Simulations couplées globales des changements climatiques associés à une augmentation de la teneur atmosphérique en CO_2

Global coupled simulations of climate change due to increased atmospheric CO_2 concentration

Pierre Barthelet[1], Sandrine Bony[2], Pascale Braconnot[3], Alain Braun[4], Daniel Cariolle[4], Emmanuelle Cohen-Solal[2], Jean-Louis Dufresne[2], Pascale Delecluse[5], Michel Déqué[4], Laurent Fairhead[2], Marie-Angèle Filiberti[5], Michelle Forichon[2], Jean-Yves Grandpeix[2], Eric Guilyardi[1], Marie-Noëlle Houssais[5], Maurice Imbard[5], Hervé Le Treut[2], Claire Lévy[5], Zhao Xin Li[2], Gurvan Madec[5], Pascal Marquet[4], Olivier Marti[3], Serge Planton[4], Laurent Terray[1], Olivier Thual[1], Sophie Valcke[1].

[1] CERFACS, 42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1, France [2] LMD, Boite 99, Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France [3] LMCE, CEA-DSM, Orme des Merisiers, Bat 709, 91791 Gif-Sur-Yvette, France [4] CNRM, Météo France, 42 avenue Coriolis Cedex 1, 31057 Toulouse, France [5] LODYC, Boite 100, Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

Titre courant : Changements climatiques dus à l'augmentation de l'effet de serre

Mots clés : Simulation numérique, couplage, océan, glace, atmosphère, changement climatique, effet de serre.
Keywords : numerical simulation, coupling, ocean, sea-ice, atmosphere, climate change, greenhouse effect.

Résumé

Deux expériences climatiques d'augmentation de la teneur en CO_2 atmosphérique, utilisant deux modèles de circulation générale couplés océan/glace/atmosphère développés au sein du groupe GASTON, ont été réalisées selon la même méthodologie, sans correction de flux artificielle à l'interface air-mer. Les simulations de contrôle reproduisent convenablement les caractéristiques principales du climat actuel, les biais des deux modèles couplés étant cependant différents. Les simulations de scénario d'augmentation de la teneur en CO_2 atmosphérique (1% par an) indiquent un réchauffement global de la température à la surface du globe compris entre 1,6°C et 2,0°C au moment du doublement de la teneur en CO_2 (+70 ans). L'amplitude ainsi que la répartition géographique du réchauffement sont en accord avec les résultats d'autres groupes de recherche utilisant des modèles à flux corrigés ou non.

Abstract

Two transient CO_2 experiments using two coupled general circulation models developped by the french GASTON group have been realized using the same methodology . No flux corrections at the air-sea interface were used in these experiments. The main features of the present climate are reasonably well captured by both coupled models in the control simulations, although the biases are not the same. The transient CO_2 simulations show a global warming, ranging between 1.6°C and 2.0°C at the time of CO_2 doubling(+70 years). These values, and the main geographical characteristics of climate change are in agreement with previous studies published by other research groups, using either flux corrected or non-flux corrected models.

Abridged english version

Introduction

Over the last two decades, an important international effort has been undertaken to assess the possible anthropogenic impacts on global climate. Indeed, the increase in greenhouse gas concentration is constant since preindustrial times and induces a positive radiative forcing on the climate. The analyses of meteorological data have provided evidence for some important systematic climate changes, the most evident being a 0.6°C increase of global air temperature during this century.

The balance of evidence, due to recent improvements in detection and attribution techniques, suggest that there is a discernible human influence on the global climate (Houghon et al. 1995). Coupled general circulation models (CGCM) which include a three-dimensional representation of the atmosphere, ocean, cryosphere and land surface are the most powerful tools available to assess future climate changes. This type of models only offers the possibility of exploring the complex feedbacks operating within the climate system. This note presents the main results of two transient CO_2 experiments realized with two CGCM (ARPEGE/OPAICE and LMD/OPAICE) developed within the French climate community, the GASTON group.

Coupled models and spin-up technique

The oceanic and atmospheric components of both CGCM are coupled through the OASIS coupler developped at CERFACS (Terray *et al.* 1995), which ensures the time synchronization of the two GCMs and performs the spatial interpolation of the coupling fields from one grid to another. Daily mean sea surface temperature, sea-ice extent and albedo are given by the ocean to the atmosphere and daily mean of atmospheric surface fluxes of heat, momentum and fresh water are given to the ocean by the atmosphere.

Both CGCM have the same oceanic component, OPAICE, developed at the Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie (LODYC) (Delecluse *et al.* 1993). It solves the primitive equations on an irregular mesh (Madec and Imbard, 1996), which resolution is roughly equivalent to a geographic mesh of 2 by 1.5 degrees. It has 31 vertical levels and a turbulent kinetic energy scheme of order 1.5 is used for the vertical diffusion (Blanke and Delecluse, 1993). An isopycnal parameterization of the lateral diffusivity is used. The OPAICE ocean model includes a thermodynamical sea-ice model taking into account all relevant thermodynamical processes concerning ice and snow transformation. Three ice thickness classes have been used in order to represent the statistical distribution of the thickness in each mesh (Filiberti *et al.* 1997).

The ARPEGE-Climat V2 atmosphere model, from Météo-France, is a climatic spectral atmosphere model developed from the ARPEGE/IFS forecast model (Météo-France/CNRM 1996). A triangular spectral T31 truncation has been used for horizontal resolution, corresponding to a 3.75° grid size. The model has 19 vertical levels including 3 levels in the stratosphere. The radiation scheme is described in Geleyn and Hollingsworth (1979). Convective and stratiform cloudiness are calculated using respectively the precipitation rates and the humidity profile. A four-layer prognostic soil scheme, a gravity wave drag parameterization and an increased convective entrainment have been added with respect to version used in previous coupled simulation done with ARPEGE (Guilyardi *et al* 1995, Guilyardi and Madec 1997).

The LMD atmosphere model has been developed at the Laboratoire de Météorologie Dynamique and used finite difference (Sadourny and Laval, 1984). The horizontal grid has a 5.6° resolution in the longitudinal direction, and vary as the sine of the latitude in the latitudinal direction. There are 15 vertical layers, unequally spaced. The convection parameterization is a combination of the moist adjustment scheme (Manabe et al. 1965) and the Kuo (1965) scheme. A prognostic scheme is used to parameterize the large-scale condensation and clouds (Le Treut and Li, 1991). The parameterization of radiation transfer is from Fouquart and Bonnel (1980) and Morcrette (1991). The boundary layer is parameterized by an eddy diffusivity formulation. The surface is represented by a bucket model for which we consider only a homogeneous layer of 0.15 meter depth.

The initialization and coupled spin-up technique is the same for both CGCM. The atmospheric initial state is a January 1^{st} state resulting from a forced integration of the atmospheric model by climatological SST (Reynolds 1988). The ocean is initially at rest, with temperature and salinity obtained from Levitus (1982) January climatology. From this initial state, the coupled model has been integrated for a few years with an internal newtonian restoring term for oceanic temperature and salinity. After a few years, the wind-driven circulation is reconstructed and the sea-ice extent stabilizes close to observations. The coupled model is then integrated *with no more internal restoring terms*. The CO_2 concentration is set to the 1990 measured value (353 ppmv) and kept constant in the control simulation. The transient experiment follows the scenario A of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *i.e.* an increase of 1%/year of CO_2 concentration (Houghton *et al.* 1994).

Control simulations and results of the transient experiments

The time evolution of global sea surface temperature (SST) for the ARPEGE/OPAICE control simulation is presented in figure 1. After an initial drift about +1.2°C occuring during the first 15 years, the SST remains stable. The difference map between simulated SST at the end of the control simulation and Levitus atlas (1982) (figure 2a) shows a warming mainly in the tropical and subtropical regions, where there is a lack of cloud and of coastal upwelling, and in the Southern Ocean. Moreover, an imbalance of +1.2 W/m^2 at the top-of-atmosphere causes a drift of global ocean temperature about +0.4°C/century.

The LMD/OPAICE control simulation is quite different, with a smaller (less than +0.5°C) initial drift of global SST (figure 1). The SST difference map (figure 2b) shows that this smaller value is mainly due to a compensation between a strong tropical cooling and a stronger Southern Ocean warming. This southern high-latitude warming is a common feature of both CGCM. The top-of-atmosphere radiative budget is also out of equilibrium, with an outgoing flux about 1 W/m^2 causing a global cooling of the ocean.

Despite these biases, the overall atmospheric circulations simulated in both control simulations are in rather good agreement with observations, as well as the poleward energy transport by the atmosphere and the ocean. The sea-ice cover is also close to observations in the Arctic for both models, the amplitude of the seasonal cycle being nevertheless too weak. In the Antarctic, a general melting occurs during the first decades of the simulations, and the remaining ice cover is much less than observed. The deep water formation in the Greenland and Norwegian seas and around Antarctic, which is of importance for climate change studies, is rather well reproduced due to the inclusion of the thermodynamical sea-ice model.

The transient increase in atmospheric CO_2 produces an increase of global air temperature depicted in figure 3. At the time of CO_2 doubling, this increase is +1.6°C for the ARPEGE/OPAICE simulation and +2.0°C for LMD/OPAICE simulation. The trends, measured over the last 40 years, are about +2.5°C/century and +3.2°C/century respectively.

The geographical distribution of the changes in air temperature at 2 meters for both simulations is presented in figure 4a and 4b. An inter-hemispheric asymmetry is noticeable, the warming being more important in Northern Hemisphere. This warming is stronger at high latitudes, especially during winter, and over land, particularly in Asia, northern North America and in the subtropical belts. A reduced soil water content is generally associated to this local increase in air temperature. The response of LMD/OPAICE model over land is typically about 1°C greater than the one of ARPEGE/OPAICE.

The warming is more homogeneous over the oceans, about +1°C, apart from the Arctic region where the retreat of sea-ice causes a stronger warming, with important decadal variability. High-latitude areas of reduced warming coincide with regions of deep water formation, where there is enhanced penetration of heat into the deep ocean. An important difference between the two simulations appears in the equatorial ocean, where the LMD/OPAICE simulation indicates a warming greater than +2°C.

Conclusion

The results of both simulations agree together on a global scale, and also agree in their main characteristics with previous studies made by other groups, using flux corrected or non-flux corrected coupled models. Nevertheless, the simulated regional impacts are quite different, showing the importance of atmospheric physical parameterizations on the response at regional scale, the ocean-ice component and the initialization method being the same for both simulations.

In addition to the indications provided by these simulations about the possible impact of anthropogenic forcing on global climate, the analysis of variability on decadal or interdecadal timescale should allow to identify the natural signature of the climate in the control simulations and its modulation due to enhanced anthropogenic radiative forcing in the transient experiments, shedding light on the origin of present climate change.

1 Introduction

Depuis le début des années 80, un important effort international de recherche a été entrepris pour étudier les impacts climatiques possibles de l'augmentation d'origine anthropique de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre. En effet, cette concentration, stable jusqu'au début de l'ère industrielle, n'a cessé de croître depuis : +30% pour le dioxyde de carbone (CO_2), +145% pour le méthane (CH_4), + 15% pour l'oxyde nitreux (N_2O), pour ne citer que les principaux. Cette tendance peut être attribuée pour l'essentiel à l'utilisation de carburants fossiles, à la déforestation et aux changements de pratiques culturales (Houghton *et al.* 1994, Houghton *et al.* 1995).
Parallèlement à cette augmentation de la teneur en gaz à effet de serre, on observe une tendance au réchauffement de la température moyenne à la surface du globe d'environ 0,6°C au cours du XX^{ième} siècle. De plus les dernières années écoulées ont été parmi les plus chaudes depuis 1860, en dépit du refroidissement associé à l'éruption du Mont Pinatubo en 1991 (Houghton *et al.* 1995).
Ce réchauffement est-il imputable à l'homme? Répondre à cette question est délicat car tout changement climatique d'origine anthropique se superposera à la variabilité naturelle du climat résultant des fluctuations des autres forçages externes du système climatique (volcanisme, activité solaire, ...) ou de la variabilité propre du système climatique. Néanmoins, des progrès considérables ont été faits au cours des dernières années dans le domaine des techniques de détection et d'attribution du changement climatique basées sur l'étude de la signification statistique des fluctuations climatiques et sur l'analyse de la répartition géographique, verticale et saisonnière des changements de température atmosphérique (Houghton *et al.* 1995). L'ensemble de ces études indique une forte présomption d'influence de l'activité humaine sur le climat global, même si à l'heure actuelle ce signal n'est encore qu'émergeant par rapport au “bruit” de la variabilité naturelle.
L'amélioration continue des modèles de circulation générale couplés (MCGC) en fait les outils privilégiés d'étude des changements climatiques futurs. Suivant le scénario d'émissions futures des gaz à effet de serre retenu, la prise en compte ou non des effets des aérosols et la sensibilité du MCGC considéré, les estimations actuelles, synthétisées par l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), indiquent un réchauffement global en 2100 variant entre 1°C et 3,5°C avec une estimation moyenne de 2°C (Houghton *et al.* 1995).
Cette note présente les principaux résultats de deux simulations de scénario réalisées avec deux MCGC développés au sein du groupe GASTON, qui regroupe les laboratoires français impliqués dans la modélisation numérique du climat (CERFACS, CNRM, LMCE, LMD, LODYC).

2 Les modèles couplés

Les deux MCGC utilisés au cours de cette étude diffèrent par leur composante atmosphérique (ARPEGE-Climat ou LMD) mais ont en commun leur composante océanique (OPAICE) et le coupleur OASIS. Ce coupleur, développé au CERFACS (Terray *et al.* 1995), assure la synchronisation temporelle des modèles d'océan et d'atmosphère ainsi que l'interpolation spatiale des champs de couplage d'une grille sur l'autre. Le modèle d'océan fournit au modèle d'atmosphère les moyennes journalières de la température de surface de la mer, de l'étendue de glace et de l'albédo, tandis que le modèle d'atmosphère fournit les flux de chaleur, d'eau et de quantité de mouvement au modèle d'océan. Le coupleur assure aussi une répartition sous-maille des flux de chaleur atmosphériques en fonction de la température de surface ou de l'albédo de chacune des mailles océaniques sous-jacentes (Dufresne et Grandpeix, 1996).

Le modèle de circulation générale océanique OPAICE
Le modèle de circulation générale océanique OPAICE a été développé au Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie (LODYC) (Delecluse *et al.* 1993). Il s'agit d'un modèle aux différences finies résolvant les équations primitives de la circulation océanique avec une équation d'état non linéaire. Le maillage horizontal est formé par une grille curviligne orthogonale sur la sphère non géographique (Madec et Imbard, 1995) dont la résolution est approximativement équivalente à une grille de 2°×1.5°, plus raffinée près de l'Equateur. Le maillage a 31 niveaux

verticaux, dont 10 niveaux dans les 100 premiers mètres. Une paramétrisation isopycnale de la diffusion latérale a été utilisée. Le mélange vertical est paramétrisé par un schéma en énergie cinétique turbulente à fermeture d'ordre 1.5 (Blanke and Delecluse 1993). La glace de mer est représentée par un modèle thermodynamique prenant en compte tous les processus thermodynamiques intervenant dans l'évolution de la glace de mer et de la neige. Ce modèle traite 3 catégories d'épaisseur de glace, afin de représenter la distribution statistique de cette épaisseur dans chaque maille (Filiberti *et al.* 1997).

Le modèle de circulation générale atmosphérique ARPEGE-Climat
Le modèle de circulation générale atmosphérique ARPEGE-Climat V2, développé à Météo-France, est un modèle spectral dérivé du modèle de prévision météorologique ARPEGE/IFS (Météo-France/CNRM 1996). Une troncature triangulaire spectrale T31 a été utilisée et correspond à une résolution horizontale équivalente de 3,75°. Le maillage possède 19 niveaux sur la verticale, dont 3 dans la stratosphère. Le schéma de rayonnement est issu du schéma de Geleyn et Hollingsworth (1979). Les nuages convectifs et stratiformes sont calculés à partir du taux de précipitation et d'un profil d'humidité critique. La convection profonde utilise le schéma de flux de masse décrit par Bougeault (1985) et la convection peu profonde est paramétrisée à l'aide d'une modification du nombre de Richardson (Geleyn 1987). Les coefficients d'échange et de frottement pour la chaleur et la quantité de mouvement sont calculés selon les formules de Louis *et al.* (1982). Par rapport à la première version du modèle (ARPEGE-Climat V1, Guilyardi *et al* 1995, Guilyardi et Madec 1997), l'entraînement convectif a été augmenté, tandis qu'une nouvelle paramétrisation des ondes de gravité et un schéma de sol pronostique à 4 couches ont été ajoutés.

Le modèle de circulation générale atmosphérique du LMD
Le modèle de circulation générale atmosphérique LMD, développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, est un modèle formulé en différences finies (Sadourny et Laval, 1984). La résolution horizontale de la grille est de 5,6° en longitude. Sur l'axe des latitudes, la résolution varie en fonction du sinus de la latitude, entre environ 10° aux pôles et 2,5° à l'équateur. Sur la verticale, le modèle possède 15 niveaux avec environ 5 couches dans chacune des trois parties de l'atmosphère modélisée : couche limite, troposphère et stratosphère. La convection est paramétrisée à travers les schémas proposés par Manabe et al. (1965) et Kuo (1965). Un schéma pronostique des nuages (Le Treut et Li 1991) est utilisé. Le transfert radiatif est paramétrisé selon Fouquart et Bonnel (1980) et Morcrette (1991). La couche limite utilise le nombre de Richardson pour paramétriser les échanges turbulents (Louis *et al.* (1982). Le modèle du sol comprend une seule couche de 0,15 mètre de profondeur. Sa température et son contenu en eau sont calculés en fonction du bilan d'énergie et du bilan d'eau à la surface et du ruissellement apparaissant quand la capacité maximale est dépassée.

3 Changements climatiques associés à l'augmentation de la teneur en CO_2

Initialisation et mise à l'équilibre des simulations
Les deux MCGC décrits ci-dessus ont été initialisés selon la même procédure. L'état initial de l'atmosphère est une situation de 1er janvier d'une simulation atmosphérique forcée par les températures de surface de mer moyennes observées de 1979 à 1988 (Reynolds 1988). L'océan est initialement au repos, avec une température et une salinité données par Levitus (1982). Afin de maintenir une structure thermohaline de l'océan aussi proche que possible des observations, une *mise à l'équilibre dynamique couplée* est ensuite réalisée : la simulation débute directement en mode couplé, mais la température et la salinité océaniques subissent un rappel newtonien vers les observations, en surface (sauf sous la glace) et dans l'océan intérieur, sous la couche de mélange. Après quelques années (entre 5 et 10 ans) de cette phase de simulation couplée et contrainte, la circulation océanique forcée par le vent est reconstruite et le cycle saisonnier de la couverture de glace est stabilisé autour d'une valeur proche des observations. La simulation couplée est alors

poursuivie sans aucun terme de rappel. Une simulation de contrôle et une simulation de scénario ont été réalisées avec chacun des MCGC. Dans la simulation de contrôle, la teneur en CO_2 est maintenue constante, égale à la valeur observée en 1990 (353 ppmv). La simulation de scénario est démarrée à partir de la simulation de contrôle lorsque la dérive initiale de surface de celle-ci est considérée comme négligeable (cf section suivante). Dans cette simulation de scénario, la teneur en CO_2 atmosphérique augmente de 1% par an, conduisant à un doublement du CO_2 au bout de 70 ans. Ce scénario correspond au scénario A, dit “business as usual”, de l'IPCC (Houghton *et al.* 1994) et a été retenu pour l'exercice d'intercomparaison international CMIP2 auquel nous participons.

Les simulations de contrôle

Les simulations ont été réalisées sans correction de flux afin de garder l'entière cohérence du système couplé. Il en résulte une dérive climatique initiale de l'interface air-mer due à l'inadéquation existant entre les flux générés par l'atmosphère et ceux attendus par l'océan pour maintenir sa température de surface proche des observations. Cette dérive climatique présente certes l'inconvénient d'éloigner le système couplé de l'état moyen observé. Ce choix relève pourtant d'une stratégie à long terme visant à l'amélioration *in fine* des modèles plutôt qu'à une correction artificielle et non physique de leurs biais.

Les évolutions temporelles de la température moyenne de surface de la mer (SST) pour les deux simulations de contrôle sont présentées sur la figure 1. Dans la simulation ARPEGE/OPAICE , une forte dérive initiale est observée durant les 15 premières années, avec un réchauffement de +1,2°C, puis la SST reste stable pendant tout le reste de la simulation. La carte des écarts entre la SST simulée et les observations (Levitus 1982), présentée sur la figure 2a pour la simulation de contrôle ARPEGE/OPAICE, montre un réchauffement concernant principalement la zone tropicale et les zones anticycloniques subtropicales à l'Est des bassins océaniques, où la couverture de stratocumulus marins et les upwelling sont mal représentés, ainsi que l'Océan Austral. Bien que la dérive de surface se stabilise rapidement, le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère de la simulation ARPEGE/OPAICE n'est pas équilibré, avec un flux entrant de l'ordre 1,2 W/m^2 à l'origine d'une dérive de la température globale de l'océan de 0,4°C/siècle.

La simulation de contrôle LMD/OPAICE présente une réponse assez différente : la dérive initiale de la SST (fig. 1) reste inférieure à 0,5 °C) et dure une trentaine d'année. La température de surface de l'océan reste ensuite stable. La structure spatiale des écarts entre la SST simulée et celle observée, representée figure 2b pour la simulation de contrôle LMD/OPAICE, montre une zone tropicale trop froide (surtout dans l'ouest des bassins) et un Océan Austral trop chaud. Bien que la température de surface de l'océan soit stable, le déséquilibre du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère (de l'ordre de -1 W/m^2) induit un refroidissement de la température globale de l'océan.

Les caractéristiques principales de la circulation atmosphérique en moyenne annuelle et son cycle saisonnier sont convenablement reproduites par les deux modèles, ainsi que le transport d'énergie vers les pôles par l'atmosphère et l'océan.

Dans les deux simulations, la couverture de glace de mer (non montrée) est proche des observations en Arctique, l'amplitude du cycle saisonnier étant cependant un peu sousestimée. En Antarctique, une couverture de glace est maintenue, mais elle est très inférieure aux observations. L'introduction d'un modèle thermodynamique de glace favorise la formation des eaux profondes dans les mers du Groenland et de Norvège et le long de l'Antarctique.

Changements climatiques simulés

L'augmentation progressive de la teneur en CO_2 atmosphérique se traduit par une augmentation de la température moyenne globale de l'air à 2 mètres (figure 3), atteignant +1,6°C pour la simulation ARPEGE/OPAICE et +2.0°C pour la simulation LMD/OPAICE au moment du doublement de la teneur en CO_2 (année 70). Les tendances respectives, mesurée sur les 40 dernières années des simulations, sont de 2,5°C/siècle et 3,2°C/siècle.

La répartition géographique du changement de la température de l'air à 2 mètres au moment du doublement de CO_2 (figures 4a et b) montre dans les deux cas une asymétrie inter-hémisphérique marquée, le réchauffement étant plus important dans l'hémisphère Nord. Ce réchauffement est maximal aux hautes latitudes, principalement durant les mois d'hiver. Il est plus marqué sur les continents et sur les zones englacées de l'Arctique que sur mer. Les régions continentales où le changement de température est le plus important sont le continent asiatique, le nord du Canada et les ceintures subtropicales. Un assèchement du sol est en général associé à ces maxima de réchauffement. On notera un écart de l'ordre de 1°C entre les réponses des deux modèles sur continent, avec des maxima atteignant +3°C dans la simulation ARPEGE/OPAICE et +4°C dans la simulation LMD/OPAICE. Une part de cet écart de température peut être liée au traitement distinct du rôle de la végétation dans les schéma de sol, ISBA (Mahfouf *et al.* 1995) et SECHIBA (Ducoudré *et al.* 1993).

Au dessus des océans, le réchauffement est plus homogène, de l'ordre de +1°C, sauf dans les régions polaires où la diminution de la couverture de glace modifie fortement la température de surface en hiver. Dans la zone équatoriale, la simulation LMD/OPAICE indique un réchauffement supérieur à 2°C, alors qu'il est limité à 1°C dans la simulation ARPEGE/OPAICE. Les minima de réchauffement dans les mers du Groenland et de Norvège et autour de l'Antarctique correspondent aux régions de formation d'eau profonde où le transfert de chaleur vers l'océan profond est intensifié par la convection profonde hivernale. L'étendue de glace en Arctique diminue en moyenne annuelle de 15 % dans la simulation ARPEGE/OPAICE et de 5% dans la simulation LMD/OPAICE, tandis qu'en Antarctique il n'y a pas de changement notable par rapport aux simulations de contrôle.

Dans les deux simulations, la répartition verticale du changement de température dans l'atmosphère (non montrée) indique un réchauffement troposphérique généralisé pour les deux modèles, avec un maximum (+2 à +3°C) dans les basses couches aux dessus des pôles et entre 200 et 600 hPa dans la région tropicale. En revanche, un refroidissement marqué de la stratosphère, atteignant -5°C, apparaît à toutes les latitudes.

4 Conclusion

Dans cette note, nous avons présenté les principaux résultats de deux expériences de doublement de CO_2 réalisées avec les modèles de circulation générale couplés ARPEGE/OPAICE et LMD/OPAICE développés au sein du groupe GASTON. Aucune correction de flux n'ayant été utilisée, les simulations de contrôles réalisées avec chacun des modèles couplés présentent une dérive climatique initiale. Malgré les biais qui en résultent, les caractéristiques principales du climat actuel sont raisonnablement reproduites. L'impact climatique de l'augmentation de la teneur en CO_2 atmosphérique simulé par les deux modèles est comparable dans ses caractéristiques et tendances globales. Il est aussi en accord global avec les résulats obtenu par d'autres groupes utilisant des modèles à flux corrigés ou non. Cependant, à l'échelle régionale les caractéristiques de la réponse au changement de la teneur en CO_2 peuvent être assez différentes en amplitude et en localisation, selon les modèles. La composante océan-glace et la stratégie d'initialisation étant identiques, l'importance des processus atmosphériques et de leur représentation dans les modèles est ainsi clairement mise en évidence. Les mécanismes de rétroactions mis en jeux dans la réponse à cette perturbation de CO_2 diffèrent d'un modèle à l'autre et font l'objet de nombreuses recherches. A terme, l'amélioration des paramétrisations physiques atmosphériques et océaniques telles que les interactions entre nuages et rayonnement, la prise en compte du transport d'énergie par les tourbillons dans l'océan aux moyennes latitudes ou l'introduction d'une dynamique de glace, ainsi que la prise en compte de l'effet des aérosols devrait permettre d'obtenir une représentation encore plus précise du climat actuel et du changement climatique lié aux gaz à effet de serre. Par ailleurs, l'analyse de la variabilité aux échelles décennales ou pluridécennales du climat simulé et des modifications induites par l'ajout de gaz à effet de serre devrait permettre de distinguer les deux signatures et d'apporter des éléments de réponse sur l'origine du changement climatique en cours.

Remerciements. Les moyens de calculs ont été fournis par l'Institut de Recherche en Informatique Scientique du CNRS (IDRIS), EDF et Météo France, avec le soutien financier de l'Union Européenne (contrat SIDDACLICH ENV4-CT95-0102) et du Programme National d'Etude du Climat (PNEDC).

Références

Blanke B, Delecluse P (1993) Low frequency variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with mixed layer physics. J Phys Oceanogr 23:1363-1388

Delecluse P, Madec G, Imbard M, Levy C (1993) OPA version 7 Ocean General Circulation Model reference manual. LODYC internal report 93/05

Ducoudré N, Laval K, Perrier A (1993) SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchange at the land-atmosphere interface within the LMD AGCM. J. of Climate 6:248,273.

Dufresne J.L., Grandpeix J.Y. (1996) Raccordement des modèles thermodynamiques de glace, d'océan et d'atmosphère. Laboratoire de Météorologie Dynamique, Note Interne 205

Filiberti M.A., Dufresne J.L., Houssais M.N., Imbard M and Madec G (1997) Some aspects of the thermodynamic ice-ocean interaction in a global OGCM, European Geophysical Society, XXII General Assembly, (Vienne, Autriche, 21-25 avril 1997)

Fouquart Y and Bonnel B, (1980) Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. Beitr. Phys. Atmosph., 53:35-62.

Geleyn JF, Hollingsworth A (1979) An economical analytic method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. Beit Phys Atmos 52:1-16

Geleyn, J.F. (1987) Use of a modified Richardson number for parameterizing the effect of shallow convection, *J. Meteor. Soc. Japan*, Special NWP Symposium Volume, p.141-149

Guilyardi E and Madec G (1997) Performance of the OPA/ARPEGE-T21 global ocean-atmosphere coupled model. Clim Dyn 13:149-165.

E. Guilyardi G. Madec and L. Terray and M. Déqué and M. Pontaud and M. Imbard and D. Stephenson and M.-A. Filiberti and D. Cariolle and P. Deleluse and O. Thual (1995) Simulation couplée océan atmosphère de la variabilité du climat. C.R. Acad.Sci. Paris IIa,320:683-690

Houghton J, Meira Filho LG, Bruce J, Hoesung Lee, Callender B, Haites E, Harris N and Maskell K (eds) (1994) Climate Change 1994. Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenario. Cambridge University Press, Cambridge 339pp.

Houghton J, Meira Filho LG, Callender B, Harris N, Kattenberg A and Maskell K (eds) (1995) Climate Change 1995. The science of climate change. Cambridge University Press, Cambridge 572pp.

Kuo, H.L. (1965) On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. J. Atmos. Sci., 22:1482-1497.

Levitus S (1982) Climatological Atlas of the world ocean. NOAA professional paper 13, 173 p.

Louis, J.F., Tiedke, M. and Geleyn, J.F., (1982) A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF. In *Proceedings of ECMWF workshop on planetary boundary layer parameterization*, 25-27 November 1981, p.59-80, ECMWF, Shinfield Park, Reading

Madec G, Imbard M (1996) A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. Clim Dyn 12:381-388.

Mahfouf JF, Manzi AO, Noilhan J, Giordani H, Déqué M (1995) The land surface scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ARPEGE: Part I: Implementation and preliminary results. J. of Climate 8:2039,2057.

Manabe S, Smagorinsky J, and Strickler R.F. (1965) Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. Mon. Wea. Rev., 93:769-798.

Météo-France/CNRM (1996) Documentation du modele ARPEGE-Climat version 2 (4 volumes). Disponible sur demande à M. Déqué, CNRM 42 avenue Coriolis Cedex 1, 31057 Toulouse, France)

Morcrette, J.J. (1991) Radiation and cloud radiative properties in the ECMWF operational weather forecast model. J. Geophys. Res., 96D:9121-9132.

Reynolds, R.W. (1988) A real-time global sea surface temperature analysis, J. Clim., 1, p.75-86

Sadourny R and Laval K (1984) January and July performance of the LMD general circulation model. New Perspectives in Climate Modelling, A. Berger, C. Nicolis, Eds., Elsevier, 173-198.

Terray L, Sevault E, Guilyardi E, Thual O (1995) The OASIS Coupler User Guide Version 2.0, CERFACS technical report TR/CMGC/95-46

Légendes des figures

Figure 1 : Evolution temporelle de la température de surface moyenne de l'océan pour les simulations de contrôle (CO_2 constant) ARPEGE/OPAICE et LMD/OPAICE.

Figure 2 : Moyenne annuelle des écarts entre la température de surface de la mer (SST) des simulations de contrôle (CO_2 constant) et Levitus (1982), **a** ARPEGE/OPAICE, **b** LMD/OPAICE. Moyenne sur les 20 dernières années des simulations. Isoligne tous les 2°C, grisé clair en dessous de -2°C, grisé foncé au dessus de 2°C.

Figure 3 : Evolution temporelle de la différence de température moyenne de l'air à 2 mètres entre les simulations de scénario (CO_2 +1%/an) et de contrôle (CO_2 constant) pour les modèles ARPEGE/OPAICE et LMD/OPAICE. Les courbes en traits gras correspondent à une moyenne glissante de 5 années.

Figure 4 : Répartition géographique du changement de température de l'air à 2 mètres entre les simulations de scénario (CO_2 +1%/an) et les simulations de contrôle (CO_2 constant), moyennée sur 10 ans autour de l'année du doublement de la teneur en CO_2 atmosphérique (année 70). **a)** ARPEGE/OPAICE, **b)** LMD/OPAICE. Isoligne tous les 1°C.

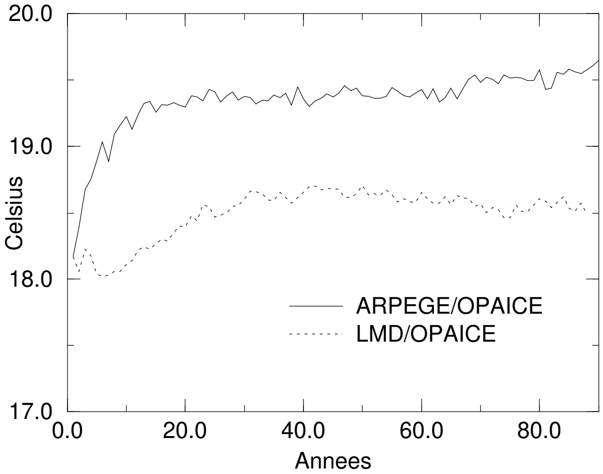

FIG. 1 – *Time evolution of global sea surface temperature for the ARPEGE/OPAICE and LMD/OPAICE control (constant CO_2) simulations.*

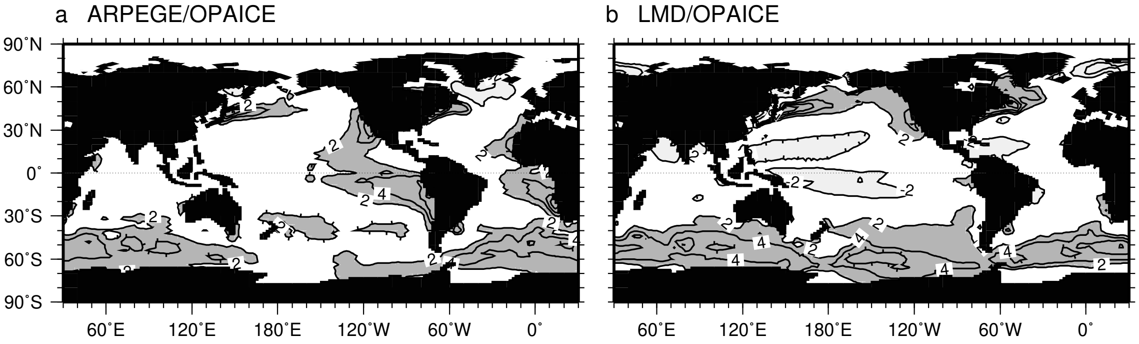

FIG. 2 – *Difference in the annual mean of Sea Surface Temperature (SST) between control (constant CO_2) simulations and Levitus (1982). 20-year mean at the end of the simulations.* **a)** *ARPEGE/OPAICE* **b)** *LMD/OPAICE. Contours every 2° C. Light shading indicates values under -2° C, dark shading above 2° C*

.

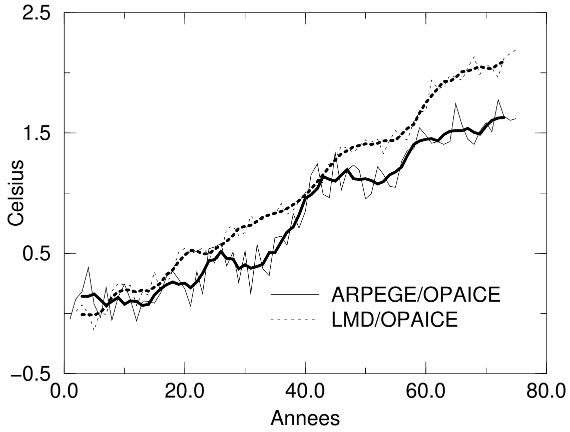

FIG. 3 – *Time evolution of the difference of global air temperature at 2 meters between scenario (CO_2 +1%/an) and control (constant CO_2) simulations for the ARPEGE/OPAICE and LMD/OPAICE models. The thick lines represent a 5-year running mean.*