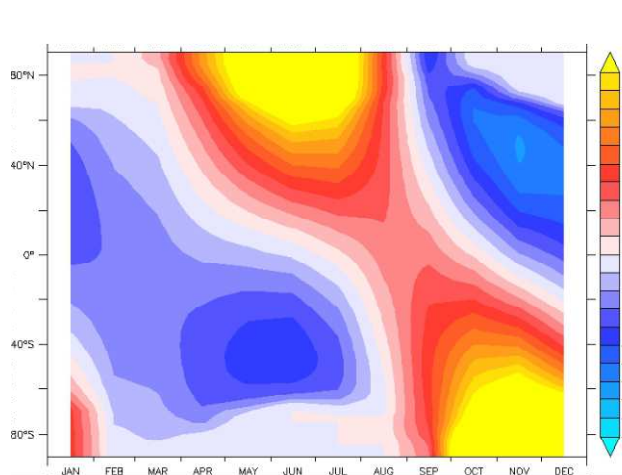


FIGURE 5 – Différence d'insolation (en W m^{-2}) entre REF5 et REF4 en fonction de la latitude et des mois.

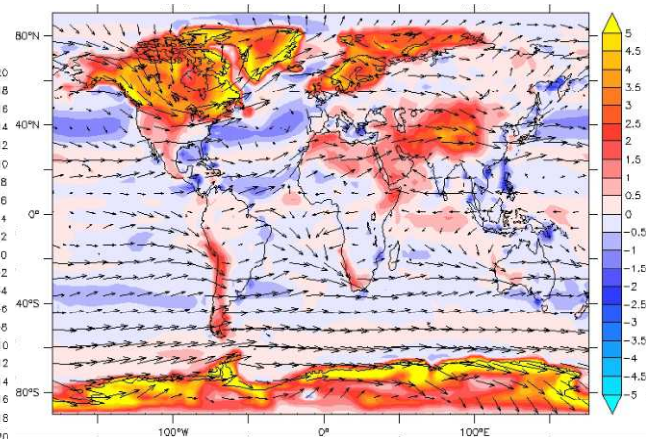


FIGURE 6 – Différence du module de vent à 10 m (couleur et en m s^{-1}) et de la direction des vents (vecteurs) entre REF5 et REF4 durant les 50 dernières années des simulations.

Mariotti et al. [2012] ont choisi de sélectionner différents proxies qui fournissent des estimations de la PP issues des carottes sédimentaires. Ensuite, ils considèrent que cette PP suit la même évolution (augmentation ou diminution) que l'export de matière organique à 100 m (EXP) calculé par le modèle biogéochimique PISCES. Les auteurs sont conscients du fait que la PP subit une dégradation au cours de la sédimentation dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau et donc que la PP, issue des données sédimentaires, peut ne pas suivre exactement l'EXP. C'est pour cette raison qu'ils utilisent une méthode qualitative (la tendance à l'augmentation ou à la diminution) plutôt qu'une méthode quantitative. Cependant Mariotti et al. [2012] montrent que malgré des processus susceptibles de causer des modifications de la quantité de PP qui arrive à 100m de profondeur, les résultats du modèle CM4 concernant les régions étudiées, montrent que la tendance de la PP suit correctement la tendance de l'EXP. Donc la PP est validée comme étant un bon proxy de l'EXP.

Chaque carotte a été compilée et travaillée pour donner une tendance à l'augmentation ou la diminution de la PP et donc de l'EXP au moment des événements de Heinrich, comparés à des périodes d'absence de ces événements. Mariotti et al. [2012] obtiennent ainsi des tendances pour les 6 événements de Heinrich, puis ils moyennent tous ces événements pour obtenir une seule tendance globale. Au final, ils obtiennent des pastilles de différentes couleurs en fonction de la tendance de la PP pour chaque carotte de sédiments marins (Fig. 7).

Une fois la base sédimentaire construite, la comparaison peut se faire. Il est possible, en soustrayant les résultats du calcul de la variable EXP entre les simulations PERTU et les simulations REF, de connaître la tendance à l'augmentation ou à la diminution de l'EXP. Corrélé avec la tendance sédimentaire déduite précédemment, les auteurs peuvent valider la justesse du modèle si la tendance issue

du modèle est la même que celle issue des données sédimentaires.

Comme expliqué précédemment, le modèle IPSL-CM4 est basé sur une période climatique de type LGM datant d'il y a 21 000 ans. Or, les événements de Heinrich sur lesquelles les données sédimentaires sont compilées par Mariotti et al. [2012] couvrent une période plus grande (60 000 ans), du YD (-13 000 ans) au HE6 (-63 500 ans). Dans l'objectif de se rapprocher de la période climatique de type MIS3 proche de HE4 (-39 000 ans) utilisé comme condition climatique initiale dans le modèle IPSL-CM5A, j'ai retravaillé la compilation de données sédimentaires réalisée par [Mariotti et al., 2012] pour en extraire une tendance sur une période regroupant les événements les plus proches de HE4, soit entre les événements HE2 (-24 000 ans) et HE5 (-50 000 ans). Cela a pour conséquence de modifier la tendance générale de l'EXP pour de nombreuses carottes (changement de couleur de la tendance) et dans certains cas, de supprimer les données disponibles, car il n'y a aucune information sur cette période plus précise, contrairement au cas où j'utilise toutes les données sédimentaires disponibles. On passe ainsi de 74 carottes disponibles pour le modèle CM4 à 51 pour le modèle CM5A.

Dans l'objectif d'optimiser la validation du nouveau modèle CM5A, on compile une nouvelle base de données sédimentaires des températures et salinité des eaux de surface passées. Pour ce faire, on utilise les valeurs de températures et de salinité estimées à partir des assemblages de dinokystes de 4 carottes de sédiments marins (MD95-2002, MD95-2009, MD95-2010 et MD99-2281) situées en Atlantique Nord, fournies par F. Eynaud. Afin de rester concentré sur les conséquences du flux d'eau douce lors des HE dans CM5A, on moyenne uniquement les données de température et de salinité disponibles sur la période allant de HE2 (-24 000 ans) à HE5 (-50 000 ans), afin de rester centré autour de la période climatique MIS3 (-39 000 ans) utilisée dans CM5A. Pour chaque carotte, on estime la différence entre la température moyenne (ou salinité) durant l'HE et la température (ou salinité) moyenne sur les 3000 ans précédents l'HE. On effectue ensuite la moyenne de tous les HE pour chaque carotte sédimentaire afin d'obtenir une différence finale indiquant la variation, supposée réelle, de la température (ou salinité) de surface lors de l'ajout d'eau douce.

3 Résultats

3.1 Les simulations de références

Les modèles utilisés dans cette étude ont des forçages et des paramétrisations différents, ce qui engendre des différences sur les simulations de référence. Il y a notamment, modifications des vents,

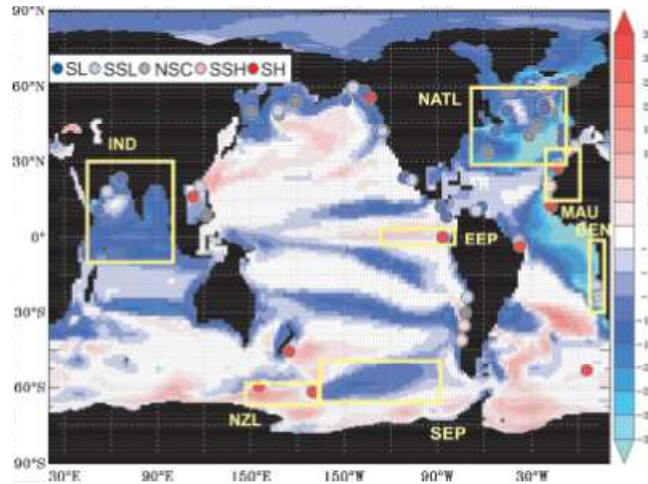


FIGURE 7 – PERTU4 - REF4 : différence d'EXP (en $\text{molC m}^{-2} \text{s}^{-1}$) pour le modèle CM4 (= couleur). Les pastilles représentent la tendance de l'EXP de TOUTE la compilation des données sédimentaires. En rouge clair et rouge foncé (respectivement bleu clair et bleu foncé) cela correspond respectivement à une faible et forte augmentation (respectivement diminution) de la tendance de l'EXP lors des HE. En gris il s'agit de données sédimentaire ne présentant aucune variation de la tendance de l'EXP lors des HE. D'après Mariotti et al. [2012]

des courants, des températures et salinités de surface, des stocks de nutriments, de l'épaisseur de la couche de mélange et de l'AMOC. Les conséquences des changements peuvent être déduit par la comparaison des simulations de référence, où aucune perturbation n'est ajoutée, nommée REF4 pour le modèle CM4 et REF5 pour le modèle CM5A. Cependant, les variations observées entre REF4 et REF5 sont généralement faibles. Globalement, l'océan de surface se refroidit en moyenne $0,6^{\circ}\text{C}$ (-3%) entre REF5 et REF4, du à une modification de l'insolation dans REF5 qui diminue de $0,19 \text{ W m}^{-2}$ (-0,05%) par rapport à REF4. Par comparaison, l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère entre les années 1800 et 2011 engendre une augmentation de la radiation solaire de 2 W m^{-2} . La Figure 5 montre que pour REF5, l'insolation saisonnière varie plus fortement qu'annuellement, avec des printemps et des étés plus chauds et avec des automnes et des hivers plus froids pour les deux hémisphères.

La salinité de surface augmente en moyenne de $0,55 \text{ PSU}$ (+1,6%), le premier facteur qui détermine la salinité est le bilan évaporation - précipitation, mais l'apport d'eau douce des grands fleuves et de la fonte des glaces jouent aussi un rôle. La combinaison des variations de la température de surface (SST) et de la salinité de surface (SSS) cause des modifications de la densité des masses d'eau. Ces variations expliquent les modifications des zones de convection profonde en Atlantique Nord. Dans le cas REF4 (Fig. 9), il existe trois zones principales de formation d'eau de fond. La plus importante se situe au large de la côte Sud de l'Islande, occupant une superficie presque deux fois supérieur à la taille de l'Islande, cette zone est marquée par des eaux qui plongent jusqu'à plus de 2400 m de pro-

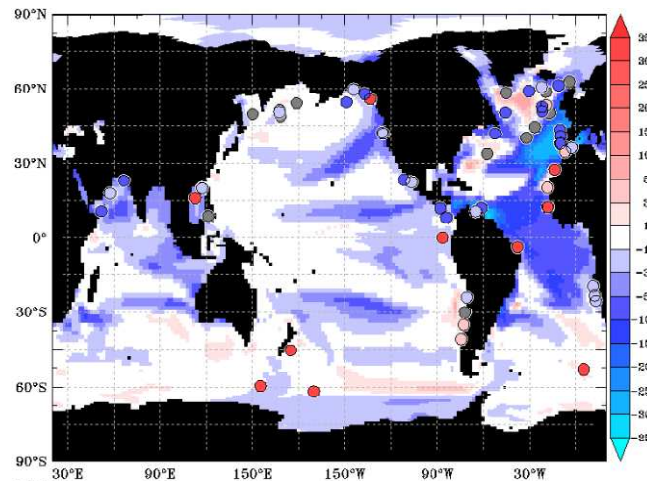


FIGURE 8 – PERTU5 - REF5 : différence d'EXP (en $\text{molC m}^{-2} \text{s}^{-1}$) pour le modèle CM5A (= couleur). Les pastilles représentent la tendance de l'EXP de TOUTE la compilation des données sédimentaires. En rouge clair et rouge foncé (respectivement bleu clair et bleu foncé) cela correspond respectivement à une faible et forte augmentation (respectivement diminution) de la tendance de l'EXP lors des HE. En gris il s'agit de données sédimentaire ne présentant aucune variation de la tendance de l'EXP lors des HE.

fondeur. Une deuxième zone de formation d'eau dense de taille beaucoup plus réduite se trouve dans la partie Sud de la mer de Norvège, avec des eaux qui plongent jusqu'à 800m de fond. La troisième zone, de taille et d'intensité similaire à celle que l'on trouve en mer de Norvège, se situe au milieu de l'extrémité Est de la mer du Labrador. Dans la simulation REF5 (Fig. 10), il y a deux zones de convections, la principale zone de formation d'eau dense se trouve dans la mer du Labrador avec une plongée des eaux à plus de 2600m. La seconde zone, d'aussi grande superficie que la zone en mer du Labrador mais de plus faible intensité de convection, se trouve au Sud de l'Islande, dans cette zone, les eaux plongent jusqu'à 600m. L'observation des modifications de la couverture de glace entre les simulations de référence montre une couverture de glace de mer moyenne plus importante dans REF4 que dans REF5 (Fig. 9 et 10). Cette différence de couverture de glace de mer peut soit, expliquer en partie les modifications des zones de convections, car si l'océan est recouvert de glace, les eaux ne peuvent plus plonger, soit à l'inverse, s'expliquer par l'absence des zones de convection qui laisse ainsi la possibilité à la glace de mer de se former.

Les vents permettent une ventilation des masses d'eaux, par des processus d'*upwelling*, de *downwelling* et des effets de mélange due aux frottements des vents sur la surface océanique. L'amélioration du modèle LMDz (modèle atmosphérique) permet une meilleure représentation des vents dans la simulation REF5. La direction des vents est peu modifiée entre les modèles. C'est principalement l'intensité qui change, elle est plus importante dans REF5, notamment sur les continents de l'hémisphère Nord et sur le continent Antarctique où les vents catabatiques y sont beaucoup mieux représentés (Fig.

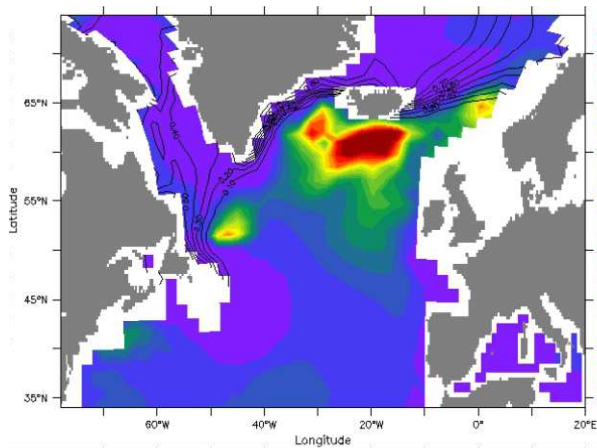


FIGURE 9 – Epaisseur de la couche de mélange en couleur (en m) avec couverture de glace de mer en trait noir (en %) pour REF4. Valeurs moyennées sur les 50 dernières années de la simulation.

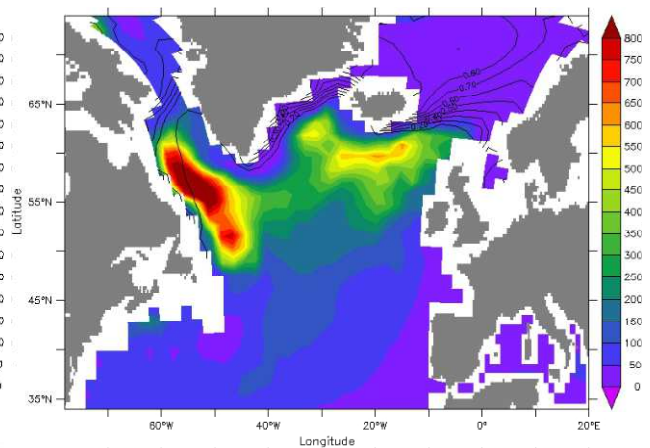


FIGURE 10 – Epaisseur de la couche de mélange en couleur (en m) avec couverture de glace de mer en trait noir (en %) pour REF5. Valeurs moyennées sur les 50 dernières années de la simulation.

6). Cette augmentation de la ventilation se corrèle avec une augmentation de la couche de mélange. Les changements d'épaisseur de la MLD océanique, de la ventilation des masses d'eau et de l'insolation entre les simulations de référence montrent que la PP est 24% plus forte dans REF4 que dans REF5. Pourtant le volume total que représente la couche d'eau mélangée sur l'ensemble des océans est 4% plus important dans REF5 que dans REF4. Ce ne sont donc pas les seuls facteurs influençant le PP. Pour se développer, les Diatomées et les Nanophytoplanctons, modélisés par PISCES, ont besoin principalement de nutriments (Nitrate, Phosphate, Silice, Fer) et de lumière. Cependant, la répartition des concentrations en éléments nutritifs n'est pas la même en tout point de l'océan et varie en fonction des simulations. Les cartes de co-limitation des éléments nutritifs permettent de savoir quel est l'élément qui limite le développement de la PP (Fig. 11 et 12). La simulation REF4 (Fig. 11) montre légèrement plus de zones limitées par les nitrates que dans REF5 (Fig. 12). Le fer est limitant partout dans REF5 sauf au centre des bandes de limitation des nitrates. Dans REF4 le fer est moins limitant que pour REF5, notamment pour l'océan Atlantique où il est limitant uniquement sur le cote Est de l'Afrique. En ce qui concerne la limitation par la Silice, dans REF5, celle-ci est un facteur limitant uniquement dans une partie restreinte de l'océan Arctique et en mer d'Arabie. Par contre dans REF4 la silice est limitante partout sauf dans le centre des bassins océaniques.

La différence la plus notable entre les simulations REF4 et REF5 est le changement de vitesse d'AMOC. L'AMOC se calcule dans les modèles à partir du maximum de la fonction de courant méridien. Dans REF4 l'AMOC a un débit de 18 Sv et dans REF5 l'AMOC a un débit de 36 Sv. Cette différence d'intensité de la circulation thermohaline en Atlantique Nord ne s'explique pas par les améliorations du modèle IPSL décrites dans la partie 2.2. Mignot et al. [2013] ont étudié l'influence

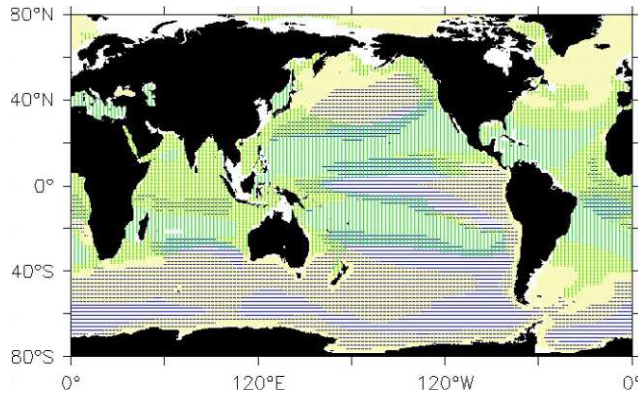


FIGURE 11 – Co-limitation des éléments nutritifs pour les Diatomées moyenné sur les 50 dernières années de la simulation REF4. En bleu = limitation par le fer, en vert = limitation par les nitrates, en jaune = limitation par le silice.

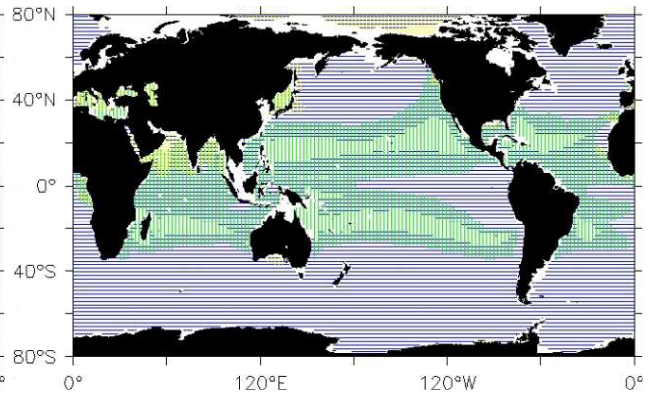


FIGURE 12 – Co-limitation des éléments nutritifs pour les Diatomées moyenné sur les 50 dernières années de la simulation REF5. En bleu = limitation par le fer, en vert = limitation par les nitrates, en jaune = limitation par le silice.

de l'évolution de chaque paramétrisations physiques entre le modèle CM4 et CM5A avec des conditions climatiques de référence actuelles. Ils concluent que l'implémentation de la topographie de type *partial step*, l'ajout de l'influence du mélange par les marées et la prise en compte d'un nouveau schéma de la pénétration de la lumière dans la couche d'eau ne cause pas de modification notable de l'intensité de l'AMOC. Ce sont donc surtout les conditions climatiques qui sont les principaux facteurs influençant l'intensité de l'AMOC. En effet, sous les conditions MIS3, la combinaison d'une SST plus chaude en été (qui fait rapidement fondre les glaces de mer en Atlantique Nord) et en hiver (qui empêche la formation de glace de mer dans l'Atlantique Nord) réduit de plus en plus les apports de glace de mer dans l'Atlantique Nord. La diminution des apports d'eau douce cause une augmentation de la SSS qui permet un maintien de la convection profonde [Born et al., 2010]. Ainsi l'intensité moyenne de l'AMOC accélère avec le temps et atteint jusqu'à 36 Sv dans REF5. Sous les conditions LGM, le maintien des variations annuelles des flux d'eau douce dans l'Atlantique Nord due à la variation saisonnière de la SST, engendre des variations de SSS qui limite la convection d'eau profonde, limitant alors l'intensité de l'AMOC à 18 Sv dans la simulation REF4. La plus forte intensité de l'AMOC sous les conditions MIS3, nous permet de considérer, ici, que la simulation CM5 représente une période d'interstade. Et la faible intensité de l'AMOC sous les conditions LGM, modèle CM4, représente une période glaciaire.

3.2 Simulations perturbées - simulations références.

La comparaison des simulations REF4 et REF5 avec les simulations PERTU4 et PERTU5 permettent d'expliquer et comprendre les mécanismes mis en jeu lors d'un apport d'eau douce en Atlan-

tique Nord dans des conditions glaciaires pour le modèle CM4 et dans des conditions interstadiques pour le modèle CM5A. Dans l'objectif d'étudier au mieux les réponses de l'EXP face aux événements de Heinrich, il est défini 4 zones d'études décrites dans le tableau 1 : ATL, MAUR, AUS et PEE. Le flux d'eau douce, ajouté dans les simulations perturbées est différent (PERTU4= 0,1 Sv et PERTU5 = 0,2 Sv). Ce choix s'explique par le fait que les deux flux causent une diminution similaire de l'AMOC dans les simulations perturbées. Le flux de 0,1 Sv engendre une diminution de l'AMOC de 16 Sv et le flux de 0,2 Sv engendre une diminution de 17 Sv. Par contre, dans le cas PERTU04 la perturbation engendre un arrêt pratiquement total de l'AMOC (-95%). Dans le modèle CM5, l'intensité initiale de l'AMOC de la simulation de référence est plus forte (36 Sv) que dans la simulation de référence du modèle CM4 (18 Sv). Ceci s'explique notamment par deux facteurs : l'intensité de l'AMOC est conditionnée par les conditions atmosphériques et de couverture de glace dans les zones de convections en mer du Labrador, Irminger et GIN (Greenland Iceland Norwegian) [Stouffer and Manabe, 2003] ; les améliorations du modèle océanique dans CM5 Mignot et al. [2013] permettent une meilleure représentation des courants. Ainsi ces facteurs n'étant pas les mêmes dans CM4 et CM5 l'intensité de l'AMOC n'est donc pas similaire. C'est pourquoi, pour une intensité de l'AMOC deux fois plus forte dans REF5 (36 Sv) que dans REF4 (18 Sv), nous avons doublé le débit d'eau ajouté dans PERTU05 (0.2 Sv) comparé à PERTU04 (0.1 Sv) pour obtenir une diminution semblable de l'intensité de l'AMOC dans les deux modèles.

Cependant, chaque zone de l'océan réagit différemment en réponse aux HE. Même les zones les plus éloignées de la zone d'ajout du flux d'eau douce en subissent les conséquences.

Zone	Description	Coordonnées
ATL	Gyre Atlantique subtropicale Nord	45°N - 65°N ; 60°W - 10°W
MAUR	Côte Mauritanienne (Afrique de l'Ouest)	15°N - 27°N ; 30°W - 10°W
AUS	Océan Austral	70°S - 40°S ; 150°E - 170°W
PEE	Océan Pacifique Equatorial Est	5°S - 5°N ; 130°W - 80°W

TABLE 1 – Définition et caractéristiques (latitudes, longitudes) des régions choisies pour la comparaison modèles - données.

3.2.1 Changement d'EXP global et comparaison avec les données sédimentaires.

La comparaison PERTU4 - REF4 (Fig. 7) et PERTU5 - REF5 (Fig. 8) montre que la réponse de l'EXP est variable selon les régions océaniques (Tab. 1) et selon les modèles, modifiant alors les corrélations avec les données sédimentaires.

La gyre Atlantique subtropical Nord (Tab. 1) est la zone la plus marquée par les modifications de

l'EXP. Dans le modèle CM4 (Fig. 7), cette zone est principalement représentée par une diminution de l'EXP lors des HE. Une zone réduite, au centre de cette région, est marquée par quelques mailles de grilles présentant une augmentation de l'EXP, juste autour, l'EXP ne montre pas de tendance. La même comparaison pour le modèle CM5A (Fig. 8), montre une différence importante. La zone précédemment marquée par une absence de variation (dans CM4) est marquée, dans CM5A, par une forte augmentation de l'EXP. Cela s'étend sur une grande partie de l'ATL. Cette région d'augmentation de la tendance est encerclée par une zone d'absence de tendance, elle-même encerclée par une zone ayant une tendance à la diminution de l'EXP. La comparaison des résultats du modèle avec les données sédimentaires montre que 8 des 15 (50%) données sédimentaires disponibles dans cette zone corréleront avec le modèle CM4 (Fig. 7). Avec le modèle CM5A (Fig. 8), le fort changement de tendance d'EXP au centre de la zone permet une corrélation de 70% (11 des 15 données disponibles) entre les données et le modèle. Si maintenant, on compare le modèle CM5A uniquement avec les données sédimentaires proches de MIS3, 11 des 13 données (85%) disponibles corréleront avec le modèle (non montré).

La zone de la côte mauritanienne (Tab. 1) est marquée par une diminution globale de l'EXP dans CM4 (Fig. 7), alors que dans le modèle CM5A (Fig. 8), la différence de cette zone est marquée par une augmentation de l'EXP. Toutes les données sédimentaires disponibles (3 carottes) pour cette zone montrent une augmentation de l'EXP, ce qui donne une corrélation nulle pour le modèle CM4 alors qu'on obtient une corrélation 65% (2 données sur 3) avec le modèle CM5A. Avec une sélection des données sédimentaires proche de MIS3, la corrélation est de 50% (1 sur 2), cependant, l'intensité de l'export de la carotte qui corréle avec le modèle se rapproche plus de l'intensité obtenue par le modèle CM5A (non montré).

Dans la zone de l'océan Austral (Tab. 1), la tendance de l'EXP du modèle CM4 (Fig. 7) est marquée par une augmentation dans deux régions. La première est localisée entre le continent Arctique et 60°S et la deuxième région est localisée à l'Est de la Nouvelle-Zélande. Une seule région, localisée au dessus de 60°S, est marquée par une diminution de l'EXP. Dans le modèle CM5A (Fig. 8), c'est l'inverse. On trouve une diminution au dessous de 60°S et une augmentation au dessus. Seule la zone au large de la Nouvelle-Zélande garde la même tendance mais avec une superficie plus réduite. La corrélation du modèle CM4 avec les données sédimentaires montre que les 3 carottes disponibles, indiquant une augmentation de l'EXP, se situent très proche des zones d'augmentation de l'EXP du modèle, soit une corrélation de 100% (Fig. 7). Par contre, pour le modèle CM5A, la corrélation chute à 30% (1 sur 3) (Fig. 8). Cependant, si on ne considère que les données sédimentaires proches de MIS3 il n'y a plus aucune carotte disponible (non montré).

La zone de l'océan Pacifique équatorial Est est marquée par une augmentation de 2% de l'EXP au niveau de l'équateur dans le modèle CM4 (Fig. 7), alors que dans le modèle CM5A (Fig. 8), cette

même zone est marquée par une diminution de 4% de l'EXP. La comparaison avec la seule donnée sédimentaire disponible dans cette zone corrèle avec le modèle CM4 mais pas avec le modèle CM5A. En considérant uniquement les données sédimentaires proches de MIS3, la tendance entre la donnée et le modèle CM5A est toujours inversée (non montré).

Au final, si on considère toute les données sédimentaires disponibles pour tout l'océan et que l'on regarde la corrélation globale, Mariotti et al. [2012] obtenaient une corrélation de 73% avec les résultats du modèle CM4. Avec la même base sédimentaire nous obtenons une corrélation de 87% pour la comparaison avec le modèle CM5A. Cependant, toujours pour le modèle CM5A, avec la sélection des données sédimentaires proches de MIS3, nous obtenons une corrélation de 80%, montrant que la nouvelle version du modèle IPSL s'accorde qualitativement encore mieux avec les données sédimentaires même lorsque l'on utilise la base sédimentaire la plus restrictive.

3.2.2 Mécanismes à l'origine de la modification de l'EXP.

Chaque zone d'étude de l'océan réagit différemment en réponse aux HE. Même les zones les plus éloignées de la zone d'ajout du flux d'eau douce subissent les conséquences de ces événements. Cependant les mécanismes mis en jeu ne sont pas systématiquement les mêmes.

Dans la zone ATL (Tab. 1), la modification de l'épaisseur de la couche de mélange va influencer la disponibilité des nutriments. Dans la simulation PERTU4, la faible épaisseur de la MLD tout au long de l'année comparée à l'importante épaisseur dans la simulation REF4 (diminution de 90%), ne permet pas de suffisamment réapprovisionner les stocks de nutriments dans la couche de surface pour maintenir la PP. Cette forte variation de la MLD entre les simulations est due à une diminution de la SSS qui va limiter la formation de zones de convection d'eau de fond, car la densité ne sera plus suffisante pour que l'eau de surface plonge. De plus, la présence de glace de mer plus importante dans PERTU4 que dans REF4 va alors limiter encore plus la PP par la diminution de la lumière. Ces différents mécanismes, observables dans les simulations du modèle CM4, expliquent, lors de la comparaison entre PERTU4 et REF4, la diminution générale de l'EXP à l'échelle de la zone ATL. Dans le modèle CM5A, les mêmes processus de limitation rentrent en jeu, par contre, dans la simulation PERTU5, la présence d'une MLD profonde en hiver malgré le flux d'eau douce va permettre à la PP de se développer l'été et ainsi favoriser l'EXP.

Dans la zone MAUR (Tab. 1), un des facteurs importants à prendre en compte est le rôle que joue l'*upwelling* côtier. En effet, les UPW remontent de l'eau riche en éléments nutritifs dans la couche de surface, favorisant le développement du phytoplancton et donc de l'EXP. Ainsi, une augmentation ou une diminution de l'intensité de l'UPW va avoir une incidence directe sur le stock d'éléments

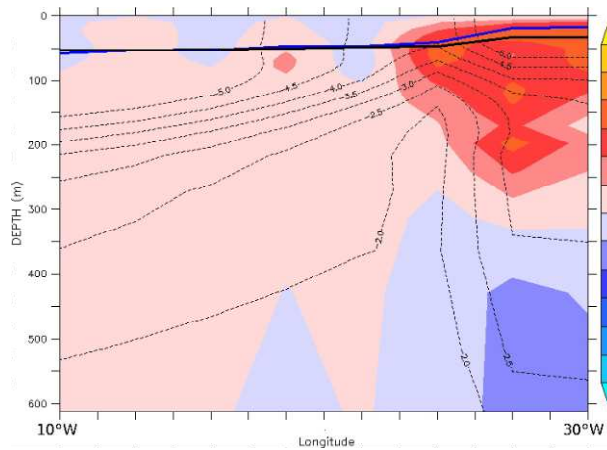


FIGURE 13 – PERTU4 - REF4 : Profil vertical moyenné sur la latitude de la zone MAUR, en fonction de la profondeur (en m) et de la longitude. Avec différence de vitesse des courants verticaux en couleur (en 10^{-7} m s^{-1}). Différence de salinité (en %) avec trait plein pour une augmentation et trait pointillé pour une diminution de la salinité. Profondeur de la MLD pour PERTU4 en bleu et REF4 en noir (en m).

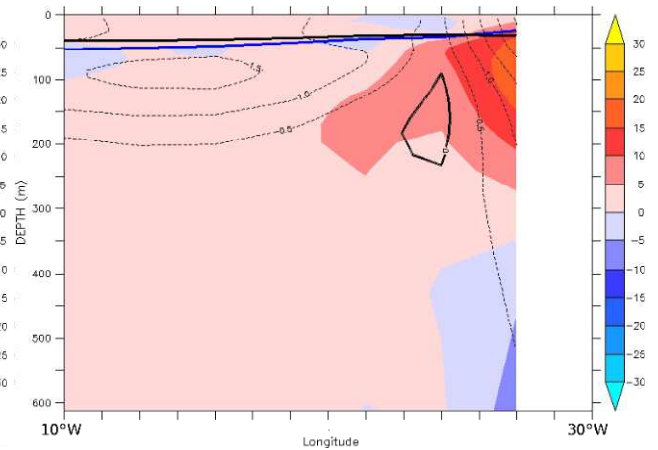


FIGURE 14 – PERTU5 - REF5 : Profil vertical moyenné sur la latitude de la zone MAUR, en fonction de la profondeur (en m) et de la longitude. Avec différence de vitesse des courants verticaux en couleur (en 10^{-7} m s^{-1}). Différence de salinité (en %) avec trait plein pour une augmentation et trait pointillé pour une diminution de la salinité. Profondeur de la MLD pour PERTU5 en bleu et REF 5 en noir (en m)

nutritifs disponible pour la PP. Pour le modèle CM4 (Fig. 13), l'UPW dans la simulation PERTU04 voit son intensité augmentée de 39% par rapport à la simulation REF4 et pour le modèle CM5A (Fig. 14) on observe une augmentation de 55% de l'intensité de l'UPW dans la simulation PERU05 par rapport à la simulation REF5. Ce renforcement de l'UPW dans les deux modèles a pour principale origine une intensification des vents de surface en provenance de l'Est (non montré). Pour le modèle CM4 il y a une augmentation des vents d'Est de 5,3% (de $7,5$ à $7,9 \text{ m s}^{-1}$) et pour le modèle CM5A une augmentation des mêmes vents de 7,1% (de $7,0$ à $7,5 \text{ m s}^{-1}$). Cependant, malgré un renforcement des apports d'eaux riches en éléments nutritifs en surface il n'y a pas d'augmentation d'EXP dans le modèle CM4. La Fig. 13 montre une faible variation de la profondeur de la couche de mélange. Elle est en moyenne de 50 m, sauf proche de la côte africaine où l'épaisseur de la MLD remonte de 10 m en direction de la surface lors de l'ajout du flux d'eau douce (Fig. 13 - trait bleu). Cette diminution de la MLD proche de la côte est liée à la différence de salinité entre PERTU4 et REF4 (Fig. 13). On remarque également la présence d'une nappe d'eau moins salée juste au niveau de la zone de l'UPW côtier. En conséquence, dans REF4 la salinité dans les 100 premiers mètres de l'océan est de 35 PSU au niveau de l'UPW côtier et elle diminue jusqu'à 33,5 PSU dans la simulation PERTU4. Cette langue d'eau peu salée a pour origine l'apport d'eau douce dans l'Atlantique Nord. L'eau douce reste dans la couche de surface et suit ainsi les différents courants. Guidée par la gyre Nord Atlantique, l'eau fortement marquée par le flux d'eau douce arrive rapidement le long de la côte Mauritanienne. Cette

couche d'eau douce longeant la côte Ouest Africaine a une faible incidence sur la MLD dans la simulations PERTU4 puisqu'elle n'affecte que la zone la plus côtière (Fig. 13). Il n'y a que pour le modèle CM5A que l'épaisseur de la MLD augmente de 10 m, en moyenne, entre PERTU5 et REF5. De plus, le profil de salinité entre PERTU5 et REF5 est beaucoup plus faiblement marqué par la nappe d'eau douce que dans la comparaison PERTU4 - REF4 (Fig. 14). Ainsi, la nappe d'eau douce n'est donc pas le facteur principal limitant la PP dans la couche de surface.

Les cartes de co-limitations (Fig. 11 et 12) montrent que la zone MAUR est limitée par l'azote et la silice dans le modèle CM4 et uniquement par le fer dans le modèle CM5A. Malgré une intensification de l'*upwelling*, la couche de surface de PERTU4 est marquée par une diminution des stocks d'azote et de silice, la PP est alors plus drastiquement limitée que dans le simulation REF4, ainsi l'EXP a tendance à diminuer lors des événement de Heinrich (Fig. 7). Pour le modèle CM5A, on observe l'inverse, le stock de fer dans la couche de surface augmente lors de événement de Heinrich, dynamisant la PP et ainsi augmentant l'EXP (Fig. 8).

Dans la zone AUS (Tab 1), les différences d'EXP entre le modèle CM4 et CM5A s'expliquent par une augmentation de la couverture de glace de mer dans l'océan Austral et un changement de localisation de celle-ci. Cette mer de glace va venir priver de lumière le phytoplancton. Limité par la lumière le développement de la PP est diminué. Au delà de la glace, la lumière est de nouveau disponible, combinée avec une ventilation importante des eaux de surface dans cette région (zone d'UPW et MLD épaisse, non montré), la PP peut à nouveau être stimulée. Ainsi, dans le modèle CM4, l'augmentation de la glace de mer a lieu au-dessus de 60°S lors des HE, alors que dans le modèle CM5A, l'augmentation de la glace de mer a lieu au-dessous de 60°S.

La zone PEE (Tab. 1) est marquée par une augmentation de l'intensité de l'*upwelling* dans les deux modèles (Fig. 15 et 16). Lors des événements de Heinrich, la vitesse des vents, en direction de l'Ouest, augmentent (non montré). Les vents provoquent une remontée d'eaux des profondeurs par des processus de divergence et de pompage d'Ekman (cf partie 1.3). Ainsi, l'intensité de l'UPW augmente de 11,4% dans le modèle CM4 et de 12% dans le modèle CM5A. Cependant, malgré une intensification de l'UPW similaire dans les deux modèles, les flux verticaux des éléments nutritifs des couches profondes, moyennés dans cette étude entre 100 et 500 m de profondeur, en direction de la couche de surface (au dessus de 100 m de profondeur) varient lors des HE. Il y a une diminution de 20% du flux de silice à 100 m de profondeur dans CM4 et CM5A, le flux de fer augmente de 20% dans CM4 et diminue de 10% dans CM5A et dans le modèle CM4 le flux de nitrate ne varie pas mais il augmente de 16% dans le modèle CM5A. Ces variations des flux de nutriments vont modifier les stocks de fer, de silice et de nitrate dans la couche euphotique, augmentant (si le stock augmente) ou réduisant (si le stock diminue) la production primaire et donc l'EXP.

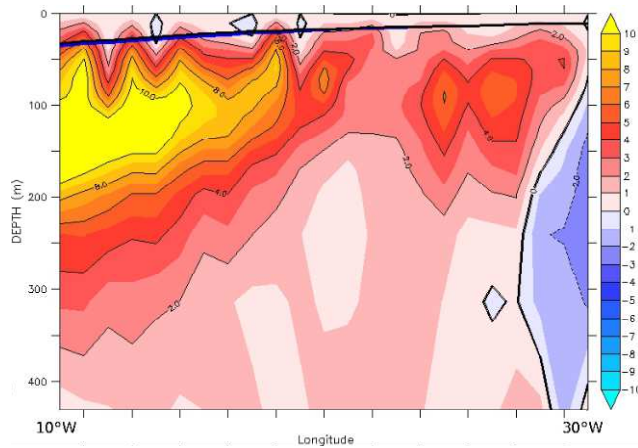


FIGURE 15 – PERTU4 - REF4 : Profil vertical moyennée sur la latitude de la zone PEE, de la différence des vitesses des courants verticaux (en 10^{-7} m s^{-1}), en fonction de la profondeur (en m) et de la longitude. Avec en trait bleu (noir) la MLD en m issu de PERTU4 (REF4).

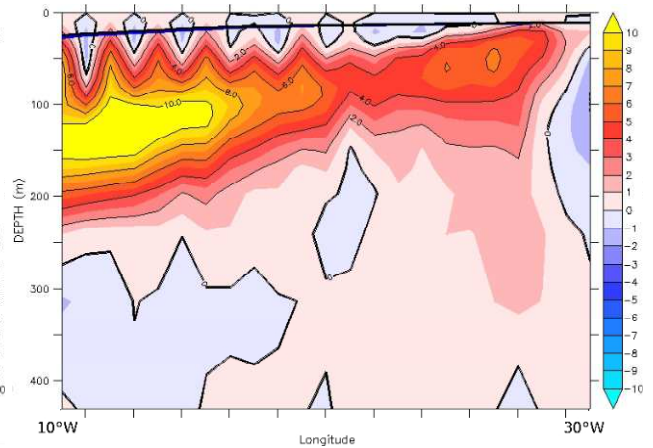


FIGURE 16 – PERTU5 - REF5 : Profil vertical moyennée, sur la latitude de la zone PEE, de la différence des vitesses des courants verticaux (en 10^{-7} m s^{-1}), en fonction de la profondeur (en m) et de la longitude. Avec en trait bleu (noir) la MLD en m issu de PERTU5 (REF5).

La Fig. 11 indique que la zone PEE est limitée par le silice et le fer dans CM4. Il faut donc une augmentation des stocks de ces deux nutriments pour dynamiser efficacement l'EXP. Alors, comme seul le stock de Fer augmente, la PP augmente, mais faiblement, car le stock de silice est consommé plus rapidement que celui du fer.

La Fig. 12 montre que dans le modèle CM5A la zone PEE est limitée uniquement par le fer. Le stock de fer de surface dans PERTU5 n'est pas autant réapprovisionné que le stock dans REF5. Les organismes ayant besoin de fer pour leur croissance, consomment donc plus rapidement le stock de fer disponible de PERTU5 que celui de REF5. L'EXP diminue donc lors de l'ajout du flux d'eau douce dans CM5A car la PP est limitée par la diminution des concentrations en fer.

La comparaison des stocks de nutriments entre 500 m de profondeur et le fond des océans corrèle avec la diminution observée des flux à 100 m de profondeur. Ainsi, lors de la perturbation par le flux d'eau douce dans CM4, les stocks profond d'azote et de silice diminuent de 8% et seul le stock profond fer augmente de 2%. Dans le modèle CM5A, les événements de Heinrich engendrent une diminution de tout les stocks profonds de nutriments (-2% pour l'azote, -5% pour la silice et -0,5% pour le fer). La zone Pacifique équatorial Est, montre clairement l'imbrication et la complexité des différents mécanismes influençant, de manière inégale, la production primaire et donc l'export de carbone organique à 100 m.

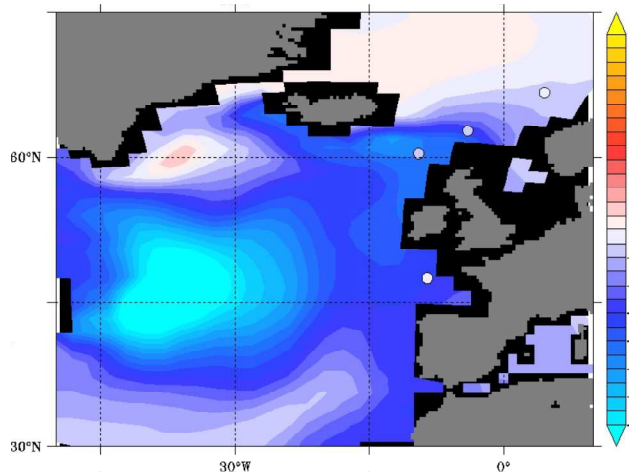


FIGURE 17 – PERTU5 - REF5 : Différence de SST (en °C) en fonction de latitude et de la longitude. Chaque pastilles représente la valeur moyenne de la différence de SST (en °C et avec la même échelle de couleur que les résultats du modèle), entre les périodes d'HE et les périodes avant les HE, pour les 4 carottes sédimentaires disponibles.

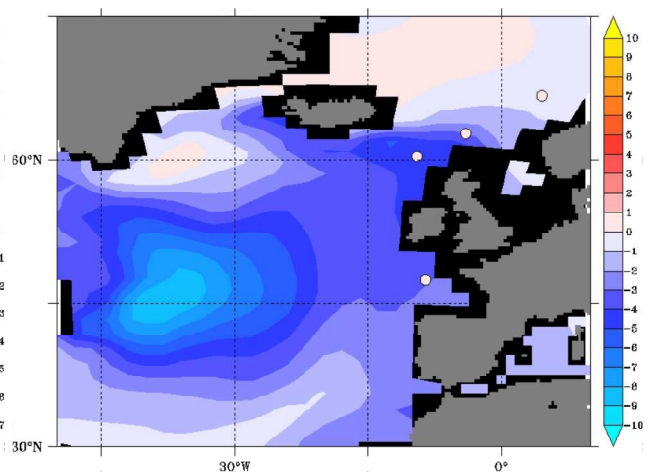


FIGURE 18 – PERTU5 - REF5 : Différence de SSS (en PSU) en fonction de latitude et de la longitude. Chaque pastilles représente la valeur moyenne de la différence de SSS (en PSU et avec la même échelle de couleur que les résultats du modèle), entre les périodes d'HE et les périodes avant les HE, pour les 4 carottes sédimentaires disponibles.

3.3 Comparaison modèle - données sédimentaires avec proxy de la SSS et SST.

Lors des événements de Heinrich il y a, à priori, un refroidissement des eaux de surface de toute la partie Nord de l'Atlantique Nord. La corrélation qualitative avec les données sédimentaires est optimale puisque les 4 carottes disponibles indiquent aussi une diminution de la SST (Fig. 17). Cependant, la comparaison quantitative des différences de SST entre les résultats du modèle et les données sédimentaires, que nous avons collectés, ne s'accordent pas, le modèle CM5A surestime la diminution de SST dans cette région (Fig. 17) car les données sédimentaires indiquent une très faible diminution. La salinité de surface diminue aussi lors des HE, mais comme le montre la Fig. 18, les tendances issues des données sédimentaires sont inverses aux résultats du modèle, elles indiquent une très faible augmentation de la SSS dans ces régions de l'Atlantique Nord. Il n'y a aucune corrélation entre le modèle et les données sédimentaires concernant la salinité de surface. Il est donc nécessaire de faire une plus grande compilation de données sédimentaires afin de mieux comparer les variations de température et de salinité aux données sédimentaires disponibles sur l'Atlantique Nord.

4 Conclusion

La simulation des événements de Heinrich par les modèles numériques permet de comprendre les modifications des processus océaniques en réponse à un flux d'eau douce. La réduction de l'inten-

sité de l'AMOC, liée à une diminution du phénomène de convection d'eau profonde, est un facteur important des modifications observées. Les différences observées dans l'export de carbone organique à 100 m de profondeur sont régulées par la production primaire que se développe dans la couche euphotique. Ainsi toutes modifications des apports d'éléments nutritifs, essentiels au développement phytoplanctonique, va immédiatement se faire ressentir. Cependant, les processus à l'origine des modifications des stocks de nutriments dans la couche de surface sont variés et ne sont pas tous de la même importance : modification des vitesses et directions des vents ; variation des température et salinité de surface ; évolutions des intensités des courants ; changements de co-limitation en nutriment des organismes photosynthétiques. C'est pourquoi, l'explication des modifications de l'EXP avec les modèles permet d'observer indépendamment chaque processus et ainsi de déterminer les facteurs importants.

Malgré l'avancé technologique continue des modèles à la disposition des scientifiques, comme le montre ce travail, les modèles ne représentent pas parfaitement ce que l'on observe dans le milieu réel. La comparaison avec les données paléo-océanographiques permet justement de comparer et valider la pertinence des modèles. Ici, le modèle CM5 représente, globalement, plus justement l'export de carbone en réponse à un flux d'eau douce que le modèle CM4. C'est d'autant plus vrai si l'on considère des données sédimentaires couvrant une très grande période de temps. La restriction des données sédimentaires au plus proche des conditions climatiques de référence utilisés par le modèle montre une légère diminution de la corrélation. Cette réduction du nombre de données sédimentaires disponibles pour la comparaison est un enjeu majeur dans les années à venir pour l'amélioration des modèles. L'emplacement des carottes sédimentaire est un autre facteur important, car le modèle global de l'IPSL représente mal les phénomènes de petite échelle et les processus en zone côtière. Les carottes se situant dans ces zones ne sont donc pas représentatives des phénomènes grandes échelles que reproduit le modèle. L'exemple de l'utilisation des proxy de la SST et de la SSS dans l'Atlantique Nord, conjugue l'influence des deux problèmes, d'où la nécessité d'augmenter les bases sédimentaires. Ce stage met en avant l'importance d'une collaboration étroite entre les modelisateurs et les paléo-océanographes, qui avec un partage de leurs données et connaissances permettront, notamment, une amélioration des résultats des simulations par l'intermédiaire de l'assimilation des données sédimentaires dans les modèles et une meilleure explication des processus observés dans les carottes sédimentaires, afin de mieux les représenter dans les modèles.

Dans le contexte de réchauffement climatique que nous connaissons actuellement, la forte corrélation entre les données sédimentaires et le modèle CM5 que nous obtenons dans cette étude permet d'envisager la simulation de l'impact de la fonte des glaces actuelle sur le climat futur avec plus de confiance.

5 Bibliographie

Álvarez-Solas, J., Montoya, M., Ritz, C., Ramstein, G., Charbit, S., Dumas, C., Nisancioglu, K., Dokken, T., and Ganopolski, A. 2011. Heinrich event 1: an example of dynamical ice-sheet reaction to oceanic changes, *Climate of the Past*, 7, 1297-1306, doi:10.5194/cp-7-1297-2011.

Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., & Burckle, L. H. 2009. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *science*, 323(5920), 1443-1448. doi: 10.1126/science.1167441.

Aumont, O., and L. Bopp. 2006. Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB2017, doi:10.1029/2005GB002591.

Born, A., Nisancioglu, K. H., & Braconnot, P. 2010. Sea ice induced changes in ocean circulation during the Eemian. *Climate dynamics*, 35(7-8), 1361-1371. doi: 10.1007/s00382-009-0709-2

Calov, R., A. Ganopolski, V. Petoukhov, M. Claussen, and R. Greve. 2002. Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2216, doi:10.1029/2002GL016078.

Charbit, S., Ritz, C., Philippon, G., Peyaud, V., and Kageyama, M. 2007. Numerical reconstructions of the northern hemisphere ice sheets through the last glacial-interglacial cycle, *Climate of the Past*, 3(1) :15–37

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., ... & Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434), 218-220.

Dufresne, J. L., Foujols, M. A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., ... & Mignot, J. 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2123-2165. doi:10.1007/s00382-012-1636-1.

Fichefet, T., & Maqueda, M. M. 1999. Modelling the influence of snow accumulation and snow-ice formation on the seasonal cycle of the Antarctic sea-ice cover. *Climate Dynamics*, 15(4), 251-268. doi: 10.1007/s003820050280.

Hauglustaine, D. A., F. Hourdin, L. Jourdain, M.-A. Filiberti, S. Walters, J.-F. Lamarque, and E. A. Holland . 2004 Interactive chemistry in the Laboratoire de Météorologie Dynamique general circulation model: Description and background tropospheric chemistry evaluation, *J. Geophys. Res.*, 109, D04314, doi:10.1029/2003JD003957.

Grousset, F. (2001). Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans/Abrupt climatic changes over the last 60,000 years. *Quaternaire*, 12(4), 203-211. doi: 10.3406/quate.2001.1693.

- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research*, 29(2), 142-152. doi: 10.1016/0033-5894(88)90057-9.
- Hourdin, F., Foujols, M. A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J. L., Bony, S., ... & Bopp, L. 2013. Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2167-2192. doi:10.1007/s00382-012-1411-3.
- Jourdain, L., Bekki, S., Lott, F., and Lefèvre, F. 2008. The coupled chemistry-climate model LMDz-REPROBUS: description and evaluation of a transient simulation of the period 1980–1999, *Ann. Geophys.*, 26, 1391-1413, doi:10.5194/angeo-26-1391-2008.
- Swingedouw, D., P. Braconnot, and O. Marti. 2006. Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07711, doi:10.1029/2006GL025765.
- Lathière, J., D. A. Hauglustaine, N. De Noblet-Ducoudré, G. Krinner, and G. A. Folberth. 2005. Past and future changes in biogenic volatile organic compound emissions simulated with a global dynamic vegetation model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20818, doi:10.1029/2005GL024164.
- Madec, Gurvan. 2008 NEMO ocean engine. France, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), 300pp. (Note du Pole de Modélisation 27)
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., & Lévy, C. 1998. OPA 8.1 ocean general circulation model reference manual. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace, 11.
- Mariotti, V., Bopp, L., Tagliabue, A., Kageyama, M., & Swingedouw, D. 2012. Marine productivity response to Heinrich events: a model-data comparison. *Climate of the Past*, 8(5). 1581–1598. doi:10.5194/cp-8-1581-2012.
- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J. M., Keigwin, L. D., & Brown-Leger, S. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428(6985), 834-837. doi:10.1038/nature02494.
- Menviel, L., A. Timmermann, A. Mouchet, and O. Timm. 2008. Meridional reorganizations of marine and terrestrial productivity during Heinrich events, *Paleoceanography*, 23, PA1203, doi:10.1029/2007PA001445.
- Dufresne, J. L., Foujols, M. A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., ... & Mignot, J. 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2123-2165. doi:10.1007/s00382-012-1636-1
- Patara, L., Vichi, M., Masina, S., Fogli, P. G., & Manzini, E. (2012). Global response to solar radiation absorbed by phytoplankton in a coupled climate model. *Climate dynamics*, 39(7-8), 1951-1968. doi:10.1007/s00382-012-1300-9.

Rignot, E., I. Velicogna, M. R. van den Broeke, A. Monaghan, and J. T. M. Lenaerts. 2011. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L05503, doi:10.1029/2011GL046583.

Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J., & Scheuchl, B. 2013. Ice-shelf melting around Antarctica. *Science*, 341(6143), 266-270. doi: 10.1126/science.1235798.

Schmittner, A., & Galbraith, E. D. 2008. Glacial greenhouse-gas fluctuations controlled by ocean circulation changes. *Nature*, 456(7220), 373-376. doi:10.1038/nature07531.

Stager, J. C., Ryves, D. B., Chase, B. M., & Pausata, F. S. 2011. Catastrophic drought in the Afro-Asian monsoon region during Heinrich event 1. *Science*, 331(6022), 1299-1302. doi:10.1126/science.1198322.

Stouffer, R. J., & Manabe, S., 2003, Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO₂ concentration. *Climate Dynamics*, 20(7-8), 759-773, doi:10.1007/s00382-002-0302-4.

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., ... & Stein, R., 2004, Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11), 1229-1271, doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008.

Swingedouw, D., P. Braconnot, and O. Marti. 2006. Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07711, doi:10.1029/2006GL025765.

Swingedouw, D., Mignot, J., Braconnot, P., Mosquet, E., Kageyama, M., & Alkama, R. 2009. Impact of Freshwater Release in the North Atlantic under Different Climate Conditions in an OAGCM. *Journal of Climate*, 22(23).

Talley, L. D., Reid, J. L., & Robbins, P. E. 2003. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. *Journal of Climate*, 16(19).

Valcke, S., & Redler, R. 2012. The OASIS Coupler. In *Earth System Modelling-Volume 3* (pp. 23-32). Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-23360-9_4.

WGIIAR5. Climate change 2014 : Impacts, adaptation, and vulnerability. Technical Report Volume 1, Intergovernmental Panel on Climate Change.

Winton, M. 2003. On the climatic impact of ocean circulation. *Journal of climate*, 16(17).