

Résumé

Le 4^e rapport du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (Giec), récemment paru, propose une évaluation remise à jour des éléments scientifiques, techniques et socio-économiques permettant une meilleure compréhension du changement climatique, de ses impacts potentiels et des possibilités d'adaptation et de mitigation. Il s'appuie sur des simulations numériques des climats préindustriels des XX^e et XXI^e siècles, réalisées de manière concertée par les principaux groupes de recherche sur le climat de par le monde. Nous proposons ici une synthèse du travail réalisé sur ces simulations par la communauté de recherche française dans le cadre du projet national Escrime, en montrant en particulier comment, selon ces études, la cryosphère, la circulation thermohaline et le climat des régions polaires pourraient évoluer au cours du XXI^e siècle dans le cadre du réchauffement climatique.

Abstract

Polar regions, cryosphere and thermohaline circulation: what conclusions can be drawn from the IPCC Fourth Assessment Report?

The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report recently appeared. It proposes an updated assessment of the scientific, technical and socio-economic information relevant for the understanding of climate change, its potential impacts and options for adaptation and mitigation. It is based on numerical simulations of preindustrial, 20th and 21st centuries climates, performed in a coordinated way by modelling groups world-wide. This paper presents key results obtained by the French modelling groups by analysing the IPCC simulations in the framework of the French national project Escrime. More specifically, conclusions about how the cryosphere, the thermohaline circulation and the climate of polar regions could be affected during the 21st century by the ongoing global warming are given.

Régions polaires, cryosphère et circulation thermohaline

Que nous ont appris les simulations du 4^e rapport d'évaluation du GIEC ?

D. Salas y Méliá⁽¹⁾, C. Genthon⁽²⁾, O. Arzel⁽³⁾, C. Cassou⁽⁴⁾, V. Guemas⁽¹⁾, G. Krinner⁽²⁾, M. Minvielle⁽⁴⁾ et D. Swingedouw⁽⁵⁾

- (1) Météo-France - Centre national de recherches météorologiques (CNRM) 42, avenue Gaspard-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex 1 david.salas@meteo.fr
- (2) Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement (LGGE) Saint-Martin-d'Hères
- (3) Climate and Environmental Dynamics Laboratory (CEDL) University of New South Wales - Sydney - Australie
- (4) Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (Cerfacs) - Toulouse
- (5) Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE-IPSL) CNRS-CEA - Gif-sur-Yvette

Ndlr Cet article est la reprise du chapitre 6 du rapport Escrime (voir la présentation page 27).

La place des régions polaires dans le système climatique global

Un ensemble climatique sensible et en évolution rapide

Les hautes latitudes des deux hémisphères concentrent une grande partie de la cryosphère marine et terrestre (glace de mer, neige, calottes et glaciers) et sont, avec la Méditerranée, les seules régions du globe où se produit la convection océanique profonde. Lorsque cette dernière a lieu, les eaux océaniques de surface plongent vers le fond de l'océan. Ce processus de ventilation océanique a un impact notable sur le climat de la planète. Il se produit notamment en mer du Labrador, en mers d'Irminger, du Groenland, d'Islande et de Norvège (figure 1), et constitue le principal moteur de la circulation thermohaline globale. Celle-ci, en interagissant avec le Gulf Stream,

donne naissance à la dérive Nord-Atlantique ; ce courant océanique chaud est l'un des facteurs expliquant la relative douceur du climat de l'Europe de l'Ouest⁽¹⁾.

Au cours du XX^e siècle, le climat de la planète s'est réchauffé de $0,6 \pm 0,2$ °C (IPCC, 2001). Dans ce contexte, les hautes latitudes de l'hémisphère Nord se réchauffent plus rapidement que les autres régions : depuis le milieu des années 1970, les tendances au réchauffement observées atteignent 1 °C par décennie sur une partie de la Sibérie, le nord du Canada et l'Alaska. Cette tendance marquée sur les surfaces continentales s'explique en partie par un recul de la couverture neigeuse observée, que les modèles utilisés pour le 4^e rapport d'évaluation du Giec ne reproduisent que partiellement (Roesch, 2006).

(1) Cependant, la principale raison expliquant la douceur du climat de la façade ouest de l'Europe par rapport à celui de l'est de l'Amérique du Nord est la prédominance d'une circulation atmosphérique de secteur ouest, soumettant cette région à l'influence de masses d'air maritime tempérées par l'océan Atlantique.

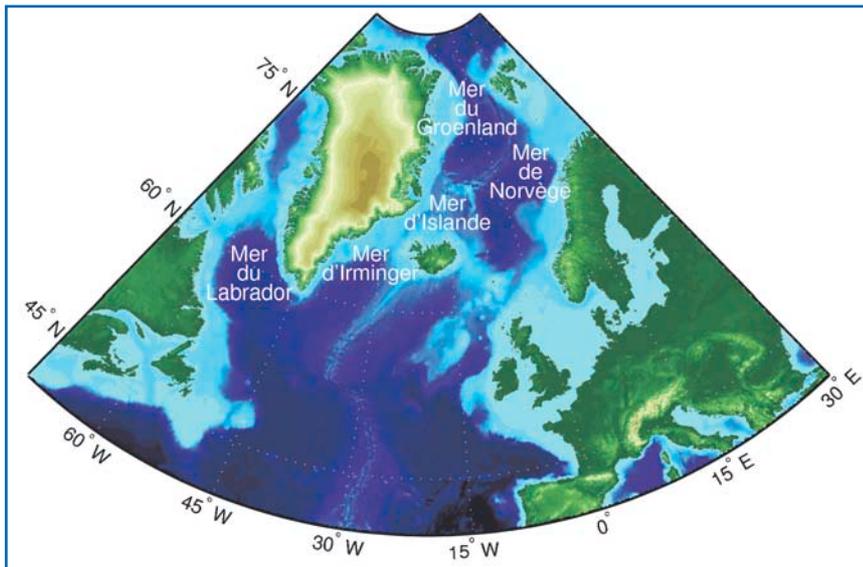
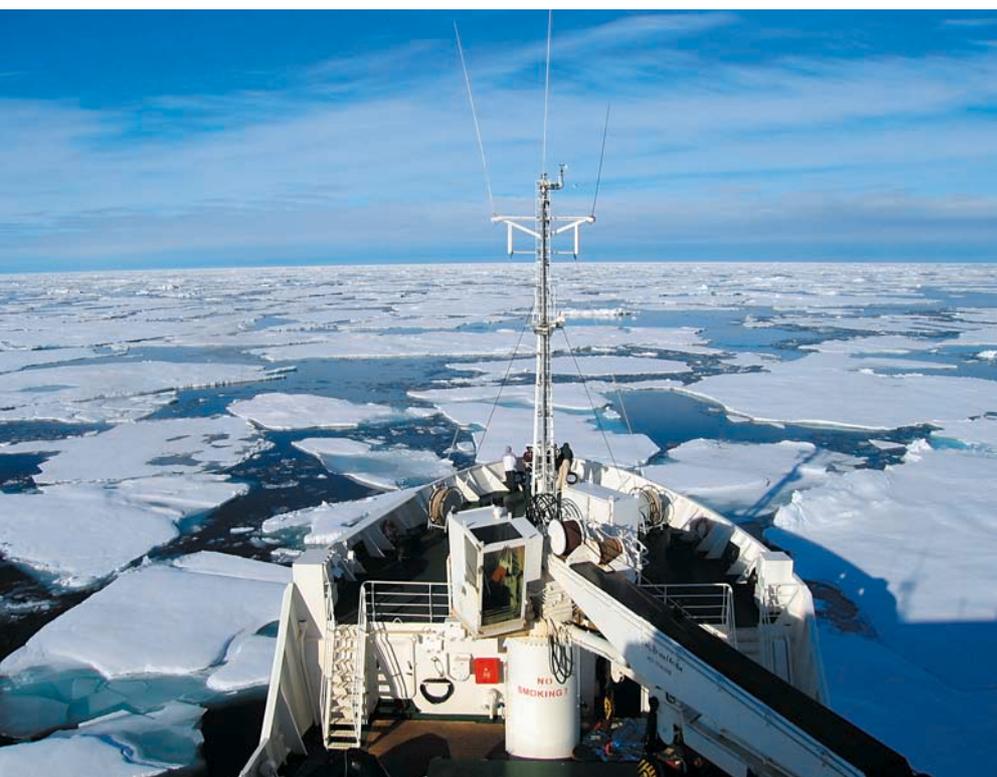


Figure 1 - Situation géographique des principales mers de l'Atlantique Nord.

Un réchauffement s'était également produit à l'échelle de l'hémisphère Nord dans les années 1930 et 1940 ; à son maximum, il atteignait 0,5 °C en moyenne globale, mais dans le même temps l'Arctique s'était réchauffé de 1,7 °C, ce qui a été interprété notamment par des rétroactions climatiques positives impliquant la glace de mer (Bengtsson et al., 2004). En revanche, une telle amplification du réchauffement climatique n'a pas été observée en Antarctique au cours du XX^e siècle, sauf dans la région de la péninsule Antarctique.

Des projections réalisées avec des modèles climatiques pour le XXI^e siècle indiquent également une forte amplification du réchauffement sur l'Arctique par rapport à la tendance en moyenne globale, ce que l'on ne retrouve pas en Antarctique. Des simulations académiques de doublement du taux de CO₂ atmosphérique réalisées dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP2 ont montré que le réchauffement en Arctique était de 1,5 à 4,5 fois plus intense qu'en moyenne globale (Holland and Bitz, 2003). Si

Navigation dans la banquise au Svalbard, archipel norvégien. (Photo Pierre Taverniers)



cette amplification est essentiellement due à une boucle de rétroaction impliquant l'albédo de la banquise, sa dispersion selon les modèles tient surtout à l'état initial de la couverture de banquise arctique⁽¹⁾, aux réponses diverses des nuages, tandis que les neiges et glaces continentales jouent un rôle de second ordre. Par ailleurs, des simulations paléoclimatiques du « Dernier maximum glaciaire » (DMG, il y a 21 000 ans), réalisées dans le cadre de PMIP2, indiquent également que le réchauffement entre le DMG et le climat préindustriel est amplifié dans les régions polaires par rapport à la moyenne globale de ce réchauffement (Masson-Delmotte et al., 2006) et qu'il existe une corrélation forte entre la température simulée dans les régions polaires et la température moyenne du globe, confirmant que les données issues de carottes de glace constituent de bons indicateurs de certaines variations climatiques globales.

Couplages climatiques mettant en jeu la glace de mer

Les couvertures de banquise des deux hémisphères présentent une variabilité interannuelle importante, en réponse à l'action de l'océan et de l'atmosphère. Si, en Antarctique, aucune tendance nette de la surface englacée n'est actuellement décelable, en Arctique, sur la période 1972-2002, l'extension de glace de mer en moyenne annuelle s'est réduite de 900 000 km² (Cavalieri et al., 2003). À titre de comparaison, cela représente près de deux fois la surface de la France. De plus, ce retrait s'est accéléré depuis la fin des années 1990, en particulier l'été (Stroeve et al., 2005). Des boucles de rétroaction positive mettant en jeu la glace de mer ont été mises en évidence, à la fois par l'observation et la modélisation. Par exemple, pendant l'été, les parcelles d'eau libre au sein du pack de banquise (chenaux) ont un faible albédo, absorbent une fraction importante du rayonnement solaire incident, et donc se réchauffent. Cela accentue la fonte latérale des plaques de banquise,

(1) Au démarrage de ces simulations, l'épaisseur moyenne de la banquise arctique diffère selon les modèles, notamment car il n'existe pas encore de mesure globale et simultanée de ce paramètre. Plus la banquise arctique est initialement fine, plus elle disparaît rapidement à mesure que l'atmosphère simulée se réchauffe. Une fois que l'essentiel de la banquise a fondu, le réchauffement atmosphérique a tendance à s'amplifier par effet de rétroaction.



Glacier Raudfjord au Svalbard. (Photo Pierre Taverniers)

conduisant à une augmentation de l'absorption de rayonnement solaire par la surface marine (Maykut et Perovich, 1987). Curry et al. (1995) ont documenté d'autres boucles de rétroaction positive mettant en jeu l'albédo de la glace. Ce paramètre dépend de l'épaisseur du bloc considéré, des déformations qu'il a subies et de la nature de sa surface (couverture de neige, présence de mares de fonte⁽¹⁾...). Il est souligné dans cette étude que la simulation de la banquise ne peut être validée uniquement par comparaison des épaisseurs modélisées et observées sur la fin du XX^e siècle : il faut également s'assurer que la sensibilité de l'épaisseur modélisée aux forçages climatiques est correcte, surtout en vue de réaliser des projections sur le XXI^e siècle. Par exemple, il est probable qu'un

(1) La glace de mer est souvent recouverte de neige, ce qui limite ses échanges thermiques avec l'atmosphère et réduit ainsi sa croissance hivernale. En été, sous l'effet du soleil et de températures moins froides, la glace de mer et la neige fondent, formant des mares de fonte sur la banquise. Ces mares ont un albédo plus faible que celui de la glace nue et absorbent plus de rayonnement solaire que la glace ou la neige, ce qui favorise la fonte, donc l'extension des mares superficielles. Il s'agit donc encore là d'une rétroaction positive.

modèle de glace simulant une fonte estivale trop rapide surestime la régression de la banquise soumise à un réchauffement du climat.

Par ailleurs, de nombreux travaux ont suggéré des boucles de rétroaction mettant en jeu des interactions entre l'Arctique et l'Atlantique Nord (par exemple, Goosse et al., 2002 ; Goosse et Holland, 2005). Ainsi, une modification de l'intensité de la dérive Nord-Atlantique et donc de la quantité de chaleur qu'apportent les courants océaniques à l'Arctique peuvent moduler la position du bord de glace en Atlantique du Nord-Est. Réciproquement, comme la banquise est très peu salée par rapport à l'eau de mer, lorsqu'elle quitte l'Arctique en longeant l'est du Groenland, sa fonte libère progressivement de l'eau douce, ce qui réduit la salinité de l'océan de surface. Cela peut affecter la circulation océanique, en particulier la circulation thermohaline et donc l'intensité de la dérive Nord-Atlantique. Il faut cependant souligner que ce phénomène ne devrait pas avoir d'impact climatique sur l'Europe, le léger effet de refroidissement qu'il implique étant largement masqué par le réchauffement climatique.

Couplages climatiques impliquant les calottes glaciaires et les glaciers

Des observations altimétriques ont montré que le niveau moyen des océans a augmenté de 37 mm sur la période 1993-2005 (Nerem et al., 2006) ; 40 % de cette variation s'explique par la fonte des glaciers et des calottes glaciaires. Une étude récente montre que l'écoulement des grands glaciers drainant la calotte groenlandaise s'accélère, ce qui indique que les projections futures de la remontée du niveau des mers sont vraisemblablement sous-estimées (Rignot et Kanagaratnam, 2006). De plus, d'autres études basées à la fois sur des résultats de modélisation et sur des observations altimétriques (Krabill et al., 2004) révèlent une perte de masse importante survenue au cours de la dernière décennie (Schutz et al., 2005 ; Zwally et al., 2005). Cet afflux d'eau supplémentaire vers l'océan pourrait réduire la convection océanique profonde en mer du Labrador, avec pour conséquence l'affaiblissement de la circulation thermohaline.

Cryosphère et circulation thermohaline : projections pour le XXI^e siècle

Cette partie donne un rapide aperçu de la modélisation de l'état actuel des différentes composantes de la cryosphère (neige, glace de mer, glaciers et calottes) et de leurs évolutions respectives au cours du XXI^e siècle simulées par les modèles climatiques utilisés pour le 4^e rapport d'évaluation du Giec.

Évolution de la couverture de glace de mer

Sur les vingt modèles de banquise utilisés dans le cadre des récentes simulations du Giec, onze comportent une discrétisation verticale des plaques de glace, sept prennent en compte des catégories d'épaisseurs⁽¹⁾ et dix-sept utilisent une dynamique de glace avancée, ce qui représente un net progrès en modélisation de banquise par rapport au précédent rapport du Giec. Tout en gardant à l'esprit que la simulation de la glace dépend fortement des forçages atmosphériques et océaniques, ces progrès sont visibles à l'examen des étendues de glace simulées sur la période 1981-2000 par les différents modèles, même si les écarts aux observations restent parfois importants en Antarctique (Arzel et al., 2006a). En revanche, bien que l'on dispose de relativement peu d'observations, il est très probable que l'épaisseur de la banquise sur la même période ne soit généralement pas correctement simulée (répartition géographique et épaisseur moyenne). Par conséquent, si de nombreux modèles simulent un océan Arctique libre de glaces à la fin de l'été pour la fin du XXI^e siècle (Arzel et al., 2006a), la date à laquelle ce phénomène pourrait se produire pour la première fois reste très incertaine. Enfin, les modèles semblent s'accorder sur le fait qu'en Arctique, le volume moyen annuel de la banquise devrait décroître deux fois plus rapidement que sa surface (tableau 1).

Tableau 1 - Moyenne multimodèles des changements relatifs d'étendue et de volume de glace de mer (%) entre les périodes 2081-2100 et 1981-2000 pour les mois de mars, septembre, et en moyenne annuelle (AM) dans les deux hémisphères.

	Arctique			Antarctique		
	Mars	Septembre	AM	Mars	Septembre	AM
Étendue de glace	-15,4	-61,7	-27,7	-49	-19,1	-24
Volume de glace	-47,8	-78,9	-58,8	-58,1	-27,4	-33,7

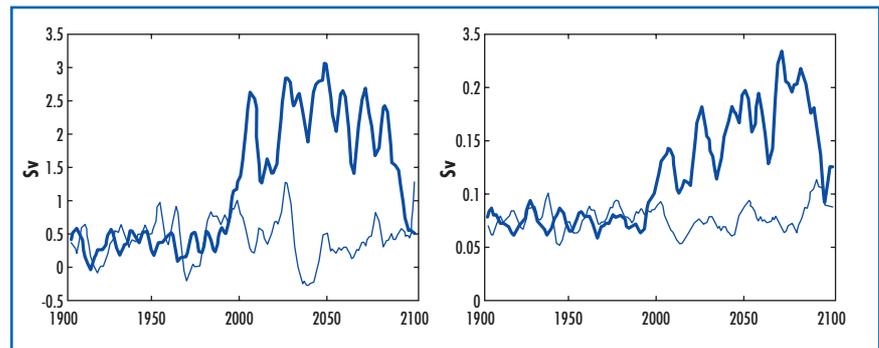


Figure 2 - Séries temporelles du transport océanique (gauche) et de l'export d'eau douce liquide (droite) au détroit de Fram, modélisés par IPSL-CM4, en Sverdrups (1Sv = 10⁶ m³/s). Une moyenne glissante de cinq ans a été appliquée. Les traits fins et épais représentent respectivement les séries temporelles associées à une expérience préindustrielle (contrôle) et à une simulation du XXI^e siècle suivie d'un scénario SRES-A1B sur le XXI^e siècle.

La fonte massive de la banquise arctique pourrait entraîner un changement de régime climatique, comme cela est observé dans la simulation SRES-A1B utilisant IPSL-CM4 (le modèle climatique couplé global du CNRS/IPSL). Dans cette expérience, le débit océanique des eaux quittant l'Arctique par le détroit de Fram⁽²⁾ augmente fortement entre 1990 et 2010 (figure 2). L'océan Arctique étant moins salé que l'océan Atlantique, ce transport de masses d'eau, s'additionnant au transport de banquise évoqué précédemment, équivaut à une importante source d'eau douce pour le nord de l'Atlantique. Selon Arzel et al. (2006b), une rétroaction positive du système océan-glace de mer-atmosphère dans le secteur des mers de Groenland-Islande-Norvège (GIN)-Barents serait responsable de cette évolution.

Ce processus est initié par le recul de la banquise en mer de Barents, en lien avec le réchauffement du climat de l'Arctique durant la fin du XX^e siècle. Il s'ensuit une amplification locale de ce réchauffement, impliquant une diminution de la pression moyenne en mers de GIN et de Barents, donc une circulation atmosphérique moyenne plus dépressionnaire dans cette région. Par conséquent, les vents moyens à l'ouest de cette zone (détroit de Fram), de secteur nord, tendent à se renforcer. À l'inverse, sur le flanc est de la structure dépressionnaire, les vents de secteur sud se renforcent. Par effet de friction, cette intensification des vents induit une augmentation des transports de masses d'eaux océaniques et une dérive accrue

des glaces le long des côtes groenlandaises. Vers l'année 2080, le modèle présente une seconde transition à l'issue de laquelle le débit au détroit de Fram retrouve sa faible valeur initiale. Une lente désalinisation des mers de GIN est invoquée pour expliquer cette transition.

Évolution des bilans de masse des calottes glaciaires et des glaciers

L'évolution du bilan de masse⁽³⁾ de la calotte glaciaire antarctique et de son impact sur le niveau des océans a été estimée pour la fin du XXI^e siècle en régionalisant des simulations climatiques réalisées avec le modèle IPSL-CM4 au moyen d'une version zoomée de LMDZ à 60 km de résolution horizontale. Une simulation utilisant directement les conditions aux limites océaniques (température de la surface océanique et couverture de glace) fournies par IPSL-CM4 pour l'époque actuelle (1981-2000) et la fin du XXI^e siècle (2081-2100) indique que le bilan de masse annuel de la calotte Antarctique augmenterait de 32 mm au cours du XXI^e siècle (figure 3), ce qui équivaut à une diminution du niveau de la mer de 1,2 mm/an (Krinner et al., 2006a). En effet, cette augmentation de

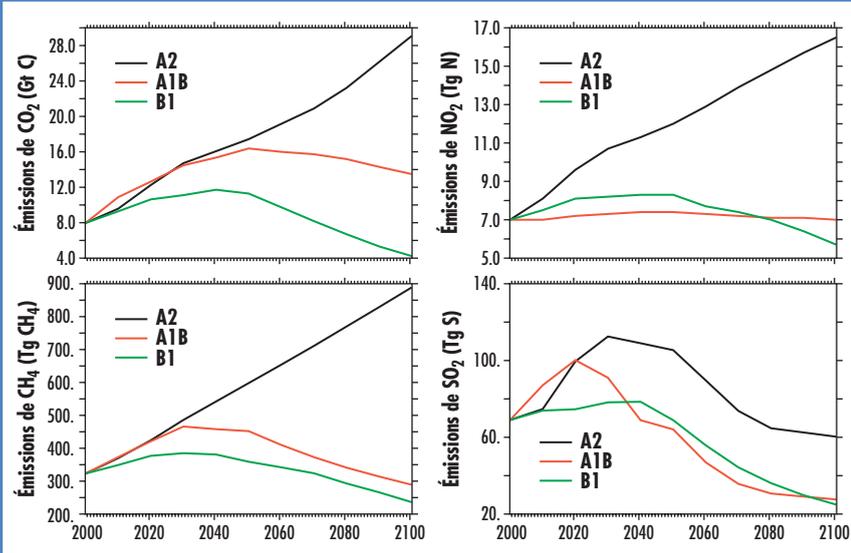
(1) La discrétisation verticale des plaques de glace permet de mieux estimer la conduction de la chaleur dans ce milieu et d'estimer plus finement la croissance de la glace en fonction des conditions atmosphériques. La prise en compte de plusieurs catégories d'épaisseurs de banquise est souhaitable dans un modèle, la croissance d'un bloc de glace dépendant fortement de son épaisseur : il est donc important de représenter correctement les hétérogénéités d'un pack pour mieux modéliser l'évolution de son épaisseur moyenne.

(2) Détroit séparant le Groenland du Spitzberg.

(3) Différence entre la masse de neige accumulée sur un glacier pendant une période donnée et la perte de masse liée à la fonte de la neige dans le même temps.

Les scénarios du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (Giec)

Ces scénarios, proposés et codifiés par le Giec pour les divers groupes de modélisation climatique, sont des hypothèses d'émissions futures de gaz à effet de serre. La figure en décrit les principaux. Pour plus de détails, on peut se reporter à l'article de Dufresne et al. paru dans le numéro 55 de *La Météorologie*, page 45.



Évolution des émissions dues aux activités humaines, pour les principaux gaz ayant une influence sur le climat, dans les scénarios SRES-A2 (courbe noire), SRES-A1B (courbe rouge) et SRES-B1 (courbe verte) du Giec. (Giec, 2001)

masse de la calotte correspond à une redistribution de l'eau entre les différents réservoirs terrestres, essentiellement au détriment des océans. Dans le cas d'une simulation où des anomalies de conditions aux limites fournies par IPSL-CM4 sont ajoutées à la climatologie de l'époque actuelle, les deux chiffres précédents s'établissent respectivement à 43 mm/an d'augmentation de bilan de masse et 1,5 mm/an de diminution du niveau des océans (Krinner et al., 2006b). Dans les deux cas, l'évolution du bilan de masse s'explique essentiellement par une augmentation des précipitations, la fonte de neige en surface évoluant peu. L'élévation des températures dans la région de l'Antarctique permet une augmentation du contenu en eau de l'air, et une convergence d'humidité accrue au-dessus du continent, ce qui permet de plus grandes accumula-

tions de neige sur l'Antarctique. Cependant, à l'échelle régionale, en particulier près des côtes, des changements de dynamique atmosphérique modulent cet effet. Enfin, un autre travail en cours, suivant la même méthodologie (G. Krinner, communication personnelle), indique qu'au contraire la fonte de la calotte groenlandaise devrait s'intensifier au cours du XXI^e siècle. Ainsi, les effets additionnés des changements de bilan de masse des deux calottes pourraient se traduire par une légère augmentation annuelle du niveau des océans.

On estime qu'actuellement la contribution des glaciers des régions tropicales et tempérées à l'élévation du niveau des

océans est environ deux fois supérieure à celle des calottes glaciaires antarctique et groenlandaise. Même si les glaciers représentent des réservoirs d'eau bien moins importants que ceux des calottes, il est intéressant de chercher à comprendre les raisons de leur régression et de tenter de prévoir leur évolution future. Un modèle permettant de simuler le bilan de masse du glacier de Saint-Sorlin (Alpes françaises) a été mis en place dans cette optique (Gerbaux, 2005) et validé sur la période 1981-2004 à partir d'observations in situ. L'utilisation de données d'anomalies de forçage provenant de plusieurs modèles du 4^e rapport d'évaluation du Giec suivant le scénario SRES-B1 indique que ce glacier devrait fondre rapidement au cours du XXI^e siècle, avant de disparaître complètement vers 2070.

Évolution de la convection océanique en Atlantique Nord et circulation thermohaline

Des simulations réalisées par différents modèles climatiques selon le scénario SRES-A1B indiquent que la circulation thermohaline en Atlantique Nord devrait s'affaiblir de 0 à 50 % au cours du XXI^e siècle (Schmittner et al., 2005). Parmi ces simulations, aucune n'indique de diminution soudaine de cette circulation. Gregory et al. (2005) tirent la même conclusion d'une analyse d'expériences d'augmentation du taux de CO₂ atmosphérique de 1 % par an jusqu'au quadruplement (4x CO₂). Cette dernière étude précise également que l'évolution de la circulation thermohaline est surtout conditionnée par des changements de flux de chaleur affectant la surface océanique plutôt que par des changements de flux d'eau. Cependant, les modèles utilisés négligent la contribution de la fonte du Groenland. Or, dans le cas d'une expérience 4x CO₂ réalisée avec le modèle IPSL-CM4, au moment du quadruplement de la concentration de CO₂, l'intensité de la circulation thermohaline a décliné de 21 %, contre 47 % en prenant en compte le flux d'eau lié à la fonte de la calotte groenlandaise (Swingedouw et al., 2006). Dans ce dernier cas, les températures de surface simulées sont jusqu'à 5 °C plus froides près de la mer de Kara (nord-ouest de la

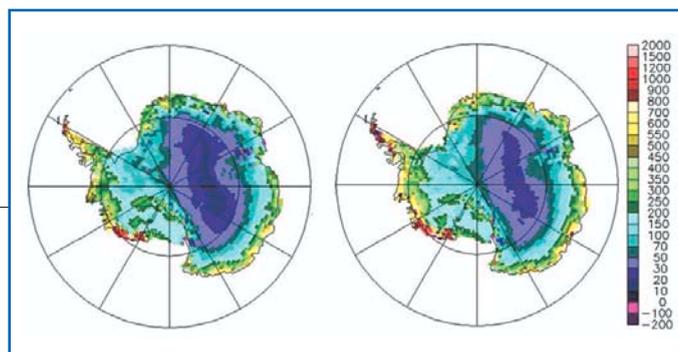


Figure 3 - Bilans de masse en surface simulés pour la calotte glaciaire Antarctique en kg/m²/an -1981-2000 (gauche) et 2081-2100 (droite) - dans le cas d'un scénario SRES-A1B.



Fragment d'iceberg en forme de champignon. (Photo Pierre Taverniers)

Russie) que dans la simulation où la fonte des glaces continentales n'est pas prise en compte.

Au cours de l'expérience simulant le XX^e siècle réalisée avec le modèle CNRM-CM3 (le modèle climatique couplé global de Météo-France), l'intensité de la circulation thermohaline se réduit de 8 %. Cette diminution peut s'expliquer par une diminution importante de la salinité de surface des mers du Labrador et d'Irminger, entraînant un affaiblissement de la convection océanique profonde dans ces régions. L'origine de ce changement de caractéristiques de masses d'eau dans les deux mers est similaire à celle de la « Grande anomalie de sel⁽¹⁾ ». On assiste à une fonte significative de la glace de mer conduisant à des eaux de surface devenant plus douces dans les régions polaires. Ces eaux sont transportées par le détroit du Danemark et envahissent la mer d'Irminger et la mer du Labrador.

Au cours du XXI^e siècle, l'intensité de la circulation thermohaline dans les différents scénarios de Météo-France diminue en moyenne d'environ 40 %. Ce phénomène s'explique par une rétroaction positive du système océan-glace-atmosphère, induisant un renforcement des interactions climatiques entre l'Arctique et l'Atlantique Nord. Cela se traduit notamment par une intensification du courant est-groenlandais et du courant de Norvège (Guemas et Salas y Méliá, 2006).

(1) La « Grande anomalie de salinité » est apparue à la fin des années 1960 en mer du Groenland, probablement suite à un export important de glace de mer par le détroit de Fram en 1967. Il s'agissait d'une masse d'eau de faible salinité, dont on a pu suivre le déplacement pendant plus de dix ans. En 1971-1972, elle a été observée au large de Terre-Neuve, avant d'être transportée jusqu'en Europe par le Gulf Stream et la dérive Nord-Atlantique, pour finalement revenir en mer du Groenland au début des années 1980.

Conclusion

Le réchauffement planétaire en cours devrait s'amplifier au cours du XXI^e siècle, et les modèles de projections climatiques s'accordent pour simuler son amplification dans les régions polaires. Mais les impacts de ce changement climatique et de ses rétroactions devraient être relativement différents selon l'hémisphère considéré. Ainsi, le réchauffement atmosphérique austral pourrait se traduire par une croissance de la calotte antarctique, tandis que l'élévation des températures en l'Arctique devrait accélérer la perte de masse de la calotte groenlandaise déjà observée par satellite. Par ailleurs, en Antarctique, l'évolution de la couverture de glace de mer devrait être moins marquée qu'en Arctique. En effet, actuellement, la banquise est déjà essentiellement saisonnière dans les mers australes, tandis qu'en Arctique, elle devrait évoluer d'un régime où environ la moitié de la

glace, présente l'hiver, persiste pendant l'été à un régime saisonnier. Les simulations climatiques pour le XXI^e siècle indiquent que la disparition progressive de la banquise arctique d'été devrait s'accompagner d'une

amplification du réchauffement dans les régions boréales. La forte réduction de la couverture de glace arctique observée depuis une vingtaine d'années, et plus particulièrement depuis la fin du XX^e siècle, pourrait constituer

les prémices de ce phénomène. Cependant, il reste encore difficile d'évaluer les contributions respectives de la variabilité naturelle et du réchauffement climatique en cours à cette tendance observée.

Bibliographie

- **Arzel O., T. Fichefet et H. Goosse**, 2006a : Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs. *Ocean Modelling*, 12, 401-415, doi: 10.1016/j.ocemod.2005.08.002.
- **Arzel O., T. Fichefet, H. Goosse et J.-L. Dufresne**, 2006b : Causes and impacts of Arctic freshwater budget changes over the 20th and 21st centuries in an AOGCM. *Climate Dyn.*, soumis.
- **Bengtsson L., V. A. Semenov et O. M. Johannessen**, 2004 : The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic - A Possible Mechanism. *J. Climate*, 17, 4045-4057.
- **Cavalieri D. J., C. L. Parkinson et K. Y. Vinnikov**, 2003 : 30-year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (18), doi:10.1029/2003GL018931.
- **Curry J.-A., J. L. Schramm et E. E. Ebert**, 1995 : Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism. *J. Climate*, 8, 240-247.
- **Gerbaux M.**, 2005 : *Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique*. PhD, Université Joseph-Fourier, Grenoble, France, 132 p. lgge.obs.ujf-grenoble.fr/publicscience/theses/these-gerbaux.pdf.
- **Goosse H., F. M. Selten, R. J. Haarsma et J. D. Opsteegh**, 2002 : A mechanism of decadal variability of the sea-ice volume in the Northern Hemisphere. *Climate Dyn.*, 19, 61-83, doi: 10.1007/s00382-001-0209-5.
- **Goosse H. et M. Holland**, 2005 : Mechanisms of decadal and interdecadal Arctic variability in the Community Climate System Model CCSM2. *J. Climate*, 18, 3552-3570.
- **Gregory J. M., K. W. Dixon, R. J. Stouffer, A. J. Weaver, E. Driesschaert, M. Eby, T. Fichefet, H. Hasumi, A. Hu, J. H. Jungclauss, I. V. Kamenkovich, A. Levermann, M. Montoya, S. Murakami, S. Nawrath, A. Oka, A. P. Sokolov et R. B. Thorpe**, 2005 : A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO₂ concentration. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12703, doi:10.1029/2005GL023209.
- **Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) / Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**, 2001 : *Climate Change 2001* (J. T. Houghton et al., Eds.), Cambridge University Press, New York.
- **Guemas V. et D. Salas y Méliá**, 2006 : Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in an Atmosphere-Ocean Global Coupled Model. *Ocean Modelling*, soumis.
- **Holland M. M. et C. M. Bitz**, 2003 : Polar amplification in climate changes in coupled models. *Climate Dyn.*, 21, 221-232.
- **Krabill W. et al.**, 2004 : Greenland ice sheet: increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (L24402), doi:10.1029/2004GL021533.
- **Krinner G., B. Guicherd, K. Ox et C. Genthon**, 2006 : Simulations of Antarctic climate and surface mass balance change from 1981-2000 to 2081-2100. *J. Climate*, soumis.
- **Krinner G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon et J.-L. Dufresne**, 2006 : Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries. *Climate Dyn.* doi:10.1007/s00382-006-0177-x.
- **Masson-Delmotte V., M. Kageyama, P. Braconnot, S. Charbit, G. Krinner, C. Ritz, E. Guilyardi, J. Jouzel, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, R. M. Gladstone, C. D. Hewitt, A. Kitoh, A. N. LeGrande, O. Marti, U. Merkel, T. Motoi, R. Ohgaito, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier, I. Ross, P. J. Valdes, G. Vettoretti, S. L. Weber, F. Wolk et Y. Yu**, 2006 : Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Climate Dyn.*, 26, 513-529, doi: 10.1007/s00382-005-0081-9.
- **Maykut G. et D. K. Perovich**, 1987 : The role of shortwave radiation in the summer decay of a sea ice cover. *J. Geophys. Res.*, 92, C7, 7032-7044.
- **Nerem R. S., E. Leuliette et A. Cazenave**, 2006 : Present-day sea level change. *C.R. Geosciences*, doi:10.1016/j.crte.2006.09.001.
- **Rignot E. et P. Kanagaratnam**, 2006 : Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet. *Science*, 311, 986-990.
- **Roesch A.**, 2006 : Evaluation of surface albedo and snows cover in AR4 coupled climate models. *J. Geophys. Res.*, 111, D15111, doi: 10.1029/2005JD006473.
- **Schmittner A., M. Latif et B. Schneider**, 2005 : Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23710, doi:10.1029/2005GL024368.
- **Schutz B. E., H. J. Zwally, C. A. Shuman, D. Hancock et J. P. DiMarzio**, 2005 : Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (L21S01), doi:10.1029/2005GL024009.
- **Stroeve J. C., M. C. Serreze, F. Fetterer, T. Arbetter, W. Meier, J. Maslanik, et K. Knowles**, 2005 : Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04501, doi:10.1029/2004GL021810.
- **Swingedouw D., P. Braconnot et 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.
- **Zwally H. J., M. B. Giovinetto, J. Lun, H. G. Cornejo, M. A. Beckley, A. C. Brenner, J. L. Saba et D. Yi**, 2005 : Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002. *Journal of Glaciology*, 51 (175), 509-527.