



HAL
open science

Livre blanc - ESCRIME - Etude des scénarios climatiques

Laurent Terray, Pascale Braconnot

► **To cite this version:**

Laurent Terray, Pascale Braconnot (Dir.). Livre blanc - ESCRIME - Etude des scénarios climatiques. IPSL; Météo-France, pp.70, 2007. hal-03326065

HAL Id: hal-03326065

<https://hal.science/hal-03326065>

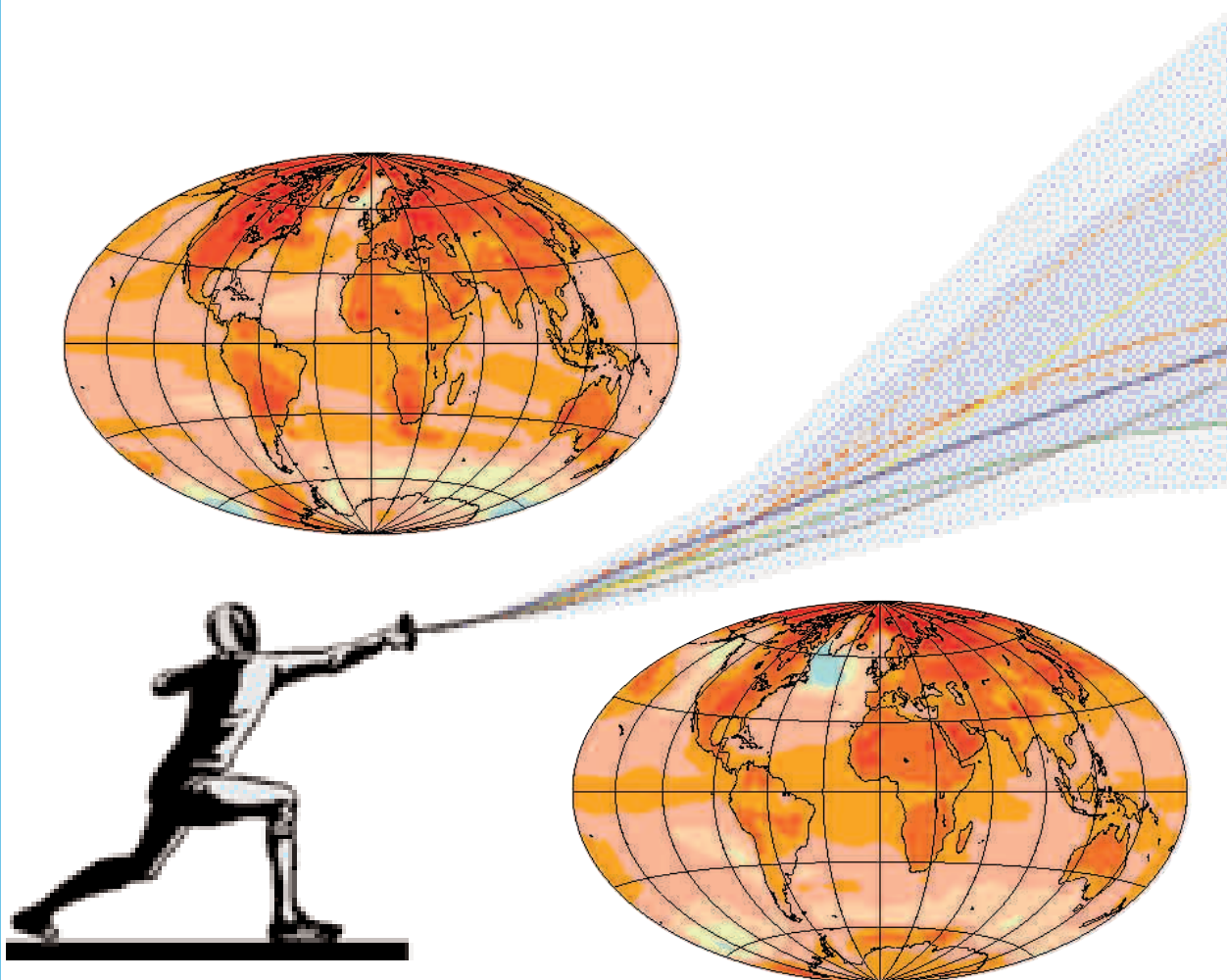
Submitted on 25 Aug 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

LIVRE BLANC **ESCRIME**

Étude des Scénarios Climatiques
Réalisés par l'IPSL & Météo-France



Edité par :

Laurent Terray (CERFACS) et Pascale Braconnot (IPSL/LSCE)

Avec le soutien de l'INSU, de l'ONERC et de l'IDDRI

Préambule

Le projet **ESCRIME** vise à fédérer les analyses qui sont effectuées sur les très nombreuses simulations climatiques réalisées dans le cadre du 4^{ème} rapport du Groupement d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). Il s'intéresse en particulier à celles effectuées à l'aide des modèles développés par la communauté française. Les phases initiales du projet ont permis de réaliser les actions suivantes :

- La mise à disposition des données simulées à l'Institut Paul Simon Laplace (IPSL) et à Météo-France sur des serveurs de données et sous un format standard
- La mise en œuvre de projets d'analyse et la présentation des premiers résultats lors des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère à Toulouse en janvier 2006
- La constitution d'une liste de thèmes fédérateurs pour cet ensemble d'analyses et l'identification de rédacteurs pour le travail de synthèse
- La soumission du projet MISSTERRE dans le cadre des appels d'offre des programmes nationaux de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) en 2006
- La finalisation à la fin de l'année 2006 du premier jeu d'analyses et la rédaction d'une synthèse des principaux résultats sous la forme d'un livre blanc. Ce livre blanc est constitué de 8 chapitres :

1. Scénarios globaux.
2. Sensibilité climatique.
3. Modes de variabilité.
4. Régionalisation et extrêmes.
5. Cycle hydrologique.
6. Régions polaires et cryosphère.
7. Cycle du carbone.
8. Détection et attribution.

Chaque chapitre fera par ailleurs l'objet d'une publication dans la revue *La Météorologie* en 2007 (éditeurs *Jean-Louis Dufresne et David Salas y Méliá*).

Ce document est la version finale du livre blanc *ESCRIME*. Il est constitué simplement de l'assemblage des contributions individuelles après relecture collective. Il a ensuite fait l'objet d'un travail d'homogénéisation et de mise en forme. Il comprend également un résumé destiné à une diffusion dans un cercle plus large que celui de la communauté scientifique impliquée dans ce travail d'analyse. Il a été édité avec le soutien de l'INSU, de l'ONERC et de l'IDDRI.

Table des matières

Éditorial

La première étape du processus d'approbation du 4^{ème} rapport du GIEC concerne les documents préparés par le groupe scientifique qui devraient être entérinés au cours d'une réunion qui se tiendra à Paris à la fin de ce mois de janvier. Ce sera un événement de première grandeur pour la communauté internationale impliquée dans l'étude des aspects scientifiques du changement climatique, car cette approbation marque l'aboutissement d'un effort de synthèse qui aura mobilisé un grand nombre de chercheurs au cours des trois dernières années.

Ce sera aussi un rendez-vous un peu exceptionnel pour tous les scientifiques français actifs dans ce domaine ; non seulement parce que nous en sommes les hôtes mais aussi à cause de la vitalité et la qualité des recherches conduites dans notre pays.

Ce 4^{ème} rapport en apporte le témoignage : 14 scientifiques français, près de 10% du total, en sont auteurs principaux et de nombreux travaux d'équipes françaises sont cités, qu'ils portent sur des aspects liés au cycle du carbone et des autres gaz à effet de serre, aux aérosols, ou aux observations, en particulier celles ayant trait à l'évolution passée de notre climat qui pour la première fois fait l'objet d'un chapitre à part entière. Mais ce rapport du GIEC est résolument tourné vers le futur de notre climat. Les résultats de simulations basées sur l'utilisation de modèles de circulation générale qui couplent atmosphère et océan, y tiennent une place centrale. Seul un nombre restreint de ces modèles couplés avaient été utilisés

lors du précédent rapport dans lequel les travaux français n'étaient pris en compte que de façon marginale. Mais le cercle s'est élargi et il était crucial que les équipes françaises qui développent et utilisent les modèles couplés de Météo-France et de l'IPSL participent pleinement au quatrième rapport. **L'objectif est atteint :** les projections réalisées par les équipes françaises sont partie intégrante du 4^{ème} rapport y compris sur le couplage entre climat et cycle du carbone dont l'influence est prise en compte dans les fourchettes de réchauffement qui y sont citées. Ce succès passe obligatoirement par des exercices d'inter-comparaison sur lesquels s'appuie la synthèse du GIEC. Ces exercices sont très contraignants et rien n'aurait été possible sans un effort soutenu et enthousiaste d'une communauté de modélisateurs qui, en France, réunit des équipes du CERFACS, du CNRM, de l'IPSL et de ses laboratoires, et du LGGE. Les trois organismes le plus fortement impliqués, CEA, CNRS et Météo-France ont apporté, comme cela leur avait été officiellement demandé, en 2003, par la Mission Interministérielle sur l'Effet de Serre un fort soutien à ces activités. Ce soutien, qui ne s'est jamais démenti, a été essentiel vis à vis des personnels, chercheurs, ingénieurs et techniciens, les encourageant à s'investir dans des exercices somme toute assez arides, et à travers les moyens informatiques mis à disposition par les centres de calcul du CEA, de l'IDRIS et de Météo-France. ►

Éditorial *(Suite)*

Mais au-delà, s'est progressivement créée une grande émulation autour de l'analyse scientifique des résultats obtenus. Celle-ci s'est organisée autour du projet ESCRIME dont, même s'il s'agit au départ d'exercices imposés, le livre blanc témoigne de l'extrême richesse. Merci à l'ensemble des auteurs de la grande qualité de leurs contributions.

Autour des scénarios climatiques, ESCRIME a réussi à fédérer une communauté qui s'est naturellement fixé comme objectif d'être présente dans le 5^{ème} rapport du GIEC. Cela n'a de sens que si les équipes concernées, qui ont récemment fédéré leurs activités dans ce domaine au sein du projet national MISTERRE (financé par le programme LEFE de l'INSU), restent compétitives sur le plan international. Ceci requiert que le développement des modèles se poursuive à la fois sur les aspects dynamiques, physiques, et informatiques, que les moyens de calcul adaptés soient disponibles, et qu'un ensemble de projets scientifiques visant à analyser le réalisme des résultats obtenus soient mis en œuvre.

Par ailleurs, une telle approche ne prend son véritable sens qu'à travers une large ouverture vers l'extérieur de façon à irriguer d'autres communautés, celles intéressées par les impacts des changements climatiques ou par les aspects socio-économiques, et à être en mesure de répondre aux utilisateurs de plus en plus nombreux de ces projections. Cette ouverture s'exprime aujourd'hui par des programmes de recherche spécifiques, notamment au sein du MEDD (programme Gestion des Impacts du Changement Climatique) et de l'ANR (appel d'offre Vulnérabilité : Climat et Milieux). Les liens tissés avec l'ONERC et l'IDDRI sont de nature à amplifier cette ouverture vers d'autres acteurs, en particulier industriels, directement concernés par les conséquences du changement climatique. L'ouverture vers l'extérieur concerne également la société dans son ensemble et il ne fait aucun doute que l'excellent état d'esprit qui anime la coopération autour d'ESCRIME a grandement facilité la cohérence du discours que les scientifiques et responsables des organismes concernés ont tenu sur la réalité du changement climatique et sur les menaces qu'il fait peser sur l'humanité même.

Jean Jouzel
Directeur de l'Institut
Paul Simon Laplace

Eric Brun
Directeur du Centre
National de Recherche
Météorologiques

L'objectif initial d'une participation au 4^e rapport du GIEC, est désormais atteint.

La prise de conscience de la société est une étape indispensable et préalable aux décisions politiques pour la réduction des émissions. Elle a considérablement évolué ces dernières années et les travaux et synthèses présentés dans ce livre blanc y ont très largement contribué.

Synthèse des analyses réalisées dans le cadre du projet **ESCRIME**

Rédacteurs : Sandrine Bony, Laurent Bopp, Pascale Braconnot, Patricia Cadule, Christophe Cassou, Michel Déqué, Hervé Douville, Jean-Louis Dufresne, Pierre Friedlingstein, Christophe Genthon, Eric Guilyardi, Laurent Li, Serge Planton, Jean-François Royer, David Salas y Méliá, Pascal Terray, Laurent Terray.

Les principaux résultats issus de l'ensemble des analyses du projet ESCRIME ont été synthétisés et classés en trois grandes thématiques : modélisation globale et évolution du climat, rétroactions et variabilité climatique, régionalisation et détection-attribution du changement climatique. La première thématique ainsi que chaque sous-partie des deux dernières sont associées à un chapitre spécifique du livre blanc auquel le lecteur est renvoyé pour une description plus détaillée.

A. MODÉLISATION GLOBALE et évolution du climat (chapitre 1).

Dans le cadre de la préparation du 4^e rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), le groupe de travail sur les modèles couplés (WGCM) du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP) a lancé en 2004, sous les auspices du GIEC, une action d'envergure pour encourager les équipes de modélisation à réaliser des simulations d'évolution du climat selon un protocole précis. Les résultats de ces simulations devaient être écrits selon un format standard et mis à disposition de l'ensemble de la communauté scientifique afin d'encourager les analyses croisées entre plusieurs modèles.

Pour la première fois, les équipes françaises ont réalisé l'ensemble des simulations requises et ont ainsi pu contribuer plus fortement à la préparation du rapport.

La France possède deux modèles climatiques, l'un développé par Météo-France et le CERFACS, l'autre par l'IPSL, qui diffèrent principalement par leur

composante atmosphérique. Depuis le précédent rapport du GIEC en 2001, toutes les composantes de ces modèles climatiques ont été améliorées: l'atmosphère (représentation de la convection, des nuages, des aérosols et de l'orographie), l'océan (formulation en surface libre), la glace de mer (rhéologie) et les surfaces continentales (utilisation des sols). La résolution des modèles a été accrue et le couplage entre les composantes a été amélioré. Enfin plusieurs travaux ont été entrepris pour coupler ces modèles climatiques à des modèles de chimie, d'aérosols et des cycles biogéochimiques. **Les simulations réalisées pour le GIEC** couvrent l'évolution du climat de 1860 à nos jours, ainsi que des projections pour le 21^{ème} siècle (figure A1). Pour le 20^{ème} siècle, les tendances des températures simulées par les modèles sont cohérentes avec les observations aussi bien à l'échelle globale qu'à l'échelle de la France. ►

Synthèse des analyses réalisées dans le cadre du projet **ESCRIME** (Suite)

De nombreuses études ont été réalisées pour caractériser et évaluer les qualités et les limites des modèles aussi bien en termes d'état moyen que de variabilité, en se comparant aux observations récentes. Pour le futur et pour le scénario SRES-A2 (scénario de croissance continue des émissions), les deux modèles simulent une évolution des températures assez semblable (figures A1 et A2). Pour les précipitations par contre, les divergences sont plus importantes, notamment au dessus des continents, et sur la distribution géographique du changement des précipitations.

B. RÉTROACTIONS et variabilité climatique

● Rétroaction et nuages (chapitre 2).

Les modèles climatiques divergent dans l'ampleur du réchauffement global de la Terre qu'ils prévoient en réponse à un doublement du CO₂ atmosphérique. Il est reconnu depuis longtemps que cette incertitude provient avant tout des différences inter-modèles dans la réponse radiative des nuages au changement climatique. Le développement de nouvelles méthodologies d'analyse des mécanismes physiques de rétroaction dans les modèles climatiques a permis de montrer que c'est principalement la réponse des nuages de couche limite (stratus, stratocumulus et cumulus) qui est au cœur de ces incertitudes (figure B1).

Ceci ouvre la voie à de nouvelles stratégies d'évaluation des nuages et de leur sensibilité dans les modèles de climat.

● Cycle du carbone (chapitre 7).

La possibilité d'une rétroaction positive entre le changement climatique anthropique et le cycle du carbone a été mise en évidence depuis peu. L'évolution future du climat pourrait diminuer de façon drastique l'efficacité des puits naturels, biosphère continentale et océans, à absorber le CO₂ anthropique avec pour conséquence une accélération de l'augmentation du CO₂ et une amplification du changement climatique. Les estimations à l'aide du modèle couplé climat-carbone de l'IPSL montrent que pour le scénario SRES-A2, cette rétroaction pourrait amplifier l'augmentation du CO₂ de 35 ppm en 2100. Les études menées dans le cadre d'un projet international de comparaison de modèles couplés climat-carbone, coordonné par l'IPSL, ont montré que cette amplification, toujours positive, variait entre 20 et 200 ppm en 2100. Elle pourrait correspondre à un réchauffement induit de 1.5°C supérieur aux estimations faites à l'aide des modèles climatiques traditionnels (figure B2).

● Cycle hydrologique (chapitre 5).

La réponse des précipitations aux forçages anthropiques, bien que cruciale pour de nombreuses études d'impacts du changement climatique, demeure encore incertaine dans de nombreuses régions. Elle est en effet plus difficile à prévoir que celle des températures pour de multiples raisons. Au-delà des inconnues liées aux différents scénarios d'émissions, qui jouent principalement sur l'amplitude des anomalies simulées, les projections demeurent très variables d'un modèle à l'autre, y compris à l'échelle globale continentale (figure B3). Parmi les diverses méthodes envisageables pour contraindre la réponse des modèles, la validation de la variabilité interannuelle du cycle hydrologique et de ses relations avec les températures de surface de la mer semble une piste intéressante à explorer (figure B4).

● Modes de variabilité (chapitre 3).

La variabilité climatique simulée et son changement sous l'action anthropique se caractérise par une grande diversité entre modèles.

Cette disparité peut s'expliquer par des interactions spatio-temporelles différentes en particulier entre la variabilité interannuelle de type El Niño, le cycle saisonnier dans le Paci-

fique tropical et l'activité intra-saisonnière de l'atmosphère tropicale. Elle s'explique aussi par la difficulté des modèles à simuler correctement les téléconnexions liées au phénomène El Niño-Oscillation Australe (ENOA). Ces dernières ont tendance à être surestimées dans de nombreux modèles, dominant alors la variabilité des moussons (Afrique, Amérique du Sud) voire des latitudes extratropicales. En particulier, les changements du cycle hydrologique simulé en réponse au forçage anthropique semblent être contrôlés en grande partie par la nature de ces téléconnexions ENOA. L'analyse des scénarios montre que les caractéristiques de l'ENOA ne changent pas en climat perturbé (figure B5). Les changements aux moyennes et hautes latitudes se caractérisent par une dynamique plus zonale qui se projette pour une majorité de modèles sur la phase positive de l'Oscillation Nord Atlantique (ONA), entraînant une augmentation des précipitations hivernales sur l'Europe de l'Ouest.

● Cryosphère (chapitre 6).

Il est crucial de comprendre l'évolution actuelle et future des glaces continentales et marines. Des observations satellitaires montrent que les premières contribuent par leur fonte à une élévation du niveau des océans de près d'un mm/an sur la période 1993-2005, qui s'ajoute aux 2 mm/an dus à la dilatation thermique des océans en phase de réchauffement.

Pour la fin du 21^{ème} siècle, les modèles indiquent que la fonte de la calotte groenlandaise devrait nettement s'accélérer.

L'élévation associée du niveau de la mer devrait cependant être modérée en raison d'une augmentation de l'accumulation de neige sur l'Antarctique,

cohérente avec le réchauffement des températures sur cette région. La glace de mer quant à elle est actuellement en régression rapide, et selon les modèles climatiques les plus récents cette tendance devrait se poursuivre : ainsi en été, l'océan Arctique pourrait être totalement libre de glace à la fin du 21^{ème} siècle (figure B6). ►

Synthèse

des analyses réalisées dans le cadre du projet **ESCRIME** (Suite)

C. RÉGIONALISATION et détection du changement climatique

● Régionalisation et extrêmes (chapitre 4).

Une évaluation de l'impact d'un changement climatique d'origine anthropique sur la fréquence des phénomènes de vent, de température et de précipitations sur la France a été réalisée en utilisant des simulations à haute résolution sur l'Europe par les modèles de l'IPSL et du CNRM sous l'hypothèse du scénario SRES-A2. L'accent a été mis sur la fréquence des vagues de chaleur, des tempêtes et les phénomènes de pluies abondantes ou de sécheresses sur le territoire métropolitain. En outre l'impact sur la fréquence des cyclones tropicaux dans l'Atlantique Nord a été étudié. Trois approches ont été utilisées pour évaluer l'impact du changement climatique : l'approche directe qui utilise directement les variables du modèle, l'approche statistique qui établit sur les observations une relation empirique entre les variables observées de grande échelle et le risque météorologique associé et l'approche dynamique qui prend une situation météorologique dans son ensemble sur l'Atlantique Nord et l'Europe un jour donné et identifie les phénomènes extrêmes associés.

Les résultats montrent une réponse très claire de l'augmentation des vagues de chaleur (figure C1), une augmentation modérée du risque de forte pluie l'hiver, et un impact quasi négligeable sur les vents forts.

La réponse de la fréquence des cyclones dépend de l'hypothèse sur l'évolution de la température des océans, mais les précipitations associées aux cyclones sont en augmentation.

● Détection et attribution (chapitre 8).

Les études menées au sein de la communauté française sont les premières à suggérer qu'il est possible de détecter, dans les observations des températures minimales d'été en France, une empreinte spatiale du changement climatique d'origine anthropique à des échelles sous-régionales (figure C2). Les travaux d'attribution montrent que la majeure partie de ce réchauffement est dû à l'action combinée des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés. Les analyses réalisées semblent indiquer que les non linéarités entre l'eau du sol et la température, via les changements d'évapotranspiration, sont responsables de la structure spatiale du réchauffement. D'autre part, les études sur les précipitations montrent qu'il est également possible de détecter un signal anthropique sur les tendances hivernales des dernières décennies. La séparation du signal sur les précipitations en une partie dynamique d'échelle régionale et un résidu, montrent que cette composante dynamique capture presque complètement la tendance observée.

Figures synthèse

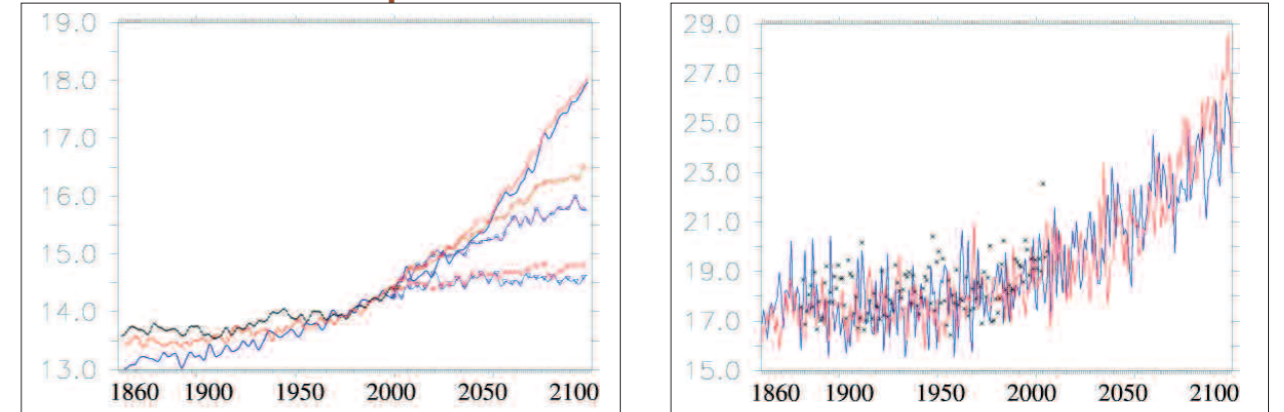


Figure A1 : En haut : Evolution de la température moyenne de surface du globe (°C) observée (en noir, de 1860 à 2004), et simulée par les modèle du CNRM (en bleu) et de l'IPSL (en rouge). Après l'an 2000, on considère soit le scénario SRES-A2 (trait continu), soit le scénario SRES-B1 (trait avec cercle), soit on maintient la concentration de CO2 constante (trait avec triangle). Les observations sont celles compilées par le CRU (Jones et Moberg, 2003). **En bas :** Evolution de la température moyenne (°C) durant les 3 mois d'été (juin à août) en France métropolitaine observée (en noir, de 1880 à 2005), et simulée par les modèle du CNRM (en bleu) et de l'IPSL (en rouge). Après l'an 2000, on utilise le scénario SRES-A2. L'été 2003 est bien visible. Les observations proviennent de Météo France.

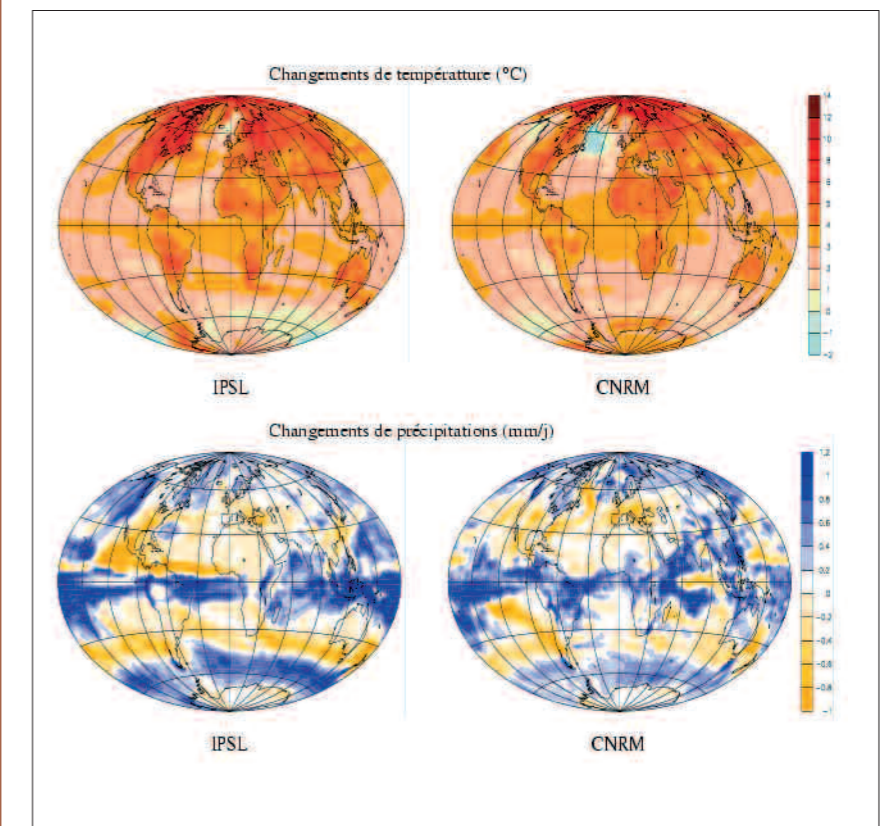


Figure A2 : Distribution géographique du changement de température (°C, en haut) et du changement de précipitation (mm/j, en bas), entre la fin du 21^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle, avec le scénario SRES-A2 et calculée avec le modèle de l'IPSL (à gauche) et du CNRM (à droite).

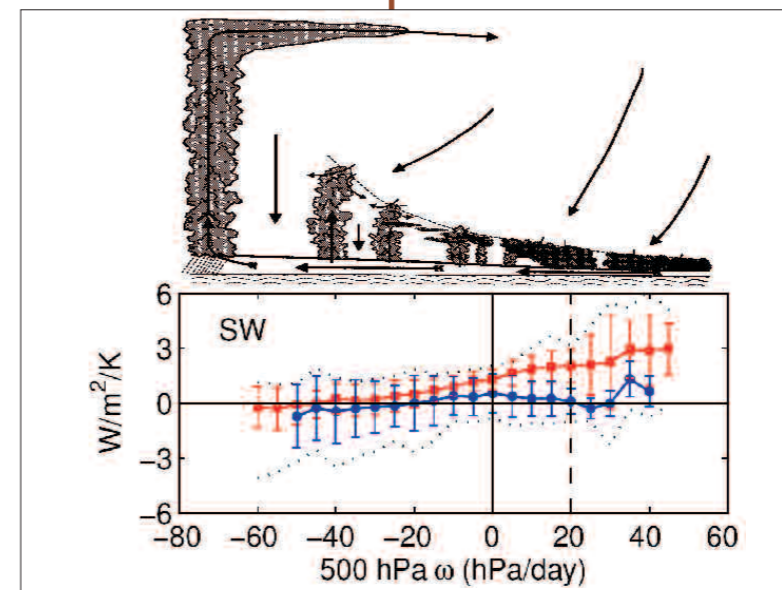


Figure B1 : Sensibilité du forçage radiatif ondes-courtes des nuages tropicaux au réchauffement climatique dans différents régimes de la circulation atmosphérique, associés à différents types de nuages dominants (une sensibilité positive correspond à une diminution de la réflectivité du rayonnement solaire par les nuages). C'est dans les régimes de subsidence atmosphérique (régimes où la vitesse verticale de grande échelle est positive), caractérisés par la présence de nuages bas du type stratus, stratocumulus ou petits cumulus, que la réponse radiative des nuages au réchauffement diffère le plus entre les modèles climatiques sensibles (en rouge, moyenne des simulations de modèles prédisant un fort réchauffement climatique) et les modèles les moins sensibles (en bleu, modèles prédisant un réchauffement climatique moindre). (Adapté de Bony et Dufresne, Geophys. Res. Lett., 2005, voir aussi Bony et al. 2006, Webb et al., 2006)

Figures synthèse

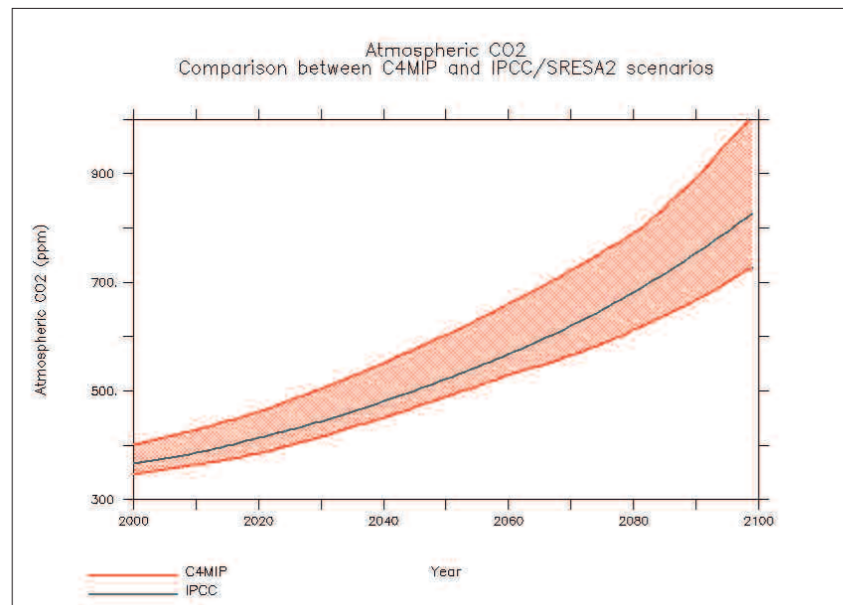


Figure B2 : dispersion de la concentration en CO₂ pour les simulations C4MIP avec cycle du carbone interactif autour du scénario SRES-A2 (en haut). Anomalies de température globale pour les scénarios IPCC et C4MIP pour le scénario SRES-A2 (en bas).

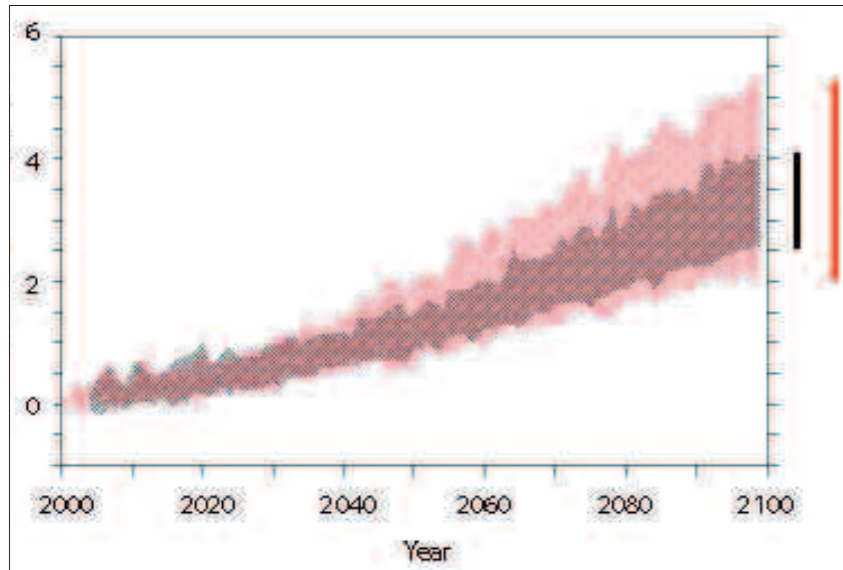
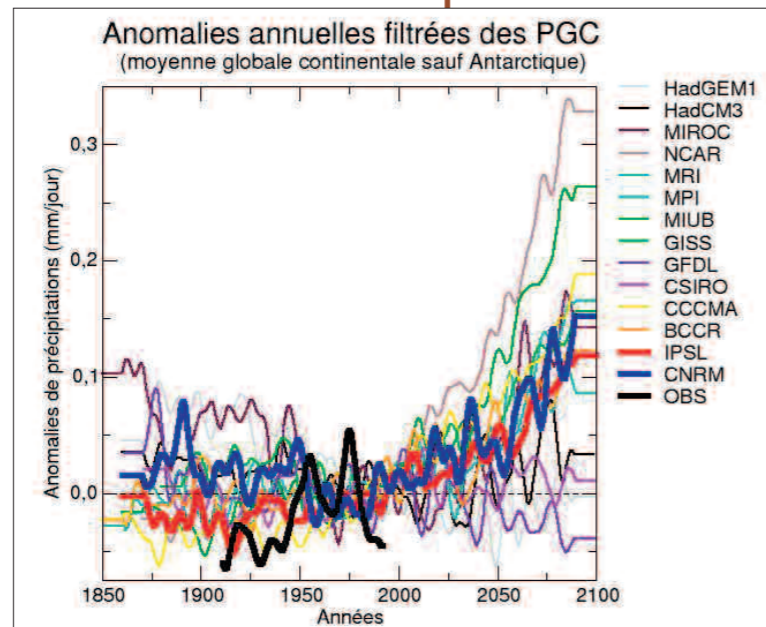


Figure B3 : Evolution comparée des anomalies annuelles de précipitations globales continentales (PGC) dans les simulations du 20^{ème} siècle et les scénarios SRES-A2 de 14 modèles (dont les modèles français du CNRM et de l'IPSL) et dans les observations du CRU TS 2.1. Les anomalies sont filtrées (fréquence de coupure à 10 ans) et sont estimées relativement à la période 1971-2000. Elles montrent une forte divergence des scénarios du 21^{ème} siècle. Chaque courbe correspond à une simulation unique et les évolutions constatées au cours du 20^{ème} siècle, bien qu'elles témoignent de comportements contrastés, doivent être interprétées prudemment en raison de la diversité et de la relative faiblesse des forçages anthropiques imposés.

Figure B3 : Evolution comparée des anomalies annuelles de précipitations globales continentales (PGC) dans les simulations du 20^{ème} siècle et les scénarios SRES-A2 de 14 modèles (dont les modèles français du CNRM et de l'IPSL) et dans les observations du CRU TS 2.1. Les anomalies sont filtrées (fréquence de coupure à 10 ans) et sont estimées relativement à la période 1971-2000. Elles montrent une forte divergence des scénarios du 21^{ème} siècle. Chaque courbe correspond à une simulation unique et les évolutions constatées au cours du 20^{ème} siècle, bien qu'elles témoignent de comportements contrastés, doivent être interprétées prudemment en raison de la diversité et de la relative faiblesse des forçages anthropiques imposés.



Figures synthèse

Figure B4 : Mise en perspective des anomalies annuelles des précipitations globales continentales (PGC) dans 14 modèles en fonction d'un indicateur du lien interannuel qui existe entre PGC et les températures de surface de la mer. En ordonnée, les anomalies sont estimées sur les 30 dernières années du scénario SRES-A2 relativement à la période 1971-2000. En abscisse, le lien interannuel est estimé comme la moyenne globale des corrélations en points de grille avec les températures de surface de la mer après retrait de la tendance. Le nuage de points suggère qu'il existe un continuum entre la sensibilité des PGC aux échelles interannuelles et multi-décennales. La barre verticale en grisé indique l'intensité du lien interannuel observé et suggère que les réponses hydrologiques les plus fortes pourraient être exagérées.

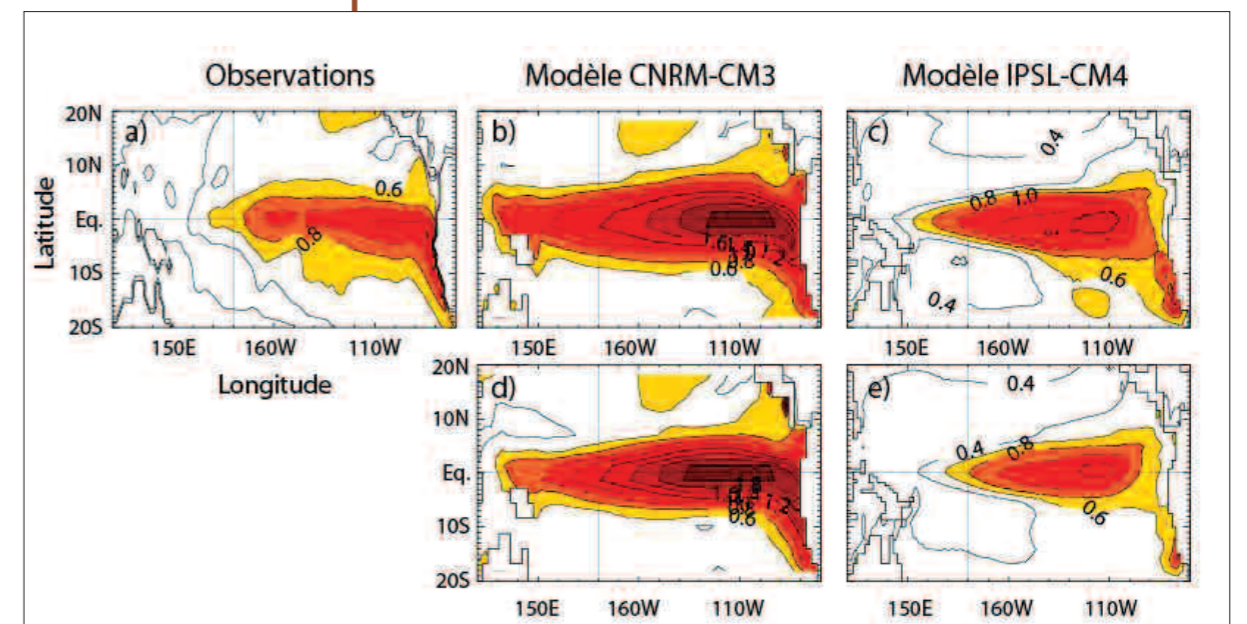
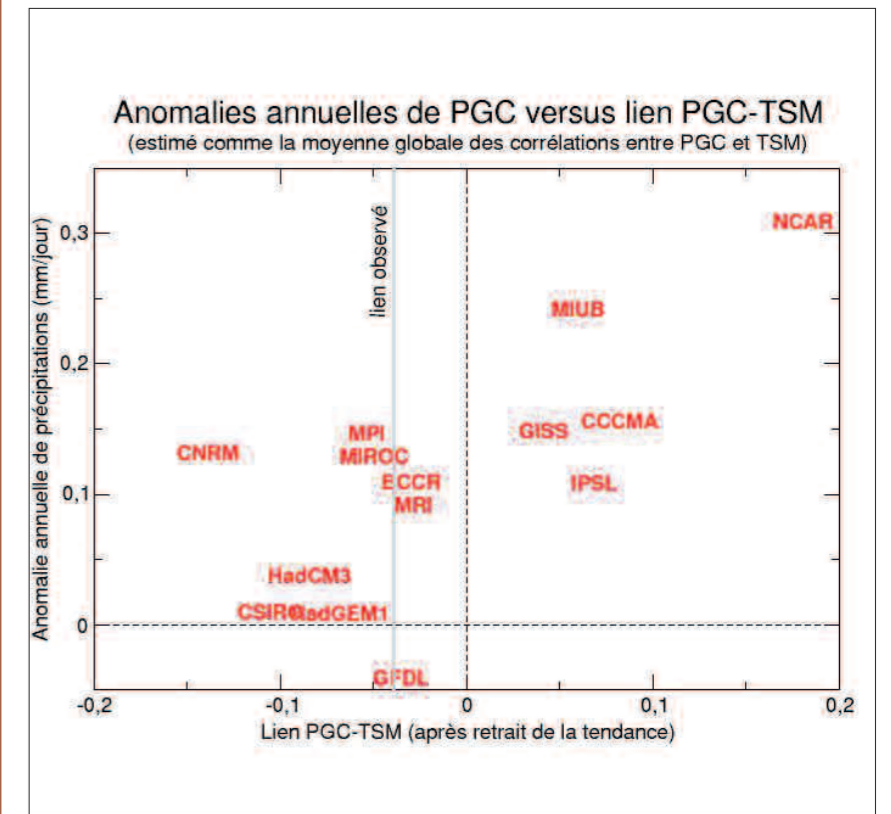


Figure B5 : Structure de la variabilité de type El Niño dans l'océan Pacifique tropical (écart type de température de surface de la mer en degrés Celsius). a) observations, b) CNRM-CM3 en climat actuel, c) IPSL-CM4 en climat actuel, d) CNRM-CM3 en 2100 (scénario SRES-A1B), e) IPSL-CM4 en 2100 (scénario SRES-A1B).

Figures synthèse

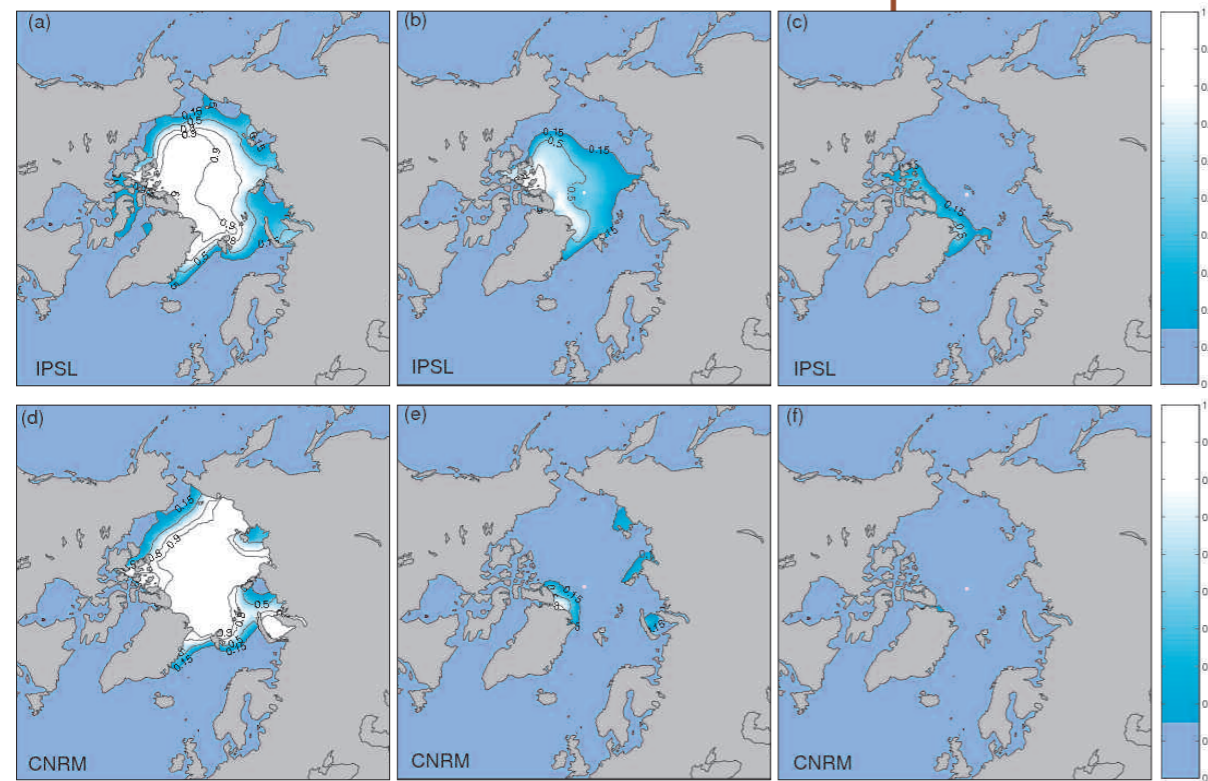


Figure B6 : Fraction de glace de mer, en moyenne pour le mois de septembre (extension minimale) en Arctique, simulée par les modèles CNRS/IPSL-CM4 (haut) et Météo-France/ CNRM-CM3 (bas). (a), (d) : période 1960-1989. Ces résultats sont très proches des observations par satellite dont on dispose actuellement ; (b), (e) : 2070-2099, scénario SRES-B1 ; (c), (f) : 2070-2099, scénario SRES-A2. Il apparaît ainsi que, même si les estimations de quantité de glace persistant à la fin de l'été varient selon le modèle et le scénario SRES utilisé, la tendance à la régression de la glace de mer est très nette.

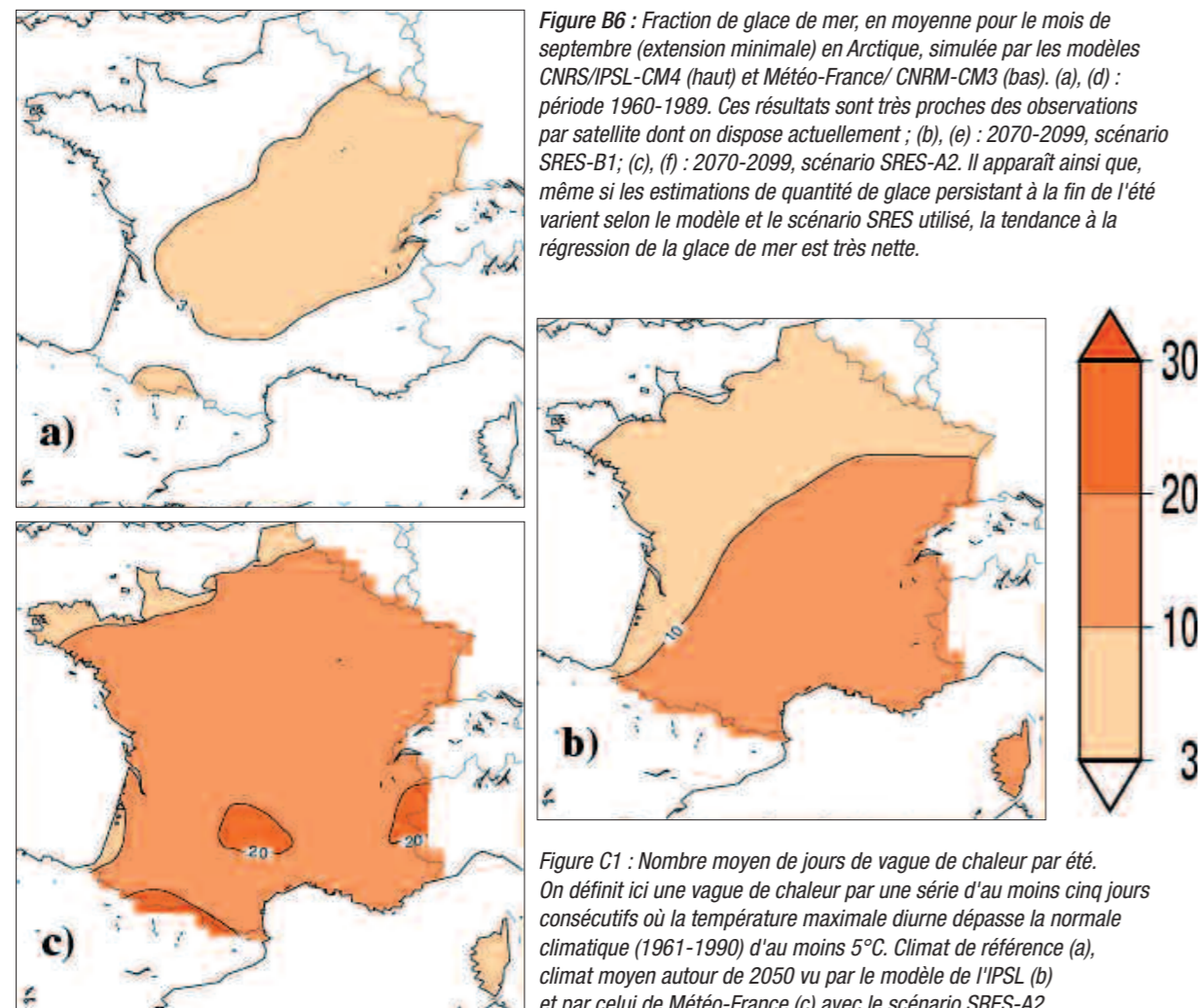


Figure C1 : Nombre moyen de jours de vague de chaleur par été. On définit ici une vague de chaleur par une série d'au moins cinq jours consécutifs où la température maximale diurne dépasse la normale climatique (1961-1990) d'au moins 5°C. Climat de référence (a), climat moyen autour de 2050 vu par le modèle de l'IPSL (b) et par celui de Météo-France (c) avec le scénario SRES-A2.

Figures synthèse

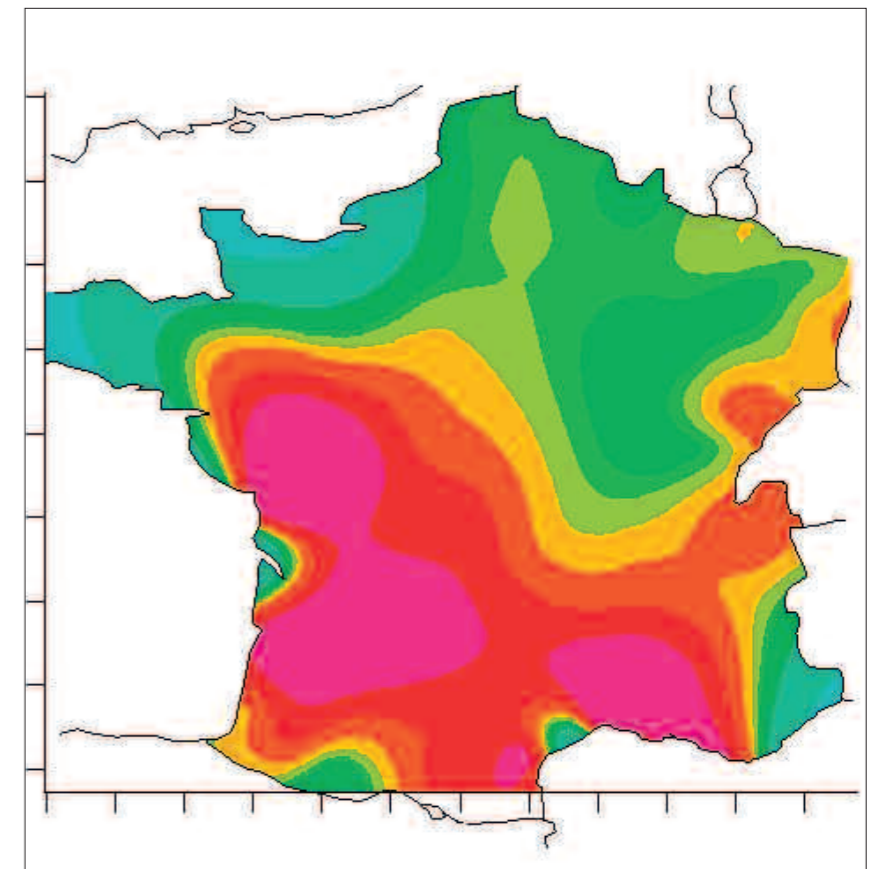
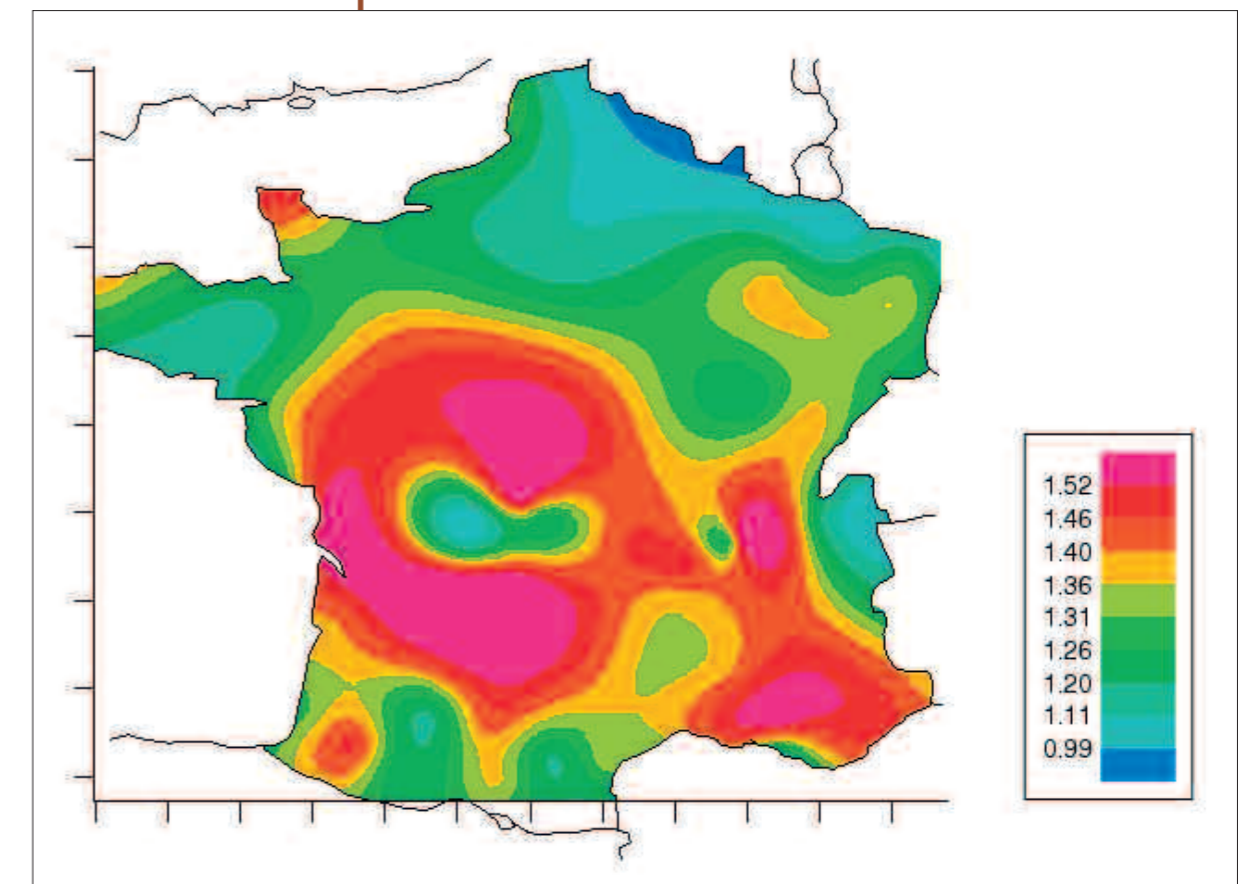


Figure C2 : Signal de changement de température minimale journalière d'été calculé à partir de la moyenne de trois scénarios de changement climatique réalisés à partir du modèle ARPEGE-Climat à résolution variable. L'échelle est arbitraire mais le réchauffement augmente du bleu au mauve (gauche). Observation de la tendance de la température minimale journalière d'été sur la période 1971-2000. L'échelle est en dixième de degré par décennie (droite)



1

Les scénarios globaux

Jean-François Royer (1) et Jean-Louis Dufresne (2), Pascale Braconnot (3)

1 CNRM/GMGEC/UDC, Météo-France : 42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01

Email : jean-francois.royer@meteo.fr

2 IPSL/LMD, CNRS/UPMC UMR 8539 : Université Paris 6, tour 45-55, 3^{ème} étage

4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

Email : jean-louis.dufresne@lmd.jussieu.fr

3 IPSL/LSCE, CEA/CNRS/UVSQ UMR 1572 : Commissariat à l'Energie Atomique-Saclay,

L'Orme des Merisiers, 91191 Gif sur Yvette, France

Email : pascale.braconnot@cea.fr

Introduction

Les deux modèles climatiques français, celui du CNRM et celui de l'IPSL, ont participé à l'effort international de réalisation de nouveaux scénarios climatiques couplés qui constitue la base scientifique du 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC qui sera publié en 2007. Les résultats obtenus avec les deux modèles français sont très représentatifs de ceux obtenus avec les autres modèles climatiques, et les différences entre ces deux modèles sont souvent une bonne illustration des différences les plus marquantes que l'on peut obtenir avec un ensemble plus large de modèles. Ce chapitre présente sous forme résumée les principales caractéristiques de ces deux modèles, les expériences réalisées, et quelques résultats sur la réponse globale en termes de température et de précipitation en surface, pour illustrer les différences provenant des modèles et des scénarios. L'objectif est donc une présentation synthétique pouvant servir d'introduction aux analyses plus détaillées de divers processus qui seront conduites dans les chapitres suivants.

Les deux modèles couplés

Les simulations du GIEC ont été réalisées avec des versions couplées des modèles de circulation de l'atmosphère, de l'océan et de la banquise qui ont été développées au cours des dernières années à l'IPSL et au CNRM, et dont la stabilité a été vérifiée par des simulations de contrôle de plusieurs siècles dans les conditions préindustrielles correspondant à l'année 1860 dont le but est d'établir l'équilibre naturel du climat correspondant à chacun des modèles. Les deux modèles utilisent le même modèle de circulation océanique développé au LODYC le modèle OPA8 (Madec et al., 1998). Ce modèle est couplé à deux modèles de banquise différents, le modèle LIM (Goosse et Fichefet, 1999) à l'IPSL, et le modèle GELATO (Salas y Melia, 2002) au CNRM. Le couplage entre les modèles atmosphériques et océaniques est effectué par le coupleur

OASIS développé au CERFACS (Terray et al., 1998; Valcke et al., 2004). La différence majeure entre les deux modèles provient de leur dynamique atmosphérique. Le modèle de l'IPSL utilise une dynamique explicite traitée par différences finies en point de grille LMDZ-4 (Hourdin et al., 2006), tandis que le modèle du CNRM utilise une dynamique semi-Lagrangienne semi-implicite traitée par méthode spectrale (ARPEGE-Climat version 3). A l'exception du transfert radiatif, les calculs de la physique des deux modèles sont basés sur des paramétrisations différentes, notamment pour les processus nuageux et la convection. Pour les processus en surface le modèle de l'IPSL utilise ORCHIDEE (Krinner et al., 2005), tandis que le modèle du CNRM utilise le modèle ISBA (Mahfouf et al., 1995).

Une description plus détaillée de ces deux modèles peut être obtenue sur le site du PCMDI qui rassemble les documents de coordination des simulations du GIEC, et les bases de données rassemblant un sous-ensemble de résultats des simulations réalisées :

CNRM-CM3 :

http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/CNRM-CM3.htm

IPSL-CM4 :

http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/IPSL-CM4.htm

ainsi que sur le site

<http://mc2.ipsl.jussieu.fr/>.

Les simulations du GIEC

Les simulations recommandées par le GIEC pour son 4^e rapport s'appuient sur des scénarios d'émission des gaz à effet de serre et de particules (aérosols) liés aux activités humaines qui couvrent l'ensemble des 20^{ème} et 21^{ème} siècles. Elles ont pour but de simuler l'évolution récente du climat, son évolution future suivant plusieurs scénarios de développement économique ou de scénarios plus académiques, ainsi que des études de stabilisation.

Évolution récente du climat

L'objectif de ces simulations de 1860 à 2000 est triple :

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

La première simulation de la période 1860 à 2000 a été réalisée avec seulement les forçages dus aux activités humaines: accroissements des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés, sans tenir compte de la variabilité naturelle induite par les fluctuations de l'activité solaire ou des éruptions volcaniques. Ce choix a été fait par les modèles participant au projet européen ENSEMBLES de façon à réaliser un scénario cohérent entre le passé et le futur pour lequel ces forçages naturels ne sont pas prévisibles.

Afin de démarrer ces simulations sans choc ou dérive, on a choisi de les initialiser à partir d'une condition initiale équilibrée extraite de la simulation de référence, qui est une simulation du climat du milieu du 19^{ème} siècle avec des concentrations fixes pour les gaz à effet de serre, correspondant à des conditions proches du préindustriel. ▶

Les simulations du GIEC

Évolution récente du climat

À partir de cet état initial extrait les simulations ont été réalisées sur la période 1860-2000 en utilisant l'évolution observée de la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols. L'évolution de la concentration des gaz à effet de serre est bien connue car mesurée directement dans l'air depuis 40 ans environ et mesurée dans les bulles d'air renfermées dans les glaciers pour les périodes antérieures. La concentration des aérosols sulfatés n'est pas mesurée, mais a été estimée à partir de modèles de chimie-transport.

Une simulation supplémentaire a été récemment réalisée en introduisant également les forçages naturels provenant de la variabilité solaire et des éruptions volcaniques. Ce scénario est destiné à comprendre comment les différents facteurs (gaz à effet de serre, aérosols sulfatés, modification de la constante solaire et volcanisme) ont contribué à l'évolution du climat sur cette période. Il servira de support aux études de détection du changement climatique dans les observations récentes et à la détermination de la part des évolutions attribuable aux activités humaines.

Évolution future du climat

Différents scénarios socio-économique d'évolution des activités humaines ont été établis par des économistes dans le cadre du GIEC en utilisant plusieurs modèles d'impact intégré. Ces scénarios couvrent une période d'un siècle et permettent d'estimer les émissions des principaux gaz qui ont un impact climatique important : les gaz à effet de serre, parmi lesquels le CO₂ est le principal contributeur (**figure 1**). Pour les simulations climatiques, 3 scénarios ont été retenus: le scénario SRES-A2 pour lequel les émissions de CO₂ continuent de croître jusqu'en 2100; le scénario SRES-A1B pour lequel les émissions de CO₂ continuent de croître jusqu'en 2050 puis décroissent; enfin le scénario SRES-B1 pour lequel les émissions de CO₂ sont presque stabilisées dès l'année 2000, puis décroissent à partir de 2050. Les émissions de CO₂ ont principalement pour origine la combustion de "combustibles fossiles" (pétrole, charbon, gaz...) et les émissions de SO₂ proviennent du soufre présent dans ces combustibles.

Pour des raisons sanitaires et de protection de l'environnement (le SO₂ étant notamment à l'origine des "pluies acides"), les combustibles sont de plus en plus épurés de leur soufre avant utilisation, ce qui fait que dans presque tous les scénarios, les émissions de SO₂ croissent moins vite (ou diminuent plus vite) que celle de CO₂. A partir des émissions des différents gaz, des modèles du cycle du carbone, du méthane... calculent l'évolution de leur concentration. Pour les aérosols sulfatés qui ont pour origine les émissions de SO₂, nous utilisons les résultats de (Pham et al., 2005)

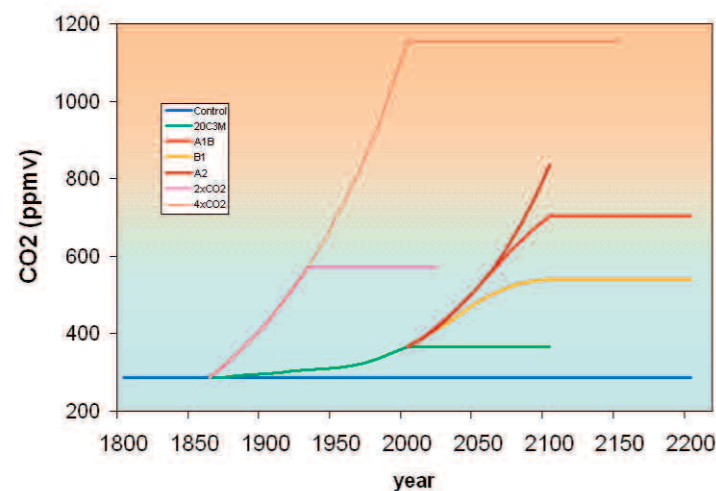


Figure 1 : Evolution des concentrations de CO₂ dans les scénarios réalisés pour le GIEC

Scénarios idéalisés

Un des inconvénients des scénarios précédents, ayant vocation à être réalistes, est la multiplicité et la variété des forçages à imposer aux modèles climatiques. Ces forçages ne sont pas tous pris en compte de la même façon par les modèles, ce qui fait que les différences entre les résultats de modèle peuvent provenir de la façon dont les phénomènes physiques sont représentés dans les modèles mais aussi de la façon dont les forçages eux-mêmes sont pris en compte. Pour les climatologues, il est donc intéressant de réaliser des simulations avec des forçages très simples à imposer, de sorte que la comparaison des simulations permette de se focaliser sur la réponse climatique des modèles. Dans ces simulations, on augmente la concentration de CO₂ de 1%/an, jusqu'à 2 fois ou 4 fois sa valeur initiale, prise comme étant celle de l'époque préindustrielle. Avec cet accroissement, la concentration de CO₂ double en 70 ans.

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. Ces scénarios de stabilisation permettent de préfigurer des mesures de limitation des concentrations, et d'analyser l'inertie du système climatique. Ils consistent en 3 simulations portant sur une durée de 100 ans ou plus, au cours desquelles les concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés restent fixées aux niveaux de la fin du 20^{ème} siècle, et de la fin du 21^{ème} siècle dans les scénarios SRES-A1B et B1.

Réalisation des simulations :

Les simulations couplées ont pu commencer seulement au milieu de 2004 lorsque tous les forçages nécessaires ont été définis et mis en place au PCMDI. Un calendrier très strict ayant été défini par le GIEC qui voulait disposer des résultats des modèles avant avril 2005 pour les premières rédactions du rapport scientifique du groupe I, une course contre la montre s'est engagée pour essayer de réaliser, dans le créneau imparti, le maximum de ces simulations qui demandaient d'énormes ressources de calcul et de stockage.

Dès le début de l'année 2005 les résultats de ces simulations ont pu commencer à être transférés sur la base de données du PCMDI, ce qui a permis l'utilisation des résultats des modèles français dans de nombreux projets d'analyse, actuellement en cours de publication, qui contribueront au 4^e rapport du GIEC.

Parallèlement des résultats complémentaires à plus haute résolution temporelle, tels que des séries quotidiennes, ont été mis en place sur des serveurs de données DODS, pour faciliter leur utilisation dans le projet d'analyse ESCRIME et dans le projet Européen ENSEMBLES. ▶

Principaux résultats d'une analyse globale

Une description des simulations réalisées à l'IPSL et au CNRM et une présentation de certains de leurs principaux résultats ont d'abord été faites dans des articles séparés par Dufresne et al. (2005) et Salas y Melia et al. (2005). Récemment une synthèse et une intercomparaison de ces deux simulations a été rédigée pour publication dans la revue La Météorologie (Dufresne et al., 2006). Dans ce paragraphe nous reprenons quelques éléments de cette intercomparaison pour illustrer les résultats et montrer les différences entre les deux modèles pour la température et les précipitations.

Biais systématiques

Les différents exercices d'intercomparaison et les résultats des simulations réalisées par les différents groupes pour le GIEC montrent tous que les modèles ont énormément progressé, mais qu'ils souffrent encore de biais importants. Ces biais sont en partie à l'origine des différences de comportement entre les modèles. La distribution géographique de la différence entre la température de surface simulée par les modèles et celle observées sont représentées sur la **figure 2**, pour 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 subtropicale, mais par contre il y a un fort biais froid dans les moyennes latitudes, notamment dans l'hémisphère nord.

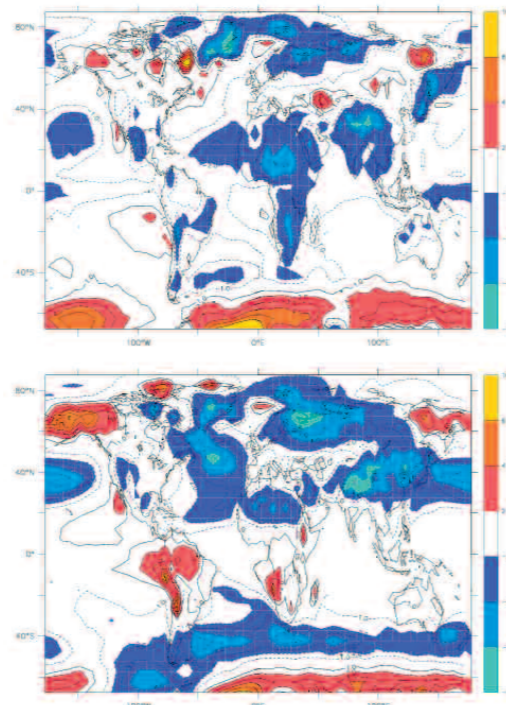


Figure 2 : Différences entre les températures annuelles de l'air près de la surface simulées par les modèles CNRM-CM3 (en haut) et IPSL-CM4 (en bas) et les températures observées (données du CRU) en moyenne sur la période 1960-1987. Les contours sont espacés d'un degré Celsius.

Réponse globale des températures

Comme illustré sur la **figure 3**, au cours de la période 1860-2000, les deux modèles simulent un accroissement de la température moyenne du globe à peu près conforme aux observations. L'accroissement est cependant un peu surestimé, surtout pour le CNRM. Pour les deux modèles, l'accroissement de température depuis les années 1960 est bien simulé, ce qui est satisfaisant, car c'est au cours de ces dernières décennies que l'accroissement des perturbations dues aux activités humaines est devenu particulièrement fort.

Le réchauffement climatique simulé pour le 21^{ème} siècle dépend à la fois du modèle utilisé et du scénario d'évolution des rejets de gaz à effet de serre en fonction des hypothèses sur le développement économique choisi. Bien que les deux modèles aient des sensibilités climatiques différentes, le modèle de Météo-France simulant un réchauffement un peu plus faible que celui de

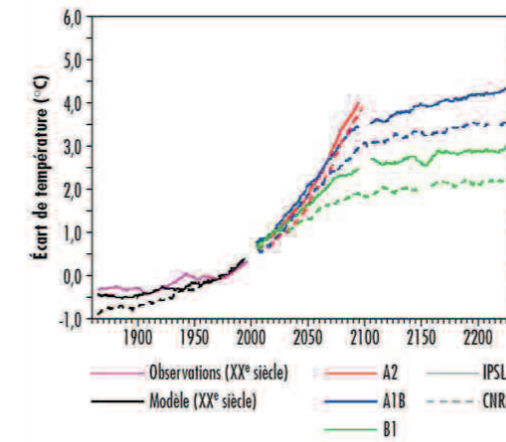


Figure 3 : Évolution de la température de l'air en surface, en moyenne globale, en prenant pour référence la moyenne des années 1961-1990. Les traits pleins et pointillés représentent respectivement les simulations de l'IPSL et du CNRM. SRES-B1, A1B et A2 représentent 3 scénarios pour le 21^{ème} siècle, faisant respectivement l'hypothèse de niveaux relativement bas, moyens ou élevés d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols.

l'IPSL, ils montrent tout deux que le choix d'un scénario de développement économique réduisant les émissions de gaz à effet de serre (scénario B1) permet de limiter le réchauffement par rapport à des scénarios plus polluants (SRES-A2 et A1B). Pour le scénario SRES-A2 (fortes émissions) l'accroissement de température est presque identique dans les deux modèles : 3,5°C par rapport à la température actuelle. Pour le scénario SRES-B1, avec des émissions plus faibles, l'accroissement de température est réduit de moitié environ.

Bien que dans ces simulations les concentrations de gaz à effet de serre cessent d'évoluer au cours du 22^{ème} siècle en restant fixées aux concentrations de 2100 (ou à partir de 2000 pour l'une des simulations), le réchauffement climatique se poursuit cependant malgré la stabilisation du forçage radiatif, par suite de l'inertie thermique du système climatique, en particulier en ce qui concerne sa partie océanique.

La distribution géographique de l'accroissement de température est à peu près similaire pour les différents scénarios, et nous l'avons tracé, sur la **figure 4**, pour le scénario SRES-A2. Le réchauffement affecte l'ensemble du globe, mais il est amplifié sur l'hémisphère nord, particulièrement aux hautes latitudes et à l'intérieur des masses continentales, tandis que les océans, en raison de leur inertie thermique, ont une réponse plus modérée. Ce sont là des résultats assez 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. L'accroissement de température plus important 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 l'on ne peut pas évaporer plus d'eau qu'il n'y en a dans le sol, donc qu'il n'en pleut. Comme l'évaporation refroidit la surface, ce refroidissement n'est pas limité par l'eau disponible sur océans alors qu'il l'est sur continent. Des phénomènes autres que l'évaporation, tel le changement de couverture nuageuse ou le changement de circulation, jouent également un rôle dans le différentiel de réchauffement océan-continent.

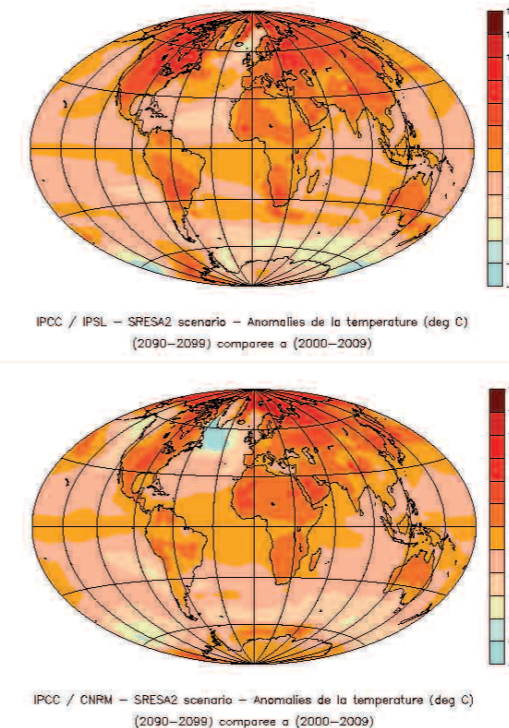


Figure 4 : Réponse de la température annuelle moyenne de l'air en surface à la fin du 21^{ème} siècle (2090-2099) par rapport au début (2000-2009) simulée par les modèles IPSL-CM4 (en haut) et CNRM-CM3 (en bas) dans le scénario SRES-A2 de fort accroissement des émissions de gaz à effet de serre.

Dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, l'augmentation importante de la température est partiellement due à 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. Une autre 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.

Dans les régions australes, la faible augmentation de température est due à l'inertie thermique de l'océan. En effet, les vents étant très forts, l'agitation de l'océan est élevée, ce qui favorise la pénétration de chaleur dans l'océan. Pour que la température de la surface de l'océan augmente, il faut donc réchauffer une masse importante d'eau.

Aux environs du Groenland, on peut remarquer que l'accroissement de température est localement faible, voir négatif. Ceci est particulièrement marqué pour le modèle du CNRM. La raison en est que dans ces régions la densité de l'eau diminue à cause de l'accroissement de température ou de l'accroissement des précipitations. La densité étant réduite, cela réduit la plongée des eaux profondes, le transport de chaleur par l'océan, et donc finalement la température.

Réponse des précipitations

Les simulations montrent une évolution importante du régime des précipitations. Dans leur ensemble, les modèles climatiques prévoient -mais avec une forte dispersion- une augmentation du total des précipitations avec la température. 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 interannuelle (Dufresne et al., 2006). La réponse des précipitations est beaucoup plus complexe et variable que la réponse des températures et n'est pas homogène dans l'espace: certaines régions voient leur précipitations augmenter, d'autres diminuer. Une augmentation de précipitation est simulée dans la zone de convergence intertropicale au voisinage de l'équateur, et dans les zones de dépression des moyennes et hautes latitudes, tandis qu'une diminution est prévue dans les zones subtropicales, en particulier autour de la Méditerranée (figure 5). Dans la région européenne, les deux modèles simulent une augmentation des précipitations dans le Nord et par contre 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. Les deux modèles s'accordent sur les grandes lignes de cette répartition, mais peuvent différer sur l'extension précise de cette réponse dans des régions particulières, ce qui illustre l'incertitude actuelle de la réponse régionale. Les changements de précipitation simulés par les deux modèles peuvent ainsi être très différents sur certaines 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 climatique, on obtient également des résultats très contrastés dans ces trois régions (GIEC, 2001). Il reste encore à comprendre les mécanismes qui expliquent ces différences, à établir les liens éventuels entre les variations aux échelles de temps interannuelle et celles à plus grande échelle de temps.

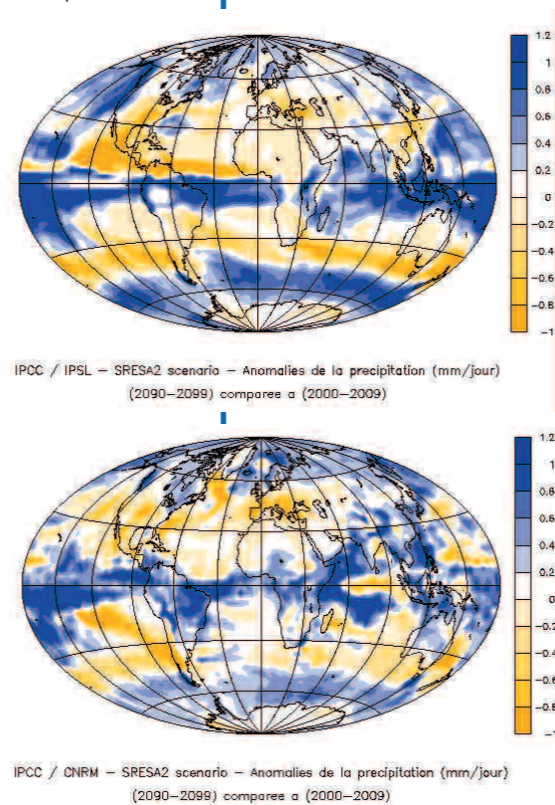


Figure 5 : Variations des précipitations annuelles moyennes à la fin du 21^{ème} siècle (2090-2099) par rapport à l'époque actuelle (2000-2009) simulées par le modèle IPSL-CM4 (en haut) et le modèle CNRM-CM3 (en bas) dans le scénario SRES-A2.

Conclusion

L'ensemble de simulations cohérentes réalisées pour le GIEC, qui couvrent les périodes du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle, permet de mieux caractériser le changement climatique. Ce sont les simulations longues du climat actuel ou préindustriel, les projections climatiques futures selon les recommandations du GIEC auxquelles s'ajoutent quelques périodes clefs dans le passé. Ces simulations ont en commun de demander des ressources importantes en calcul et de servir de référence pour de nombreuses études scientifiques. A titre d'exemple, les simulations du GIEC représentent 80000 heures de calcul, 60 téraoctets de stockage et sont exploitées par les scientifiques du monde entier au travers des 240 projets scientifiques du projet CMIP. Elles offrent également un support à de nombreuses études de sensibilité où des éléments particuliers (paramétrisations, couplage, effet d'un paramètre) sont étudiés. La participation au GIEC, la diffusion des données à la communauté et la valorisation des différents résultats demandent un effort particulier pour donner l'accès aux données des différentes simulations à de nombreuses personnes et effectuer le suivi de l'information. Des bases de données de type DODS ont d'ores et déjà été mises en place à l'IPSL et au CNRM et les données ont été fournies à la base de données internationale des simulations du GIEC (maintenue par le PCMDI du Lawrence Livermore Laboratory). Ces simulations seront également utilisées pour le projet Européen ENSEMBLES. ■

Références

- Dufresne et al., 2006 :** Simulation de l'évolution récente et future du climat par les modèles du CNRM et de l'IPSL. Soumis à La Météorologie
- Dufresne J-L, J. Quaas, O. Boucher, S. Denvil and L. Fairhead, 2005 :** Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century, *Geophys. Res. Lett.*, 32, No. 21, L21703, doi: 10.1029/2005GL023619
- Goosse, H., and T. Fichefet, 1999 :** Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation : A model study, *J. Geophys. Res.*, 104, 23,337-23,355.
- 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. *Clim. Dyn.*, 19, No. 15, pages 3445-3482, DOI: 10.1007/s00382-006-0158-0
- 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(1), GB1015.
- Madec G., Delecluse P., Imbard M., Lévy C., 1998 :** OPA version 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual, Notes du Pôle de Modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace, n°11, 91 pp [Available from Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Université Paris VI, Paris 75252, France.]
- Mahfouf, J.-F. et al., 1995 :** The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Clim.*, 8, 2039-2057
- Salas y Mélia D., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Guérémy J.F., Marquet P., Planton S., Royer J.F., Tyteca S., 2005 :** Description and validation of CNRM-CM3 global coupled climate model, Note de Centre GMGEC N°103. Submitted to *Clim. Dyn.* http://www.cnrm.meteo.fr/scenario2004/paper_cm3.pdf
- Salas-Mélia, D., 2002 :** A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 4, 137-172
- Terray, L., Valcke, S. and Piacentini, A., 1998 :** OASIS 2.2 User's Guide and Reference Manual, TR/CMGC/98-05, CERFACS, Toulouse, France.
- Valcke S., A. Caubel, R. Vogelsang, D. Declat. 2004 :** OASIS3 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil User's Guide Technical Report TR/CMGC/04/68, CERFACS, Toulouse, France

2

Processus régissant la sensibilité climatique

Sandrine Bony et Jean-Louis Dufresne
IPSL/LMD, CNRS/UPMC UMR 8539

Université Paris 6, tour 45-55, 3^{ème} étage. 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

Email : sandrine.bony@lmd.jussieu.fr, jean-louis.dufresne@lmd.jussieu.fr

L'Orme des Merisiers, 91191 Gif sur Yvette, France

Email : pascale.braconnot@cea.fr

Sensibilité climatique et rétroactions climatiques

La sensibilité climatique est un indicateur global qui quantifie la variation de température de surface de la Terre en réponse à une perturbation, tel un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO₂. Cet indicateur est souvent utilisé pour comparer très simplement la réponse des différents modèles, ou pour normaliser les variations du climat, lorsque l'on veut par exemple comparer la distribution géographique des variations de températures, de précipitations, ou autres. Cet indicateur est un diagnostic simple et n'est en aucune façon une grandeur physique en soi. Une perturbation, telle l'augmentation de la concentration d'un gaz à effet de serre, modifie l'équilibre énergétique de la planète. Pour quantifier cette perturbation, on définit une grandeur, appelée forçage radiatif, comme étant l'effet de cette perturbation sur le bilan énergétique au sommet de l'atmosphère en supposant que toutes les autres caractéristiques de l'atmosphère et de la surface restent fixées.

Aujourd'hui 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. A titre d'exemple, pour un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO₂, 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 y a 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⁽¹⁾ de $3.7 \pm 0.2 \text{ W.m}^{-2}$.

1. On considère ici le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère avec ajustement stratosphérique. Cette méthode suppose que la stratosphère s'ajuste de sorte que son bilan radiatif reste inchangé. Elle permet de rendre le forçage radiatif mieux adapté à l'étude des variations lentes du climat.

Ce déséquilibre énergétique (ou forçage radiatif) va entraîner un changement de la température de surface de la Terre. Un premier calcul très simple consiste à supposer que la température de l'atmosphère et de la surface peut changer mais que (1) ce changement est le même partout et que (2) il n'affecte que la loi d'émission du corps noir (ou loi de Planck) mais ne modifie aucune propriété physique de l'atmosphère ou de la surface ni aucun échange d'énergie autre que ceux par rayonnement infrarouge. On obtient dans ce cas un accroissement de température à climat fixé en réponse à ce forçage. Ce calcul est 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 CO₂, on obtient un accroissement de température de $1,2 \pm 0,1^\circ\text{C}$ avec ces hypothèses simplificatrices.

Dans la réalité, dès que l'on change la température de surface, toutes les variables climatiques (vent, humidité, nuages, pluie, couverture neigeuse...) sont modifiées.

Certaines de ces variations vont entraîner un changement du bilan énergétique au sommet de l'atmosphère, qui va à son tour entraîner un changement de la température d'équilibre de la surface. On appelle cela une boucle de rétroaction. Celle-ci peut être soit positive (la boucle amplifie l'accroissement initial de température) soit négative (la boucle atténue l'accroissement initial). Les principales boucles de rétroactions du climat sont :

● **La rétroaction vapeur d'eau :**
l'augmentation de la température tend à augmenter le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère ce qui augmente l'effet de serre et donc la température de surface.

● **La rétroaction des nuages :**
les changements de vapeur d'eau et de circulation atmosphérique modifient la couverture nuageuse et ses propriétés radiatives, et donc (1) la fraction de rayonnement solaire qu'ils réfléchissent et (2) leur contribution à l'effet de serre.

● **La rétroaction due à l'albédo de surface :**
l'augmentation de la température de surface peut changer les propriétés radiatives de la surface (car la neige ou la glace de mer fondent plus vite), qui absorbera alors plus de rayonnement solaire et réchauffera d'avantage son environnement. ►

Analyse des rétroactions dans les modèles climatiques ayant participé au 4^{ème} rapport du GIEC

Pendant longtemps (en gros jusqu'au 3^{ème} rapport du GIEC), l'analyse des rétroactions climatiques a été limitée à quelques modèles. Ces études isolées mettaient en évidence la très grande sensibilité des rétroactions à la modélisation de divers processus, notamment à la représentation des nuages. Ces dernières années, en vue de la préparation du 4^{ème} rapport du GIEC, la situation a radicalement changé avec l'organisation de vastes projets d'intercomparaison de modèles (e. g. CMEP, CFMIP). Pour la première fois, les rétroactions climatiques ont été quantifiées dans un grand nombre de modèles (Colman 2003, Hall et Qu 2006, Soden et Held 2006, Webb et al., 2006, Winton et al., 2006), et de nouvelles méthodologies d'analyse et d'évaluation de ces rétroactions ont été développées (Bony et al., 2004, Forster et Collins 2004; Bony et al., 2006, Hall and Qu 2006, Webb et al., 2006, Williams et al., 2006). Grâce à ces différentes études, des progrès substantiels ont été réalisés dans la compréhension des écarts de sensibilité climatique entre les modèles, ainsi que dans l'évaluation observationnelle de certaines composantes clé dans des rétroactions. La communauté française a joué un rôle majeur dans ces activités de recherche, ainsi que dans la rédaction de la partie du 4^{ème} rapport du GIEC concernant ce sujet (**chapitre 8**).

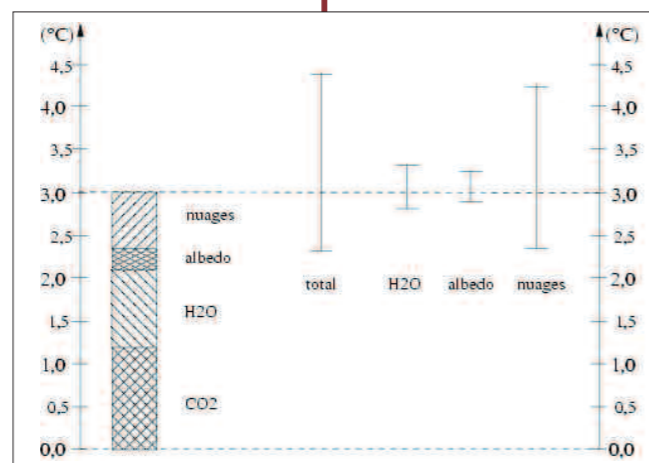
Les modèles climatiques participant au 4^{ème} rapport du GIEC indiquent qu'un doublement de CO₂ aura pour conséquence un accroissement de température de 2 à 4,5°C, avec une moyenne à 3°C environ (**partie gauche de la figure 1**). Ainsi les rétroactions climatiques multiplient la variation initiale de la température par un facteur allant de 2 à 3,5 environ. On peut également remarquer sur cette figure que ce sont les rétroactions climatiques qui sont à l'origine des incertitudes sur les changements de température, le calcul sans rétroaction étant lui assez précis.

Pour chacun des modèles, on peut ensuite diagnostiquer la contribution des trois principales boucles de rétroaction (nuages, albédo de surface, vapeur d'eau) à cet accroissement supplémentaire de température (**partie droite de la figure 1, d'après Soden et Held 2006**).

La rétroaction de la vapeur d'eau

Du fait des propriétés thermodynamiques de la vapeur d'eau, une augmentation de la température entraîne une augmentation de la quantité de vapeur d'eau au point de saturation. Si l'humidité relative de l'atmosphère reste constante, une

Figure 1 : En réponse à un doublement de la concentration en CO₂, le réchauffement global prédit par les modèles est en moyenne de 3°C. La partie gauche de la figure représente la part de ce réchauffement due uniquement à l'augmentation de CO₂ (en négligeant les rétroactions climatiques), et les contributions des différentes rétroactions (celles dues aux changements de vapeur d'eau, d'albédo de surface et de nuages) à ce réchauffement. La partie droite de la figure représente l'incertitude sur cette augmentation de température et l'incertitude due aux rétroactions.



augmentation de la température se traduira donc par une augmentation du contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau, et donc par un accroissement de l'effet de serre. La vapeur d'eau étant le principal gaz à effet de serre, nous sommes en présence d'une rétroaction positive qui est très forte.

Mais dans les régions tropicales, le profil vertical de température est très proche du profil adiabatique humide. Lorsque la quantité de vapeur d'eau augmente, ce profil de température est modifié. Les températures en altitudes augmentent plus que les températures près de la surface, ce qui a tendance à diminuer l'effet de serre.

Nous sommes en présence d'une rétroaction négative. Comme ces deux rétroactions, de signes opposés, sont très corrélées entre elles, on les associe souvent. Cette rétroaction "combinée", bien que beaucoup moins forte que la rétroaction vapeur d'eau seule, constitue la principale rétroaction amplificatrice de la sensibilité climatique (**partie droite de la figure 1**).

Les explications ci-dessus reposent sur l'hypothèse d'un changement quasi-nul de l'humidité relative. Les modèles atmosphériques n'incluent pas explicitement cette hypothèse, mais incluent une modélisation des phénomènes physiques intervenant dans le cycle de l'eau : évaporation, transport, condensation, formation des nuages et des précipitations... Lorsque l'on réalise des simulations de changements climatiques avec les modèles, les résultats correspondent à un changement quasi-nul de l'humidité relative. La confiance que l'on porte à la rétroaction vapeur d'eau des modèles dépend en premier lieu de la crédibilité de ce comportement. Plusieurs études récentes suggèrent que ce comportement ne résulte pas d'un artéfact numérique (en particulier cela ne semble pas trop dépendre de la résolution verticale des modèles). D'autre part, pour des variations climatiques associées à des changements relativement faibles de la circulation atmosphérique (ce que les modèles suggèrent pour un réchauffement global de la planète ou pour des variations décennales du climat), les observations montrent également une quasi-constance de l'humidité relative à grande échelle. Enfin, il est apparu ces dernières années que la vapeur d'eau stratosphérique (généralement mal simulée par les modèles) jouait probablement un rôle minime dans l'amplitude globale de la rétroaction vapeur d'eau. Pour toutes ces raisons, on pense que l'amplitude de la rétroaction vapeur d'eau des modèles est probablement du bon ordre de grandeur.

Toutefois, s'agissant de la rétroaction la plus puissante du système climatique, on peut considérer qu'évaluer l'ordre de grandeur ne suffit pas.

Pour aller plus loin, il sera nécessaire d'évaluer plus finement la capacité des modèles à représenter les processus physiques susceptibles de contrôler les changements d'humidité relative en changement climatique.

Parmi ces processus, la précipitation des nuages convectifs, l'évaporation des cristaux de glace et le mélange turbulent entre l'air nuageux et l'atmosphère alentour méritent une attention particulière. En parallèle, pour s'assurer que les modèles représentent

correctement la distribution de la vapeur d'eau dans une grande gamme de conditions climatiques (et a fortiori en changement climatique), il s'agira d'évaluer plus finement que par le passé le réalisme des variations naturelles de la vapeur d'eau simulées à différentes échelles de temps (diurne, intra-saisonnière, saisonnière, interannuelle, décennale). Une attention particulière devra être portée aux variations de vapeur d'eau en altitude car ce sont elles qui ont la plus grande capacité à modifier l'intensité de l'effet de serre.

La rétroaction radiative liée aux changements de neige et de glace

C'est dans les régions polaires que les modèles prédisent le plus fort réchauffement en changement climatique. Les rétroactions liées à la cryosphère en sont en partie responsables. L'augmentation de la température globale de la planète entraîne une fonte accrue de la neige et de la glace de mer. Ceci entraîne une augmentation du rayonnement solaire absorbé à la surface, ce qui amplifie le réchauffement. Des études récentes suggèrent que ces rétroactions jouent bien un rôle clef à l'échelle régionale, mais qu'à l'échelle globale une autre rétroaction joue également un rôle important; c'est l'augmentation du transport de la vapeur d'eau des moyennes vers les hautes latitudes.

L'évaluation des rétroactions liées à la glace de mer se heurte encore beaucoup au manque d'observations. En revanche, nous assistons aujourd'hui aux premières tentatives d'évaluation de la rétroaction radiative liée à la neige : dans les modèles participant au 4^{ème} rapport du GIEC, la relation entre variations de température de surface et albédo de la neige établie pour le cas d'un changement climatique s'avère, pour chacun des modèles, très similaire à celle établie dans le cas de variations saisonnières du climat présent (Hall and Qu 2006).

L'utilisation d'observations pour évaluer la rétroaction à l'échelle saisonnière offre donc la possibilité d'évaluer aussi, indirectement, la rétroaction en changement climatique.

Dans cette étude le modèle du CNRM semble simuler une rétroaction neige-albédo un peu faible tandis que le modèle de l'IPSL simule une rétroaction du bon ordre de grandeur. Toutefois, d'autres diagnostics de comparaison modèles-observations considérant d'autres échelles de temps sont nécessaires pour tester la robustesse de ce résultat.

La rétroaction liée aux nuages

La diversité des rétroactions liées aux nuages est considérée depuis plus de 15 ans (et le 1^{er} rapport du GIEC!) comme l'une des principales sources d'incertitude pour la sensibilité climatique. La **figure 1** montre que c'est toujours le cas aujourd'hui puisque c'est pour la rétroaction nuageuse que l'on note la plus forte disparité entre les modèles. De très nombreux facteurs étant potentiellement responsables de cette diversité, il est important de

mieux préciser quels sont les facteurs dominants dans cette incertitude pour aider à définir des remèdes. Dans cette optique, nous avons analysé la réponse radiative des nuages tropicaux au réchauffement climatique simulée par 15 modèles climatiques

participant au 4^{ème} rapport du GIEC. Nous montrons que la diversité des rétroactions nuageuses entre les modèles s'explique en premier lieu par différentes réponses des nuages bas (stratus, stratocumulus et petits cumulus). En comparaison, les différences de réponses des nuages convectifs (cumulonimbus et enclumes) entre les modèles jouent un rôle secondaire (**figure 2**). D'autre part, nous avons étudié la réponse des nuages à un changement de température de la mer dans le climat actuel (variations interannuelles) à partir d'observations spatiales, et l'avons comparée à la réponse simulée par les

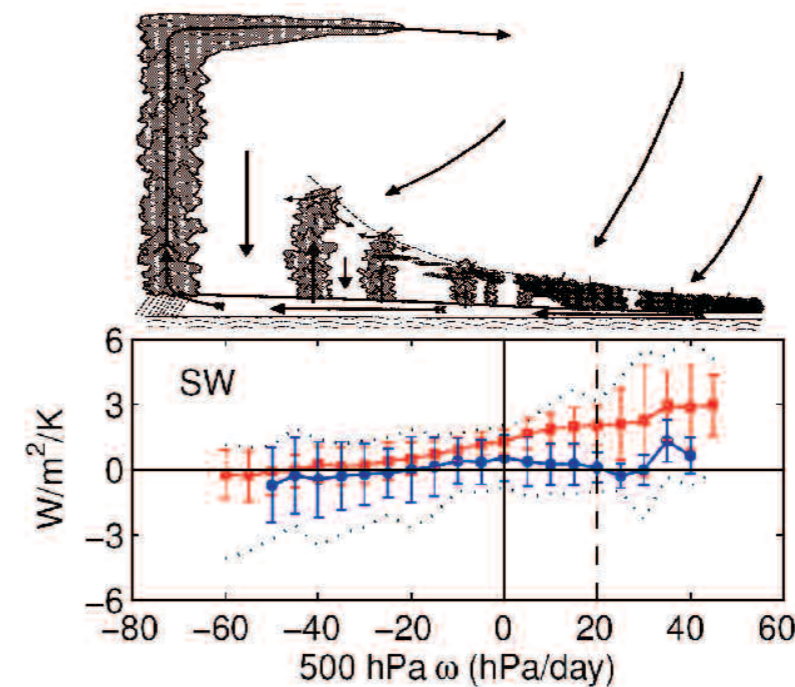


Figure 2 : Sensibilité du forçage radiatif ondes-courtes des nuages tropicaux au réchauffement climatique dans différents régimes de la circulation atmosphérique, associés à différents types de nuages dominants (une sensibilité positive correspond à une diminution de la réflectivité du rayonnement solaire par les nuages). C'est dans les régimes de subsidence atmosphérique (régimes où la vitesse verticale de grande échelle est positive), caractérisés par la présence de nuages bas du type stratus, stratocumulus ou petits cumulus, que la réponse radiative des nuages au réchauffement diffère le plus entre les modèles climatiques sensibles (en rouge, moyenne des simulations de modèles prédisant un fort réchauffement climatique) et les modèles les moins sensibles (en bleu, modèles prédisant un réchauffement climatique moindre). (Adapté de Bony et Dufresne, Geophys. Res. Lett., 2005)

différents modèles climatiques dans des simulations du 20^{ème} siècle. Les résultats montrent que c'est dans les régions dominées par les nuages bas (zones de subsidence) que (1) la sensibilité des nuages à la température est la plus forte dans les observations, (2) que l'écart entre simulations et observations est le plus grand (avec notamment 13 modèles sur 15 qui sous-estiment cette sensibilité), et (3) que l'écart entre les simulations des différents modèles est le plus important.

La combinaison de ces différents résultats nous mène à conclure qu'actuellement, la réponse des nuages de couche limite aux changements des conditions climatiques est au cœur des incertitudes des rétroactions nuageuses dans les modèles climatiques (Bony et Dufresne 2005). Webb et al. (2006), dans le cadre de CFMIP, confirment ce résultat en utilisant une autre méthodologie et en considérant un autre ensemble de modèles.

Il va maintenant falloir approfondir ces études pour comprendre plus précisément pourquoi les nuages de couche limite répondent diversement au réchauffement climatique dans les différents modèles. Nous pourrions alors proposer des tests observationnels susceptibles de discriminer les différents comportements nuageux simulés en changement climatique, et ainsi de mieux contraindre la fourchette des estimations de la sensibilité climatique dérivée des modèles de climat.

Conclusion

Les travaux d'intercomparaison de modèles réalisés en vue de la préparation de l'AR4 ont permis de mieux apprécier le rôle relatif des différentes rétroactions climatiques dans la dispersion des estimations de sensibilité climatique par les modèles, et de mieux identifier les principales sources d'incertitude associées à chacune des rétroactions climatiques (par exemple la réponse des nuages bas au réchauffement climatique). De gros progrès restent à faire sur l'évaluation du réalisme relatif des différentes réponses de modèles. Cela demandera de développer des méthodologies spécifiques pour déterminer en quoi l'évaluation de tel ou tel processus dans le climat actuel est pertinente pour évaluer telle ou telle composante des rétroactions climatiques. Cela demandera aussi de mieux comprendre les processus physiques impliqués dans les rétroactions climatiques.

Les données seules ne suffiront pas à contraindre les rétroactions nuageuses, mais associées à de réels efforts d'analyse et de compréhension des processus de rétroaction dans les modèles et à des approches originales de comparaison modèles-données, nous avons bon espoir que de réels progrès pourront être accomplis en ce domaine dans les prochaines années. ■

Nous entrons actuellement dans l'âge d'or de l'observation spatiale de la Terre, avec notamment l'arrivée de nouveaux jeux de données exceptionnels (e.g. CALIPSO, CloudSat, AIRS) pour étudier et évaluer les distributions de la vapeur d'eau et des nuages dans les modèles.

Références

Bony S, J-L Dufresne, H Le Treut, J-J Morcrette and C Senior, 2004 :

On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Clim. Dyn.*, 22, 71-86.

Bony S and J-L Dufresne, 2005 : Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, No. 20, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.

Bony S, R Colman, V M Kattsov, R P Allan, C S Bretherton, J-L Dufresne, A Hall, S Hallegatte, M M Holland, W Ingram, D A Randall, B J Soden, G Tselioudis and M J Webb, 2006 : How well do we understand and evaluate climate change feedback processes ?, *J. Clim.*, 19, 3445-3482.

Colman, R.A., 2003 : A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Clim. Dyn.*, 20, 865-873. Forster, P.M. de F. and M. Collins, 2004 :

Quantifying the water vapour feedback associated with post-Pinatubo cooling. *Clim. Dyn.*, 23, 207-214.

Hall, A. and X. Qu, 2006 : Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03502, doi: 10.1029/2005GL025127.

Soden, B.J. and I.M. Held, 2006 : An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J. Clim.*, 19, 3354-3360.

Webb M J, C A Senior, D M H Sexton, W. J. Ingram, K D Williams, M A Ringer, B J McAvaney, R Colman, B J Soden, R Gudgel, T Knutson, S Emori, T Ogura, Y Tsushima, N Andronova, B Li, I Musat, S Bony and K Taylor, 2006 : On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Clim. Dyn.*, 27, 17-38, DOI : 10.1007/s00382-006-0111-

Williams KD, MA Ringer, CA Senior, MJ Webb, BJ McAvaney, N Andronova, S Bony, J-L Dufresne, S Emori, R Gudgel, T Knutson, B Li, K Lo, I Musat, J Wegner, A Slingo and J F B Mitchell, 2006 :

Evaluation of a component of the cloud response to climate change in an intercomparison of climate models. *Clim. Dyn.*, 26, 145-165, DOI: 10.1007/s00382-005-0067-7.

Winton, M., 2006 : Surface Albedo Feedback Estimates for the AR4 Climate Models. *J. Clim.*, 19, 359-365.

3

Modes de variabilité

E. Guilyardi(1) et C. Cassou(2)

(1) IPSL/LOCEAN, CNRS/IRD/UPMC/MNHN UMR 7617

BP100, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

Email : Eric.Guilyardi@locean-ipsl.upmc.fr

(2) Sciences de l'Univers au CERFACS, CERFACS/CNRS, URA 1875

42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01

Email : christophe.cassou@cerfacs.fr

Contributeurs :

J.-P. Boulanger (LOCEAN/IPSL), H. Douville (CNRM), E. Guilyardi (LOCEAN/IPSL), F. Hourdin (LMD/IPSL), J. Leloup (LOCEAN/IPSL), M. Lengaigne (LOCEAN/IPSL), A. Laine et D. Salas y Méliá (CNRM).

Introduction

Les analyses de la première partie couvrent les principaux modes de la variabilité tropicale, dont El Niño, la variabilité intra-saisonnière et les téléconnexions. La variabilité extratropicale est le sujet de la seconde partie. Les résultats principaux sont résumés et la conclusion dessine les points communs entre ces études.

Variabilité tropicale

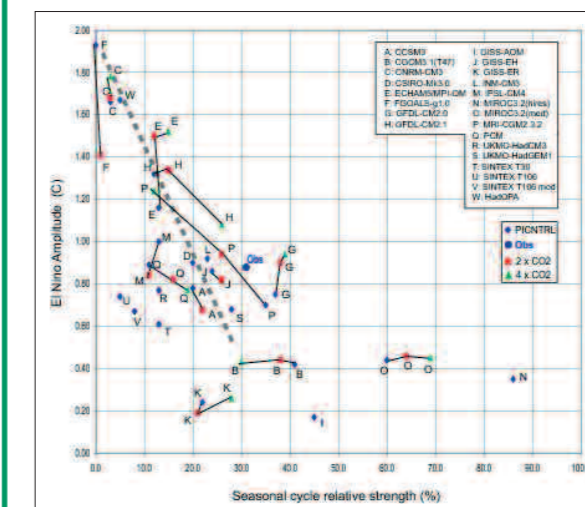
ENOA

Les interactions entre El Niño, l'état moyen et le cycle saisonnier modélisés dans 23 MCG couplés sont comparées aux observations et aux théories (Guilyardi 2006). L'amplitude d'El Niño est une fonction inverse de l'intensité des alizés, en accord avec le changement de régime climatique de 1976 et les études théoriques d'ENOA. Il est aussi montré que l'amplitude d'El Niño

est une fonction inverse de l'intensité relative du cycle saisonnier (**figure 1**).

La plupart des modèles sont verrouillés dans un mode température (S-mode) et seuls quelques uns ont un mode hybride (alternance de S-mode et mode thermocline - ou T-mode), comme observé. ►

Figure 1 : Amplitude d'El Niño (°C) en fonction de la force relative du cycle saisonnier (%) et droite d'ajustement linéaire (ligne en tirets épais, excluant les modèles avec une amplitude d'El Niño inférieure à 0.5C). Losanges noirs: préindustriel, carrés rouges : 2xCO2 (après stabilisation), triangles verts: 4xCO2 (après stabilisation). Le cercle bleu représente les observations.



Ainsi, plusieurs des relations de base entre l'amplitude d'El Niño, l'état moyen et le cycle saisonnier proposées par la théorie ou l'analyse des observations semblent être correctement reproduites par les MCG couplés. Ce résultat est moins clair pour la fréquence d'occurrence d'El Niño. La plupart de ces relations, d'abord établies pour les simulations de contrôle préindustriel, restent valables pour les scénarios stabilisés de doublement et de quadruplement du CO₂. Les modèles qui simulent les augmentations les plus fortes de l'amplitude d'El Niño en scénario sont aussi ceux qui simulent une transition d'un S-mode vers un T-mode. Ce résultat est cohérent avec le changement de régime climatique de 1976 dans le Pacifique tropical et est en accord avec son attribution au changement climatique, même si ce point fait encore l'objet d'un débat scientifique. L'analyse de ce large ensemble multi-modèle suggère une augmentation de l'amplitude d'El Niño dans un climat très chaud, même si la diversité du comportement d'El Niño dans les modèles introduit un degré important d'incertitude.

Il n'y a pas d'indication claire d'une modification de l'occurrence d'El Niño avec le changement climatique.

Les caractéristiques spatiales de la variabilité ENOA sont aussi étudiées dans les modèles de l'IPCC AR4 et validées par les observations en utilisant une méthode statistique basée sur les réseaux de neurones (Leloup et al., 2006). Cette méthode distingue les événements El Niño des situations La Niña et permet de décrire la diversité et la complexité de la variabilité ENOA ainsi que ses différentes phases (initiation, phase mature, terminaison). Cette étude montre que seuls quelques modèles (MIUB, IPSL-CM4, BCCR et NCAR) arrivent à reproduire les grandes lignes de la variabilité spatiale observée d'ENOA. De plus, les biais principaux des modèles sont liés à une mauvaise représentation de la phase mature de La Niña et d'El Niño ainsi que de la phase de terminaison de La Niña.

Variabilité intra-saisonnière

La variabilité intra-saisonnière tropicale, et en particulier l'oscillation de Madden-Julian (MJO) est évaluée dans 14 modèles couplés de l'IPCC (Lin et al., 2006). Une analyse spectrale spatio-temporelle permet d'obtenir la variance et la vitesse de phase des ondes convectives équatoriales couplées dominantes. Les résultats montrent que les MCG ont encore beaucoup de mal à simuler la variabilité intra-saisonnière tropicale et offrent une trop grande diversité de représentation de la MJO. La variance intra-saisonnière des précipitations (2-128 jours) est trop faible dans la plupart des modèles. Des profondeurs équivalentes trop élevées suggèrent que ces modèles n'ont pas une réduction suffisante de leur "stabilité statique effective" par le chauffage diabatique. La variance de la MJO rejoint celle des observations dans seulement 2 modèles sur 14, mais atteint à peine la moitié de celle observée dans les 12 autres. Le rapport entre la variance de la MJO qui se propage vers l'est et de celle qui se propage vers l'ouest est trop faible dans la plupart des modèles, ce qui est en accord avec l'absence de propagation cohérente et dominante vers l'est dans les modèles. De plus, la variance de la MJO dans 13 des 14 modèles n'est pas liée à un maximum spectral marqué, mais est en général issue d'un spectre trop rouge, lui-même associé à une persistance trop forte des précipitations équatoriales.

Variabilité tropicale régionale

Afrique : un ensemble de 12 modèles de l'IPCC AR4 a été étudié afin d'analyser la capacité des modèles à simuler les téléconnexions entre la mousson de l'Afrique de l'ouest (MAO) et les TSM tropicales, aux échelles de temps interannuelles et décennales (Joly et al. 2006). Dans le domaine des hautes fréquences, l'analyse des observations distingue deux téléconnexions principales, liées respectivement aux TSM du Pacifique tropical et du golfe de Guinée (figure 2).

Les modèles, eux, ne montrent que la téléconnexion liée au Pacifique tropical, dont le signe est opposé aux observations pour la moitié d'entre elles et dont l'intensité est en général trop forte pour que la téléconnexion atlantique soit significative. Ce biais majeur et la diversité du comportement

des modèles contribuent à la très forte disparité des précipitations modélisées durant la MAO, même si le renforcement de la téléconnexion ENOA-MAO observée au cours du 20^{ème} siècle semble être reproduit par les modèles qui simulent une covariabilité correcte entre les pluies de mousson et les TSM du Pacifique tropical.

Amérique du Sud : Les projections d'évolution de l'état moyen et du cycle saisonnier de température de l'Amérique du sud dans les scénarios du 21^{ème} siècle sont analysées dans un sous-ensemble de modèles de l'IPCC AR4 à l'aide de réseaux de neurones et de statistique Bayésienne (Boulanger et al. 2006 a, b). L'analyse présente une limite supérieure au réchauffement potentiel de température pour chaque scénario. Spatialement, dans

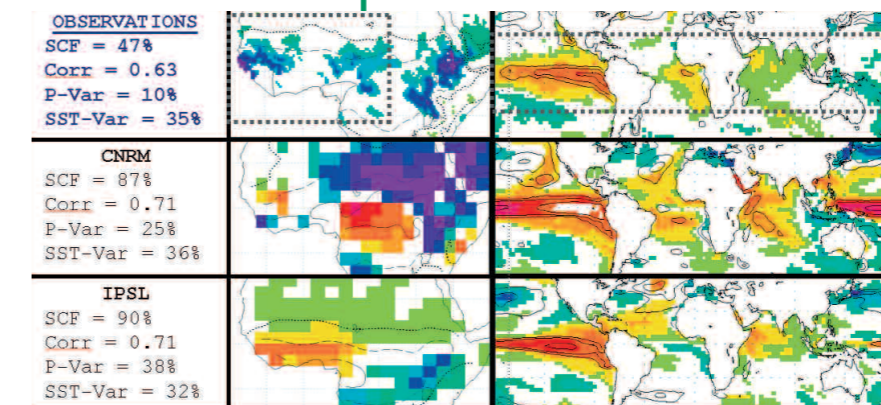


Figure 2 : Analyse en covariance maximale pour l'été boréal entre les précipitations (à gauche) et la température de surface de la mer (TSM, à droite) pour les observations (jeux de données CRU et HadISST), les modèles CNRM-CM3 et IPSL-CM4 (simulations IPCC AR4 du 20^{ème} siècle). Les points colorés indiquent la valeur du vecteur hétérogène pour les points de grille où la corrélation est significative à 95%. Pour les précipitations, les trois contours indiquent la climatologie 1951-2000 pour les isohyètes 0.5 (pointillés), 3.0 (tirets) and 8.0 mm/jour. Pour les TSM, les trois contours indiquent l'écart-type de la TSM avec les isothermes 0.6°C, 0.8°C and 1.0°C. Les boîtes délimitent le domaine géographique utilisé pour le calcul (Joly et al. 2006).

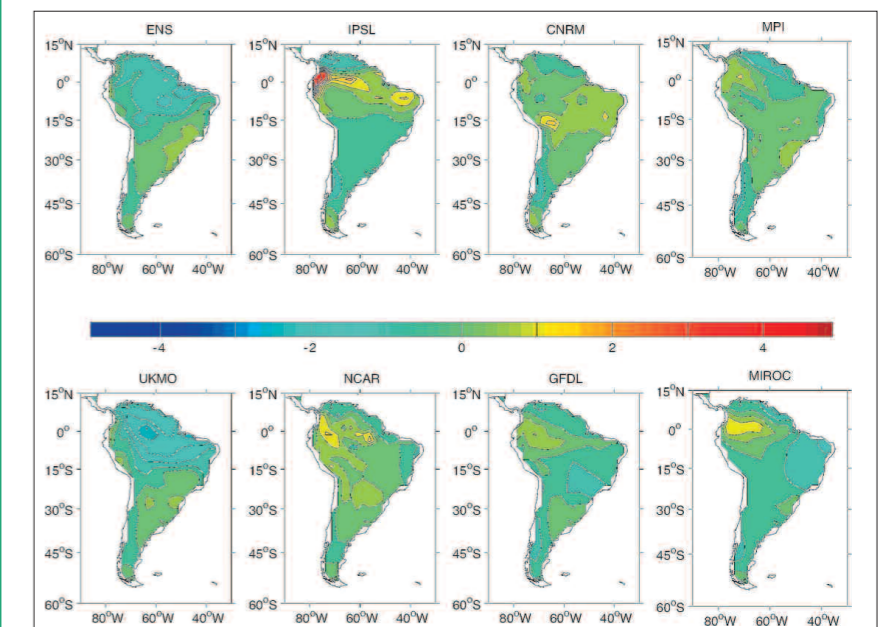


Figure 3 : Changement dans les précipitations annuelles moyennes (en mm/jour) entre 2076-2100 et 1976-2000 dans le cadre du scénario SRES-A2. La première figure (ENS) représente la projection de l'ensemble par réseau de neurones. Les autres figures sont les différences simulées par chacun des modèles analysés. Les contours sont espacés de 0.5 mm/jour.

le scénario SRES-A2, le réchauffement tropical de l'Amérique du sud peut atteindre près de 4°C, alors que le sud du continent peut se réchauffer de 2 à 3°C. Sous le même scénario, les modèles s'accordent pour prévoir une diminution des précipitations dans le nord de l'Amérique du sud et au sud du Chili, et une augmentation des précipitations sur les côtes bordant le Pacifique équatorial et dans le bassin de la Plata (**figure 3**). La seule divergence entre les modèles concerne les changements de précipitation dans le bassin de l'Amazonie. Alors que le réseau de neurones donne plus de poids au modèle UKMO et favorise une diminution de précipitation, la projection moyenne (tous les modèles ont le même poids) est proche de zéro. Dans le nord du continent, l'anomalie de précipitation est plus forte en été qu'en hiver. Pendant l'été austral, la mousson serait donc plus faible. La région du Nordeste au Brésil recevrait moins de précipitations en été austral, mais plus en hiver et au printemps.

Cycle hydrologique tropical : la contribution des téléconnexions ENOA aux incertitudes dans la réponse continentale globale du cycle hydrologique au réchauffement global est mise en évidence dans un sous-ensemble de modèles de l'IPCC AR4 (Douville et al. 2006). En plus de biais dans la simulation des téléconnexions ENOA - précipitations tropicales, l'analyse indique que l'incertitude dans l'évolution de ces téléconnexions au 21^{ème} siècle représente une contribution importante aux divergences des modèles. Ceci suggère aussi que valider le climat présent n'est pas suffisant pour estimer la validité des projections climatiques, et que l'analyse de la variabilité interannuelle est sans doute un meilleur moyen pour contraindre la réponse des modèles.

Bien que la variabilité de type ENOA ne soit pas un analogue parfait du changement climatique, il existe une similarité remarquable entre la sensibilité du cycle hydrologique modélisé à l'échelle interannuelle et celle modélisée à l'échelle de temps du changement climatique.

L'impact de l'augmentation des gaz à effet de serre (GES) sur le cycle hydrologique atmosphérique et la circulation générale a aussi été étudié par Gastineau et al. (2006). Un doublement de la concentration des GES entraîne un affaiblissement marqué de l'extension méridienne vers les pôles de la circulation de Hadley, accompagné d'une augmentation des précipitations dans les tropiques. La modification de la circulation de Hadley est due aux changements de TSM qui entraînent une augmentation de la stabilité statique sèche de l'atmosphère tropicale et une modification des régimes de circulation aux moyennes latitudes. Pour comprendre la nature axisymétrique de ces changements, des simulations forcées atmosphériques sont réalisées. Celles-ci montrent que, lorsque le MCG LMDZ4 est forcé par des changements uniformes de TSM, on ne retrouve pas l'extension vers les pôles de la cellule de Hadley trouvées dans les simulations IPCC, alors que les modifications du cycle hydrologique sont elles bien représentées. Cependant, si la structure méridienne des changements de TSM est introduite, on retrouve les deux modifications, celle de la circulation de Hadley et celle du cycle hydrologique, la structure zonale des changements de TSM ayant un impact bien moindre.

Variabilité extratropicale

Les changements de la variabilité synoptique (activités des tempêtes) sur l'Atlantique Nord dans le cadre du changement climatique futur sont analysés grâce aux simulations CMIP/IPCC préindustrielles et 4xCO₂ stabilisé des modèles couplés de l'IPSL (IPSL-CM4) et de Météo France (Arpège-climat) (Lainé et al., 2006). Cette étude montre de grandes différences de comportement entre les deux modèles. L'activité dépressionnaire est renforcée et plus zonale pour Arpège-Climat, moins forte sur l'Atlantique Nord et déviée plus au nord aux abords de l'Europe pour IPSL-CM4.

Des différences de changement d'instabilité barocline permettent d'expliquer largement ces comportements opposés, soulignant l'importance des températures de surface dans certaines régions clés de l'océan Atlantique Nord (Mer du Labrador, Mers du Groenland, d'Islande et de Norvège).

Peu d'études de la communauté française ont porté sur les modes de variabilité extratropicaux. Nous pensons cependant qu'il est important de citer quelques analyses où l'un ou les deux modèles français sont étudiés car les modes de variabilité extratropicaux intéressent directement le climat européen. Osborn et al. (2005) montre que le forçage des gaz à effet de serre se traduit par une tendance vers les phases positives de d'oscillation Nord Atlantique (ONA), l'intensité de cette tendance étant cependant difficile à estimer dû à la trop grande dispersion entre les modèles. Notons que tous les modèles semblent incapables de reproduire la tendance observée sur la fin du 20^{ème} siècle. Vavrus et al., (2006), dans une étude centrée sur les vagues de froid en hémisphère Nord, suggèrent une diminution de 50% de l'occurrence des vagues de froid. En Europe du Sud, cette diminution est moindre car la hausse de pression locale (en accord avec des phases de ONA+) favorise les advections d'air frais de Nord -Est sur tout le bassin méditerranéen en hiver.

Une étude plus fine de la simulation du CNRM (Cassou 2006, communication personnelle) montre que le forçage des gaz à effet de serre se traduit par un renforcement des anticyclones subtropicaux de l'hémisphère Nord en hiver, signature locale d'une circulation zonale renforcée avec une accentuation des jets subtropicaux à la fois Pacifique et Atlantique et une légère migration vers le Nord. Ces études sont cohérentes avec les conclusions de Gastineau et al., (2006) pour le modèle de l'IPSL. ►

Conclusion

Les conclusions énoncées ci-dessous sont communes à toutes les études citées dans ce chapitre. Il y a une très grande diversité de la réponse des modèles quelque soit l'échelle de temps, le processus ou la région étudiés. Ceci démontre le besoin crucial de l'approche multi-modèle de type IPCC pour obtenir des conclusions robustes quand à l'évolution du climat futur. Dans ce contexte, le concept d'incertitude est important à expliquer à une communauté plus large que celle des climatologues. Les modèles ont fait des progrès substantiels dans leur représentation de la climatologie du Pacifique tropical. Cependant, de nombreux biais systématiques persistent et sont détaillés dans les contributions précédentes.

Ceci démontre le besoin continu d'améliorer le climat simulé par les MCG couplés, non seulement en termes d'état moyen et de cycle saisonnier mais aussi en terme de variabilité et de téléconnections.

Pour cela, des études de mécanismes sont nécessaires afin de réduire les incertitudes -liées aux modèles- mises en lumière par l'approche multi-modèle, en particulier en ce qui concerne le cycle hydrologique, encore mal contraint au niveau global. ■

Références

Boulangier, J.-P., Fernando Martinez and Enrique C. Segura,

Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and bayesian statistics.

Part 1: Temperature mean state and seasonal cycle in South America, *Clim. Dyn.*, 27, 233-259

Boulangier, J.-P., Fernando Martinez and Enrique C. Segura,

Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics.

Part 2: Precipitation mean state and seasonal cycle in South America, *Clim. Dyn.*, sous presse

Douville H., D. Salas-Méla, S. Tyteca (2006)

On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Clim. Dyn.*, 26, 367-385

Gastineau G., H. Le Treut, L. Li, 2006 :

Precipitation and large scale circulation change with global warming in the coupled GCMs : effect of the SST forcing, *Clim. Dyn.*, in preparation.

Guilyardi, E., 2006 :

El Niño - mean state - seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Clim. Dyn.*, 26, 329-348

Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray, J-F. Royer (2006)

African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC AR4 coupled models. *Clim. Dyn.* (revised).

Lainé, A., M. Kageyama, D. Salas, A. Voldoire, G. Ramstein and S. Planton, 2005 :

Etude des passages dépressionnaires en climat chaud (4°C02) dans la zone Atlantique Nord Europe à l'aide des modèles couplés IPSL-CM4 et Arpège-Climat, Atelier de Modélisation, Toulouse.

Leloup, J., Lengaigne, M., Boulangier J.P., 2006 :

Assessing the spatial characteristics of ENSO variability in the IPCC-AR4 models using a neural networks method, in preparation.

Lin, J.-L., G.N. Kiladis, B.E. Mapes, K.M. Weickmann, K.R. Sperber, W. Lin, M.C. Wheeler, S.D. Schubert,

A. Del Genio, L.J. Donner, S. Emori, J.-F. Guérémy, F. Hourdin, P.J. Rasch, E. Roeckner, and J.F. Scinocca 2006.

Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Climate* 19, 2665-2690,

Osborn, T.J., 2005 :

The winter North Atlantic Oscillation in IPCC AR4 climate simulations. Workshop IPCC Honolulu.

Vavrus, S., J.E. Walsh, W.L. Chapman and D. Portis, 2006 :

The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming, *Int. J. Clim.*, 26, 1133-1147.

4

Régionalisation et extrêmes

Michel Déqué (1) et Laurent Li (2)

(1) CNRM/GMGEC/EAC, Météo-France

42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01. Email : michel.deque@meteo.fr

(2) IPSL/LMD, CNRS/UPMC UMR 8539

Université Paris 6, tour 45-55, 3^{ème} étage - 4 place Jussieu - 75252 Paris cedex 05

Introduction

La contrainte de calcul sur la résolution horizontale dans les modèles de climat a fait qu'en 20 ans, malgré une forte progression des moyens, les modèles atmosphériques dédiés aux expériences coûteuses de type scénario anthropique ont conservé la même taille de maille (entre 200 et 300 km). Pourtant, il existe une forte demande en terme de climat local, car c'est ce climat que perçoit le contribuable qui soutient la recherche. On a assisté dès le début des années 1990 à l'émergence de modèles spécifiques, à aire limitée ou à résolution variable, destinés à étudier le problème de la sensibilité climatique sur une région, en faisant plus ou moins abstraction de ce qui se passait sur 90% du globe.

Avec la sensibilisation croissante aux phénomènes météorologiques intenses, due aussi bien à une plus grande vulnérabilité qu'à une médiatisation plus poussée, la question des phénomènes extrêmes est venue se greffer sur celle de la régionalisation.

Les phénomènes "extrêmes" existent aussi dans les simulations à basse résolution mais ils sont moins crédibles car leur distribution spatiale colle moins à la réalité.

Météo-France et l'IPSL partagent la même approche numérique de la régionalisation, à savoir la résolution variable. Cela affranchit leurs simulations de la tutelle d'un modèle global. Les choix d'algorithmes et de paramétrisations font des deux modèles (ARPEGE et LMDZ) deux approches assez contrastées dans un paysage européen où de nombreux modèles régionaux sont issus d'un ancêtre commun ou résultent de l'hybridation de deux modèles existants.

Au cours des cinq dernières années un certain nombre de simulations ont été réalisées à Météo-France et à l'IPSL à partir des résultats du 3^{ème} rapport du GIEC (TAR) ou de leurs satellites. Une bonne partie de ce document leur est consacrée. Les simulations associées au 4^{ème} rapport (AR4) dans le cadre d'ESCRIME n'ont pu commencer qu'en 2006 et nous en mentionnerons quelques résultats préliminaires ainsi que des perspectives. ►

Les modèles

Le modèle ARPEGE-Climat utilisé à Météo-France est dérivé du modèle de prévision opérationnelle à courte échéance.

Ces deux modèles offrent la possibilité de faire varier la résolution horizontale entre une zone d'intérêt et ses antipodes (Déqué et Piedelievre, 1995). Dans la version climat, la résolution varie de 50 km au centre de la Méditerranée à 450 km dans le Pacifique Sud. Ceci assure une résolution d'au moins 60 km sur la France. La discrétisation verticale se fait sur 31 couches qui suivent le relief avec des épaisseurs variables. Le pas de temps de calcul est de 30 mn. La version employée dans les résultats exploités entre 2001 et 2006 est la version 3 (Gibelin et Déqué, 2003). La version 4 qui a vu le jour en 2003 n'apporte pas de changements radicaux en termes de paramétrisations physiques. Les nouveautés viennent du cycle d'ARPEGE sur lequel elle s'appuie (cycle 24 contre cycle 18 pour la version 3), d'un certain nombre de corrections d'erreurs, et de la nouvelle grille sur l'Europe qui utilise deux fois plus de points et un étirement plus faible. Les simulations utilisant les forçages de température de la mer (TSM) issus des simulations couplées océan-atmosphère de l'AR4 ont commencé en 2006.

Le modèle LMDZ est aussi un modèle de circulation générale à maille variable (Li, 1999). La version utilisée dans le projet IMFREX est LMDZ3.3, également employée à l'IPSL pour le système couplé océan-atmosphère global. Un zoom de facteur 2 est appliqué pour avoir une résolution spatiale d'environ 160 km en France.

La paramétrisation physique utilise actuellement le schéma d'Emanuel pour la convection, et le modèle ORCHIDEE pour les processus du sol. Un schéma amélioré des nuages y a été aussi implanté.

Les projets fédérateurs

Pour ne pas remonter à la préhistoire de la modélisation régionale, on citera le projet PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/>, voir aussi Déqué et al., 2005, 2006) coordonné par le Danish Meteorological Institute. Dans ce projet, 10 modèles régionaux (Danemark, Royaume Uni, France, Allemagne -2-, Pays-Bas, Suède, Suisse, Italie et Espagne) ont simulé la réponse sur l'Europe au scénario SRES-A2 pour 2071-2100 par rapport à la référence 1961-1990. Le forçage en TSM (et en conditions latérales pour les modèles autres qu'ARPEGE) était fourni par une simulation du modèle du Hadley Centre utilisé dans le TAR. Les modèles régionaux avaient une résolution de 50 km. L'accent de ce projet était mis d'une part sur une brochette d'impacts sur la société (agriculture, hydrologie, économie), d'autre part sur l'évaluation des incertitudes. Certains modèles (dont ARPEGE) ont ainsi utilisé un autre scénario (SRES-B2), un autre forçage en TSM/conditions latérales et d'autres états initiaux atmosphériques. Il a été montré que la principale source de dispersion et donc d'incertitude provenait du forçage.

Le projet ENSEMBLES (2004-2009, (<http://www.ensembles-eu.org/>) coordonné par le Met. Office reprend cette problématique en poussant la résolution à 25 km (ce qui a conduit à remplacer ARPEGE par le modèle d'aire limitée ALADIN), en ajoutant deux modèles (Norvège et Tchèque) et tente d'attribuer des poids aux différentes simulations en utilisant la qualité d'une simulation forcée par la réanalyse 1958-2001 (ERA40). Ces simulations utilisent des forçages issus de l'AR4. L'étude des phénomènes extrêmes fait partie des objectifs de PRUDENCE et ENSEMBLES, mais c'est le projet STARDEX, coordonné par l'Université d'East Anglia qui a été spécialement ciblé sur la question (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>). Dans ce projet, une grande quantité d'indices pour évaluer la fréquence ou l'intensité de phénomènes climatiques extrêmes a été définie et appliquée au climat du 20^{ème} siècle. Le projet MICE (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/mice/>) coordonné aussi par l'Université d'East Anglia a complété cette étude par l'analyse des simulations à basse résolution du TAR.

Au niveau national, le projet IMFREX (<http://medias.cnrs.fr/imfrex>) du GICC s'est concentré essentiellement sur la France métropolitaine et les simulations régionales d'ARPEGE et LMDZ.

La plupart des études de scénarios régionaux concernent l'atmosphère, mais le projet MEDWATER (<http://medias.cnrs.fr/medwater>) du GICC étudie la réponse d'un modèle de la mer Méditerranée aux forçages de surface des modèles ARPEGE et LMDZ. Nous ne citons ici que les projets achevés ou largement entamés. Pour les projets venant juste de démarrer, il faut se reporter à la dernière section. Il existe également de nombreux projets (par exemple au GICC) qui utilisent les résultats des projets ci-dessus pour des études d'impact spécifiques.

Les méthodes

Il semble a priori clair que la méthode de base de ces études est l'intégration longue (10 à 30 ans) répétée (3 membres ou plus) d'un modèle numérique dans deux cas de figure: le contrôle (climat présent) et la perturbation (climat futur hypothétique). La réponse du modèle est la différence (pas nécessairement calculée par une soustraction) entre ces deux cas.

Or l'utilisation d'un modèle régional forcé par des conditions observées ne conduit pas toujours à une précision suffisante à l'échelle locale. Les modèles d'impact (hydrologie, biosphère) sont parfois très sensibles à des effets de seuil, et un décalage modeste entre la simulation du climat présent et la réalité peut conduire à des résultats aberrants. Il faut donc compléter les simulations régionales par des méthodes de correction et de descente d'échelle spatiale.

La première famille de méthodes consiste à déterminer une fonction de transfert entre la valeur produite à un instant et un endroit donné par le modèle et une valeur corrigée correspondante. Déqué (2006) étudie certaines méthodes simples à partir des résultats d'IMFREX. ▶

La deuxième famille consiste à associer à une situation instantanée du modèle prise dans son ensemble une situation complète issue des observations.

On ne travaille plus point par point ou variable par variable. La notion de régime de temps (Sanchez-Gomez and Terray, 2005) permet de ramener le changement de climat à un changement de fréquence, éventuellement associé à une modification de la variabilité intra-régime (Boé et al., 2006). Cette approche a été utilisée pour des études d'impact sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Seine et sur l'évolution du potentiel éolien à la fin du 21^{ème} siècle.

Résultats

Devant l'abondance et la diversité des résultats, nous renvoyons aux sites www mentionnés plus haut.

La réponse sur la France est un réchauffement en toutes saisons, plus marqué l'été que l'hiver. Les précipitations diminuent en hiver sur le sud et augmentent sur le nord.

Au cours des autres saisons, la diminution des précipitations concerne tout le pays. L'impact sur les vents forts est non significatif. Il existe un risque élevé de sécheresse estivale, en particulier sur l'ouest. On trouve, de manière moins significative, une augmentation hivernale et printanière des ruissellements forts.

La figure 1 montre l'élévation de température annuelle moyenne sur la France dans le scénario SRES-A1B de l'AR4 régionalisé par ARPEGE en version 4. La figure 2 montre la réponse estivale sur l'Europe des températures et précipitations.

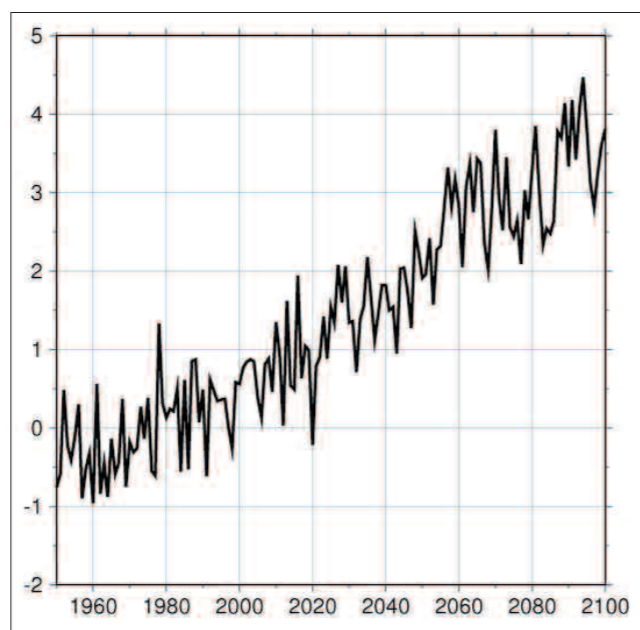
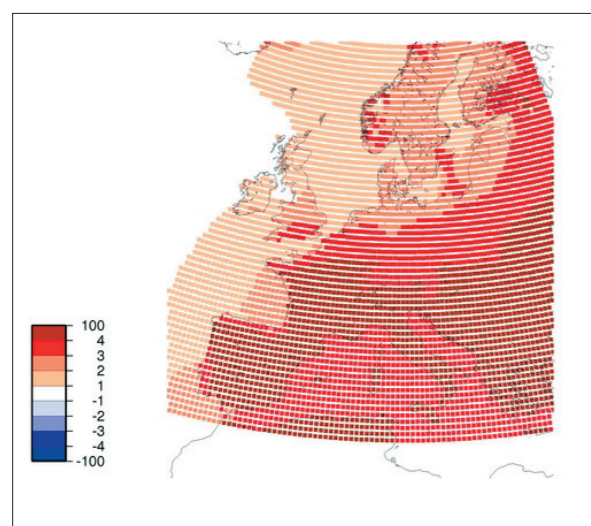
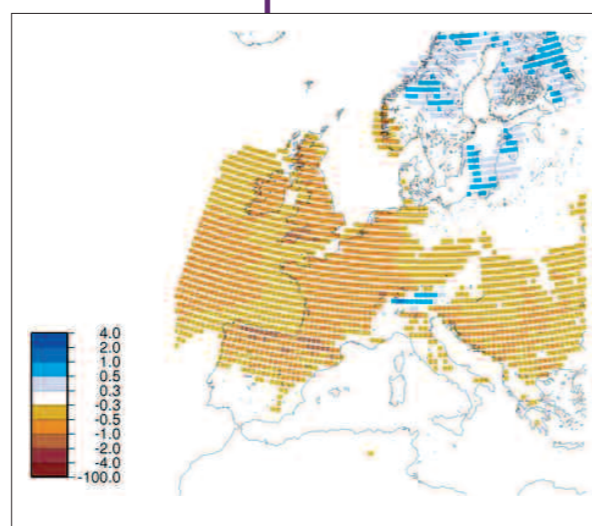


Figure 1 : Régionalisation de la simulation ESCRIME-CNRM (scénario SRES-A1B) avec ARPEGE à résolution variable : température moyenne annuelle sur la France (anomalie en K par rapport à la moyenne 1961-1990).

Figure 2 : Régionalisation de la simulation ESCRIME-CNRM (scénario SRES-A1B) sur l'Europe avec ARPEGE à résolution variable: réponse de la température (a, K) et des précipitations (b, mm/j) estivales pour 2071-2100 par rapport à 1961-1990.



Perspectives

Au cours des prochaines années, les expériences numériques réalisées à la suite du TAR seront mises à jour à partir des simulations de l'AR4 (scénarios SRES-A1B, A2 et B1).

La constitution d'ensembles utilisant des jeux de TSM différents permettra une évaluation plus fine des fréquences d'extrêmes et de leur évolution.

Jusqu'à présent, les scénarios se sont concentrés sur la fin du 21^{ème} siècle, afin d'être gênés le moins possible par les fluctuations naturelles. Face à la demande pressante et compréhensible de la société, les prochaines études prendront en compte la première moitié de ce siècle.

ENSEMBLES affiche déjà comme objectif la période 2020-2050, et des projets comme CECILIA ou CIRCE (EU-FP6), REXHYSS (GICC), les réponses à l'appel d'offres ANR "vulnérabilité" visent également ces dates. Cela imposera la réalisation d'ensembles et l'abandon de l'approche déterministe. En effet, les moyennes d'ensemble à "courte" échéance fourniront une réponse faible et sans intérêt pour l'évaluation des risques. La dispersion des états possibles est beaucoup plus pertinente, il suffit d'examiner la figure 1. ■

Références

Boé J., L. Terray, F. Habets and E. Martin, 2006 :

A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. J. Geophys. Res., 111, D23106, doi:10.1029/2005JD006889.

Déqué, M., Jones, R.G., Wild, M., Giorgi, F., Christensen, J.H., Hassell, D.C., Vidale, P.L., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., Kucharski, F., van den Hurk, B., 2005.

Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results. Clim. Dyn., 25, 653-670.

Déqué, M., 2006 :

Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. Global and Planetary Change, in press.

Déqué, M., Rowell, D.P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J.H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., Castro, M., van den Hurk, B., 2006.

An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. Climatic Change, in press.

Gibelin, A.L., Déqué, M., 2003.

Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. Clim. Dyn., 20, 327-339.

Li, Z.X., 1999.

Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. J. Clim., 12, 986-1001.

Sanchez-Gomez, E. and L. Terray, 2005.

Large Scale Atmospheric Dynamics and Local Intense Precipitation Episodes. Geophys. Res. Lett., 32, L24711.

5

Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques :

Que nous disent les dernières simulations du GIEC ?

Hervé Douville (1) et Pascal Terray (2)

(1) CNRM/GMGE/UDC, Météo-France

42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01. Email : hervé.douville@meteo.fr

(2) IPSL/LOCEAN, CNRS/IRD/UPMC/MNHN UMR 7617

BP100, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. Email : terray@lodyc.jussieu.fr

Introduction

L'objectif de cet article est de dresser un bref inventaire des principaux résultats publiés depuis le 3^{ème} rapport d'évaluation du GIEC et de situer la contribution de la communauté française sur le thème de la réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques pris en compte dans les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle. Cette réponse est pour de nombreuses raisons beaucoup plus difficile à prévoir que celle des températures. Au delà des inconnues liées aux différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, qui jouent principalement sur l'amplitude des anomalies simulées, les projections hydrologiques globales demeurent très variables d'un modèle à l'autre. Il s'agit là d'incertitudes beaucoup plus fondamentales et problématiques que celles associées aux forçages, car la réponse d'un modèle particulier ne peut être déduite des autres modèles. Dans certains cas, c'est le signe même des impacts hydrologiques à grande échelle qui reste incertain. Les incertitudes sont cependant réparties de manière très hétérogène. Elles sont importantes en ce qui concerne les précipitations tropicales, notamment sur l'Afrique de l'Ouest. Elles sont généralement plus faibles aux moyennes et hautes latitudes, en particulier sur l'Europe où la plupart des modèles s'accordent pour prévoir un assèchement estival marqué au Sud et une augmentation des précipitations hivernales au Nord. Globalement, on semble se diriger vers une accentuation des contrastes hydrologiques spatio-temporels qui devrait se traduire par une multiplication et une intensification des inondations et des sécheresses. Cependant, de nombreux points restent encore à éclaircir concernant la nature exacte et la répartition régionale des impacts, montrant la nécessité de mieux contraindre la réponse hydrologique des modèles. Cette tâche prioritaire demeure extrêmement difficile pour deux raisons principales : **(1)** la multiplicité et le caractère parfois grossier des paramétrisations physiques qui contrôlent l'état actuel et la sensibilité du cycle hydrologique. **(2)** le manque de résultats probants concernant la détection des changements hydrologiques du fait de l'insuffisance des observations, des faiblesses des modèles, des incertitudes sur les forçages anthropiques du 20^{ème} siècle et de leurs effets parfois antagonistes sur les précipitations.

Réponse globale

L'intensification à long-terme du cycle hydrologique global en réponse à l'accroissement de l'effet de serre ne fait plus guère de doute. Modèles et observations suggèrent en effet que le réchauffement global de la planète se fait à humidité relative quasi-constante, c'est à dire avec une augmentation significative de la vapeur d'eau présente dans la troposphère. Il faut cependant noter que cette intensification s'accompagne dans les modèles d'un ralentissement du cycle de l'eau, déjà constaté dans les précédents scénarios climatiques réalisés au CNRM (Douville et al., 2002). Il faut aussi remarquer que l'augmentation des précipitations globales n'est pas encore clairement observée, notamment en raison de la couverture très partielle du réseau d'observation conventionnel et d'une diminution des précipitations tropicales continentales pendant la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Ceci ne remet pas nécessairement en cause les projections climatiques basées sur les modèles couplés océan-atmosphère. D'une part, la diminution des pluies tropicales continentales est correctement reproduite par certains modèles atmosphériques, qu'ils soient forcés par des températures de surface de la mer (TSM) observées (Kumar et al., 2004) ou couplés à un modèle océanique et forcés par des concentrations observées de gaz à effet de serre (Wang and Lau 2006). D'autre part, la relative convergence des modèles couplés sur l'accroissement des précipitations globales ne se manifeste qu'à la fin du 20^{ème} siècle et disparaît lorsqu'on se limite au domaine continental (**figure 1**). Les principales sources d'incertitude recensées concernent la paramétrisation des effets directs et indirects des aérosols anthropiques (Liepert et al., 2004, Ramanathan et al., 2006), la répartition spatiale des anomalies de TSM sous les tropiques (Douville 2006a, Barsugli et al., 2006), ainsi que la simulation des téléconnexions entre précipitations et TSM tropicales (Douville

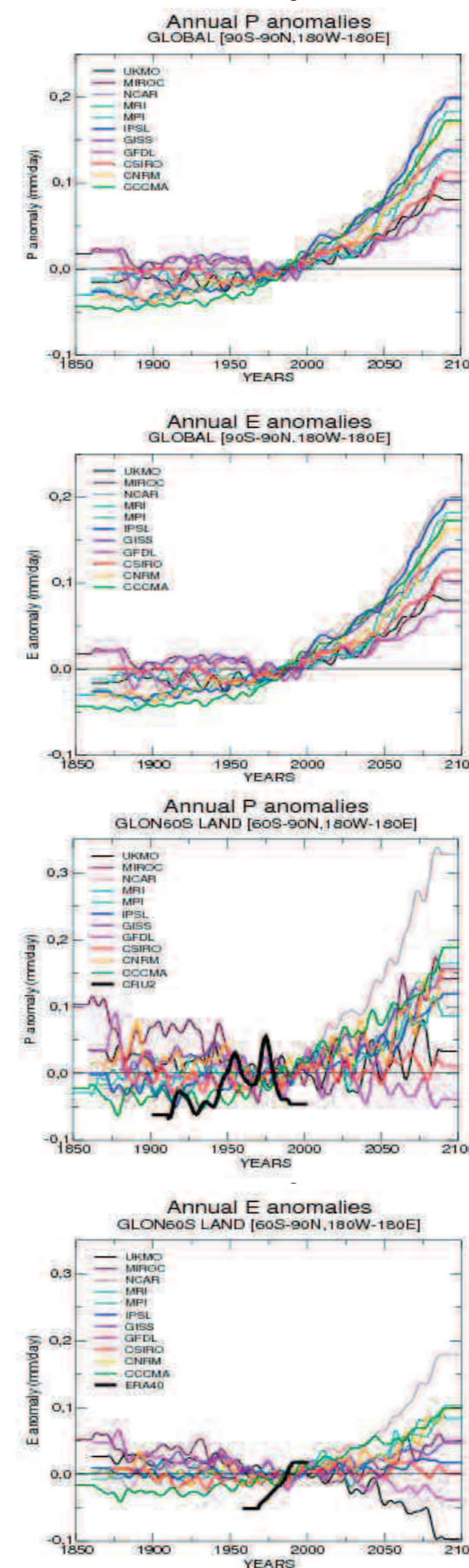


Figure 1 : Anomalies filtrées (filtre digital passe-bas avec une fréquence de coupure à 10 ans) des précipitations et de l'évaporation annuelles en mm/j relativement à la climatologie 1971-2000 dans les simulations historiques et les scénarios SRES-A2 du GIEC-AR4.

En haut : moyennes globales continentales (sauf Antarctique). Sont également tracées à titre indicatif l'évolution des précipitations continentales estimées à partir de la climatologie CRU TS2.1 et l'évolution de l'évaporation continentale estimée à partir des réanalyses ERA40 (à considérer avec beaucoup de prudence).

Une autre interrogation majeure concerne la réponse de l'évaporation globale. La plupart des modèles s'accordent sur un renforcement de l'évaporation océanique dès le 20^{ème} siècle, mais cette tendance reste difficile à vérifier dans les observations (Liu and Curry 2006).

al., 2006 ; Joly et al., 2006).

La réponse continentale est quant à elle très variable d'un modèle à l'autre, non seulement en raison des incertitudes déjà évoquées sur les précipitations, mais également en raison de l'introduction de nouvelles paramétrisations dans les modèles, tel que l'effet direct du CO2 atmosphérique sur la transpiration des plantes. Cet effet tendrait à limiter l'évaporation des surfaces recouvertes de végétation et serait important au point d'expliquer en partie l'accroissement du ruissellement continental global observé au cours du 20^{ème} siècle (Gedney et al., 2006). Ce résultat doit cependant être considéré avec beaucoup de prudence tant les observations utilisées sont de qualité insuffisante pour prétendre détecter une éventuelle signature de l'enrichissement atmosphérique en CO2. Une autre étude, basée sur un ensemble de simulations du GIEC, suggère à l'inverse que l'effet radiatif du CO2 suffit à expliquer une part significative de l'évolution récente des débits des grands fleuves, sans pour autant démontrer que le forçage anthropique soit ainsi clairement détecté (Milly et al., 2005). Concernant enfin l'humidité des sols, les scénarios obtenus varient largement d'un modèle à l'autre, mais ils soulignent majoritairement la possibilité d'une diminution des ressources en eau pendant la saison de croissance des

Devant de tels risques et de telles incertitudes, il est urgent de réfléchir aux moyens de contraindre la réponse hydrologique des modèles couplés dans les scénarios climatiques (Allen and Ingram 2002).

végétaux dans les principales régions agricoles (Wang 2005).

Les simulations paléoclimatiques permettent notamment de tester la sensibilité des modèles à des forçages externes relativement importants. Ces forçages sont malheureusement d'une autre nature que ceux pris en compte dans les scénarios et la validation ne repose alors que sur des observations indirectes et partielles. Les études de détection-attribution représentent une solution potentiellement plus efficace. Néanmoins, le caractère limité des observations disponibles au cours du 20^{ème} siècle et l'importance de la variabilité naturelle des précipitations sont des obstacles majeurs. Une étude récente, basée sur la moyenne globale des précipitations continentales, indique que le signal anthropique n'est détecté que dans la moitié des modèles étudiés (Lambert et al., 2005). La formulation des modèles paraît ainsi plus importante que le raffinement des forçages utilisés pour mettre en évidence une modification du cycle hydrologique.

Au-delà de la comparaison des tendances observées et simulées, la validation de la variabilité interannuelle apparaît comme une alternative intéressante. Douville et al. (2006) montrent par exemple que les relations précipitations-températures globales mises en évidence à l'échelle interannuelle ont un lien apparent avec la sensibilité hydrologique des modèles au renforcement de l'effet de serre. Ils suggèrent ainsi que l'ENOA, qui domine la varia-

bilité naturelle du cycle hydrologique global, pourrait représenter un substitut intéressant du réchauffement global pour tester les modèles. L'étude semble notamment discréditer le modèle le plus sensible en termes de précipitations continentales. La méthode demeure cependant critiquable dans la mesure où les anomalies interannuelles de TSM liées à l'ENOA sont réparties de façon beaucoup moins uniforme que dans le cas des scénarios du 21^{ème} siècle. Douville et al. (2006) tentent de répondre à cette critique en stratifiant les anomalies interannuelles selon leur ressemblance avec les structures tropicales du réchauffement global en surface. Cette stratégie originale s'avère parfois payante, mais reste inopérante lorsque le changement climatique ne se projette pas sur les modes de variabilité interannuelle des TSM.

Contrastes régionaux

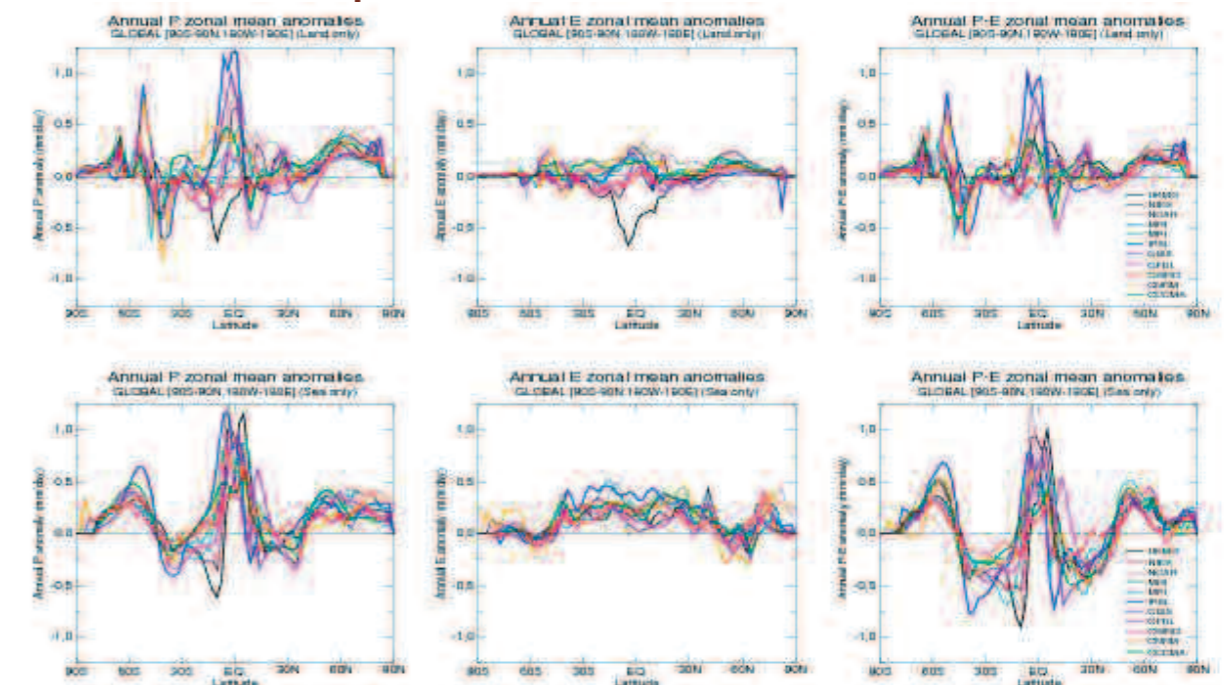


Figure 2 : Moyennes zonales des anomalies annuelles de précipitations (P), d'évaporation (E) et de convergence d'humidité (P-E) sur continent (en haut) et sur océan (en bas) dans les scénarios SRES-A2 du GIEC-AR4 par comparaison entre les climatologies calculées sur les 30 dernières années du 20^{ème} et du 21^{ème} siècles respectivement.

et variabilité temporelle

En moyenne zonale (figure 2), la réponse des précipitations annuelles dans les scénarios SRES-A2 réalisés en vue du 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC montre un comportement assez cohérent d'un modèle à l'autre (Douville et al., 2006) : accroissement des précipitations aux moyennes et hautes latitudes accompagné d'un déplacement vers les pôles des maxima de précipitations associés aux rails dépressionnaires (Douville et al., 2002), diminution dans les régions subtropicales, augmentation en zone équatoriale par renforcement des précipitations associées à la zone de convergence intertropicale. Sur continent, cette distribution zonale des anomalies doit cependant être nuancée. Elle se superpose à des gradients de plus fine échelle et laisse apparaître des divergences importantes entre les modèles. En zone tropicale, ce n'est pas seulement l'intensité mais aussi le signe des anomalies continentales qui reste incertain. Dans ces régions, une grande partie des pluies annuelles

les est associée au phénomène de mousson, notamment en Afrique de l'Ouest et au Sud de l'Asie.

Bien que les modèles montrent en général un affaiblissement de ces circulations de grande échelle, conformément aux études précédemment réalisées au CNRM (Douville et al., 2000b, Ashrit et al., 2003) et à certains arguments théoriques (Held and Soden 2006), les précipitations de mousson ne diminuent pas nécessairement dans les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle. Elles tendent plu-

La difficulté des modèles à reproduire les caractéristiques actuelles des climats de mousson n'est pas la seule explication à la diversité des résultats obtenus.

tôt à augmenter sur le Sud de l'Asie, tandis que la réponse reste très incertaine sur l'Afrique de l'Ouest (Douville et al., 2006).

Parmi les autres sources d'incertitudes, le rôle des aérosols semble particulièrement important (Biasutti and Giannini 2006, Held et al., 2006, Ramanathan et al., 2006), ainsi que la réponse du Pacifique tropical (Douville et al., 2006, Douville 2006a), ou dans une moindre mesure les rétroactions biophysiques potentiellement liées aux surfaces continentales (Douville et al., 2000a).

Aux moyennes et hautes latitudes, la réponse des précipitations est plus consensuelle avec une augmentation en moyenne annuelle (Douville et al., 2006). Les projections sont particulièrement cohérentes sur l'Europe, avec un assèchement marqué sur le sud et une augmentation plus ou moins importante des précipitations annuelles sur le nord, la limite entre les deux régions se situant entre 45 et 50°N. De manière générale, les changements régionaux de précipitations prévus dans les nouveaux scénarios réalisés pour le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC semblent plus cohérents que dans la génération précédente (Giorgi and Bi 2005). La réponse du bilan d'eau en surface reste cependant très incertaine. Elle dépend non seulement des anomalies de précipitations simulées, mais également de la modélisation du sol et de la végétation. A titre d'exemple, la paramétrisation de la résistance stomatique des plantes influence la réponse de l'évapotranspiration (Gedney et al., 2006), de même que celle du permafrost influence la réponse du ruissellement aux hautes latitudes (Poutou et al., 2004). Par ailleurs, contrairement à ce qu'indiquent certaines simulations, le réchauffement en surface observé aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord ne s'est pour le moment pas encore traduit par un assèchement estival des sols (Robock et al., 2005) ni même par une augmentation de l'évaporation potentielle (Roderick and Farquhar 2002) si l'on se réfère aux quelques observations disponibles. Le retrait progressif de la couverture neigeuse hivernale observé depuis les années 1970 est en revanche reproduit par certains modèles, comme cela avait déjà été mis en évidence dans la précédente génération de scénarios du CNRM (Douville et al., 2002).

Une fois encore, les études de détection-attribution demeurent un outil privilégié pour tester la sensibilité des modèles. Elles demeurent cependant rares à l'échelle régionale en raison d'une diminution fréquente du ratio signal sur bruit par rapport aux études plus globales. Des tentatives sont cependant en cours pour tenter de mettre à jour des réponses hydrologiques significatives sur

l'Afrique de l'Ouest, l'Europe ou même la France dans le cadre du projet français DISCENDO (<http://www.cerfacs.fr/globc/Discendo>). De tels travaux peuvent être complétés par une analyse approfondie de certains scénarios, visant à comprendre les principaux mécanismes qui sous-tendent la réponse hydrologique des modèles à l'échelle régionale (Douville et al., 2002). De ce point de vue, l'étude la plus ambitieuse est probablement celle de Rowell et Jones (2006) visant à discriminer quatre mécanismes susceptibles d'expliquer l'assèchement estival simulé sur l'Europe. En remontant ainsi aux causes des anomalies de précipitations prévues, on peut formuler certaines hypothèses sur leur caractère

Des réflexions sont en cours pour pondérer chaque scénario selon une métrique susceptible de rendre compte de la qualité des modèles. Le débat sur la métrique idéale reste cependant très ouvert (Collins et al., 2005).

plus ou moins robuste. La réduction des incertitudes régionales passe également par une approche probabiliste multi-modèle.

Au-delà des hétérogénéités spatiales, la réponse hydrologique des modèles aux forçages anthropiques montre également des signatures temporelles. On note en particulier un renforcement des contrastes saisonniers, notamment aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord (Douville et al., 2002, Wang 2005), même si cette tendance est difficile à vérifier dans les observations (Robock et al., 2005). De nombreux modèles s'accordent également pour prévoir une augmentation de la variabilité inter-annuelle des précipitations, notamment dans les régions de mousson, ainsi que des extrema de précipitations mensuelles aux moyennes et hautes latitudes. L'analyse des sorties quotidiennes indique par ailleurs un accroissement probable de l'intensité des pluies, déjà perceptible dans les séries observées du 20^{ème} siècle sur la plupart des continents extratropicaux (Grisman et al., 2005, Klein Tank and Können 2003). De tels changements ne sont guère étonnants dans les régions où les cumuls saisonniers tendent à augmenter, étant donné la nature asymétrique de la distribution des précipitations quotidiennes. Il serait donc intéressant de distinguer ce qui relève réellement d'un accroissement de la variance de ce qui reflète simplement une augmentation de la moyenne. Nous ne prolongerons pas ici la discussion sur les événements climatiques extrêmes car ils font l'objet d'un chapitre spécifique.

Notons toutefois que le renforcement des contrastes spatiaux et saisonniers des précipitations devrait aboutir à un accroissement des risques d'inondations et/ou de sécheresses dans de nombreuses régions du globe. Notons également que les études de détection devraient bénéficier des analyses en cours sur les précipitations quotidiennes, car certains travaux suggèrent que les changements prévus sur les queues de distribution pourraient être plus robustes que les anomalies sur la moyenne ►

des précipitations (Hegerl et al., 2004).

Actuellement, environ un tiers de la population mondiale vit dans des pays considérés comme à risque en ce qui concerne les ressources en eau. En accentuant les contrastes hydrologiques existants, notamment en termes de précipitations, le réchauffement global de la planète pourrait aboutir à une aggravation de la situation.

Conclusion

Le changement climatique n'est cependant qu'une facette du problème et l'évolution de la demande en eau, liée notamment à des contraintes démographiques, représente dans certaines régions un danger beaucoup plus important (De Marsily et al., 2006). Par ailleurs, dans les régions où les précipitations annuelles devraient augmenter, l'accroissement des ressources en eau n'est pas garanti si les pluies se concentrent sur une période relativement courte et si la capacité de stockage (réservoirs) ne permet pas de tirer parti de cet excédent. Une augmentation du nombre et de l'intensité des inondations n'est donc pas à exclure, d'autant plus que le changement climatique devrait dans de nombreuses régions s'accompagner d'un accroissement des risques de fortes pluies.

Les simulations climatiques réalisées en vue de la préparation du 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC représentent un effort sans précédent de la communauté scientifique pour tenter de dégager un consensus sur les conséquences climatiques des forçages anthropiques récents et futurs. Cet objectif n'est cependant atteint que partiellement car la multiplication des modèles, si elle permet de tendre vers une approche probabiliste du changement climatique, n'exclut pas la possibilité de réponses parfois antagonistes sans qu'il soit pour autant aisé de discerner le "vrai" du "faux". Par ailleurs, si les impacts hydrologiques déjà soulignés par le 3^{ème} rapport d'évaluation se confirment (ce qui est en soi un résultat très positif), le 4^{ème} rapport ne devrait pas fournir de nouveautés majeures sur ce thème, en dehors d'une évaluation des changements climatiques déjà engagés ("committed climate change") et d'une analyse beaucoup plus approfondie des impacts sur la variabilité et

Ainsi, malgré (ou en raison de ?) la sophistication croissante des outils numériques, les impacts hydrologiques du réchauffement global restent parfois très incertains.

les extrêmes.

Ces incertitudes sont toutefois réparties de manière hétérogène et certaines tendances semblent relativement robustes. Le bassin Méditerranéen apparaît ainsi comme une zone particulièrement sensible, où le stress hydrique devrait largement augmenter. Progresser dans la localisation et la quantification des risques hydrologiques demandera encore beaucoup d'efforts. Il s'agit d'une part de préciser la réponse climatique de grande échelle en terme de moyenne et de variabilité, d'autre part de développer des méthodes efficaces de régionalisation des scénarios climatiques, permettant d'évaluer les impacts à une échelle pertinente (cf. chapi-

tre consacré à ce thème). Au-delà des travaux de modélisation, le développement de nouveaux instruments de télédétection permettant un suivi global et régulier de certaines variables hydrologiques est une priorité pour appréhender l'évolution du cycle de l'eau dans sa globalité et contraindre les modèles utilisés pour produire les scénarios climatiques.

Notons enfin que la réponse du cycle hydrologique est au cœur des multiples questions que soulèvent les perturbations anthropiques du système climatique. Elle présente ainsi des liens étroits avec les autres chapitres de ce rapport. Les rétroactions liées à la branche atmosphérique du cycle hydrologique, et plus particulièrement les nuages, modulent ainsi fortement le réchauffement global simulé par les modèles (Bony and Dufresne 2005). Les principaux modes de variabilité atmosphérique (ENOA, ONA) ont une influence majeure sur les précipitations observées au cours du 20^{ème} siècle dans de nombreuses régions. La réponse de ces modes au réchauffement global est donc déterminante pour comprendre et prévoir celle du cycle hydrologique (Camberlin et al., 2004, Terray et al., 2004, Douville et al., 2006). Par ailleurs, le couplage entre cycle de l'eau et du carbone semble également devoir être un enjeu majeur, que ce soit pour prévoir la variabilité des émissions de CO₂ (Ciais et al., 2005) ou celle du bilan hydrique continental (Gedney et al., 2006). Enfin, en matière de détection-attribution, la forte variabilité naturelle des précipitations et leur réponse incertaine dans les scénarios climatiques représentent un obstacle important pour identifier à l'échelle régionale la signature des forçages anthropiques sur les températures de surface. Ce problème peut toutefois être en partie résolu en utilisant le lien qui existe entre température et précipitations à l'échelle interannuelle pour "corriger" les tendances de température (Douville 2006b). ■

Références

- Allen M.R. and W.J. Ingram, 2002** : Constraints on future changes in the hydrological cycle. *Nature*, 419, 224-228.
- Ashrit R.G., H. Douville, K. Rupa Kumar, 2003** : Response of the Indian Monsoon and ENSO-monsoon teleconnection to Enhanced Greenhouse Effect in the CNRM Coupled Model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 81, 779-803.
- Barsugli J.J., S.-I. Shin, P.D. Sardeshmukh, 2006** : Sensitivity of global warming to the pattern of tropical ocean warming. *Clim. Dyn.*, 27, 483-492.
- Biasutti M. and A. Giannini, 2006** : Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Letters*, 33, L11706, DOI :10.1029/2006GL026067.
- Bony S. and J.-L. Dufresne, 2005** : Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Letters*, 32, L20806, DOI : 10.1029/2005GL023851.
- Camberlin P., F. Chauvin, H. Douville, Y. Zhao, 2004** : Simulated ENSO-tropical rainfall teleconnections and their changes under enhanced greenhouse gases conditions. *Clim. Dyn.*, 23, 641-657.
- Ciais P. and co-authors, 2005** : Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 437, 529-533.
- Collins M. and the CMIP Modelling Groups, 2005** : El Niño- or La Niña-like climate change? *Clim. Dyn.*, 24, 89-104.
- De Marsily G. et al., 2006** : "Les Eaux Continentales". Rapport sur la Science et la Technologie, Académie des Sciences, Editions Tech. & Doc.
- Douville H., Planton S., Royer J.-F., Stephenson D.B., Tyteca S., Kergoat L., Lafont S., Betts R.A., 2000 a** : Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ time-slice experiments. *J. Geophys. Res.*, 105:14841-14861.
- Douville H., J.-F. Royer, D.B. Stephenson, S. Tyteca, J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, P. Valdes, 2000b** : Impact of CO₂ doubling on the Asian summer monsoon : robust versus model-dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 78, 421-439. ►

Références

- Douville H., F. Chauvin, S. Planton, J-F. Royer, D. Salas-Mélia, S. Tyteca, 2002 :** Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Clim. Dyn.*, 20, 45-68, DOI :10.1007/s00382-002-0259-3.
- Douville H., 2006 a :** Impact of regional SST anomalies on the Indian monsoon response to global warming in the CNRM climate model. *J. Clim.*, 19, 2008-2024.
- Douville H., 2006b :** Detection-attribution of global warming at the regional scale: How to deal with precipitation variability? *Geophys. Res. Letters*, 33, L02701, DOI :10.1029/2005GL024967.
- Douville H., D. Salas-Mélia, S. Tyteca, 2006 :** On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Clim. Dyn.*, 26, 367-385, DOI:10.1007/s00382-005-0088-2.
- Gedney N., P.M. Cox, R.A. Betts, O. Boucher, C. Huntingford, P.A. Stott, 2006 :** Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439, 835-838, DOI :10.1038/nature04504.
- Giorgi F. and X. Bi, 2005 :** Updated regional precipitation and temperature changes for the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations. *Geophys. Res. Letters*, 32, L21715, DOI :10.1029/2005GL024288.
- Groisman P.Y., R.W. Knight, D.R. Easterling, T.R. Karl, G.C. Hegerl, V.N. Razuvaev, 2005 :** Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Clim.*, 18, 1326-1350.
- Hegerl G.C., Zwiers F.W., Stott P.A., Kharin V.V., 2004 :** Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. *J. Clim.*, 17, 3683-3700.
- Held I. and B.J. Soden, 2006 :** Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Clim.* (in press).
- Held I., T.L. Delworth, J. Lu, K.L. Findell, T.R. Knutson, 2006 :** Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *PNAS*, 102, 17891-17896.
- Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray, J-F. Royer, 2006 :** African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC-AR4 coupled models. *Clim. Dyn.* (revised).
- Klein Tank A.M.G. and G.P. Können, 2003 :** Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. *J. Clim.*, 16, 3665-3680.
- Kumar A., F. Yang, L. Goddard, S. Schubert, 2004 :** Differing trends in the tropical surface temperatures and precipitation over land and oceans. *J. Clim.*, 17, 653-664.
- Lambert F.H., N.P. Gillett, D.A. Stone, C. Huntingford, 2005 :** Attribution studies of observed land precipitation changes with nine coupled models. *Geophys. Res. Letters*, 32, L18704, DOI :10.1029/2005GL023654.
- Liepert B.G., J. Feichter, U. Lohmann, E. Roeckner, 2004 :** Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Letters*, 31, L06207, DOI : 10.1029/2003GL019060.
- Liu J. and J.A. Curry, 2006 :** Variability of the tropical and subtropical ocean surface latent heat flux during 1989-2000. *Geophys. Res. Letters*, 33, L05706, DOI :10.1029/2005GL024809.
- Milly P.C.D., K.A. Dunne, A.V. Vecchia, 2006 :** Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438, 347-350, DOI:10.1038/nature04312.
- Poutou E., G. Krinner, C. Genthon, N. De Noblet, 2004 :** Role of soil freezing in future boreal climate change. *Clim. Dyn.*, 23, 621-639.
- Ramanathan V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, J.T. Kiehl, W.M. Washington, Q. Fu, D.R. Sikka, M. Wild, 2006 :** Atmospheric brown clouds : Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *PNAS*, 102, 5326-53333.
- Robock A., M. Mu, K. Vinnikov, I.V. Trofimova, T.I. Adamenko, 2005 :** Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer dessication (yet). *Geophys. Res. Letters*, 32, L03401, DOI : 10.1029/2004GL021914.
- Roderick M.L. and G.D. Farquhar, 2002 :** The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science*, 298, 1410-1411.
- Rowell D.P. and R.G. Jones, 2006 :** Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.*, 27, 281-299, DOI:10.1007/s00382-006-0125-9.
- Terray L., M.E. Demory, M. Déqué, G. de Coetlogon, E. Maisonnavé, 2004 :** Simulation of the late twenty-first century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J. Clim.*, 17, 4630-4635.
- Wang G., 2005 :** Agricultural drought in a future climate : results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th Assessment. *Clim. Dyn.*, 25, 739-753, DOI :10.1007/s00382-005-0057-9.
- Wang H. and K.M. Lau, 2006 :** Atmospheric hydrological cycle in the tropics in twentieth century coupled climate simulations. *Int. J. Climatol.*, DOI : 10.1002/joc.1279.

6

Régions polaires, cryosphère, circulation thermohaline

David Salas y Mélia (1) et Christophe Genthon (2)
(1) CNRM/GMGEC/UDC, Météo-France
42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse cedex 01.
Email : david.salas@meteo.fr
(2) LGGE, CNRS/UJF UMR 5183
54 rue Molière, 38402 Saint Martin d'Hères cedex.
Email : Christophe.Genthon@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

Contributions :

Olivier Arzel (UCL), Christophe Cassou (CERFACS), Virginie Guemas (CNRM), Gerhard Krinner (LGGE), Marie Minvielle (CERFACS) et Didier Swingedouw (LSCE).

La place des régions polaires dans le système climatique global

Régions polaires : un système 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 permettant le déclenchement de la convection océanique profonde, principal moteur de la circulation thermohaline globale.

Dans le contexte du réchauffement climatique de la planète actuellement en cours (0,6 (0.2°C depuis le début du 20^{ème} siècle, IPCC, 2001), les hautes latitudes de l'hémisphère nord se réchauffent plus rapidement que les autres régions : les tendances observées atteignent 1°C par décennie sur la période 1976-2000 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^{ème} rapport d'évaluation du GIEC ne reproduisent que partiellement (Roesch, 2006). Un réchauffement s'était également produit à l'échelle de l'hémisphère nord à partir du début des années 1920 ; à son maximum, sur la période 1930-1949, il atteignait 0,5°C en moyenne globale, mais dans le même temps l'Arctique s'était alors réchauffé de 1,7°C, ce qui a été interprété notamment par des rétroactions climatiques mettant en jeu la glace de mer (Bengtsson et al., 2004). En revanche, à l'exception de la Péninsule Antarctique, cette amplification du réchauffement climatique n'a pas été observée en Antarctique au cours du 20^{ème} siècle. ▶

Les projections climatiques réalisées sur le 21^{ème} siècle (IPCC, 2001) indiquent également une amplification du réchauffement climatique sur l'Arctique par rapport à la tendance en moyenne globale,

Des simulations 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 cette amplification est essentiellement due à une boucle de rétroaction impliquant l'albédo de la banquise, sa dispersion selon les modèles semble essentiellement due à l'état initial de la couverture de banquise arctique, aux réponses diverses des nuages, tandis que les neiges et glaces continentales jouent un rôle de second ordre. Par ailleurs, des simulations paléo-climatiques du dernier maximum glaciaire (DMG, il y a 21000 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 aux forçages océaniques et atmosphériques. 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 arctique en moyenne annuelle s'est réduite de 0,9.106 km² (Cavalieri et al., 2003), et 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 augmente la fonte latérale des plaques de banquise, conduisant à une augmentation de l'absorption de rayonnement solaire par la surface marine (Maykut and Perovich, 1987). Curry et al. (1995) ont documenté d'autres boucles de rétroaction positive mettant en jeu l'albédo de la glace. Ce dernier 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...). 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 20^{ème} siècle : il faut également s'assurer que la sensibilité de l'épaisseur modélisée de la banquise aux forçages climatiques est correcte, surtout en vue de réaliser des projections sur le 21^{ème} siècle. Par ailleurs, de nombreux travaux ont suggéré des boucles de rétroaction mettant en jeu des interactions Arctique/Atlantique Nord (e.g. Goosse et al., 2002 ; Goosse and Holland, 2005).

Couplages climatiques impliquant les calottes glaciaires et les glaciers

Des observations altimétriques ont montré que le niveau moyen des océans a augmenté de 37mm sur la période 1993-2005 (Nerem et al., 2006), dont 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 suggère que les projections futures de la remontée du niveau des mers sont vraisemblablement sous-estimées (Rignot and Kanagaratnam, 2006). De plus, d'autres études basées à la fois sur des résultats de modélisation et sur des observations altimétriques (Krabbill 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 21^{ème} siècle

Cette partie donne un rapide aperçu de la modélisation de l'état actuel des différentes composantes de la cryosphère et de leurs évolutions respectives au cours du 21^{ème} siècle par les modèles climatiques utilisés pour le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC.

Evolution de la couverture de glace de mer

Sur les 20 modèles de banquise utilisés dans le cadre des récentes simulations réalisées pour le GIEC, 11 comportent une discrétisation verticale des plaques de glace, 7 prennent en compte des catégories d'épaisseurs et 17 utilisent une dynamique de glace avancée, ce qui représente un net progrès en modélisation de banquise par rapport au précédent rapport du GIEC (IPCC, 2001). Tout en gardant à l'esprit que la simulation de la banquise 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 21^{ème} 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 (**Table 1**). ▶

	Arctique			Antarctique		
	Mars	Septembre	AM	Mars	Septembre	MA
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

Une fonte de banquise initiée par un réchauffement anthropique peut entraîner un changement de régime climatique, comme cela est observé dans la simulation SRES-A1B utilisant IPSL-CM4, où le débit au détroit de Fram, qui est une source importante d'eau douce pour le nord de l'Atlantique Nord, subit une rapide transition d'un état faible vers un état relativement fort durant 1990-2010 (figure 1). Arzel et al. (2006b) proposent qu'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 retrait de la glace dans la mer de Barents en réponse au réchauffement du climat de l'Arctique durant la fin du 20^{ème} siècle. 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.

Table 1 : Moyenne multi-modèles 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 (MA) dans les deux hémisphères.

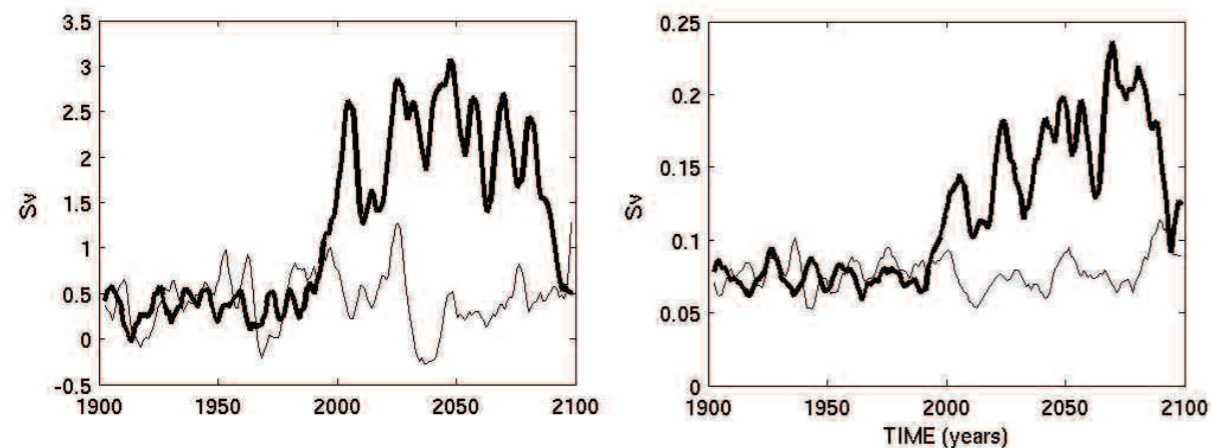


Figure 1 : Séries temporelles du transport océanique (gauche) et de l'export d'eau douce liquide (droite) au détroit de Fram, modélisés par IPSL-CM4, en Sverdrups (Sv, 1Sv=106m3/s). Une moyenne glissante de 5 ans a été appliquée. Les traits fins et épais représentent respectivement les séries temporelles associées à une expérience préindustrielle (contrôle), et à une simulation du 20ème siècle suivie d'un scénario SRES-A1B sur le 21^{ème} siècle.

Evolution des bilans de masse des calottes glaciaires et des glaciers

L'évolution du bilan de masse de la calotte glaciaire antarctique et de son impact sur le niveau des océans a été estimée pour la fin du 21^{ème} siècle en régionalisant des simulations climatiques réalisées avec le modèle IPSL-CM4 au moyen de la version zoomée à 60km de résolution de LMDZ. Une simulation utilisant directement les conditions aux limites océaniques fournies par IPSL-CM4 pour

l'époque actuelle (1981-2000) et la fin du 21^{ème} siècle (2081-2100) indique que le bilan de masse annuel de la calotte Antarctique augmenterait de 32 mm au cours du 21^{ème} siècle (figure 2), ce qui équivaut à une diminution du niveau de la mer de 1,2mm/an (Krinner et al., 2006a). Dans le cas d'une simulation où des anomalies

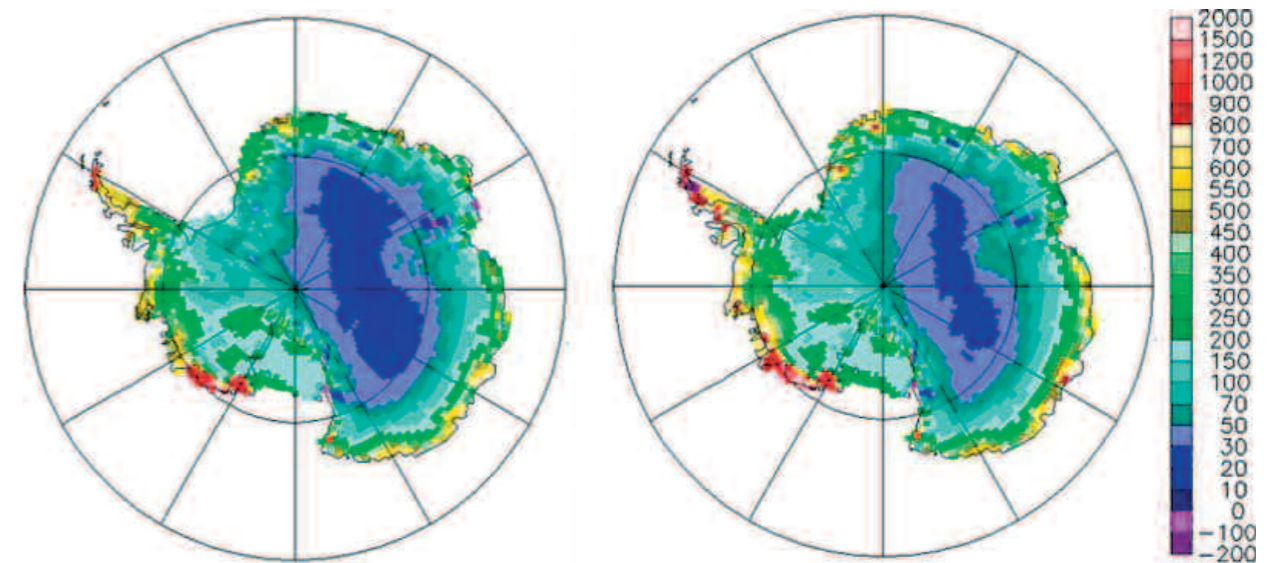


Figure 2 : Bilans de masse en surface simulés pour la calotte glaciaire Antarctique (kg/m2/an) : 1981-2000 (gauche) et 2081-2100 (droite), dans le cas d'un scénario SRES-A1B.

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 43mm/an d'augmentation de bilan de masse et 1,5mm/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'augmentation 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. 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 21^{ème} siècle.

Ainsi, le bilan global des changements de bilan de masse des deux calottes pourraient se traduire par une légère augmentation annuelle du niveau des océans.

Un modèle permettant de simuler le bilan de masse du glacier de St Sorlin (Alpes Françaises) a été mis en place (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^{ème} rapport d'évaluation du GIEC suivant le scénario SRES-B1 indique que ce glacier devrait fondre rapidement au cours du 21^{ème} siècle, avant de disparaître complètement vers 2070. ▶

Évolution de la convection océanique en Atlantique Nord et circulation thermohaline

Au cours du 21^{ème} siècle, les simulations suivant le scénario SRES-A1B réalisées par différents modèles, indiquent que la circulation thermohaline en Atlantique Nord devrait s'affaiblir de 0 à 50% (Schmittner et al., 2005). Aucune simulation n'indique de diminution soudaine de cette circulation, une conclusion partagée par Gregory et al. (2005) à l'issue 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 aux changements de flux d'eau.

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

Au cours de l'expérience simulant le 20^{ème} siècle réalisée avec le modèle CNRM-CM3, l'intensité de la circulation thermohaline se réduit de 8%. Cette diminution peut s'expliquer par une désalinisation importante 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". 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 advectées par le détroit du Danemark et envahissent la Mer d'Irminger et du Labrador. Ce transport est assuré par le courant moyen mais aussi favorisé par les anomalies de circulation atmosphérique de surface et courants océaniques de surface associés. Au cours du 21^{ème} siècle, l'intensité de la circulation thermohaline dans les différents scénarios diminue en moyenne d'environ 40%.

Ce phénomène s'explique par une rétroaction positive du système océan-glace-atmosphère, induisant un renforcement des interactions entre l'Arctique et l'Atlantique Nord. Cela se traduit notamment par une intensification du courant Est-Groenlandais et du courant de Norvège (Guemas and Salas-Mélia, 2006).

Références

- Arzel, O., T. Fichefet and 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 and J.-L. Dufresne, 2006b** : Causes and impacts of Arctic freshwater budget changes over the 20th and 21st centuries in an AOGCM. *Clim. Dyn.*, submitted.
- Bengtsson, L., V.A. Semenov and O.M. Johannessen, 2004** : The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic - a Possible Mechanism. *J. Clim.*, 17, 4045-4057.
- Cavaleri, D.J., C.L. Parkinson and 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 and E.E. Ebert, 1995** : Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism. *J. Clim.* 8, 240-247.
- Gerbaux, M., 2005** : Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique (in French). PhD, J. Fourier University, Grenoble, France, 132pp. <http://lgge.obs.ujf-grenoble.fr/publicscience/theses/these-gerbaux.pdf>.
- Goosse H., F.M. Sellen, R. J. Haarsma and J.D. Opsteegh, 2002**. A mechanism of decadal variability of the sea-ice volume in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics* 19, 61-83, DOI: 10.1007/s00382-001-0209-5
- Goosse, H. and M. Holland, 2005** : Mechanisms of decadal and interdecadal Arctic variability in the Community Climate System Model CCSM2. *J. Clim.* 18, 3552-3570.
- J.M. Gregory, K.W. Dixon, R.J. Stouffer, A.J. Weaver, E. Driesschaert, M. Eby, T. Fichefet, H. Hasumi, A. Hu, J.H. Jungclaus, I.V. Kamenkovich, A. Levermann, M. Montoya, S. Murakami, S. Nawrath, A. Oka, A.P. Sokolov and 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.
- Guemas, V. and D. Salas-Mélia, 2006** : Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in an Atmosphere-Ocean Global Coupled Model. *Ocean Modelling*, submitted.
- Holland, M.M. and C.M. Bitz, 2003** : Polar amplification in climate changes in coupled models. *Clim. Dyn.* 21, 221-232.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001**. *Climate Change 2001* (J.T. Houghton et al., Eds.), Cambridge Univ. Press, New York.
- Krabbill, W., et al., 2004** : Greenland ice sheet: increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.*, 31(L24402) : doi :10.1029/2004GL021533.
- Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon and J. L. Dufresne, 2006** : Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries. *Clim. Dyn.* doi:10.1007/s00382-006-0177-x.
- Krinner, G., B. Guicherd, K. Ox and C. Genthon, 2006** : Simulations of Antarctic climate and surface mass balance change from 1981-2000 to 2081-2100. *J. Clim.*, submitted.
- 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 and Y. Yu, 2006** : Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Clim. Dyn.* 26, 513-529. doi: 10.1007/s00382-005-0081-9
- Maykut, G. and 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 and A. Cazenave, 2006** : Present-day sea level change, *C.R. Geosciences*. doi:10.1016/j.crte.2006.09.001.
- Rignot, E. and 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 snow cover in AR4 coupled climate models. *J. Geophys. Res.* 111, D15111, doi: 10.1029/2005JD006473.
- Schmittner, A., M. Latif and 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 and 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, and 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 and O. Marti, 2006** : Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07711, doi:10.1029/2006GL025765.
- Zwally, H.J., M.B. Giovinetto, J. Lun, H.G. Cornejo, M.A. Beckley, A.C. Brenner, J.L. Saba and 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.

7

Changement climatique et cycle du carbone

Pierre Friedlingstein, Laurent Bopp et Patricia Cadule

IPSL/LSCE, CEA/CNRS/UVSQ UMR 1572

Commissariat à l'Energie Atomique-Saclay, L'Orme des Merisiers,
91191 Gif sur Yvette, France

Email : Pierre.Friedlingstein@cea.fr laurent.bopp@cea.fr patricia.cadule@cea.fr

Introduction

La concentration de CO₂ dans l'atmosphère est un facteur clef contrôlant le changement climatique du 21^{ème} siècle

Pour estimer l'amplitude de ce changement climatique au cours des prochaines décennies, la plupart des modèles couplés océan-atmosphère (MCGOA) sont forcés par un scénario de concentrations atmosphériques de CO₂. Cela implique que le climat simulé par ces modèles couplés ne peut influencer en retour le cycle du carbone et l'évolution du CO₂ atmosphérique. Pourtant, les flux de carbone entre atmosphère et biosphère terrestre et entre atmosphère et océan, sont sensibles au climat. Un exemple classique de cette sensibilité est la réponse du taux de croissance du CO₂ atmosphérique à l'oscillation australe (ENOA) (eg. Bousquet et al., 2002) ou à la perturbation climatique liée à l'éruption volcanique du Pinatubo (Jones and Cox, 2001, Lucht et al., 2002).

Les deux premières simulations utilisant un MCGOA couplé de façon interactive à un modèle du cycle du carbone (Cox et al., 2000; Dufresne et al., 2002) ont montré que la rétroaction climat-carbone est une rétroaction positive (qui amplifie la perturbation externe). Par contre, l'estimation de l'amplitude de cette rétroaction est très différente entre ces deux premières études (Friedlingstein et al., 2003). Dans le cadre du projet de comparaison des modèles couplés climat-carbone (C4MIP) et pour le prochain rapport du GIEC, un nouveau modèle couplé climat-carbone a été développé à l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL_CM4_LOOP).

Ce modèle a été utilisé pour réaliser des simulations climat-carbone sur la période historique et au cours du 21^{ème} siècle.

Le modèle couplé climat-carbone de l'IPSL

Le modèle IPSL_CM4_LOOP est construit à partir du modèle couplé océan-atmosphère de l'IPSL (Marti et al. 2005) utilisé pour les simulations du 4^{ème} rapport du GIEC (Dufresne et al., 2005) et des modèles de carbone ORCHIDEE (Krinner et al. 2005) pour la biosphère terrestre et PISCES (Aumonet et Bopp, 2006) pour l'océan.

ORCHIDEE est un modèle de végétation, à l'échelle globale, qui calcule bilans énergétiques et hydrologiques, assimilation du carbone, allocation et décomposition de la matière organique pour 13 types fonctionnels de plante (PFTs).

Dans le sol, le modèle ORCHIDEE tient compte de façon explicite de 4 réservoirs de litières et de 3 réservoirs pour le carbone du sol (réservoirs lent, rapide et passif).

PISCES est un modèle du cycle du carbone océanique, à l'échelle globale, qui représente de façon explicite 4 groupes fonctionnels phytoplanctoniques (le nanophytoplancton, les diatomées, le microzooplankton et le mésozooplankton).

La limitation de la croissance du phytoplancton est fonction des concentrations de plusieurs éléments nutritifs (N, P, Si et Fe) dont les cycles biogéochimiques dans l'océan sont également représentés dans PISCES.

Ce modèle climat-carbone est forcé par des émissions de combustibles fossiles anthropiques, reconstruites à partir d'observations pour la période historique (Marland et al., 2005) et estimées par le scénario SRES-A2 pour 2000-2100. Le modèle tient compte des émissions de CO₂ associées à l'utilisation des sols et calculés par Houghton and Hackler (2002) pour la période historique et par le modèle IMAGE pour le 21^{ème} siècle (Leemans et al., 1998).

Deux simulations ont été réalisées. Dans la première de ces simulations, le changement climatique influence le cycle du carbone (simulation couplée) ; dans la deuxième, le CO₂ est considéré comme un gaz non radiatif (de cette façon, le cycle du carbone n'est pas influencé par le changement climatique). La différence entre ces deux simulations permet d'estimer l'amplitude de la rétroaction climat-carbone sur le CO₂ atmosphérique.

La rétroaction climat-carbone

Dans la simulation couplée, la concentration atmosphérique de CO₂ atteint 807 ppm en 2100 (**figure 1a**), et montre un bon accord avec les observations sur la période historique. En 2100, la concentration est de 33 ppm plus élevée dans la simulation couplée que dans la découplée, confirmant bien que la rétroaction climat-carbone est positive (**figure 1b**). Une analyse de rétroaction montre que pour notre modèle, les continents et les océans jouent un rôle comparable dans cette rétroaction. Au niveau océanique, le réchauffement et la stratification des couches de surface expliquent la réduction du puits de carbone. Au niveau continental, la réduction du puits s'explique principalement par l'augmentation de la respiration des sols due au réchauffement de la surface.

Le modèle IPSL_CM4_LOOP à une rétroaction positive qui est inférieure à la moyenne des modèles C4MIP (amplification variant de +20 à + 200 ppm) (Friedlingstein et al., 2006, figure 1b). Cette amplification induit un réchauffement global additionnel variant entre 0.1 et 1.5°C en 2100 (**figure 2**).

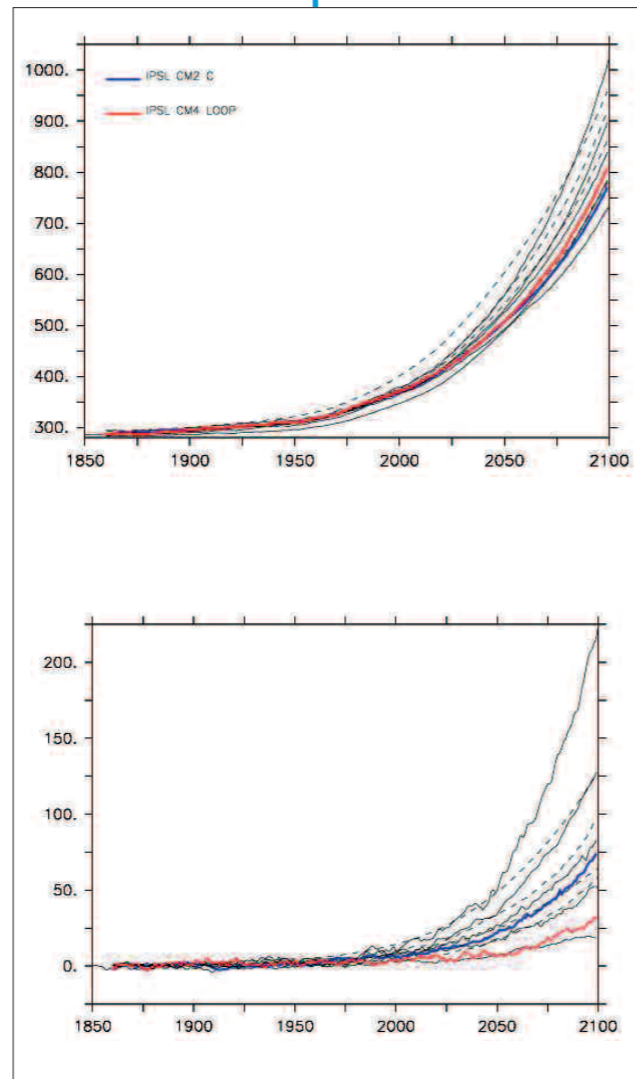


Figure 1. a) Concentration de CO₂ atmosphérique simulée (ppm) de 1860 à 2100 par les modèles couplés climat-carbone C4MIP; **b)** Impact de la rétroaction climat-carbone sur le CO₂ atmosphérique simulé CO₂ (ppm). Les modèles de l'IPSL sont représentés en couleur.

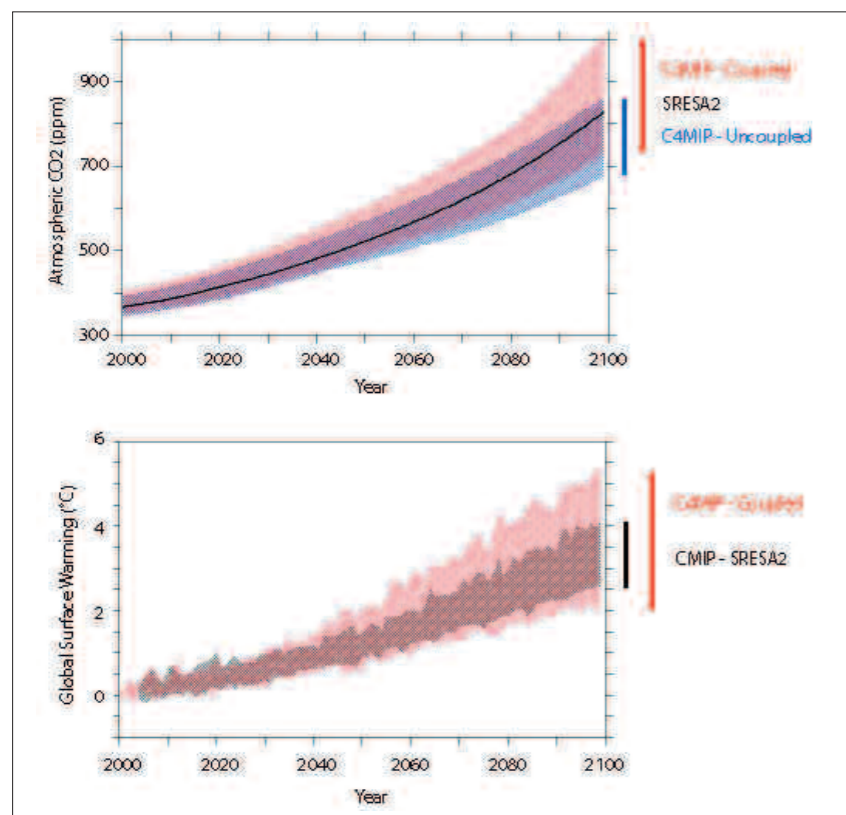


Figure 2 : a) Concentration de CO₂ atmosphérique simulée par les modèles C4MIP pour la simulation couplée (rouge) et découplée (bleu) ainsi que la concentration imposée pour les modèles standards de l'IPCC AR4 pour le scénario SRES-A2 (noir), **b)** réchauffement de surface global simulé par les modèles C4MIP pour la simulation couplée (rouge) et par les modèles standards de l'IPCC AR4 pour le scénario SRES-A2 (noir).

Vers une meilleure validation des modèles climat-carbone

Afin de réduire l'incertitude de cette rétroaction, il est nécessaire de procéder à une validation extensive des modèles. Les flux océaniques et continentaux simulés par IPSL_CM4_LOOP ont été transportés dans l'atmosphère à l'aide du modèle LMDZ4, sur la période 1979-2003. Les concentrations de CO₂ simulées sont ensuite comparées aux données de la NOAA-CMDL (Globalview-CO₂, 2006). **La figure 3** montre les concentrations observées et simulées pour le modèle IPSL-CM2-C (Dufresne et al., 2003) et IPSL_CM4_LOOP à la station de Mauna Loa (19.5° N, 155.6° W).

Le nouveau modèle montre un accord avec les observations nettement meilleur en terme de cycle saisonnier. Le modèle est également évalué en terme de la réponse de son cycle du carbone à la variabilité interannuelle du climat.

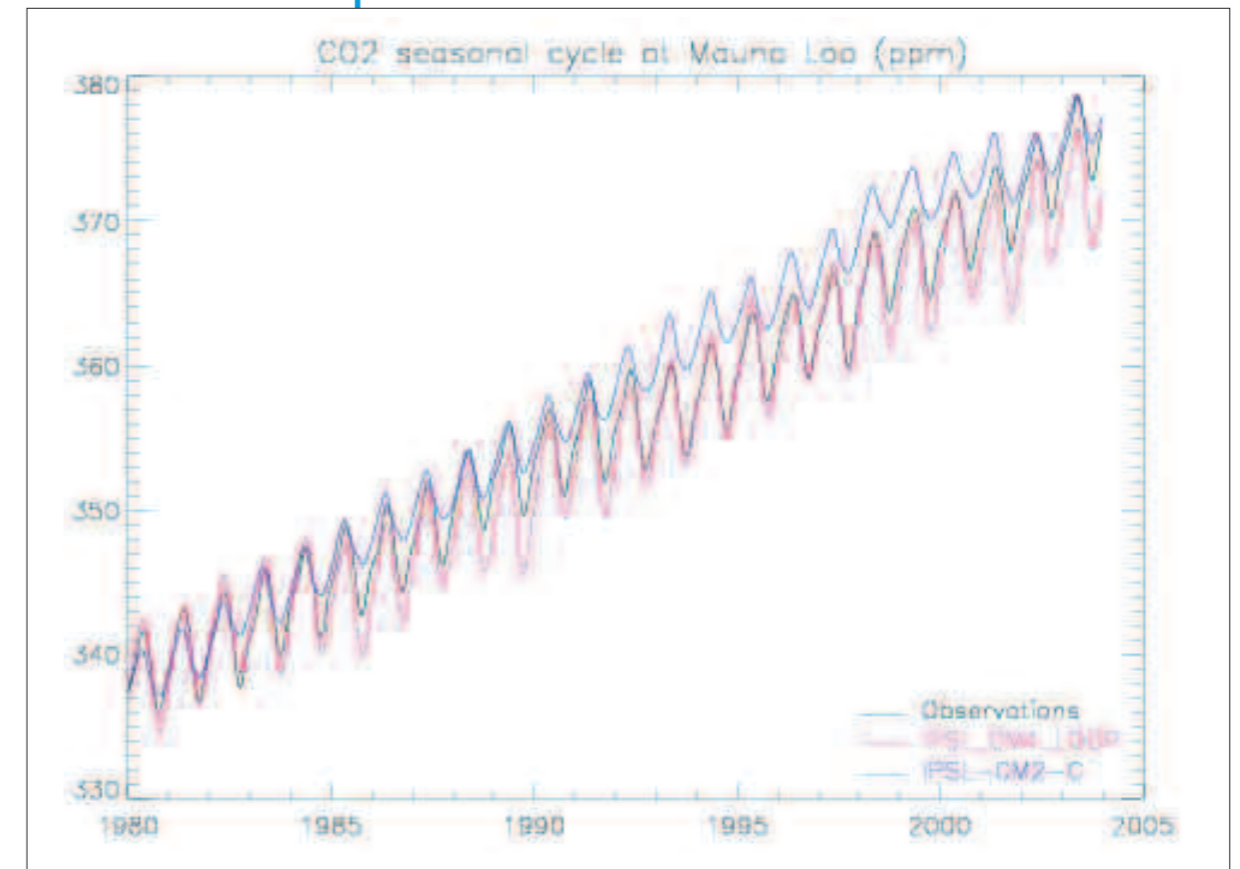


Figure 3 : Comparaison de la concentration de CO₂ atmosphérique simulée par IPSL-CM2-C et IPSL_CM4_LOOP à celle des observations à la station de Mauna Loa pour la période 1979-2003.

On trouve que la variabilité interannuelle du CO₂ est en bon accord avec les observations, néanmoins, le modèle semble simuler une réponse trop forte aux événements de type la Niña. Nous avons également utilisé les données de pénétration du carbone anthropique dans l'océan de Sabine et al. (2005) et comparé à la pénétration simulée par le modèle IPSL_CM4_LOOP. Globalement, Sabine et al. (2005) estime que l'océan a absorbé 106 PgC depuis le préindustriel alors que le modèle calcule une absorption de 96.5 PgC de 1869 à 1995.

Perspectives

Des simulations avec des forçages en concentration des autres gaz à effet de serre (CH₄, N₂O,...), aérosols, et volcans sont également réalisées. Nous pourrions estimer, le rôle de ces différents forçages additionnels sur le réalisme du climat et du cycle du carbone simulé au 20^{ème} siècle, ainsi que leur impact sur l'amplitude de la rétroaction climat-carbone au 21^{ème} siècle.

Références

Aumont, O.; Bopp, L., 2006 :

Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochem. Cycles*, 20 (2),10.1029/2005GB002591.

Bousquet, P., Peylin, P., Ciais, P., Le Quééré, C., Friedlingstein, P., Tans, P.P, 2000 :

Regional Changes in Carbon Dioxide Fluxes of Land and Oceans Since 1980, *Science*, 290, 1342-1346

Cox, P.M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall, and I. J. Totterdell, , 2000 :

Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408, 184-187.

Dufresne, J.-L., Friedlingstein, P., Berthelot, M., Bopp, L., Ciais, P., Fairhead, L., LeTreut H., and Monfray, 2002 :

Effects of climate change due to CO₂ increase on land and ocean carbon uptake. *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 10.1029/2001GL013777.

Friedlingstein, P., Dufresne J.-L., Cox P.M. & Rayner P., 2003 :

How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus* , 55B , 692-700

Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, B. Govindasamy, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. J.Weaver, C. Yoshikawa, and N. Zeng, 2006 :

Climate -carbon cycle feedback analysis, results from the C4MIP model intercomparison, *J. Clim.*, 19, 3337-3353.

GLOBALVIEW-CO 2:

Cooperative Atmospheric Data Integration Project - Carbon Dioxide. CD-ROM, NOAA GMD, Boulder, Colorado [Also available on Internet via anonymous FTP to ftp.cmdl.noaa.gov, Path: ccg/co2/GLOBALVIEW], 2006.

Houghton, R.A., and J.L. Hackler, 2002 :

Carbon Flux to the Atmosphere from Land-Use Changes. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.

Jones, C. D., and P. M. Cox, 2001:

Modelling the volcanic signal in the atmospheric CO₂ record. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 15, 453-466.

Krinner, G., N. Viovy, N. deNoblet, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I.Prentice, 2005 :

A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 19 (1), GB101510.1029/2003GB002199.

Leemans, R., E. Kreileman, G. Zuidema, J. Alcamo, M. Berk, G.J. van den Born, M. den Elzen,R. Hootsmans, M. Janssen, M. Schaeffer, A.M.C. Toet, and H.J.M. de Vries, 1998 :

The IMAGE User Support System: Global Change Scenarios from IMAGE 2.1. RIVM Publication (CD-ROM) 4815006, National Institute of Public Health and the Environment (RIVM), Bilthoven, the Netherlands.

Lucht W, Prentice IC, Myneni RB, Sitch S, Friedlingstein P, Cramer W, Bousquet P, Buermann W, Smith B., 2002 :

Climatic control of the high-latitude vegetation greening trend and Pinatubo effect. *Science*, 296, 1687-1689.

Marland, G., T.A. Boden, and R. J. Andres., 2005 :

Global, Regional, and National CO₂ Emissions. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.

Marti, O., P. Braconnot, J. H., G. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A.Knaueer, A.Caubel, S. Denvil, J. L. Dufresne, L. Fairhead, M. A. Filiberti, M.-A. Foujols, T. Fichet, 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, 26, IPSL, Paris, France, ISSN 1288-1619.

8

Détection et attribution à l'échelle régionale : le cas de la France

Serge Planton (1), Laurent Terray (2)

(1) CNRM/GMGEC, Météo-France

42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01

Email : serge.planton@meteo.fr

(2) Sciences de l'Univers au CERFACS, CERFACS/CNRS URA 1875

42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01

Email : laurent.terray@cerfacs.fr

Introduction

Les études de détection et d'attribution à l'échelle climatique présentées ici ne s'appuient pas directement sur les simulations réalisées dans le cadre de la préparation du rapport AR4. Il s'agit en effet d'études qui portent sur les séries climatiques d'observations en France et leur confrontation aux résultats de simulations numériques conduit à l'utilisation de modèles climatiques régionaux. En attendant la mise à disposition de nouvelles simulations climatiques régionales (en cours actuellement au CNRM, CERFACS et IPSL) contraintes par les simulations couplées globales réalisées pour l'AR4, ce sont des scénarios climatiques régionaux produits dans le cadre de projet antérieurs qui ont été analysés (GICC-IMFRET, PRUDENCE, ACI-DISCENDO, ...).

La détection d'un changement climatique peut se définir comme le processus de démonstration que le climat a changé dans un certain sens statistique, sans donner la raison de ce changement.

L'attribution des causes du changement climatique consiste quant à elle à établir les causes les plus probables de ce changement climatique avec un certain niveau de confiance défini au sens statistique. L'attribution implique en pratique de démontrer que le changement détecté est cohérent avec une réponse estimée du climat à une combinaison donnée de forçages naturels et anthropogéniques, et non cohérent avec des explications alternatives, physiquement plausibles, qui excluent une part importante de cette combinaison de forçages (IDAG 2005, IPCC 2007).

L'approche devenue classique pour la détection et l'attribution de changements climatiques est la méthode des empreintes digitales optimale proposée par Hasselmann (1997) puis appliquée en premier lieu aux observations de températures à l'échelle planétaire (Hegerl et al 1997 ; Allen et Tett, 1999, Tett et al. 2002). ▶

Plus récemment une nouvelle classe de méthodes fondées sur une inférence bayésienne a été mise en œuvre (Hasselmann 1998, Schnur et Hasselmann 2005), mais c'est à l'approche plus classique que se réfèrent les travaux réalisés dans la communauté nationale.

A l'échelle internationale, les études utilisant la méthodologie des empreintes digitales, d'abord appliquées à la température près de la surface, ont été étendues à l'échelle globale aux températures troposphériques issues de l'observation satellitaire (Thorne et al. 2003), au contenu thermique de l'océan (Barnett et al. 2001, 2005), aux pressions de surface (Gillet et al., 2005) et très récemment aux précipitations (avec des résultats moins robustes que ceux des températures, Lambert et al. 2004). Des travaux ont également débuté sur la détection des événements extrêmes (Hegerl et al., 2004, Stott et al. 2004).

Par ailleurs, seules quelques études se sont intéressées à la détection de changements climatiques sur les températures à des échelles sous-régionale (typiquement celle d'un pays comme la France).

Parmi ces études, seules celles qui ont été conduites dans notre communauté, ont mis en œuvre la méthodologie des empreintes digitales. Une autre originalité des études menées dans notre communauté a été de considérer aussi le cas des précipitations et des fréquences d'occurrence des régimes de temps à l'échelle régionale.

Etudes de détection

Les études de détection conduites à l'échelle de la France ont bénéficié de séries de données de températures et de précipitations moyennes mensuelles couvrant l'ensemble du 20^{ème} siècle, homogénéisées suivant une méthodologie proposée par Mestre (2000). Les simulations climatiques régionales utilisées à cette date sont issues du modèle climatique régional ARPEGE-Climat à résolution variable (60 Km sur l'Europe). L'estimation de la variabilité interne nécessaire au test statistique de rejet de l'hypothèse nulle de la détection, a été obtenue à partir des séries de données elles-mêmes mais limitées à la période 1900-1970 supposée moins contaminée par le signal de changement climatique. A noter que cette contamination conduit à réduire la probabilité de détection (test plus conservatif).

La première étude de détection entreprise à l'échelle de la France a été celle de Spagnoli et al (2002). Elle s'est appliquée à l'analyse des tendances sur 30 ans des températures minimales et maximales journalières moyennées sur les saisons d'été et d'hiver.

Elle a mis en évidence une détection sur les seules tendances de température minimales journalières d'été mais pas sur les températures maximales d'été ni sur aucune des températures hivernales.

Une analyse ultérieure a permis de proposer une interprétation physique de cette détection. L'hypothèse a été émise que la variation spatiale du contenu en eau des sols pouvait, via les changements d'évapotranspiration, amplifier le réchauffement dans les régions plus sèches et le limiter dans les régions plus humides. Ce mécanisme est présent dans la simulation du modèle climatique régional (Planton et al, 2005). Une corrélation positive entre l'indice d'humidité des sols simulés sur le climat actuel et reconstitué à partir d'observations sur la période 1971-2000 va dans le sens de cette interprétation physique de la détection. Plus récemment, la comparaison d'indices d'humidités calculés par le modèle climatique régional sur le climat actuel et sur une période de 23 ans à partir du modèle hydrologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) sur la période 1983-2005 (corrélation des moyennes spatiales de l'ordre de 40%), va aussi dans le sens de cette hypothèse.

Le même type d'étude de détection que celle réalisée sur la température a aussi été réalisé à partir des données homogénéisées de précipitations hivernales en France. L'analyse a également porté sur les tendances sur 30 ans de ce paramètre. Comme pour la température, les données sont d'abord centrées dans l'espace afin de n'étudier que la tendance sur la distribution géographique des précipitations. Mais, si dans le cas de la température cette opération avait pour effet de limiter la possibilité d'une détection en raison du fort signal de réchauffement moyen, elle augmente au contraire les chances d'une détection sur les précipitations car l'évolution de la moyenne des pluies simulées, servant à estimer la tendance liée au réchauffement climatique, est faible en comparaison avec la variabilité des tendances observées. L'analyse montre la détection d'un signal de changement de la distribution spatiale des pluies avec un niveau de confiance supérieur à 90% à partir de l'année 1990.

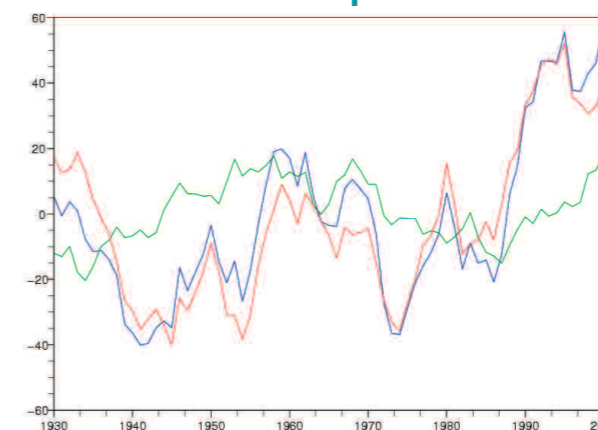


Figure 1 : Evolution de la variable de détection des pluies hivernales en France (en bleu), de la contribution à la variable de détection liée à la variabilité de la fréquence des régimes climatiques de l'Atlantique Nord (en vert) et du terme résiduel (en rouge).

Une tentative d'interprétation de cette détection par un changement de la fréquence d'occurrence des régimes climatiques dans l'Atlantique Nord s'avère infructueuse. La figure 1 illustre ce résultat en montrant l'évolution de la variable de détection associée aux pluies hivernales, celle de la contribution à cette variable des précipitations explicables par la variabilité de la fréquence des régimes climatiques (obtenue par une régression linéaire des précipitations sur les données de fréquences de régimes climatiques produites dans le cadre du projet EMULATE), et le terme résiduel obtenu par différence. L'essentiel de l'évolution de la variable de détection s'explique par celle du terme résiduel, en particulier en fin de période.

Cela implique la présence dans les observations récentes d'un signal significatif sur la tendance à 30 ans des précipitations, conforme à celui qui est calculé par le modèle dans les conditions d'un changement climatique anthropique, et ne s'expliquant pas simplement par la variabilité des occurrences des différents régimes climatiques (notamment de l'ONA).

Les premières études d'attribution ont été réalisées dans le cadre du projet ACI-Discendo sur la détection et attribution du changement climatique à l'échelle régionale. L'approche suivie dans ce projet repose sur l'utilisation de modèles atmosphériques à résolution variable (avec une résolution haute sur la zone d'intérêt) et la considération des conditions aux limites océaniques (températures de surface de la mer, TSM) comme un forçage additionnel s'ajoutant aux forçages anthropiques (gaz à effet de serre - GES - et aérosols sulfatés - SUL -) et naturels (solaire - SOL - et volcanisme - VOL -).

La première idée est de détecter des changements climatiques par rapport à la variabilité interne atmosphérique et à la variabilité liée aux fluctuations océaniques (qu'elles soient de nature interne ou liées à des facteurs anthropiques et/ou naturels). Autrement dit, cette méthode vise à détecter une réponse directe des forçages considérés (GES, SUL, SOL, VOL) sur l'atmosphère, en plus de celle associée éventuellement au réchauffement océanique dû aux mêmes forçages (Sexton et al. 2001). Cette approche est avantageuse si le rapport signal sur bruit est supérieur à celui de l'approche classique à partir de modèles couplés océan-atmosphère. Assigner aux TSM le rôle d'un forçage additionnel réduit la variabilité interne du système considéré à la variabilité interne atmosphérique, mais ôte également la contribution océanique (liée aux TSM) à l'estimation du signal d'origine anthropique. L'autre avantage est de ne pas reposer complètement sur l'utilisation de modèles couplés et d'éviter les questions complexes sur les problèmes de dérive et de biais et leurs liens avec la réponse aux forçages anthropiques.

La deuxième idée concerne la méthodologie d'attribution : elle se base sur la réalisation de simulations d'ensemble qui diffèrent par la combinaison des forçages appliqués. Le premier ensemble est forcé uniquement par les TSM observées sur la période 1950-1999 et les autres forçages (GES, SUL, NAT - SOL + VOL -) sont constants et fixés à leur valeur de 1950. Pour les autres ensembles, on ajoute séquentiellement les évolutions observées des forçages anthropiques et naturels. Les moyennes d'ensemble des simulations réalisées constituent les signaux climatiques et la variabilité interne - bruit - est construite à partir de la variabilité intra-ensemble (écarts entre chaque simulation et la moyenne d'ensemble correspondante). Ces deux ingrédients sont alors utilisés dans la méthode des empreintes digitales qui peut être également vue comme une simple méthode de régression à plusieurs paramètres. Les observations (y) peuvent être représentées par une combinaison linéaire des forçages considérés X_1 (TSM), X_2 (G=[TSM,GES]), X_3 (GS=[TSM,GES,SUL]) and X_4 (GS-NAT=[TSM,GES,SUL,NAT]) plus un résidu représentant la variabilité interne, u :

$$y = \sum \beta_j x_j + u$$

Avec β_j les coefficients d'ajustement (ou amplitudes des signaux) estimés par la régression. La détection des signaux considérés repose alors sur le test de l'hypothèse nulle suivante, $H_0 : \beta = 0$. L'impossibilité de rejeter H_0 signifie que les amplitudes des signaux (associés aux forçages considérés) dans les observations n'est pas différente de 0 au niveau de confiance statistique choisi (95%). La partie attribution de l'analyse cherche si les amplitudes sont cohérentes avec le vecteur identité ($H_0 : \beta = 1$). Si H_0 ne peut être rejetée, il est alors possible d'attribuer le changement observé à l'effet combiné des différents forçages considérés. Par ailleurs, la plausibilité de cette reconstruction est vérifiée par un test de cohérence statistique: on s'assure que le résidu u est cohérent avec la variabilité interne représentée ici par la variabilité intra-ensemble. La contribution individuelle de chaque forçage se calcule à l'aide d'une hypothèse de linéarité sur les combinaisons des différents forçages (Gillett et al. 2004). Il est à noter que y , x_j et u , à la différence des travaux cités au paragraphe précédent, sont ici des vecteurs spatio-temporels (on essaye de détecter une empreinte digitale qui varie dans le temps et non pas une simple tendance linéaire). Remarquons aussi que l'amplitude des signaux considérés est plus faible que dans l'approche précédente (où le signal est obtenu par différence entre le climat futur - 2070-2099 - et le climat présent).

La méthodologie a été appliquée aux anomalies décennales des températures minimales et maximales d'été sur la période 1950-1999 (Terry et Planton 2006). Le réchauffement observé des minimales peut s'expliquer par la combinaison du signal océanique avec les effets directs dus aux GES et SUL. L'analyse d'attribution permet par exemple de montrer que cette combinaison explique les deux tiers du

réchauffement moyen observé sur la France lors de la décennie 1990-1999 (figure 2). Il faut aussi noter ici que le forçage SUL est indispensable pour arriver à détecter une combinaison de signaux. Le signal océanique semble fortement lié au réchauffement global de l'océan (particulièrement depuis 1980) auquel s'ajoute la contribution d'un mode de variabilité appelé l'Oscillation multi-décennale Atlantique (OMA) dont l'origine est probablement interne à l'océan. Le basculement vers une phase positive de cette oscillation dans les dernières décennies du 20^{ème} siècle a contribué à très légèrement augmenter le réchauffement principal dû aux effets anthropiques (GES + SUL). La détection sur les maximales est moins robuste, mais les effets combinés des TSM et GES sont détectés même si le modèle semble légèrement sous-estimer la réponse à ces forçages par rapport aux observations.

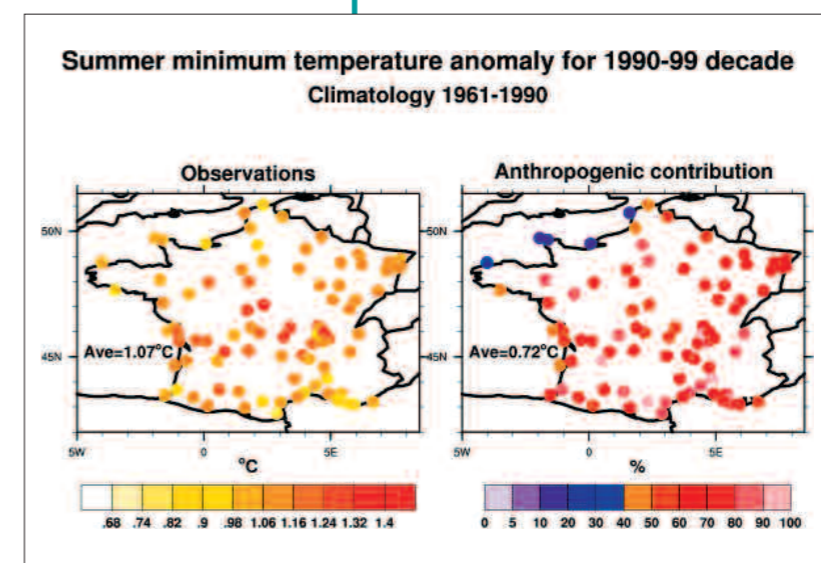


Figure 2: Anomalies de la température minimale d'été pour la décennie 1990-1999 par rapport à la climatologie 1961-1990. A droite : valeurs provenant des réseaux d'observations de Météo-France en degrés Celsius ; à gauche : fraction de l'anomalie attribuable aux effets océaniques et anthropiques directs en %. L'analyse du signal océanique montre qu'il est majoritairement lié au réchauffement global avec une faible contribution liée à la variabilité Atlantique multi-décennale d'origine interne.

Les précipitations et la pression de surface

Une approche différente a été suivie pour les précipitations. Les résultats des études de détection et attribution sur les précipitations hivernales (hiver étendu, novembre à mars) utilisant la même méthodologie que celle utilisée pour les températures (voir section précédente) ne permettent pas de conclure clairement sur la détection et encore moins sur l'attribution des changements observés sur les anomalies décennales de la période 1950-1999, à la différence des résultats mentionnés dans la partie précédente.

À partir de ce constat, l'idée a été de séparer le signal des précipitations en une partie dynamique (liée à l'évolution des fréquences d'occurrence des régimes de temps) et un résidu thermodynamique qui peut être lié en partie au changement sur le contenu en vapeur d'eau et à d'autres causes.

Pour effectuer cette séparation, les techniques de désagrégation basées sur les régimes de circulation atmosphérique à l'échelle journalière (les régimes de temps) et développées pour les études d'impact (**voir Chapitre régionalisation et extrêmes**) ont été utilisées pour construire une fonction de transfert entre les fréquences d'occurrence de régimes de temps et les précipitations sur la France (Boé et Terray 2006). Le jeu de données utilisé pour les régimes de temps est le jeu de pression de surface à la fréquence journalière sur l'Atlantique Nord et l'Europe développé au sein du projet Européen EMULATE.

Les régimes considérés ici diffèrent de ceux utilisés dans la section précédente, d'une part par l'aspect temporel (journalier et non pas mensuel), et d'autre part par la méthode de construction. L'approche suivie ici consiste à déterminer des régimes discriminants non seulement pour la grande échelle mais aussi pour la variable du climat sensible à laquelle on s'intéresse. Pour ce faire, on applique les outils mathématiques de classification aux deux variables (pression de surface et précipitations) simultanément. L'analyse montre qu'il est alors possible de reconstruire par régression multiple et avec une grande précision (corrélation de 0.85) les tendances des précipitations observées sur la France à partir des seules fluctuations des fréquences d'occurrence des huit régimes de temps trouvés (**figure 3a**). Les stations où la tendance est sous-estimée par la reconstruction se situent toutes dans le nord est de la France. Ces écarts aux données observées pour le nord est peuvent être diminués en prenant en compte dans la méthode de régression les changements intra-régime (Boé et Terray 2006). L'étape finale consiste alors à appliquer la méthodologie décrite au paragraphe

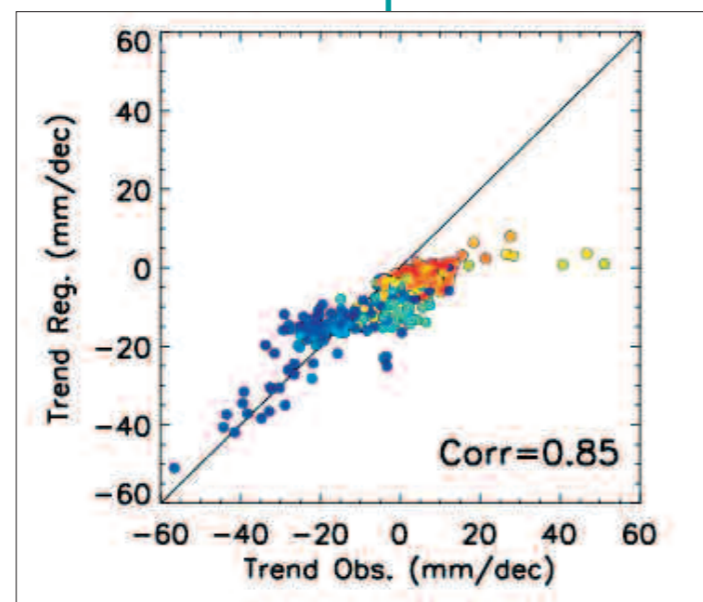


Figure 3 : a. Tendances linéaires des précipitations (en mm/décennie) pour les 299 stations France sur la période 1951-2000 : observées sur l'axe des x et reconstruites par régression sur les occurrences des régimes sur l'axe des y. L'échelle de couleur représente la latitude de la station, du nord (rouge) au sud (bleu)

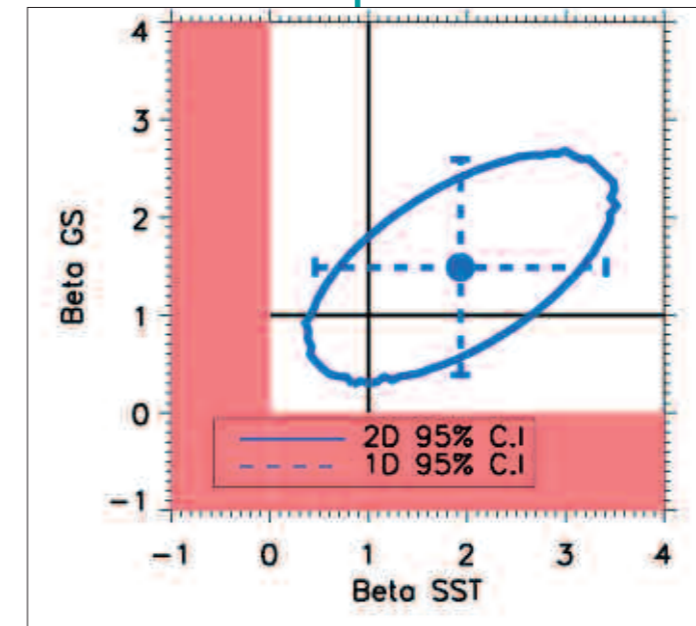


Figure 3 : b. Ellipse représentant l'estimation de la distribution jointe des amplitudes pour la combinaison des deux signaux (TSM et GHG-SUL) au niveau de confiance 95%. La variable considérée est la fréquence d'occurrence des régimes. L'ellipse est centrée sur l'estimation optimale des amplitudes marquées par un cercle coloré en bleu et sa taille reflète l'incertitude associée aux amplitudes des deux signaux identifiés sur les deux axes. Les barres horizontales et verticales indiquent les distributions unidimensionnelles des amplitudes pour chacun des signaux au niveau de confiance 95%.

précédent pour détecter et éventuellement attribuer les changements des fréquences d'occurrence dus aux forçages océanique (TSM) et anthropiques (GES et SUL). Le vecteur de détection est ici constitué des moyennes décennales des fréquences d'occurrence des 8 types de temps. Les résultats (**figure 3b**) montrent qu'il est possible de détecter l'effet du forçage combiné GES-SUL et des TSM sur les changements d'occurrence des régimes de temps et des précipitations associées.

Conclusion

Les études menées au sein de notre communauté sont les premières à suggérer qu'il est possible de détecter dans les observations des températures minimales d'été France une empreinte spatiale du changement climatique d'origine anthropique à des échelles sous-régionales. Les travaux d'attribution montrent que la majeure partie de ce réchauffement est dû à l'action combinée des GES et SUL, à laquelle s'ajoute une petite contribution liée au mode OMA. Ce résultat est important car il bouscule les certitudes affichées depuis le troisième rapport du GIEC sur l'échelle spatiale minimale pour la détection du signal anthropique (5000 Km). Les analyses réalisées semblent indiquer que les non linéarités entre la climatologie du contenu en eau des sols et les anomalies de température, via les changements d'évapotranspiration, sont responsables de la structure spatiale du réchauffement. L'examen de la climatologie de l'eau du sol simulée et sa comparaison avec les analyses Météo-France produites par la chaîne SIM suggèrent que le mécanisme à l'œuvre dans le modèle puisse aussi jouer un rôle important dans les observations. D'autre part, les études sur les précipitations montrent qu'il est également possible de détecter un signal anthropique sur les tendances hivernales des 30 dernières années. La séparation du signal sur les précipitations en une partie dynamique (liée aux fluctuations d'occurrence de régimes de temps discriminants pour les précipitations) et un résidu montrent que cette composante dynamique capture presque complètement la tendance observée. Les empreintes des signaux TSM et de la combinaison GES-SUL sont détectées dans les observations de l'occurrence des régimes.

L'ensemble de ces résultats constituent par ailleurs une validation fine de la capacité du modèle régional à reproduire divers aspects de la sensibilité du climat européen aux forçages anthropiques et peuvent servir à mieux contraindre les projections régionales pour le climat du 21^{ème} siècle.

Références

- Allen, M.R., and S.F.B. Tett, 1999 :**
Checking for model consistency in optimal fingerprinting. *Clim. Dyn.*, 15, 419-434.
- Barnett, T.P., D.W. Pierce, and R. Schnur, 2001 :**
Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science*, 292, 270-274.
- Barnett, T.P., et al., 2005 :**
Penetration of a warming signal in the World's oceans: human impacts. *Science*, 309, 284-287.
- Boé, J., et L. Terray, 2006 :**
Regional-scale detection of dynamical changes in precipitation. *J. Clim.*, submitted
- Gillett, N.P., R.J. Allan, and T.J. Ansell, 2005 :**
Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 32(19), L19714.
- Gillett, N.P., M.F. Wehner, S.F.B. Tett, and A.J. Weaver, 2004 :**
Testing the linearity of the response to combined greenhouse gas and sulfate aerosol forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14201, doi:10.1029/2004GL020111.
- Hasselmann, K., 1997 :**
Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change, *Clim. Dyn.*, 13, 601-611.
- Hasselmann, K., 1998 :**
Conventional and Bayesian approach to climate-change detection and attribution. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 2541-2565.
- Hegerl, G.C., K. Hasselmann, U. Cubash, J.F.B. Mitchell, E. Roeckner, R. Voss, and J. Waskewitz, 1997 :**
Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change, *Clim. Dyn.*, 13, 613-634.
- Hegerl, G.C., F.W. Zwiers, V.V. Kharin, and P.A. Stott, 2004 :**
Detectability of anthropogenic changes in temperature and precipitation extremes. *J. Clim.*, 17, 3683-3700.
- IDAG, 2005 :**
Detecting and Attributing External Influences on the Climate System : A Review of Recent Advances. *J. Clim.*, 18, 1291-1314.
- Lambert, F.H., P.A. Stott, M.R. Allen, and M.A. Palmer, 2004 :**
Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 31(10), L10203.
- Planton S., M. Déqué, H. Douville, et B. Spagnoli, 2005 :**
Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique. *C.R. Géoscience*, 337, 193-202.
- Sexton, D.M.H., D.P. Rowell, C.K. Folland, and D.J. Karoly, 2001 :**
Detection of anthropogenic climate change using an atmospheric GCM. *Clim. Dyn.*, 17, 669-685.
- Schnur, R., and K. Hasselmann, 2005 :**
Optimal filtering for Bayesian detection of climate change. *Clim. Dyn.*, 24, 45-55.
- Spagnoli, B., S. Planton, M. Déqué, O. Mestre, et J.-M. Moisselin, 2002 :**
Detecting climate change at the regional scale : the case of France. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10, 90-1, 90-4.
- Stott, P.A., D.A. Stone, and M.R. Allen, 2004 :**
Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, 432, 610-614.
- Terray, L., and S. Planton, 2006 :**
Detection and attribution of human influence on climate at sub-regional scale. *Nature*, to be submitted
- Thorne, P.W., et al., 2003 :**
Probable causes of late twentieth century tropospheric temperature trends. *Clim. Dyn.*, 21, 573-591.
- Tett, S.F.B., et al., 2002 :**
Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res.*, 107, 4306, doi:10.1029/2000JD000028.

Acronymes

- ACI** : Action concertée incitative
- ANR** : Agence nationale pour la recherche
- ARPEGE** : modèle atmosphérique de prévision numérique du temps et du climat de Météo-France
- AR4** : Fourth assessment report (4^{ème} rapport du GIEC)
- CEA** : Commissariat à l'énergie atomique
- CERFACS** : Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique
- CFMIP** : Cloud feedback model intercomparison project (projet d'intercomparaison des retroactions nuageuses dans les modèles)
- CMIP** : Coupled models intercomparison project (projet d'intercomparaison des modèles couplés)
- CNRM** : Centre national de recherches météorologiques
- CNRS** : Centre national de la recherche scientifique
- CRU** : Climate research unit (unité de recherche climatique de l'Université d'East Anglia)
- C4MIP** : Coupled climate-carbon cycle model intercomparison project (projet d'intercomparaison des modèles couplés climat-cycle du carbone)
- DMG** : Dernier maximum glaciaire
- DODS** : Distributed oceanographic data system (système distribué pour la diffusion de données)
- ENOA** : El Niño oscillation australe
- ENSO** : El Niño southern oscillation (ENOA en français)
- ERA40** : Réanalyses atmosphériques du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme
- GELATO** : Modèle de banquise du CNRM
- GES** : Gaz à effet de serre
- GICC** : Gestion des impacts du changement climatique
- GIEC** : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
- IDAG** : International detection and attribution group (groupe international sur la détection et l'attribution)
- IDDRI** : Institut du développement durable et des relations internationales
- IDRIS** : Institut du développement et des ressources en calcul scientifique
- INSU** : Institut national des sciences de l'univers
- IPCC** : Intergovernmental panel on climate change (GIEC en français)
- IPSL** : Institut Pierre-Simon Laplace
- IRD** : Institut de recherche sur le développement
- ISBA** : Interaction sol biosphère atmosphère (modèle de végétation)
- LEFE** : Les Enveloppes fluides et l'environnement
- LEGOS** : Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiale
- LIM** : modèle de glace de mer de l'UCL
- LGGE** : Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement
- LMD** : Laboratoire de météorologie dynamique
- LMDZ** : modèle atmosphérique développé au LMD
- LOCEAN** : Laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques (anciennement LOdYC)
- LODYC** : Laboratoire d'océanographie dynamique et du climat
- LSCE** : Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement
- MAO** : Mousson de l'Afrique de l'ouest
- MCG** : Modèle de circulation générale
- MCGOA** : Modèle de circulation générale couplé océan atmosphère
- MEDD** : Ministère de l'écologie et du développement durable
- MNHN** : Muséum national d'histoire naturelle
- NOAA** : National oceanic and atmospheric administration (administration nationale océanique et atmosphérique, USA)
- NAO** : North Atlantic oscillation (ONA en français)
- OASIS** : logiciel de couplage de modèles atmosphériques et océaniques développé au CERFACS

- OMA** : Oscillation multi-décennale Atlantique
- ONA** : Oscillation Nord Atlantique
- ONERC** : Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique en France métropolitaine et dans les départements et territoires d'outre-mer
- OPA** : Modèle de circulation générale océanique développé au LODYC
- ORCA** : Version globale du modèle OPA
- PCMDI** : Program for climate model diagnosis and intercomparison (programme sur l'intercomparaison et les diagnostics des modèles climatiques)
- PMIP** : Paleoclimate modeling intercomparison project (projet d'intercomparaison des modèles paléo-climatiques)
- PMRC** : Programme mondial de recherche sur le climat
- ppm** : parties par million
- SRES** : Special report on emission scenarios (scénarios d'émission des gaz à effet de serre, voir GIEC)
- TAR** : Third assessment report (3^{ème} rapport du GIEC)
- TSM** : Température de surface de la mer
- SST** : Sea surface temperature (TSM en français)
- UCL** : Université catholique de Louvain la Neuve
- UJF** : Université Joseph Fourier
- UMR** : Unité mixte de recherche
- UPMC** : Université Pierre et Marie Curie
- URA** : Unité de recherche associée
- UVSQ** : Université Versailles Saint Quentin
- WCRP** : World climate research program (PMRC en français)
- 10n considère ici le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère avec ajustement stratosphérique. Cette méthode suppose que la stratosphère s'ajuste de sorte que son bilan radiatif reste inchangé. Elle permet de rendre le forçage radiatif mieux adapté à l'étude des variations lentes du climat.

Remerciements

Les personnes citées ci-dessous ont activement contribué à la mise au point des modèles couplés utilisés pour les scénarios GIEC, à la réalisation des expériences, à la diffusion des résultats, ou aux analyses scientifiques présentées dans ce document :

Olivier Arzel, Jacques Bellier, Rachid Benshila, Sandrine Bony, Julien Boé, Laurent Bopp, Olivier Boucher, Jean-Philippe Boulanger, Pascale Braconnot, Alain Braun, Patrick Brockmann, Patricia Cadule, Christophe Cassou, Arnaud Caubel, Fabrice Chauvin, Francis Codron, Nathalie de Noblet, Sébastien Denvil, Michel Déqué, Sébastien Dominiak, Hervé Douville, Jean-Louis Dufresne, Laurent Fairhead, Thierry Fichefet, Marie-Angèle Filiberti, Marie-Alice Foujols, Claude Frankignoul, Pierre Friedlingstein, Guillaume Gastineau, Christophe Genthon, Josephine Ghattas, Anne-Laure Gibelin, Katarina Goubanova, Jean-Yves Grandpeix, Eric Guilyardi, Didier Hauglustaine, Frédéric Hourdin, Abderaman Idelkadi, Soumaya Jamili, Masa Kageyama, Gherart Krinner, Alexandre Laîné, Alban Lazar, Phu Le Van, Claire Lévy, Laurent Li, François Lott, Gurban Madec, Eric Maisonnave, Pascal Marquet, Olivier Marti, Sébastien Masson, David Salas y Melia, Ionela Musat, Serge Planton, Johannes Quaas, Annie Rascol, Catherine Ritz, Jean-François Royer, Victoria Serafini, Florence Sevault, Samuel Somot, Didier Swingedouw, Claude Talandier, Laurent Terray, Pascal Terray, Hubert Teyssède, Sophie Tyteca, Sophie Valcke, Nicolas Viovy, Aurore Voldoire.

Le projet ESCRIME tient également à remercier les centres de calcul de l'IDRIS, de Météo-France et du CEA sans lesquels cet effort sans précédent de la communauté française de modélisation climatique n'aurait pu aboutir.

