

## Simulation de l'évolution récente et future du climat par les modèles du CNRM et de l'IPSL

J-L Dufresne<sup>1</sup>, D. Salas y Méliá<sup>2</sup>, S. Denvil<sup>3</sup>, S. Tyteca<sup>2</sup>, O. Arzel<sup>4</sup>, S. Bony<sup>1</sup>, P. Braconnot<sup>5</sup>, P. Brockmann<sup>5</sup>, P. Cadule<sup>3</sup>, A. Caubel<sup>5</sup>, F. Chauvin<sup>2</sup>, M. Déqué<sup>2</sup>, H. Douville<sup>2</sup>, L. Fairhead<sup>1</sup>, T. Fichefet<sup>4</sup>, M-A Foujols<sup>3</sup>, P. Friedlingstein<sup>5</sup>, J.-Y. Grandpeix<sup>1</sup>, J.-F. Gueremy<sup>2</sup>, F. Hourdin<sup>1</sup>, A. Idelkadi<sup>1</sup>, G. Krinner<sup>6</sup>, C. Levy<sup>7</sup>, G. Madec<sup>7</sup>, P. Marquet<sup>2</sup>, O. Marti<sup>5</sup>, I. Musat<sup>1</sup>, S. Planton<sup>2</sup>, J.-F. Royer<sup>2</sup>, D. Swingedow<sup>5</sup>, A. Voldoire<sup>2</sup>

- (1) Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD-IPSL), CNRS-UPMC, boîte 99, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05
- (2) Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Météo-France, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1
- (3) Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), CNRS-UPMC, boîte 101, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05
- (4) Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lemaître, Université catholique de Louvain, 2 Chemin du Cyclotron, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgium
- (5) Laboratoire des Sciences du Climat et de l' Environnement (LSCE-IPSL), CNRS-CEA, Bât. 709, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex
- (6) Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), CNRS-UJF, 54 rue Molière, 38402 - Saint Martin d'Hères cedex
- (7) Laboratoire d'Océanographie et Climat: Expérimentation et Analyse Numérique (LOCEAN-IPSL), CNRS-UPMC, boîte 100, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

Version révisée, 19/09/06

**Résumé:** Dans le cadre de la préparation du 4<sup>e</sup> rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) qui doit paraître début 2007, les principales équipes de modélisation du climat de part le monde ont réalisé un important exercice coordonné de simulation de l'évolution du climat au cours du 20<sup>e</sup> et du 21<sup>e</sup> siècle. Nous présentons ici les résultats obtenus par les modèles du CNRM et de l'IPSL, en évoquant les progrès réalisés depuis le précédent rapport du GIEC. Nous replacerons également nos résultats par rapport à ceux des autres modèles, et indiquerons les résultats qui sont communs à l'ensemble des modèles et ceux qui peuvent être différents.

### Recent and futur climate change as simulated by the CNRM and IPSL models

**Abstract:** In support of the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) that should appear in early 2007, modelling groups world-wide have performed a huge coordinated exercise of climate change runs for the 20th and 21st century. In this paper we present the results of the two french climate models, from CNRM and IPSL. In particular we emphasise the progress made since the previous IPCC report and we identify which results are comparable among models and which strongly differ.

## 1- Des premiers concepts aux modèles complexes

### 1-1 Effet de serre et température de la Terre: les premières études

Au début du 19<sup>e</sup> siècle, Joseph Fourier formule les principes des lois physiques régissant la température de surface de la Terre [Fourier, 1827]. Il établit que la température de surface s'ajuste pour équilibrer le bilan d'énergie à la surface et que ce bilan est dominé par deux phénomènes, l'absorption du rayonnement solaire (qui apporte de l'énergie) et les échanges par rayonnement infrarouge (qui contrôle les pertes d'énergie vers l'espace) [Bard 2004, Pierrehumbert 2004, Dufresne 2006]. Il en déduit que tout changement des conditions de surface peut entraîner un changement du climat: *«L'établissement et le progrès des sociétés humaines,*

*l'action des forces naturelles peuvent changer notablement, et dans de vastes contrées, l'état de la surface du sol, la distribution des eaux et les grands mouvements de l'air. De tels effets sont propres à faire varier, dans le cours de plusieurs siècles, le degré de la chaleur moyenne; car les expressions analytiques comprennent des coefficients qui se rapportent à l'état superficiel et qui influent beaucoup sur la valeur de la température.»<sup>1</sup> De même un changement de l'énergie solaire incidente peut changer le climat, ce qui inquiète Fourier et le conforte dans l'idée que l'espace a une température suffisamment élevée pour atténuer ces éventuels changements d'ensoleillement: «Dans cette hypothèse du froid absolu de l'espace, s'il est possible de la concevoir, tous les effets de la chaleur, tels que nous les observons à la surface du globe, seraient dus à la présence du Soleil. Les moindres variations de la distance de cet astre à la Terre occasionneraient des changements très considérables dans les températures, l'excentricité de l'orbite terrestre donnerait naissance à diverses saisons.»<sup>2</sup> Cette hypothèse d'une température de l'espace assez élevée est aujourd'hui abandonnée (elle est estimée à 3K) et le rôle des changements d'ensoleillement sur les variations du climat ne sera admis que dans la seconde moitié du 20<sup>e</sup> siècle. J. Fourier évoque également le piégeage du rayonnement infrarouge par l'atmosphère, ou effet de serre. «C'est ainsi que la température est augmentée par l'interposition de l'atmosphère, parce que la chaleur trouve moins d'obstacle pour pénétrer l'air, étant à l'état de lumière, qu'elle n'en trouve pour repasser dans l'air lorsqu'elle est convertie en chaleur obscure.»<sup>3</sup>*

A partir de ces travaux fondateurs, de nombreuses études ont été menées tout au long du 19<sup>e</sup> et du 20<sup>e</sup> siècle [cf. par ex. Bard 2004]. Svante Arrhénius [1895] est le premier à avoir effectivement calculé l'effet d'une augmentation ou d'une diminution de la concentration de CO<sub>2</sub> sur les températures de surface. Il a aussi émis l'hypothèse que les variations de concentration de gaz pouvaient jouer un rôle moteur dans les variations climatiques passées et futures. Mais les calculs radiatifs réalisés par Arrhénius étaient très imprécis (et se révèlent aujourd'hui faux). C'est seulement depuis la fin des années 1980 que l'on sait calculer précisément les échanges par rayonnement à l'aide de codes de transfert radiatif et de bases de données spectrales (pourvu que l'on spécifie les différents constituants de l'atmosphère et de la surface: gaz à effet de serre, nuages, aérosols, couverture neigeuse...). On peut aussi calculer précisément l'effet d'une perturbation particulière (tel un changement de la concentration d'un gaz) sur le bilan énergétique de l'atmosphère et de la surface en supposant que *toutes les autres caractéristiques de l'atmosphère et de la surface restent fixées*. La grandeur que l'on calcule ainsi s'appelle le "forçage radiatif" d'une perturbation. A titre d'exemple, pour un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO<sub>2</sub>, on obtient un forçage radiatif à la tropopause, pour une atmosphère "moyenne" idéalisée et sans nuages de  $5.48 \pm 0.07 \text{ W.m}^{-2}$  [Collins et al, 2006]. Il reste une incertitude, mais on voit qu'elle est assez faible. En moyenne sur le globe et sur l'année, et en tenant compte des nuages, on obtient un forçage radiatif *au sommet de l'atmosphère* de  $3.7 \pm 0.2 \text{ W.m}^{-2}$ . Comme on s'intéresse aux variations lentes du climat, ce calcul du forçage radiatif prend en compte l'ajustement en température de la stratosphère car il est très rapide.

L'étape suivante est de déterminer l'effet de ce forçage radiatif sur la température de la Terre. Une solution très simple est de calculer ce changement de température en supposant que la température de l'atmosphère et de la surface peuvent changer mais que

1. ce changement de température est le même en tous points de l'atmosphère et de la surface
2. ce changement de température n'affecte que la loi d'émission du rayonnement (ou loi d'émission du corps noir) mais ne modifie aucune propriété physique de l'atmosphère ni aucun échange d'énergie autre que ceux par rayonnement infra-rouge.

Ce calcul est assez précis car l'on connaît la loi du corps noir et que l'on sait calculer les échanges radiatifs lorsque toutes les propriétés radiatives sont connues. Toujours avec l'exemple d'un doublement de CO<sub>2</sub>, on obtient un accroissement de température de  $1,2 \pm 0,1^\circ\text{C}$  avec les hypothèses simplificatrices ci-dessus.

---

<sup>1</sup> Œuvres de Fourier, t.2, p.116

<sup>2</sup> ibid, p. 111

<sup>3</sup> ibid, p. 106

## 1-2 L'utilisation de modèles de climat

Dans la réalité, dès que l'on change le bilan d'énergie de la surface et de l'atmosphère, toutes les variables climatiques (vent, humidité, nuages, pluie, couverture neigeuse...) sont modifiées. Or ces variables influencent fortement le bilan radiatif et induisent des processus de rétroaction. Une perturbation (un changement des gaz à effet de serre, la présence d'aérosols dus à une éruption volcanique...) modifie le bilan radiatif, ce qui modifie la température de surface, le climat (notamment la vapeur d'eau et les nuages), et en retour les échanges radiatifs eux-mêmes... Ces rétroactions sont dites positives lorsqu'elles ont pour effet d'amplifier les perturbations initiales, et dites négatives dans le cas contraire. Les premières études prenant en compte ces rétroactions ont été effectuées à l'aide de modèles radiatif-convectifs à une seule dimension verticale. Par exemple, Manabe et Wetherald [1967] ont montré qu'avec leur modèle, le réchauffement en surface du à un doublement du CO<sub>2</sub> était de 1,3 °C lorsque l'humidité absolue de l'atmosphère restait constante mais atteignait 2,4 m°C lorsque l'humidité relative restait constante. De nombreuses autres études ont confirmé l'importance cruciale de ces mécanismes de rétroaction sur l'amplitude du réchauffement climatique et leur forte dépendance à des processus physiques complexes (et moins bien connus que le transfert radiatif) tels que la turbulence, la convection, la formation de systèmes nuageux et de précipitations [par ex. Ramanathan and Coakley, 1978]. Cependant les modèles radiatif-convectifs sont encore trop simples car ils ne prennent pas en compte certains phénomènes importants comme les mouvements d'air qui déterminent la redistribution d'énergie et de vapeur d'eau au sein de l'atmosphère. Il est alors nécessaire d'introduire la dynamique atmosphérique et d'avoir recours à des modèles tridimensionnels représentant la circulation générale de l'atmosphère sur l'ensemble du globe. Les premières études de l'impact d'un doublement du CO<sub>2</sub> avec ce type de modèle ont été effectuées dans les années 1970 au GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA) par S. Manabe et R.T. Wetherald [1975] avec un océan sans circulation et de capacité thermique nulle permettant une mise en équilibre rapide. Mais l'océan joue lui-même un rôle important dans l'équilibre énergétique: on estime que le transport de chaleur de l'équateur vers le pôle effectué par les courants océaniques représente un tiers environ du transport de chaleur par la circulation atmosphérique. Des modèles de circulation générale de l'océan ont alors été développés et couplés avec les modèles atmosphériques, en incluant également l'évolution de la glace de mer. L'utilisation de modèles numériques du climat permet ainsi de prendre en compte de façon cohérente les principaux phénomènes physiques régissant les phénomènes climatiques, et leurs interactions. Ce gain en cohérence a pour contrepartie de rendre les modèles climatiques complexes, ce qui les rend très difficiles à développer, à mettre au point et à évaluer.

Dès 1985 les conclusions de la conférence de Villach indiquaient que le réchauffement global provoqué par un doublement du CO<sub>2</sub> serait compris entre 1,5 et 5,5 °C [Weart, 2003]. Ce travail a été poursuivi par le Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, ou en anglais IPCC) qui a régulièrement publié des rapports de synthèse en 1990, 1995 et 2001. Certaines caractéristiques des changements climatiques simulés sont comparables quelque soit le modèle utilisé, mais d'autres sont très différentes. La modélisation des nuages est identifiée depuis plusieurs années déjà comme une source majeure d'incertitude dans ces estimations [Cess et al., 1990]. Les évolutions des surfaces continentales et de l'océan peuvent également être très différentes selon les modèles, et les raisons de ces différences restent encore largement incomprises. Mais lors des précédents rapports du GIEC et jusqu'en 2005, peu de modèles avaient réalisés des simulations de changement climatique, ces simulations n'étaient pas facilement comparables entre elles et elles n'avaient été analysées que par un nombre très réduit de personnes.

## 2- Les simulations pour le GIEC

Pour essayer de comprendre l'origine de ces différences et pouvoir évaluer les modèles par rapport au climat actuel et à son évolution récente, le groupe de travail sur les modèles couplés (WGCM en anglais) du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP en anglais) a lancé en 2004, sous les auspices du GIEC, une très importante action. Celle-ci a pour but d'évaluer les modèles climatiques actuels, de les

comparer, et d'étudier leurs réponses à des perturbations d'origine naturelle (activité solaire, éruptions volcaniques...) ou anthropiques (émissions de CO<sub>2</sub>, d'aérosols...) [Meehl et al., 2005]. Les équipes de modélisation ont dû réaliser un certain nombre de simulations selon un protocole précis, et les données de ces simulations devaient être écrites selon un format standard afin d'encourager au maximum les analyses croisées entre plusieurs modèles. Pour la première fois, un grand nombre de résultats de simulations du climat présent et des changements climatiques futurs ont été mis à la disposition de toute la communauté scientifique, et ce pour un grand nombre de modèles climatiques (une vingtaine environ). Les résultats issus de ces analyses ont servi de support à la rédaction du 4<sup>e</sup> rapport du GIEC qui doit paraître en 2007. Les deux modèles climatiques français, celui du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) et celui de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), ont participé à cet exercice pour la première fois et nous présentons ici quelques résultats. Ceux-ci sont dans l'ensemble cohérents avec les résultats obtenus par les autres modèles. Par ailleurs, les différences entre ces deux modèles sont souvent une bonne illustration des différences les plus marquantes que l'on peut obtenir avec un plus grand ensemble de modèles.

Les simulations recommandées pour la préparation du 4<sup>e</sup> rapport du GIEC peuvent être regroupées en plusieurs catégories:

1. **Simulation de contrôle.** Cette simulation a pour principal objectif de servir de référence aux autres simulations présentées ci-dessous et pour lesquelles on applique différentes perturbations ou « forçages ». Par forçage on entend une variation imposée de quelques paramètres des modèles climatiques: la concentration des gaz à effet de serre, la concentration des aérosols, l'intensité du rayonnement solaire incident... Dans les simulations perturbées, on impose à ces paramètres de varier dans le temps afin de reproduire par exemple des forçages naturels (éruptions volcaniques...) ou des forçages dus aux activités humaines. Dans la simulation de contrôle, tous ces paramètres sont maintenus constants à leur valeur de l'époque « pre-industrielle » (1860). Dans tous les cas, toutes les variables climatiques sont calculées par le modèle, il n'y a aucun rappel direct vers les observations. La différence entre les résultats des simulations perturbées et de la simulation de contrôle permet d'identifier l'effet des forçages sur le climat. Cette simulation de contrôle permet également de vérifier la stabilité et l'équilibre énergétique du modèle. En effet, si aucune perturbation n'est appliquée, le modèle doit atteindre un équilibre énergétique (toute l'énergie solaire absorbée doit être perdue par émission de rayonnement infra-rouge vers l'espace) et le climat doit être quasi-stable. Comme le climat est un système chaotique, qu'il varie en permanence d'une année sur l'autre, il faut considérer plusieurs dizaines d'années pour vérifier ces propriétés de stabilité et d'équilibre. Enfin, ces variations inter-annuelles autour du climat moyen d'équilibre sont utilisées pour étudier la variabilité interne du climat sur des longues périodes de temps. Ainsi la comparaison des résultats de plusieurs simulations permet de vérifier si les différences entre simulations peuvent s'expliquer par la variabilité interne ou si elles sont dues aux forçages.

2. **Simulation de l'évolution récente du climat,** de 1860 à nos jours. L'objectif de ces simulations est triple:

- comparer l'évolution du climat simulé par les modèles à celle observée depuis 140 ans
- comparer les caractéristiques du climat simulé à celui observé ces dernières années
- déterminer un état initial pour les simulations de changement climatique futurs selon différents scénarios

Ce dernier objectif introduit des difficultés particulières. En effet, pour bien simuler l'évolution récente du climat, il faut considérer tous les forçages, aussi bien naturels (éruptions volcaniques, variations de la constante solaire) que ceux dus aux activités humaines (émissions de gaz à effet de serre, d'aérosols...). Mais ces forçages n'étant pas prévisibles, on ne sait pas comment les prendre en compte pour le futur. Le forçage volcanique est aléatoire et toujours négatif: une partie des poussières émises lors des très grosses éruptions volcaniques reste plusieurs mois dans la basse stratosphère. Elles réfléchissent le rayonnement solaire ce qui tend à refroidir la surface. Par conséquent considérer le forçage volcanique pour le 20<sup>e</sup> siècle mais pas pour le 21<sup>e</sup> introduit un biais, une erreur systématique. Il y a ainsi deux types de solutions possibles: prendre en compte les forçages naturels observés au 20<sup>e</sup> siècle et générer de façon plus ou moins aléatoire ceux pour le 21<sup>e</sup> siècle, ou au contraire ne prendre en compte les forçages naturels ni au 20<sup>e</sup> ni au 21<sup>e</sup> siècle. C'est cette deuxième solution que nous avons choisie ici. Les simulations de 1860 à

2000 sont réalisées en ne considérant que les forçages dus aux activités humaines: accroissements des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés. L'évolution de la concentration des gaz à effet de serre bien mélangés dans l'atmosphère, comme le CO<sub>2</sub> ou le CH<sub>4</sub>, est bien connue. Elle est mesurée directement dans l'air depuis quelques dizaines d'années (depuis 1958 pour le CO<sub>2</sub>) et dans les bulles d'air renfermées dans les glaciers pour les périodes antérieures. Contrairement aux gaz bien mélangés, la concentration des aérosols sulfatés est très variable dans l'espace et dans le temps. A partir des mesures réalisées en différents sites, il n'est pas possible d'estimer directement la distribution géographique des aérosols et leur évolution temporelle. Il faut recourir à un modèle de chimie-transport, et nous avons utilisé les concentrations d'aérosols sulfatés calculées par Boucher et Pham [2002] et recommandées par le GIEC.

3. **Simulations de l'évolution future du climat.** Différents scénarios socio-économiques d'évolution des activités humaines ont été établis dans le cadre du GIEC. Ces scénarios couvrent une période d'un siècle et permettent d'estimer les émissions des principaux gaz dont on sait qu'ils peuvent influencer le climat (figure 1). Pour les simulations climatiques, 3 scénarios ont été retenus: le scénario SRES-A2 pour lequel les émissions de CO<sub>2</sub> continuent de croître jusqu'en 2100; le scénario SRES-A1B pour lequel les émissions de CO<sub>2</sub> continuent de croître jusqu'en 2050 puis décroissent; enfin le scénario SRES-B1 pour lequel les émissions de CO<sub>2</sub> sont presque stabilisées dès l'année 2000, puis décroissent à partir de 2050. Les émissions de CO<sub>2</sub> ont principalement pour origine l'utilisation de « combustibles fossiles » (pétrole, charbon, gaz...) et les émissions de SO<sub>2</sub> proviennent du soufre présent dans ces combustibles. Pour des raisons sanitaires et de protection de l'environnement (le SO<sub>2</sub> étant notamment à l'origine des « pluies acides »), les combustibles sont de plus en plus épurés de leur soufre avant utilisation, d'où une croissance des émissions de SO<sub>2</sub> moins rapide (ou une diminution plus rapide) que celles du CO<sub>2</sub> dans presque tous les scénarios. A partir des émissions des différents gaz, des modèles du cycle du carbone, du méthane... calculent l'évolution de leur concentration (figure 2). Pour les aérosols sulfatés qui ont pour origine les émissions de SO<sub>2</sub>, nous utilisons les résultats de [Pham et al. 2005] qui reposent sur le même modèle de chimie-transport que pour le 20<sup>e</sup> siècle.
4. **Simulations en réponse à des scénarios idéalisés.** Un des inconvénients des scénarios précédents est la multiplicité des forçages à imposer aux modèles climatiques et leur variété. Ces forçages ne sont pas tous pris en compte de la même façon dans les modèles. Pour les climatologues, il est donc intéressant de réaliser des simulations en appliquant aux modèles des forçages très simples; ainsi la comparaison des simulations permet de se focaliser sur la réponse climatique des modèles. Dans ces simulations idéalisées la concentration de CO<sub>2</sub> augmente de 1%/an, jusqu'à 2 fois ou 4 fois sa valeur initiale (celle de l'époque pre-industrielle). Avec cet accroissement, la concentration de CO<sub>2</sub> double en 70 ans.
5. **Simulations de stabilisation.** Dans ces simulations les forçages, après avoir évolué selon différents scénarios, sont maintenus constants et le climat continue à évoluer du fait de son inertie thermique. Nous montrerons notamment dans cet article des résultats pour un scénario dans lequel les concentrations des gaz à effet de serre sont fixées aux valeurs de l'année 2000 pendant tout le 21<sup>e</sup> siècle.

La réalisation de ces scénarios nécessite de très importantes ressources informatiques. Par exemple, la réalisation de cet ensemble de simulations pour les deux modèles français a nécessité environ 40 000 heures de calcul sur super-calculateur (sur une période de 6 à 12 mois) et les résultats générés occupent un espace mémoire d'environ 40 Tera-octets (To).

Afin d'avoir une vue la plus large et la plus complète possible sur le comportement des modèles et sur leur validité, les équipes de modélisation sont également encouragées à réaliser des simulations complémentaires, et notamment:

- des simulations sans modèle océanique et dans lesquels le modèle atmosphérique est forcé par les températures de surface de l'océan observées, sur la période 1979-2004
- des simulations dans lesquelles le modèle océanique est remplacé par un modèle calculant uniquement la température de l'océan superficiel, mais pas la circulation océanique
- des simulations avec le modèle climatique complet, mais pour simuler des changements climatiques anciens: il y a 6 000 ans (époque pendant laquelle des fresques avec des scènes de chasse ont été réalisées dans le Sahara) et il y a 21 000 ans (fin de la dernière époque glaciaire, lorsque l'extension des

calottes de glace était maximale).

Ces simulations complémentaires ne seront pas présentées ici.

### 3- Description des modèles climatiques

Les modèles climatiques présentent de nombreuses similitudes avec les modèles météorologiques; ils reposent sur des formulations et des méthodes de calcul proches, et partagent un certain nombre d'outils logiciels. Néanmoins, la première préoccupation des modèles de prévision météorologique est de « coller » au plus près avec l'état réel de l'atmosphère, à un instant donné. A cette fin, de très importants travaux ont pour objectif d'utiliser au mieux le maximum d'observations [par ex. Rabier et al., 2000]. Par rapport aux modèles de prévision météorologique, une spécificité essentielle des modèles climatiques est *de pas être du tout rappelés vers des observations*. Le système climatique *évolue totalement librement*. Il reçoit de l'énergie sous forme de rayonnement solaire et en perd sous forme de rayonnement infra-rouge émis vers l'espace. Le climat simulé (vent, température,...) est le résultat de cet ajustement entre énergie reçue et énergie perdue. La conservation de l'énergie, et de façon plus générale les échanges d'énergie sont donc fondamentaux pour un modèle climatique, et leur modélisation est la première préoccupation des climatologues.

Pour pouvoir assurer cette cohérence énergétique, les modèles climatiques prennent en compte, avec des degrés d'approximation divers, l'ensemble des milieux intervenant dans le cycle énergétique et le cycle de l'eau (atmosphère, surface continentale, océan, glace de mer, glacier et calotte polaire) ainsi que les échanges entre ces milieux (échange de chaleur, évaporation, précipitation, écoulement par les rivières, fonte des glaciers...). En France, deux modèles climatiques ont été développés, par le CNRM et par l'IPSL. Ils diffèrent principalement par la composante atmosphérique. Le modèle CNRM-CM3 utilise « ARPEGE-Climat », une version du modèle de prévision météorologique de Météo-France spécifiquement adaptée pour les études climatiques. La composante atmosphérique du modèle de l'IPSL est « LMDZ », modèle spécifiquement développé pour les études du climat terrestre et des atmosphères planétaires (Mars, Titan, Vénus...). Les deux modèles climatiques, CNRM-CM3 [Salas-Mélia et al., 2005] et IPSL-CM4 [Marti et al., 2005], ont la même structure (Tableau 1). Le modèle atmosphérique est couplé d'une part à un modèle de surface continentale qui inclue une représentation de la végétation et d'autre part avec un modèle océanique qui gère aussi l'évolution de la glace de mer. Du point de vue technique, le couplage atmosphère-océan se fait une fois par jour au travers du coupleur OASIS [Valcke et al., 2004] développé au CERFACS, alors que le modèle de surface continentale est couplé directement à l'atmosphère, à chaque pas de temps, notamment en raison de la nécessité de décrire explicitement le cycle diurne, c'est à dire les variations d'ensoleillement, de température... au cours de la journée.

Comme nous l'avons expliqué ci-dessus, le climat simulé (vent, température,...) par les modèles est le résultat de l'ajustement entre l'énergie reçue et l'énergie perdue par la Terre, ajustement qui dépend de la façon dont les différents échanges de chaleur et de masse sont représentés dans les modèles. En particulier, une erreur sur les flux de chaleur à la surface des continents ou des océans se traduit directement par un écart entre la température de surface simulée et celle observée. Il y a encore quelques années, ces erreurs sur les flux étaient telles que des corrections ad-hoc des flux de chaleur, d'eau ou de tension de vent à l'interface air-mer étaient appliquées à de très nombreux modèles climatiques afin d'éviter que les températures de surface simulées ne s'éloignent trop de celles observées [GIEC, 2001]. Nous n'appliquons pas ces corrections de flux (de même que la majorité des modèles climatiques actuels) et l'écart entre les valeurs simulées de la température de surface de celles observées sera un indicateur de l'erreur sur les valeurs calculées des flux. Même sans ces corrections de flux, les résultats des modèles actuels sont dans l'ensemble nettement meilleur aujourd'hui qu'il y a cinq ans, ce qui est une bonne illustration des progrès réalisés.

### 4- Caractéristiques générales des simulations réalisées

### *Stabilité des simulations de contrôle*

Pour la simulation de contrôle (comme pour toute simulation) il faut tout d'abord définir un état initial de l'atmosphère et de l'océan. La procédure d'initialisation que nous avons retenue est la même pour les deux modèles climatiques. L'état initial de l'atmosphère et de l'océan correspond à un état du climat actuel déduit des observations. Les concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols sont prescrites à leur valeurs à l'époque pré-industrielle (année 1860). Une simulation est ensuite réalisée pendant plusieurs dizaines d'années jusqu'à ce que le climat simulé tende vers un état d'équilibre, c'est à dire que le système climatique reçoive autant d'énergie du soleil qu'il en perd sous forme de rayonnement infrarouge et que les températures de surface demeurent à peu près stables... Lorsque l'on considère que la simulation a effectivement atteint (ou qu'elle est très proche) de cet état de quasi-équilibre, on choisit de façon arbitraire un jour particulier comme état initial de la simulation de contrôle. Cette simulation a ensuite été prolongée pendant 500 ans, en maintenant les paramètres de forçage (gaz à effet de serre, aérosols...) toujours constants, à leur valeur pré-industrielle. Nous avons pu vérifier que le climat était bien stable: par exemple la température moyenne de surface de la Terre varie pendant les 500 ans d'environ 0,2°C pour le modèle de l'IPSL et de 0,5°C pour le modèle du CNRM.

### *Evolution du forçage radiatif*

Nous avons vu précédemment que le forçage radiatif est une grandeur qui permet de caractériser l'effet d'une perturbation sur l'équilibre énergétique de la Terre, à climat fixé. Pour ce calcul, on utilise uniquement un modèle radiatif et non le modèle climatique complet. Sur la figure 3 sont représentées les évolutions du forçage radiatif total dû aux activités humaines, ainsi que la contribution des différents gaz ou des aérosols sulfatés à ce forçage. Ces forçages sont calculés en prenant comme référence les concentrations des gaz en 1860 et en considérant que toutes les caractéristiques de l'atmosphère et de la surface restent inchangées par rapport à l'époque préindustrielle. Les gaz à effet de serre produisent un forçage positif, ce qui contribue à augmenter la température de surface de la Terre, alors que les aérosols sulfatés produisent un forçage négatif, qui induit un refroidissement. L'augmentation progressive du forçage à partir de 1860 est bien visible sur cette figure, augmentation qui s'accélère dans les années 1960. Pour le scénario SRES-A2 l'augmentation actuelle continue jusqu'en 2100, alors que pour le scénario SRES-B1 cette augmentation diminue progressivement et le forçage radiatif est stabilisé vers la fin du siècle. Le forçage radiatif total augmente principalement à cause de l'augmentation de la concentration en CO<sub>2</sub>, suivi par celle du méthane (CH<sub>4</sub>) dont on pense aujourd'hui qu'elle a été surestimée dans les prévisions futures. A partir des années 1960, la contribution « d'autres » gaz, dont notamment les CFC (connus sous le nom de « fréons ») et leurs remplaçants, les HFC, apparaît clairement. Plusieurs de ces gaz n'existaient pas avant leur introduction par l'homme. L'amplitude<sup>4</sup> du forçage des aérosols sulfatés suit à peu près l'augmentation du CO<sub>2</sub> de 1860 jusque vers les années 1980-2000. A partir des années 2020-2040, selon les scénarios, l'amplitude de ce forçage stagne puis décroît. C'est principalement à cause de la diminution des émissions de SO<sub>2</sub>. Jusque vers les années 1980, l'amplitude du forçage radiatif des aérosols sulfatés est égale à environ un tiers de celle des gaz à effet de serre. En d'autres termes, ces aérosols ont réduit de 0,5°C l'accroissement de température dû à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre [Dufresne et al., 2005]. Cet effet de réduction diminue fortement par la suite, pour devenir négligeable à la fin du siècle.

### *Evolution de la température moyenne de surface*

Nous avons réalisé des simulations avec les modèles climatiques en augmentant progressivement la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols depuis 140 ans (1860-2000) et pour les 100 prochaines années selon différents scénarios. L'état initial de l'atmosphère et de l'océan est le même que celui de la simulation de contrôle. La figure 4 présente l'évolution de la température de l'air à la surface de la Terre, en moyenne globale, de 1860 à 2100. Nous verrons ci-après que les modèles sont trop froids de 0,5°C et 0,7°C respectivement pour le modèle du CNRM et celui de l'IPSL. Sur la figure 4 nous avons corrigé de leurs biais

<sup>4</sup> on appellera "amplitude" du forçage la valeur absolue du forçage

les températures simulées de sorte que les moyennes globales de chacun des modèles et des observations soient identiques sur la période récente (1970-2000). Sur la période 1860-2000, les deux modèles simulent bien un accroissement de la température moyenne du globe, comme dans les observations. Toutefois celui-ci est surestimé, surtout pour le CNRM. Une comparaison plus précise avec les observations nécessiterait de prendre en compte les forçages naturels (constante solaire, éruptions volcaniques...) et de réaliser un ensemble de simulations pour étudier la façon dont l'évolution du climat au 20<sup>e</sup> siècle dépend de l'état initial de l'océan. Ce travail est actuellement en cours. Pour les deux modèles, l'accroissement de température depuis les années 1960 est bien simulé, ce qui est important car c'est depuis cette période que les perturbations dues aux activités humaines sont particulièrement fortes. Entre 2000 et 2100, les deux modèles simulent un accroissement de température quasiment identique pour le scénario SRES-A2 (fortes émissions): 3,5°C par rapport à la température d'aujourd'hui, et 4,5 à 5°C par rapport à celle de 1860. Pour le scénario SRES-B1, avec des émissions plus faibles, l'accroissement de température est réduit de moitié environ. Pour le scénario où l'on maintenait la concentration de CO<sub>2</sub> constante, à sa valeur d'aujourd'hui, la température continue de croître très légèrement, du fait de l'inertie thermique du système (figure 4).

## 5- Climatologie des modèles

L'analyse du climat simulé par les modèles et la comparaison aux observations est une étape très importante pour asseoir la crédibilité des modèles climatiques. Ce travail représente une fraction importante de l'activité des climatologues qui analysent non seulement l'état moyen, mais aussi les variabilités du climat à différentes échelles de temps (de quelques jours à quelques dizaines d'années) ou encore les variations du climat passé. Dans ce paragraphe nous présentons quelques caractéristiques du climat moyen simulé par les modèles et, sauf indication contraire, les comparaisons sont réalisées sur la période 1960-1989.

En moyenne annuelle, le rayonnement solaire incident est plus élevé aux basses latitudes (régions équatoriales et tropicales) qu'aux hautes latitudes, ce qui est à l'origine de la différence de température entre l'équateur et les pôles. En l'absence de circulation atmosphérique et océanique, ce seul facteur « solaire » induirait une différence de température entre l'équateur et les pôles de 85°C [James, 1995]. Mais toute différence de température induit une circulation de l'atmosphère et de l'océan, circulation qui transporte de l'énergie et donc modifie les températures. Ainsi la différence de température entre l'équateur et les pôles est à la fois le moteur des circulations atmosphériques et océaniques, et en même temps contrôlée par ces circulations, qui tendent à réduire cette différence de température. Elle est également influencée par la présence de nuages, de surfaces très réfléchissantes (neiges, glaciers...), de grands massifs montagneux... Les modèles simulent bien ce fort contraste équateur-pôle: la température simulée varie de 25°C à l'équateur à -20°C au pôle nord et -40°C au pôle sud, comme dans les observations (Figure 5, haut). Si on considère la moyenne sur tout le globe et sur toute l'année, les modèles simulent une température de l'air à la surface de la Terre assez proche de celle observée: elle est trop froide de 0,5°C et 0,7°C respectivement pour le modèle du CNRM et celui de l'IPSL. Sur la figure 6, nous avons représenté la distribution géographique de la différence entre la température de surface simulée par les modèles et celle observée, pour bien faire ressortir les défauts des modèles. Pour le CNRM, il y a un biais froid relativement uniforme, un peu plus prononcé sur l'Afrique, avec un biais chaud dans le sud de l'océan austral. Pour l'IPSL, la température simulée est proche de celle observée dans les régions équatoriales et sub-tropicales, avec un fort biais froid dans les moyennes latitudes, notamment dans l'hémisphère nord.

La variation annuelle du rayonnement solaire est, en dehors du cycle diurne, la plus forte « perturbation » énergétique à laquelle est soumise la surface de la Terre. Pour décrire l'amplitude du cycle saisonnier de température de l'air en surface, nous utiliserons ici simplement la différence entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid. La distribution de ce cycle saisonnier est représentée soit directement (fig. 7), soit en moyenne zonale (Fig. 5, bas). On remarque tout d'abord que le cycle saisonnier est plus fort aux hautes qu'aux basses latitudes. Cela a pour origine l'amplitude saisonnière du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère qui est beaucoup plus forte aux hautes latitudes (où le rayonnement incident journalier varie de 0 à 500 W.m<sup>-2</sup> au cours de l'année) qu'à l'équateur (où ce

rayonnement varie de 380 à 440 W.m<sup>-2</sup>). On remarque ensuite que l'amplitude saisonnière des températures est plus élevée au-dessus des continents qu'au-dessus des océans. Cela est principalement dû à l'inertie thermique de la surface, qui est beaucoup plus faible sur continent que sur océan. Sur les continents de l'hémisphère nord, aux moyennes et hautes latitudes, l'amplitude saisonnière est plus faible sur la façade ouest que sur la façade est à cause de la circulation atmosphérique: la circulation étant principalement dirigée d'ouest en est dans ces régions, elle propage au-dessus de la façade ouest des continents l'effet de l'inertie thermique des océans. Ces caractéristiques générales sont bien reproduites par les modèles (Fig. 7). On pourra néanmoins remarquer des différences tel un cycle saisonnier trop fort pour les deux modèles au-dessus du Sahara, trop faible dans le nord-est de l'océan Pacifique pour le modèle IPSL-CM4, et trop fort dans l'océan austral pour le modèle CNRM-CM3. Dans la bande de latitude 60°S-40°S, le modèle du CNRM a une température proche des observations pendant l'hiver austral, mais environ 3°C plus élevée pendant l'été (décembre à février).

La formation des précipitations fait intervenir de très nombreux processus, la plupart étant de toute petite échelle. Leur modélisation dans les modèles climatiques globaux nécessite de nombreuses approximations, et les précipitations demeurent une des grandeurs que les modèles ont le plus de difficultés à simuler correctement. De façon très générale, les pluies sont les plus abondantes dans les régions équatoriales, au dessus des océans. Le maximum des précipitations se trouve dans la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT), zone qui correspond à la branche ascendante de la circulation de Hadley-Walker et qui se déplace en fonction des saisons. En moyenne annuelle, les observations (Fig. 8) donnent un maximum vers 10°N, indiquant que cette zone de convergence reste principalement localisée dans l'hémisphère nord, pour des raisons qui ne sont d'ailleurs pas encore bien comprises. Les deux modèles ont par contre deux maxima situés de parts et d'autres de l'équateur, défaut qui est partagé par de nombreux autres modèles climatiques. Dans la ceinture sub-tropicale, vers 30° nord et sud, on voit clairement que les précipitations sont très faibles, notamment à l'est des bassins océaniques et sur les continents. Ces régions sont des zones de haute pression et correspondent aux branches descendantes de la cellule de Hadley-Walker. Ces minima de précipitations sont bien représentés dans le modèle de l'IPSL mais ont une surface trop réduite dans le modèle du CNRM. Aux moyennes latitudes, on retrouve des maxima de précipitations au dessus des océans, dans des régions qui correspondent aux "routes des dépressions", c'est à dire au passage des coups de vent d'ouest qui ont lieu principalement en hiver. Ces maxima sont assez bien simulés par les deux modèles. Les pluies sur l'Inde et l'Afrique de l'ouest sont régies par les régimes de mousson. Le modèle du CNRM simule correctement ces précipitations alors que celui de l'IPSL les sous-estime. Il sous-estime également les pluies au centre de l'Amérique du sud.

L'extension et les caractéristiques de la glace de mer étaient très mal simulées dans la précédente génération de modèles climatiques: par exemple certains modèles ne prévoyaient pratiquement pas de glace de mer autour du continent Antarctique, même en hiver austral, et en Arctique le cycle saisonnier simulé de la glace de mer était souvent beaucoup trop faible [GIEC, 2001]. De ce point de vue, la génération actuelle de modèles, et notamment les deux modèles français, simule beaucoup mieux l'extension de la glace de mer [Arzel et al. 2006]. En Arctique, le cycle saisonnier est bien reproduit au premier ordre (figure 9 a-c). En hiver, tout le bassin arctique est couvert de glace. Dans le Pacifique nord, et notamment en mer d'Okhotsk, le modèle du CNRM tend à surestimer l'extension de la glace de mer. Ce biais est essentiellement dû au fait que la dépression aléoutienne est centrée trop à l'ouest du Pacifique Nord dans le modèle: les vents modélisés dans cette région entraînent la glace trop loin des côtes. En revanche, le modèle de l'IPSL sous-estime l'étendue de glace de mer dans cette même région. En mer du Labrador, entre le Canada et le Groenland, le modèle de l'IPSL simule une extension de la glace de mer plus importante que celle observée. Ce défaut semble dû à un apport d'eau douce vers la surface océanique trop important dans cette région: les eaux de l'océan superficiel sont trop peu salées, donc trop peu denses pour permettre le déclenchement de la convection océanique [Swingedouw et al., 2006]. Lorsqu'elle existe, cette convection a deux effets: (1) elle crée des remontées compensatoires d'eaux sous-jacentes plus chaudes que celles de la surface ce qui apporte de la chaleur vers la surface de l'océan et limite l'extension de la glace de mer et (2) elle alimente la circulation océanique profonde et contribue à la circulation thermohaline. En absence de convection, l'extension de la glace de mer devient trop importante et la circulation de l'océan profond devient trop

faible, deux caractéristiques que nous constatons dans le modèle de l'IPSL. A l'inverse, le climat trop froid et sec simulé en mer du Labrador par CNRM-CM3 conduit à une densification des eaux océaniques de surface, une convection trop intense et une sous-estimation de la couverture de glace. L'épaisseur de la glace simulée en Arctique est réaliste (environ 2 et 4m pour la période 1960-1989, respectivement pour le modèle du CNRM et celui de l'IPSL), même si les estimations parcellaires dont l'on dispose indiquent que 3m serait une valeur plus exacte pour cette période. La production thermodynamique de glace de mer, essentiellement pilotée par les conditions atmosphériques dans cette région paraît donc correctement modélisée. En revanche, la structure des vents semble responsable d'erreurs dans la modélisation de la répartition de la banquise en Arctique: les observations indiquent que l'épaisseur de glace n'excède généralement pas 1m au nord de la Sibérie, pour atteindre plus de 5m au nord du Groenland et de l'Archipel Canadien. Or dans le modèle de l'IPSL, les glaces les plus épaisses se situent plutôt en Arctique Central, tandis que celui du CNRM simule des glaces d'épaisseur relativement uniforme en Arctique.

Autour du continent Antarctique, le cycle saisonnier de la glace de mer est beaucoup plus important que dans l'hémisphère nord. En septembre, à la fin de l'hiver austral, la glace de mer atteint son extension maximale (18 millions de km<sup>2</sup>) et encercle tout le continent. Son épaisseur, de 1m environ près du continent, décroît progressivement lorsque l'on s'en éloigne. Cette glace de mer disparaît presque totalement durant l'été austral: il n'en demeure qu'en mer de Ross et de Weddell, et son extension ne dépasse pas alors 4 millions de km<sup>2</sup>, soit 1/5<sup>e</sup> environ de sa valeur maximale (Fig. 9-f). Les deux modèles climatiques (contrairement aux versions précédentes) simulent correctement ce cycle saisonnier, particulièrement pendant l'hiver (Fig. 9 d-e). Au cours de l'été, l'extension de la banquise reste trop faible, particulièrement dans le modèle du CNRM, mais l'impact climatique de ce biais reste limité.

Nous ne présenterons pas ici comment ces modèles climatiques simulent la variabilité naturelle inter-annuelle. Signalons juste que par rapport aux modèles utilisés dans le précédent rapport du GIEC, les caractéristiques générales des principaux modes de variabilité inter-annuelle (El Niño, Oscillation Nord Atlantique,...) sont dans l'ensemble nettement mieux représentées par les modèles actuels.

## 6- Simulation des évolutions futures du climat

A partir de l'année 2000, plusieurs simulations ont été réalisées avec des concentrations de gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés qui varient suivant différents scénarios (cf. section 2). Nous avons vu que la température moyenne de surface de la Terre évoluait très différemment selon les scénarios (Fig. 4). Dans cette section nous présentons de façon plus complète ces changements climatiques.

### *Distribution géographique des changements de température*

La distribution géographique de l'accroissement de température est à peu près similaire pour les différents scénarios, et nous l'avons tracé, figure 10, pour le scénario SRES-A2. On retrouve des résultats maintenant classiques: l'accroissement de température est plus élevé sur les continents que sur les océans, et il est particulièrement fort dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Dans les régions tropicales, l'élévation de température plus importante sur les continents que sur les océans s'explique en partie par les changements d'évaporation. Sur océan la quantité d'eau disponible pour l'évaporation n'est pas limitée alors qu'elle l'est sur continent où la quantité d'eau qui peut s'évaporer est limité par la quantité d'eau disponible dans le sol, et donc à la quantité de précipitation totale. L'évaporation refroidit la surface: ce refroidissement n'est donc pas limité sur océans alors qu'il l'est sur continent. Pour le scénario SRES-A2, les deux modèles simulent en 2100 une augmentation du refroidissement par évaporation plus forte sur océan que sur continent. Pour le CNRM, cette augmentation est en moyenne de 5,5 W.m<sup>-2</sup> sur océan et 2,8 W.m<sup>-2</sup> sur continent, pour l'IPSL elle est de 9,8 W.m<sup>-2</sup> sur océan et 0,2 W.m<sup>-2</sup> sur continent. D'autres phénomènes, tel le changement de couverture nuageuse ou le changement de circulation, jouent également un rôle dans le différentiel de réchauffement océan-continent.

Dans les régions des moyennes et hautes latitudes, la faible augmentation de la température de l'océan est en

partie due à son inertie thermique. Ceci est particulièrement vrai dans l'hémisphère sud, où les vents étant très forts, l'agitation de l'océan est élevée, et la température homogène sur une épaisseur assez grande de l'océan. Pour que la température de la surface de l'océan augmente, il faut donc réchauffer une masse d'eau importante.

Dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, l'augmentation importante de la température est partiellement due à ce que l'on appelle la rétroaction "albédo-température". L'augmentation de température est accompagnée d'une diminution importante de l'enneigement et de l'extension de la glace de mer en été, ce qui réduit la réflexion par la surface du rayonnement solaire, augmente la quantité de rayonnement absorbé et tend à amplifier l'augmentation initiale de la température. Dans les régions où l'épaisseur de la glace de mer diminue, voire où cette glace disparaît, la température de l'air augmente fortement car la glace de mer n'isole plus l'air de l'océan et que la température de la surface de l'océan est plus élevée que celle de la glace.. Enfin, une dernière cause de cette forte augmentation de température dans les hautes latitudes Nord est l'augmentation du transport de vapeur d'eau vers ces régions par la circulation atmosphérique.

Aux environs du Groenland, on peut remarquer que la température de l'air près de la surface n'augmente que très faiblement, voire diminue. Cette tendance est particulièrement affirmée pour le modèle du CNRM qui simule un léger refroidissement de la surface océanique et une extension hivernale de la banquise plus forte en mer du Labrador que pour le climat actuel. La raison en est que dans ces régions la densité de l'eau de mer diminue en surface à cause de l'augmentation des températures ou des précipitations. Par conséquent, ces eaux de surface ne sont plus suffisamment denses pour plonger vers l'océan profond (ce qui limite la remontée compensatoire d'eaux sous-jacentes plus chaudes que celles de la surface). Ce phénomène est parfois improprement qualifié d' « arrêt du Gulf Stream ». Il ne s'agit pas là de l'arrêt de ce fameux courant marin, généré avant tout par les vents, mais d'une réduction de la convection océanique et de la dérive nord-Atlantique associée (et non pas d'un arrêt total). Cette réduction a un effet sur la température qui dépend des modèles, à la fois en termes d'amplitude et d'extension géographique, mais tous deux restent dans tous les cas très limités. Elle module localement le réchauffement climatique, mais il n'en reste pas moins que ce réchauffement reste important sur tous les continents de l'hémisphère nord, notamment l'Europe.

### *Evolution des précipitations*

Dans leur ensemble, les modèles climatiques prévoient -mais avec une forte dispersion- une augmentation du total des précipitations avec la température [GIEC, 2001]. Pour le scénario SRES-A2, le modèle du CNRM simule un accroissement moyen de 5% en 2100 et celui de l'IPSL de 8%. Mais ces changements des précipitations sont accompagnés d'une très forte variabilité inter-annuelle et sont loin d'être homogènes dans l'espace: dans certaines régions les précipitations augmentent, dans d'autres elles diminuent (cf. Fig. 11).

Si l'on considère les moyennes zonales, les précipitations ont tendance à augmenter partout, sauf dans les régions sub-tropicales (vers 30°N et 30°S) où elles diminuent, et ce dans les deux modèles. Emori et Brown [2005] ont montré que l'augmentation générale des précipitations était due à l'augmentation du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère tandis que leur diminution dans les régions sub-tropicales était due à une modification de la circulation atmosphérique.

En Europe, les deux modèles français simulent une augmentation des précipitations dans le Nord et à l'opposé un assèchement autour du bassin méditerranéen. Ces résultats sont également obtenus par de nombreux autres modèles, la limite entre des deux zones variant d'un modèle à l'autre et la France métropolitaine se situant à la charnière entre ces deux zones.

Les changements de précipitation simulés par les deux modèles peuvent cependant être très différents sur d'autres régions, comme par exemple au-dessus de l'Amérique du Sud, de l'Afrique de l'ouest et de l'ouest de l'Inde. Dans ces régions, le modèle de l'IPSL simule une diminution des précipitations tandis que celui du CNRM simule une augmentation. Si on considère un plus grand ensemble de modèles climatiques, on obtient également des résultats très contrastés dans ces trois régions qui sont des régions de mousson [GIEC, 2001]. De façon générale, les changements de précipitations sur continent restent très incertains (y compris au niveau du signe), même en moyenne annuelle, en raison d'incertitudes majeures au niveau de la

représentation de différents processus [Douville et al. 2006]. Actuellement on ne dispose pas de critère solide permettant de définir quels résultats sont plus crédibles que d'autre. Une des pistes de travail est de rechercher les liens éventuels entre les mécanismes régissant les variations de précipitations aux échelles de temps inter-annuelles et celles à plus grande échelle de temps.

### *Evolution des tempêtes*

Dans le contexte d'un changement climatique, les caractéristiques des dépressions aux moyennes latitudes (en particulier celles qui atteignent les côtes bretonnes) sont susceptibles de changer pour deux raisons: la première est une modification du gradient de température équateur-pôle, gradient qui tend à diminuer près de la surface mais qui a tendance à augmenter en altitude. La seconde raison est une augmentation de la quantité totale de vapeur d'eau dans l'atmosphère, donc de la quantité de vapeur d'eau qui peut être condensée et ainsi dégager de la chaleur latente. Déjà dans le précédent rapport du GIEC, en 2001, il était mentionné que le nombre total de dépressions aux moyennes latitudes pouvait diminuer alors que le nombre de fortes dépression (ou tempêtes) pouvait augmenter. A l'aide de diagnostics simples basés sur le gradient de pression en surface, en moyenne quotidienne, Lambert et Fyfe [2006] ont montré récemment que cette double tendance se retrouvait avec tous les modèles utilisés pour le prochain rapport du GIEC qu'ils avaient pu analyser. En particulier, les deux modèles français simulent une diminution du nombre total de dépressions en situation de changement climatique, et ce dans les deux hémisphères. Pour le scénario SRES-A2, cette décroissance est pour les deux modèles de 10% environ en 2100 dans l'hémisphère sud, un peu moins dans l'hémisphère nord. Pour les dépressions les plus intenses, le modèle IPSL-CM4 simule un accroissement de leur nombre de 20% dans l'hémisphère nord et de 70% dans l'hémisphère sud, deux valeurs proches des moyennes des modèles. Par contre CNRM-CM3 simule un faible accroissement du nombre d'évènements intenses, surtout dans l'hémisphère sud. Lambert et Fyfe [2006] ont également montré que presque tous les modèles simulaient une modification de la fréquence des dépressions dès le milieu du 20<sup>e</sup> siècle. Le modèle CNRM-CM3 est l'un des modèles faisant exception, probablement à cause d'une légère dérive dans la simulation de contrôle.

### *Evolution de la glace de mer*

L'extension de glace de mer simulée en hiver par les deux modèles ne diminue que légèrement, car les conditions favorables à la congélation de la surface océanique persistent : peu ou pas de rayonnement solaire, températures certes plus élevées mais toujours nettement négatives. En revanche, le réchauffement des températures atmosphériques et océaniques affecte fortement la production annuelle nette de glace. Ainsi, dans une grande partie de l'Arctique, elle devient trop mince pour persister au cours de l'été. Les modèles de l'IPSL (Fig 12, haut) et du CNRM (Fig. 12, bas) ont évalué cette déplétion estivale pour la fin du 21<sup>e</sup> siècle, et indiquent qu'elle devrait être d'autant plus marquée que les émissions de gaz à effet de serre sont intenses. Il apparaît en particulier qu'en été la glace de mer arctique pourrait disparaître totalement, comme le simule le modèle du CNRM pour la période 2070-2099, dans le cas du scénario SRES-A2 (le plus « pessimiste »). En Antarctique, l'extension maximale de la glace de mer est réduite de 25% environ et les deux modèles simulent une fonte de glace plus rapide au printemps et en été à la fin du 21<sup>e</sup> siècle qu'à l'époque actuelle.

### *Evolution de la température estivale en France métropolitaine*

Même si les modèles climatiques n'ont pas une résolution suffisante pour simuler correctement le climat partout en France métropolitaine, nous avons voulu regarder comment il simulait une grandeur climatique telle que la température moyenne estivale (de juin à août), et comment son évolution pouvait être interprétée. En moyenne sur la France et sur les 3 mois d'été, la température peut varier de plusieurs degrés Celsius d'une année à l'autre (Fig. 13). Cette variabilité inter-annuelle est présente dans les observations et assez bien reproduite par les modèles, en la surestimant légèrement: sur la période 1880-2002, l'écart type

est de 0,9°C pour les observations et d'environ 1,2°C pour les deux modèles. Cette figure est l'occasion de rappeler que ces simulations climatiques ne permettent pas de comparer modèles et observation pour une année particulière. Les modèles simulent des étés « caniculaires », mais n'étant contraints par aucune observation météorologique, il n'y a aucune raison pour qu'ils simulent un été caniculaire une année pour laquelle cela a été observée si ces extrêmes sont seulement le fait de la variabilité naturelle, comme par exemple en 2003. Les comparaisons entre modèles climatiques et observations ne peuvent être que statistiques.

Dans les observations, le côté exceptionnel de l'été 2003 ressort très clairement. Nous allons prendre cette valeur, qui est exceptionnelle au regard du climat du siècle dernier, pour illustrer ce qui pourrait se passer au 21<sup>e</sup> siècle. Dans le scénario A2, la température moyenne des étés croît fortement, et à la fin du siècle la température de presque tous les étés simulés dépasse celle de l'été 2003, c'est à dire que l'été 2003 serait un été « froid »! La température moyenne des étés atteint celle de 2003 vers 2070-2080 pour les deux modèles. Pour le scénario B1, la température des étés croît également, mais beaucoup plus faiblement. A la fin du siècle, la température moyenne des étés reste inférieure à celle de 2003. Un été de type 2003 n'est plus exceptionnel, mais correspond néanmoins à un été nettement plus chaud que la moyenne. Il ne faut pas considérer ces chiffres comme des valeurs exactes, mais plutôt comme une illustration concrète du fait que les changements climatiques futurs pourraient être très importants, mais sont aussi très dépendants de nos émissions futures en gaz à effet de serre.

Cette évolution des températures estivales nous offre la possibilité d'illustrer plus concrètement comment les effets d'un changement climatique global pourraient se traduire à l'échelle régionale. En effet, nous sommes couramment soumis à des changements de température de plusieurs degrés, par exemple en France métropolitaine de 10 à 15 °C entre le jour et la nuit, entre l'été et l'hiver. Et si nous et notre environnement subissons sans difficulté et sans dommage ces changements de température, pourquoi devrait-on s'inquiéter de changements de 3 à 4°C sur des constantes de temps beaucoup plus longues, de l'ordre du siècle? Les observations nous indiquent que la température moyenne des étés « très chauds » (1976, 1983...) ne dépasse la température moyenne climatologique que de 2°C environ, et que celle de l'été de 2003 ne l'a dépassé que de 4°C. Et pourtant pendant cet été 2003, il était évident que nos équipements (centrales électriques, transports en commun...), nos maisons, nos bâtiments, nos infrastructures, nos villes, notre environnement, tous les écosystèmes, étaient totalement inadaptés à de telles conditions climatiques. Même si la température moyenne ne permet évidemment pas de décrire la complexité réelle d'un été chaud ou caniculaire (cf. [Rousseau, 2005] comme exemple d'analyse plus fine de la canicule 2003), il nous semble pertinent d'utiliser l'exemple de la canicule de 2003 pour illustrer le fait qu'un changement de température de « quelques degrés seulement » correspond très concrètement à des changements très importants de notre cadre de vie et de l'environnement de tous les écosystèmes.

Signalons enfin que la communauté française (CERFACS, CNRM, IPSL, LGGE, ...) a entrepris des travaux pour développer des méthodes de régionalisation afin d'estimer les changements climatiques à des échelles plus fines.

## 7- Discussion et conclusion

Dès le 19<sup>e</sup> siècle, lorsque les scientifiques comprirent que la température de surface de la Terre résultait de l'équilibre entre l'énergie reçue et celle perdue, ils en déduisirent que toute modification de l'une de ces quantités se traduirait par un changement de la température de surface, et donc du climat. En même temps le rayonnement solaire était identifié comme étant la principale source d'énergie, et le rayonnement infra-rouge le principal mode d'échange par lequel la Terre et son atmosphère perdaient l'énergie vers l'espace. Il fallut néanmoins attendre le milieu du 20<sup>e</sup> siècle pour calculer correctement ces échanges par rayonnement infra-rouge et comprendre leurs interactions avec les autres modes d'échange (convection...). Aujourd'hui, l'effet de l'accroissement de la concentration des gaz sur l'effet de serre est bien quantifié. Les recherches portent plutôt sur l'étude des phénomènes qui peuvent amplifier ou atténuer cette augmentation de l'effet de serre, sur l'évaluation des impacts concrets que pourrait avoir cette augmentation (notamment sur les pluies et la disponibilité en eau, l'évolution des glaciers, le niveau de la mer...) et sur l'apparition éventuelle de

phénomènes pouvant conduire à des changements brutaux et dramatiques du climat. Ainsi la question scientifique n'est plus de savoir si la température de la Terre va augmenter du fait des activités humaines, mais plutôt d'évaluer de combien elle va augmenter, et avec quelles conséquences, notamment sur le cycle hydrologique.

Depuis le précédent rapport du GIEC, en 2001, les modèles climatiques ont gagné en cohérence et représentent les phénomènes de façon plus complète. Ils simulent de façon assez réaliste une multitude de caractéristiques du climat actuel ainsi que l'évolution observée de la température moyenne de la Terre depuis plus de 100 ans. Les deux modèles français, dont nous avons présenté ici rapidement les résultats, sont représentatifs à la fois de caractéristiques générales de ces modèles, mais aussi de leurs différences.

Pour les changements climatiques futurs, plusieurs résultats sont considérés comme robustes car ils se retrouvent dans les différents modèles et ont des explications théoriques. Ce sont notamment la distribution géographique de l'accroissement de température (celui-ci étant plus élevé sur les continents que sur les océans, très fort en région Arctique), la répartition par bandes de latitude des changements de précipitation (augmentation près de l'équateur et aux hautes latitudes, diminution dans les régions sub-tropicales), l'augmentation de l'intensité des tempêtes aux moyennes latitudes ou le retrait de la glace de mer dans les régions polaires.

A côté de ces résultats robustes, des questions importantes demeurent très ouvertes. Pour une perturbation donnée, tel un doublement de CO<sub>2</sub>, quel sera l'accroissement de température moyenne: 2 ou 4,5°C? Quels seront les changements de précipitation aux échelles régionales? Quelles seront les conséquences concrètes de cet accroissement de température en terme d'événements extrêmes, de cyclones, d'enneigement, de débit des rivières, d'intensité des orages... ? Les modèles climatiques nous donnent des indications, mais elles peuvent être contradictoires et il est parfois difficile d'établir leur fiabilité. De façon générale, nous savons aujourd'hui évaluer le climat simulé par les modèles par rapport aux observations, mais nous ne disposons pas de méthodologie pour évaluer les *changements* du climat en réponse à différentes perturbations, à différents forçages. Par exemple l'accroissement de température observé depuis un siècle doit être bien simulé par les modèles, mais cette contrainte n'est pas suffisante pour permettre des prévisions fiables des changements climatiques futurs. D'autres pistes sont également explorées, comme l'étude détaillée des variations inter-annuelles du climat ou l'étude des climats passés.

Est-il encore temps d'agir? Le climat ne va-t-il pas de toute façon continuer à changer du fait de nos émissions passées de gaz à effet de serre? Les modèles nous indiquent en effet que le climat de la Terre va continuer à se réchauffer dans le futur, même si les concentrations des gaz à effet de serre sont stabilisées à leur valeurs actuelles (ce qui nécessiterait un arrêt quasi total des émissions anthropiques). Mais ces modèles nous disent aussi que selon le scénario d'augmentation des gaz à effet de serre que l'on choisit, l'amplitude du réchauffement sera très différente, et que plus on réduit tardivement nos émissions de gaz à effet de serre, plus l'effet d'inertie du climat est important. L'accroissement de température pour le scénario « fort » (SRES-A2) pour lequel les émissions de gaz à effet de serre continuent de croître pendant tout le siècle est deux fois plus élevé que pour un scénario (SRES-B1) pour lequel les émissions croissent lentement jusqu'en 2050, puis décroissent. Ainsi des changements climatiques sont effectivement en cours mais leur amplitude et leur sévérité dépendront avant tout des actions qui seront ou non entreprises, de la rapidité et de l'étendue de leur mise en oeuvre.

## Références:

- Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, and P. Arkin, 2003: The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979 - Present). *J. Hydrometeor.*, 4(6), 1147-1167.
- Arrhenius, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine*, 41, 237-276.
- Arzel, O., T. Fichefet, and H. Goosse, 2006: Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs. *Ocean Modelling*, 12, 401-415.

- Bard, E., 2004: Effet de serre et glaciations, une perspective historique. (Greenhouse effect and ice ages : historical perspective), *C. R. Geosci.*, Vol. 336, pp. 603-638 .
- Boucher, O., and M. Pham, 2002: History of sulfate aerosol radiative forcings, *Geophys. Res. Lett.*, 29(9), 1308, doi:10.1029/2001GL014048.
- Cess, R.D., G.L. Potter, J.P. Blanchet, G.J. Boer, A.D. Del Genio, M. Déqué, V. Dymnikov, V. Galin, W.L. Gates, S.J. Ghan, J.T. Kiehl, A.A. Lacis, H. Le Treut, Z.X. Li, X.Z. Liang, B.J. McAvaney, V.P. Meleshko, J.F.B. Mitchell, J.J. Morcrette, D.A. Randall, L. Rikus, E. Roeckner, J.F. Royer, U. Schlese, D.A. Scheinin, A. Slingo, A.P. Sokolov, K.E. Taylor, W.M. Washington, R.T. Wetherald, I. Yagai and M.H. Zhang, 1990: Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 general circulation models. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, 95, 16601-16615.
- Collins, W.D., V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf, Y. Sun, R.W. Portmann, Q. Fu, S.E.B. Casanova, J.-L. Dufresne, D.W. Fillmore, P.M.D. Forster, V.Y. Galin, L.K. Gohar, W.J. Ingram, D.P. Kratz, M.-P. Lefebvre, J. Li, P. Marquet, V. Oinas, T. Tsushima, T. Uchiyama, and W.Y. Zhong, 2006: Radiative forcing by well-mixed greenhouse gases: Estimates from climate models in the IPCC AR4. *J. Geophys. Res. - Atmospheres* , Vol. 111, D14317, doi:10.1029/2005JD006713
- Déqué M, Drevetton C, Braun A, Cariolle D, 1994: The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics.*, 10, 249-266
- Douville H., D. Salas-Mélia, S. Tyteca, 2006: On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dynamics*, 26, 367-385, DOI: 10.1007/s00382-005-0088-2.
- Dufresne, J-L, 2006: Jean-Baptiste Joseph Fourier et la découverte de l'effet de serre, *La Météorologie*, N° 53, pp. 42-46.
- Dufresne J-L, J. Quaas, O. Boucher, S. Denvil et L. Fairhead, 2005: Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, No. 21, L21703, doi: 10.1029/2005GL023619.
- Emori S., S. J. Brown, 2005: Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.
- Fichefet, T., and M. M. Maqueda, 1997: Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 12,609-12,646.
- Fourier, J.-B. J., 1827: Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire, *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences de l'Institut de France*, tome VII, pp. 570-604
- Fourier, J.-B. J. , 1890., Œuvres de Fourier, tome 2, publié par G. Darboux, Ed. Gauthier-Villars, 636 p.,
- GIEC-2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- Hourdin, F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.-Y. Grandpeix, G. Krinner, P. LeVan, Z.-X. Li and F. Lott, 2006: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics* , Vol. 19, No. 15, pages 3445-3482, DOI: 10.1007/s00382-006-0158-0
- James I.N. 1995: Introduction to circulating atmospheres, Cambridge University Press, 444 p.
- Jones, P.D. and Moberg, A., 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Climate* 16, 206-223.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice, 2005: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.

- Lambert, S. and J.C. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse gas experiments: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Climate Dynamics*, Vol.26, N.7-8, p.713-728, DOI: 10.1007/s00382-006-0110-3
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbart and C. Levy, 1998: Opa 8.1 ocean general circulation model reference manual. *Note du Pôle de modélisation*, Institut Pierre-Simon Laplace 11: 94 pp.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1975: The effects of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 32, 3-15.
- Meehl, G. A., C. Covey, B. McAvaney, M. Latif, and R. J. Stouffer, 2005: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 86, 89-93
- Mahfouf, JF, Manzi, AO, Noilhan, J, Giordani, H et Déqué, M, 1995: The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, Vol. 8, 2039-2057.
- Marti, O., P. Braconnot, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, S. Denvil, J. L. Dufresne, L. Fairhead, M. A. Filiberti, M.-A. Foujols, T. Fichefet, P. Friedlingstein, H. Goosse, J. Y. Grandpeix, F. Hourdin, G. Krinner, C. Lévy, G. Madec, I. Musat, N. deNoblet, J. Polcher and C. Talandier, 2005: The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. *Note du Pôle de Modélisation* n°26, ISSN 1288-1619, 2005. <http://igcmg.ipsl.jussieu.fr/Doc/IPSLCM4/>
- Pham, M., O. Boucher, and D. Hauglustaine, 2005: Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under IPCC SRES emission scenarios for 1990 2100, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, D06112, doi:10.1029/2004JD005125.
- Pierrehumbert, R. T., Greenhouse effect, 2004: Fourier's concept of planetary energy balance is still relevant today. *Nature*, Vol. 432, p. 677
- Rabier, F. , J.-F. Mahfouf et E. Klinker, 2000: Une nouvelle technique d'assimilation des données d'observation au CEPMMT: l'assimilation variationnelle quadridimensionnelle. *La Météorologie*, N°30, p. 87-101
- Ramanathan, V. and J.A. Coakley Jr., 1978: Climate modeling through radiative-convective models. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 465-489.
- Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V, Rowell, D.P., Kent, E.C. and Kaplan, A., 2003: Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. *J. Geophys. Res.* **108**, 4407, doi 10.1029/2002JD002670
- Rousseau, D. Analyse fine des surmortalités pendant la canicule, 2003: L'événement météorologique de la nuit du 11 au 12 août 2003 en Ile-de-France. *La Météorologie*, N°51, pp. 16-22, Nov. 2005
- Salas-Mélia, D. ,2002: A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, Vol. 4, 137-172
- Salas-Mélia, D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J.F. Gueremy, P.Marquet, S. Planton, J.F. Royer and S. Tyteca, 2005 : Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, *note de centre No. 103 du CNRM*, disponible auprès de CNRM/GMGEC, 42 av. Coriolis, 31057 Toulouse, France.
- Swingedouw D., Braconnot P., Delecluse P., Guilyardi E. and Marti O., 2006: The impact of global freshwater forcing on the Thermohaline Circulation: Adjustment of North Atlantic convection sites in CGCM, à paraître dans *Climate Dynamics*, doi :10.1007/s00382-006-0171-3
- Valcke, S., A. Caubel, R. Vogelsang, and D. Declat, 2004: OASIS3 ocean atmosphere sea ice soil user s guide, *Tech. Rep. TR/CMGC/ 04/68*, CERFACS, Toulouse, France.
- Weart, S.R., 2003: The Discovery of Global Warming (New Histories of Science, Technology, and Medicine). Harvard University Press, Cambridge, MA, 228 pp.

**Remerciements:**

Ces simulations ont été réalisées sous l'impulsion de la MIES (Mission Interministérielle sur l'Effet de Serre), avec le soutien du CEA (Commissariat à l'Energie Atomique), du CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques) et du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) et grâce à leur centres de calcul (respectivement le CCRT, le centre de calcul de Météo-France et l'IDRIS). Ce travail a également été soutenu financièrement par le projet MC2 du ministère de la Recherche et par le projet ENSEMBLES de la commission européenne.