LMD Z info

la lettre des utilisateurs

du modèle de circulation générale atmosphérique

 $\mathbf{2}$

 $\mathbf{5}$

 $\mathbf{29}$

de l'Institut Pierre Simon Laplace

No 3 Mai 2003

Sommaire

1	Actualité
-	neouunoc

- 2 Evolutions du modèle et aspects informatiques 4
- 3 Applications climatiques
- 4 Etudes de processus et paramétrisations 9
- 5 Végétation hydrologie 11
- 6 Dynamique transport 17
- 7 Chimie aérosols climat 17
- 8 Climatologie méthodes de validation 22
- 9 Les planètes 26

```
10 Le coin débat
```

Contacts et Informations



L'image du jour : Simulation IPSLCM4 (CPL34K, années 41-50) de l'évolution saisonnière de l'anomalie de température au niveau de l'équateur (moyenne 2N-2S, longitude en abscisse et mois en ordonnées). A comparer à la climatologie en page 3.

Editorial - Dans le dernier numéro, bouclé en janvier 2002, nous expliquions que le couplage entre le modèle atmosphèrique (LMDZ) et les surfaces continentales (ORCHIDEE) et océaniques (ORCALIM) était réalisé, d'un point de vue informatique. Le printemps suivant a pourtant été difficile. Les premiers résultats étaient très décevants, avec des structures irréalistes sur les océans tropicaux notamment. Beaucoup suspectaient la composante atmosphérique. Le bug était en fait à l'interface.

Les premières simulations couplées corrigées, juste avant l'été, ont éclairé enfin d'un large sourire les mines tendues de ceux qui avaient le plus contribué ces deux dernières années à la mise au point du modèle, avec par exemple une très bonne simulation du cycle saisonnier des températures de surface de l'océan (l'image du jour), même dans l'Atlantique. Ce numéro fait une large part à ces aspects couplés et aux développements récents, dans LMDZ, qui ont contribué à ce succès.

 $\mathbf{F}.\mathbf{H}$

1 Actualité

Petite histoire du couplé IPSLCM4

La phase de mise au point informatique s'est avérée difficile, avec des modèles encore mal rodés, des grilles différentes pour l'océan et les continents sur lesquelles Olivier Marti a beaucoup sué, des sous-mailles dans l'atmosphère (continents, océans, glaces continentales et banquises), et une réécriture de l'interface au niveau de la couche limite de surface par Laurent Fairhead et Jean-Louis Dufresne. Nous espérions toucher au but à la fin de l'automne 2001 grâce à l'aboutissement du couplage informatique avec les surfaces continentales (ORCHIDEE). C'était, comme souvent, un peu optimiste.

Les premiers résultats couplés LMDZ/ORCALIM/ ORCHIDEE allaient s'avérer très décevants, donnant par exemple des structures tropicales erronées. Lors de la réunion du pôle modélisation à Trouville, la suspicion se portait évidemment sur l'atmosphère. Evidemment puisque le modèle d'océan forcé par des climatologies de flux était bon. Evidemment, sauf qu'on aurait pu dire la même chose de l'atmosphère et que le bug (un bel insecte, purement informatique), était à l'interface. Sous la pression des suspicieux, on se laisse convaincre. On a donc mis en place des "task forces" (le mot a été employé sans rire à Trouville) pour regarder et améliorer les tensions de vents du modèle par exemple.

Les réunions de ces petits groupes de travail ont eu lieu. Mais, plus les regards s'affinaient, moins il devenait évident que les champs du modèle d'atmosphère étaient en cause. Il y avait des défauts, bien sûr. Mais c'était globalement mieux que ce qu'on avait lors des expériences de couplages passées, avec LMD5 ou avec la version LMDZ.3.2 utilisant la convection de Tiedtke. Des tensions de vent trop fortes? Comparées à ERS, oui. Mais en changeant de jeu de données, avec QSCAT, ca devenait moins clair. De toute façon, ces discussions étaient avant tout hors sujet au sens où les défauts venaient donc d'un bug à l'interface. Il a fallu que Pascale Braconnot se convainque que les résultats de l'atmosphère n'étaient pas en cause pour qu'avec Olivier Marti ils mettent la main sur le bug... En quelques minutes.

Cette histoire a eu des retombées positives : la pression mise sur le modèle d'atmosphère a fait passer encore un cap dans la qualité des résultats.

Jean-Louis Dufresne, entré dans la boucle au printemps, s'est attaqué brutalement à la conservation de l'énergie. Il a colmaté les brèches une par une, en commençant par la plus grosse : un bug sur la réévaporation des nuages qui faisait que la création des nuages refroidissait en moyenne l'atmosphère au lieu de la réchauffer!

Un travail important a également été réalisé sur le forçage radiatif des nuages. L'intruduction du shèma de conception de Kerry Emanuel par Jean Yves Grandpeix et Sandrine Bony améliorer la répartitions des précipitations dans les tropiques, avait en même temps déteriorer le forçage radiatif des nuages. En particulier, les nuages convectifs dans les tropiques n'étaient pas du tout suffisamment visibles (forcage radiatif ondes courtes beaucoup trop faible). Le problème a été en grande partie résolu en introduisant le schéma de nuage proposé par Sandrine Bony et Kerry Emanuel (2001, J. Atmos. Sci., cf. plus loin dans ce numéro). Un point important : les développements de Laurent Li sur les nuages de couche limite pour le couplé précédent, avec LMDZ.3.2, permettent d'avoir également un forçage radiatif correct sur les bords est des océans, ce qui n'est pas habituel.

Il y a eu aussi, dans le modèle, tout un tas de petits ajustements que Ionela Musat a testés méthodiquement, tout en développant de nouveaux atlas à partir des outils et maquettes fournis par Patrick Brockmann. Sandrine Bony a accéléré d'un bon facteur 2 le modèle en vectorisant le schéma de convection. Laurent Fairhead, dans le temps qui lui reste, a absorbé toutes ces modifications dans les versions distribuées du modèle et apporté son aide précieuse, au coup par coup.

Cette histoire ne doit pas occulter celle du couplage avec la chimie, qui avait abouti à deux branches parallèles de LMDZ : branche "couplée" (celle discutée ici) et branche "historique" (celle utilisée pour la chimie et appelée aussi LMDZT). Ces deux branches vont être très prochainement réunies dans LMDZ4. Ce modèle partira de la branche "couplée" en lui ajoutant les développements spécifiques pour la chimie. Il faudra entre autres inclure le transport des traceurs par le schéma convectif de Kerry Emanuel. Marie-Angèle Filiberti est sur l'affaire.

Pour ceux qui se sont battus avec ce modèle couplé depuis deux ou trois ans, c'est effectivement l'aboutissement d'un effort qui a pu paraître long et fastidieux. Pour LMDZ, c'est en 1990, en la royale abbaye de Fontevraud, que nous décidâmes collectivement de bâtir un nouveau modèle de climat sur ce qui n'était encore qu'une réécriture du noyau dynamique, utilisée jusque là essentiellement sur Mars et sur Titan. Cette histoire là aussi a été parsemée d'embuches, de revirement et de chausse-trapes. Mais cohérence, ténacité et dynamisme, triomphent finalement assez facilement des oscillations erratiques générées par les quelques technocrates et suspicieux qui nous entourent. Sous réserve de savoir se donner le temps. J'en profite pour souligner ici le rôle qu'a eu Pascale Braconnot, pour faire qu'aboutisse finalement ce modèle couplé de l'IPSL.

Le modèle couplé a également largement profité des outils mis en place par le pôle modélisation de l'IPSL, que ce soit pour la gestion des codes avec MODIPSL (Marie-Alice Foujols et, plus récemment Patricia Cadule) ou pour les diagnostics avec FAST (Patrick Brockmann) et DODS.

Rappel : les couplages précédents

Couplages avec l'ancien modèle LMD5

avec un schéma de convection de type ajustement (Manabe et Kuo, cf. Laval et al. 1981) et sans schéma de végétation

- Couplage avec un océan sans dynamique mais une physique assez sophistiqué et un transport horizontal d'énergie imposé (Emmanuelle Cohen-Solal, 1997).

- Couplage avec la version tropicale d'OPA en utilisant l'approche de la physique délocalisée où les paramétrisations physiques atmosphériques sont calculées sur la grille océanique (Augustin Vintzileos 1999, Francis Codron 2001).

- Couplage global **IPSLCM2** (LMD5/OPA) et simulations climat-carbone (Pascale Braconnot, Olivier Marti, Jean-Louis Dufresne, Pierre Friedlingstein, Laurent Fairhead et Laurent Bopp 1999).

Couplages avec LMDZ.3.2

avec la convection de Tiedtke et sans végétation. IPSLCM3 (avec ORCA-2°) a été utilisé pour des simulations

- de 200 ans avec l'atmosphère à $3.75^{\circ}x2.5^{\circ}$.
- de 1000 ans avec l'atmosphère à 5°x4°.

Couplage actuel avec LMDZ.3.3

Il inclut donc la partie thermodynamique du modèle de surfaces continentales ORCHIDEE avec notamment le routage des eaux de pluies vers les embouchures des grands fleuves et utilise la version LMDZ.3.3 avec le schéma de convection d'Emanuel. Ce modèle **IPSLCM4** est actuellement testé en basse (LMDZ.3.3-5°x4° et ORCA-4°) et moyenne (LMDZ.3.3-3.75°x2.5° et ORCA-2°) résolutions.



FIG. 1 – Evolution saisonnière de l'anomalie de température au niveau de l'équateur (longitudes en abcisse et mois en ordonnée). A comparer à la simulation couplée IPSLCM4 en page 1.

 $\mathbf{F}.\mathbf{H}$

Compte-rendu de la journée IPSL du 13 décembre 2002.

Cette journée était destinée à présenter à la communauté des chercheurs IPSL le nouveau modèle couplé IPSLCM4, sa physique, son climat, sa variabilité, etc... Un compte-rendu avec des liens vers les présentations est disponible à :

http://www.ipsl.jussieu.fr/

~omamce/IPSLCM4/IPSL-13dec02/

Les résultats analysés étaient ceux des simulations CPL84 et CPL34B.

• Pascale Braconnot (LSCE) a présenté les points d'études importants (conservation de la chaleur et de l'eau, nouvelle interpolation, nouveau routage, réécriture couche limite de LMDZ, définition / élaboration des interfaces LMDZ-ORCHIDEE + ORCALIM, facilité d'utilisation / modipsl/ioipsl + Atlas) et les objectifs (simulations stables, améliorer gradients équateur-pôles, climatologie correcte, possibilité d'étudier la variabilité).

• Marie-Alice Foujols (IPSL) a présenté les outils de gestion autour du code (MODIPSL).

• Patrick Brockmann (LSCE) a présenté les outils de post-traitement : ATLAS et FAST.

• Gurvan Madec (LODYC) a fait le point sur les performances du modèle d'océan ORCA en mode forcé, et couplé avec différents modèles. Il a présenté aussi les principales directions d'évolution.

• Frédéric Hourdin (LMD) a présenté un historique du modèle LMD, et fait le point sur les nouveautés de la physique du modèle actuel : schéma de convection de Kerry Emanuel, etc... • Jan Polcher (LMD) a présenté Orchidée, en insistant sur le schéma de routage.

• Olivier Marti a présenté quelques résultats du modèle couplé.

 \blacktriangleright L'après-midi a été consacré à des analyses plus fines des résultats.

Ces résultats avaient été mis sur le web avant la réunion, et un nombre important de participants les avaient regardés, en particulier des personnes ne participant pas directement au développement du modèle, et qui apportaient un regard extérieur précieux.

Les organisateurs de la réunion remercient chaudement tout ceux qui ont pris le temps de faire ces analyses, et qui ont grandement enrichi le contenu de cette réunion.

• Rémy Roca (LMD) : variabilité du couplage effet de serre et évaporation dans les tropiques. Analyses sur l'effet de serre et utilisation des sources d'humidité éloignées dans les tropiques.

• Sandrine Bony (LMD) : forçage radiatif des nuages dans le visible.

 Pascal Terray (LODYC) : variabilité. Mise en évidence d'un mode numérique au large de Durban.
 Sarga Lapiaet (LMD) : moussan africaine

 \bullet Serge Janicot (LMD) : mouss on africaine.

• Gerhard Krinner (LGGE). Gerhard pointe le problème du relief en Antarctique qui est à revoir, et celui des couches limites trop stables sur les calottes.

• Hugues Goosse (UCL/ASTR) : comportement de la glace de mer. Cycle saisonnier correct en Antarctique. Trop de neige sur la glace en été en Arctique.

Les contributions de Sandrine Bony, Rémy Roca et Serge Janicot sont reprises plus loin dans ce numéro.

Principaux points abordés lors des discussions.

1) Tâches à achever pour la prochaine version à figer début 2003 :

- Conservation de l'énergie dans ORCHIDEE.

- Relief Antarctique et Groenland à corriger.

- Problème neige sur glace de mer à regarder (J.

L. Dufresne). Vérification des champs passés dans coupleur pour glace de mer (O. Marti et G. Madec).

- Problème couche limite stable? Tests à faire sur le globe au total, en mode forcé.

- Tests viscosité océan dans les tropiques (G. Madec et O. Marti) pour résoudre les problèmes au large de Durban.

Une fois ces corrections faites, on lance en parallèle des simulations à basse (ORCA4xLMD7245) et moyenne (ORCA2xLMD9671) résolution.

Ce qui fut fait début avril [NDLR].

2) Formations

Plusieurs personnes ont demandé des formations à ce nouvel outil de recherche.

Le Pôle de modélisation va organiser avant l'été une journée de formation aux outils d'analyse. Marie-Alice Foujols, Patrick Brockmann, Laurent Fairhead et Claire Lévy prennent ça en main.

A l'automne, il est prévu d'organiser une formation sur le modèle Système Terre.

3) Simulations de référence.

La discussion a permis de dégager les simulations de références suivantes qui seront faites par l'IPSL. - Simulation atmosphère forcée AMIP ;

- Contrôle couplé avec gaz à effet de serre au niveau actuel :

- Contrôle couplé avec gaz à effet de serre au niveau pré-industriel;

- Scénario type CMIP2 et SRES A2 (CO2 +1% par an).

4) Organisation autour des analyses.

Des groupes de travail avaient fonctionné pendant la mise au point, en particulier sur les tropiques. Le plus simple dans l'immédiat est d'utiliser la liste de diffusion "cplipsl" (mailto :cplipsl@ispl.jussieu.fr), et mettre des identifiants permettant un tri rapide ([tropiques], [glace], [enso]). Si un sujet devient important, il sera toujours temps de créer une liste de diffusion spécifique.

> Olivier Marti olivier.marti@cea.fr

2 Evolutions du modèle et aspects informatiques

A suivre...



Simulation des paléoclimats

La simulation des paléoclimats est en fait focalisée sur les périodes récentes de la vie de la Terre, pour des raisons évidentes : on dispose de données de meilleures qualités, plus nombreuses et mieux datées. Ainsi les périodes clefs du Quaternaire : l'Holocène moyen (il y a 6000 ans), le dernier maximum glaciaire (il y a 21 000 ans) ou l'entrée en glaciation (il y a 115 000 ans) ont été largement modélisées, en particulier avec LMD5 et maintenant avec LMDZ-ORCA-LIM. Une période bien plus éloignée a beaucoup excité la communauté scientifique, il s'agit du Néoprotérozoïque (800-600 millions d'années), seconde phase glaciaire que la Terre ait connue. En effet, curieusement, alors que le soleil jeune émettait un rayonnement plus faible, pendant les 4 premiers milliards d'années, le climat de la Terre semble avoir été très chaud, avec une seule phase glaciaire : la glaciation huronienne, il y a 2.4 milliards d'années. La glaciation Néoprotérozoïque a l'avantage d'être mieux documentée que les glaciations huroniennes et en particulier, on peut lui associer des paléogéographies. (Figure 2)



FIG. 2 - Couverture neigeuse moyenne annuelle (m). Les cinq dernières années de simulation à l'équilibre ont été utilisées.

Une des énigmes de cette glaciation réside dans le fait que les preuves de sédiments glaciaires



FIG. 3 – Sensibilité de l'insolation moyenne annuelle au sommet de l'atmosphère à l'obliquité (angle de l'axe de rotation de la Terre avec le plan de l'écliptique). Les valeurs de l'obliquité testées sont 23.5° (en vert), 60° (en rouge) et 90° (en noir).

(tilites) se trouvent à basse altitude et basse latitude. Assez vite, dans les années 70, George Williams avait proposé qu'une façon élémentaire de résoudre ce paradoxe était de supposer que l'obliquité terrestre était alors plus élevée, ce qui conduisait, en effet, à une insolation plus forte aux pôles qu'à l'équateur (Figure 3). Dans un projet pluridisciplinaire financé par Eclipse, deux équipes, par des approches indépendantes, ont prouvé que cette hypothèse était sans doute erronée.

Benjamin Levrard et Jacques Laskar (2003) ont montré que le mécanisme de friction climatique censé permettre à l'obliquité de passer de valeurs élevées à la valeur actuelle avait été largement surestimé et qu'il était, en réalité, bien trop faible pour expliquer une telle variation¹. Parallèlement nous avons utilisé LMDZ couplé à un océan de surface pour montrer qu'en forçant le modèle par deux paléogéographies correspondant aux deux grandes phases glaciaires du Néoprotérozoïque, le climat simulé était incompatible avec les preuves de très larges glaciations type "Snowball Earth", en particulier à cause du cycle saisonnier très important qui tient aux fortes valeurs d'obliquité. Pour la première phase glaciaire (750 Ma Sturtienne), à cause de la position tropicale des continents (Figure 2a), cet aspect n'est pas rédhibitoire et la simulation donne en effet une glaciation massive du type snowball Earth. Par contre, pour la seconde phase glaciaire (580 Ma Varangienne), la glaciation ne peut s'étendre aux moyennes latitudes

¹publié en 97 dans la revue Nature



FIG. 4 – Simulation des calottes de glaces qui ont peut être recouvert le supercontinent Rodinia il y a 750 Ma. 300 ka de simulations du modèle de glace sont nécessaires pour atteindre l'équilibre avec le climat imposé et simulé par le modèle LMDZ.

On a également montré qu'en forçant un modèle de glace (celui de C.Ritz, LGGE) avec une simulation climatique ayant comme conditions aux limites : une obliquité de 23°, un taux de CO₂ de 345 ppm, la paléogéographie de 750 Ma ainsi qu'une plus faible valeur de la constante solaire (-6%) liée à un soleil plus jeune, il était possible de simuler ce qu'Hoffmann a appelé une Snowball Earth (Figure 4).

Eclipse Environnement et Climat du Passé Histoire et Evolution Programme du CNRS SDU SDV et SHS

Donnadieu et al., GRL, 2002 Donnadieu et al., EPSL, 2003 Hoffmann et al., Science, 1998.

> Yannick Donnadieu tiphe@lsce.saclay.cea.fr

Simulation du changement climatique dans l'Hémisphère Sud

Introduction

Les enregistrements de température de surface des stations météorologiques situées sur la péninsule Antarctique ont révélé que cette région a connu un fort réchauffement depuis le début des années '50. Ce phénomène est fortement soupconné d'être à l'origine de l'effondrement d'une partie importante de la plate-forme de Larsen B. Ce réchauffement récent de l'Antarctique constitue un des signaux du changement climatique les plus importants dépassant d'un ordre de grandeur le signal du changement global. Au contraire, les autres régions du continent Antarctique, notamment la côte Est ou le pôle Sud, semblent avoir connu un léger refroidissement durant la même période. Ces changements climatiques autour de l'Antarctique peuvent refléter l'influence de changements de circulation atmosphérique globale (événements ENSO, mode annulaire austral,...) aussi bien qu'un effet des interactions océan-atmosphèreglace de mer locales.

Les mécanismes à l'origine de ce réchauffement rapide de la péninsule Antarctique contrastant avec le léger refroidissement du Pôle Sud et de la côte Est du continent Antarctique ne sont pas encore totalement compris et font l'objet de débats. Les changements de circulation atmosphérique associés aux fluctutations du mode annulaire austral ou liés aux événements ENSO exercent une influence importante sur le climat de la péninsule Antarctique et notamment sur les variations de la température de surface. Mais des modifications de la circulation océanique ou des caractéristiques de la glace de mer, ainsi que leurs interactions avec l'atmosphère sont aussi suceptibles de contribuer à ces tendances observées.

Les modèles de circulation générale couplés sont couramment utilisés pour étudier les mécanismes qui contrôlent le climat moyen mais aussi sa variabilité. Ils permettent par ailleurs de rechercher les mécanismes intervenant dans ces changements climatiques liés aux perturbations anthropiques. Néanmoins dans leur grande majorité, ces modèles présentent des erreurs systématiques importantes aux hautes latitudes, notamment dans l'hémisphère Sud. Ces modèles sous-estiment aussi largement la variabilité interannuelle dans l'hémisphère Sud audessus de l'océan Austral et de l'Antarctique. Même les modèles capables de reproduire les changements à grandes échelles de la température observés au cours du vingtième siècle ne peuvent encore simuler correctement les changements régionaux autour de la péninsule Antarctique.

Dans ce contexte nous avons analysé le climat dans l'hémisphère Sud donné par la seconde version du modèle couplé atmosphère (LMD5)-océan-glace de mer (OPA-ICE) de l'IPSL (IPSLCM2). Nous avons porté un intérêt particulier à cette région de la péninsule Antarctique. Enfin nous avons examiné la capacité du modèle à reproduire les changements régionaux observés dans cette région.



FIG. 5 - Deux premiers modes dominants (EOF) de la variabilité interannuelle du géopotentiel à 500 hPa moyen en hiver dans la simulation de contrôle (240 ans)



FIG. 6 – Vent zonal à 200 h Pa moyen en hiver dans la simulation de contrôle (240 ans) et les réanalyses NCEP (m/s)



FIG. 7 – Asymétries zonales du géopotentiel à 500 hPa moyen en hiver dans la simulation de contrôle (240 ans) et les réanalyses NCEP (m)



FIG. 8 – Changements de la température de surface en moyenne annuelle sur la période 1950-2000 dans la simulation scenario ($^{o}C/100$ ans)

Deux simulations de 240 ans ont été réalisées avec ce modèle : une simulation de contrôle dans laquelle la concentrations en dioxyde de carbone sont maintenues à leur niveau préindustriel et une simulation de scénario dans laquelle les concentrations de gaz à effet de serre évoluent suivant le scenario SRES98 A2 établi par l'IPCC.

Le climat de l'hémisphère Sud

Les caractéristiques majeures de la circulation atmosphérique et du climat de l'hémisphère Sud sont simulées correctement par ce modèle de basse résolution. Le vent moyen à 200 hPa en hiver (Juillet) simulé et observé (réanalyses NCEP) est présenté sur la figure 6. Sur toute la zone s'étendant de l'océan Pacifique à l'océan Indien, le vent moyen à 200 hPa en hiver (Juillet) est bien reproduit par le modèle (figure 6). Le maximum situé entre $120^\circ\mathrm{E}$ et $120^\circ\mathrm{W}$ autour de $30^\circ\mathrm{S}$ a une amplitude réaliste entre 45 et 50 m/s. La pénétration sur l'océan Pacifique vers 60°S au niveau de la Nouvelle-Zélande du jet polaire est aussi bien représentée. L'erreur systématique majeure apparaît au-dessus de l'Atlantique où on trouve un jet subpolaire intense irréaliste.

Les asymétries zonales du géopotentiel à 500 hPa sont forcées principalement par les asymétries du continent Antarctique et par les asymétries de la répartition continent-océan (figure 7). Elles sont dominées tout au long de la saison par un nombre d'onde 1. La structure des ondes stationnaires et leurs amplitudes sont très bien simulées malgré le biais notable sur le bassin Atlantique vers 40°S. Ces grands traits de la circulation varient au cours de la saison mais beaucoup plus faiblement que dans l'hémisphère Nord.

Les deux simulations (contrôle et scénario) présentent aussi des modes de variabilité inter-

annuelle de la circulation dans l'hémisphère Sud réalistes (figure 5). Ces structures de variabilité grande échelle sont extraites par une analyse EOF appliquée aux variations interannuelles du géopotentiel à 500 hPa en hiver (JJA). Le mode dominant est le mode annulaire austral. Il décrit les variations du gradient méridien moyen de pression entre les hautes et moyennes latitudes. Des asymétries zonales de nombre d'onde 3 sont superposées à ce gradient méridien moyen. La téléconnection entre le Pacifique tropical et les latitudes extratropicales, souvent appelé mode Pacific South America est la seconde structure majeure de variabilité grande échelle. Ces modes dominants sont identiques dans les deux simulations. Le forcage anthropique ne modifie pas la structure spatiale des modes de variabilité et aucun mode de variabilité nouveau n'apparaît.

Le changement climatique dans l'hémisphère Sud

Sachant que les grandes caractéristiques du climat de l'hémisphère Sud sont bien reproduites par le modèle de l'IPSL nous supposons que la réponse grande échelle du système climatique au forçage anthropique soit plausible. D'autre part le climat simulé sans perturbation extérieure est stable, la simulation de contrôle ne contenant pas de dérive significative, au contraire de la simulation de scénario qui présente une augmentation importante de la température globale. Ainsi les mécanismes du changement climatique simulé en Antarctique peuvent être étudiés à l'aide de ces simulations.

La distribution spatiale du changement des températures de surface simulées au cours de la période 1950-2000 suggère que le modèle peut capturer les changements régionaux en Antarctique (figure 8). En effet comme le montrent les observations, le réchauffement important autour de la péninsule Antarctique est opposé à des changements plus faibles, ou même un refroidissment.

La figure 10 donne l'évolution temporelle des changements de température sur une bande zonale centrée à 70°S sur la période 1900-2100 par rapport à la climatologie établie entre 1860 et 1899. Cette figure met en évidence la capacité du modèle à reproduire les changements rapides et contrastés autour de l'Antarctique. Aprés 1950 la région située autour de 50°W se réchauffe rapidement.

Les températures de cette région connaissent donc une forte tendance positive. Mais les températures de surface autour de l'Antarctique subissent aussi une variabilité interannuelle et décennale importante dont la distribution spatiale est en bon accord avec les observations. Le réchauffement de la péninsule Antarctique s'est ac-



FIG. 9 – Changements d'étendue de glace de mer en moyenne annuelle sur la période 1950-2000 dans la simulation scenario (%/100 ans)



FIG. 10 – Evolution des anomalies de température de surface à 70° S en moyenne annuelle sur la période 1900-2100 dans la simulation scenario (K)

compagné d'une réduction de l'étendue de glace de mer et d'une diminution de la durée de la saison des glaces. Cette région connaît la plus forte corrélation entre température de surface et glace de mer à la fois dans les observations et la simulation. Le modèle reproduit correctement le retrait de la glace de mer autour de la péninsule Antarctique (figure 9). A l'Est de la mer de Weddell l'extension de la glace de mer augmente simultanément avec la réduction des températures de surface.

> Sébastien Conil, Claudio Menendez sebastien.conil@lmd.jussieu.fr menendez@at1.fcen.uba.ar

4 Etudes de processus et paramétrisations

Nouveau schéma de nuages

L'introduction de la paramétrisation de la convection de Kery Emanuel et la préparation du couplé IPSLCM4 ont été l'occasion d'un retour à la représentation des nuages dans le modèle.

Dans les modèles de circulation générale, la prédiction de la couverture nuageuse et de l'eau condensée est un problème sous-maille. Dans le modèle LMDZ (comme dans nombre de GCMs), ces paramètres sont prédits à partir de l'eau totale (vapeur + liquide + solide) moyenne dans la maille, \overline{q} , et de l'humidité à saturation, $q_{\rm sat}$, deux variables grande-échelle du modèle.

Pour ce faire, on se donne a priori une répartition sous-maille de l'eau sous forme d'une fonction de distribution² P(q) telle que $\int_0^{\infty} P(q)dq = 1$.



La fraction nuageuse f, surface couverte par des humidités totales supérieures à l'humidité à saturation (zone grisée sur la figure), et l'eau condensée q_c se calculent facilement :

$$f = \int_{q_{\text{sat}}}^{\infty} P(q) dq$$
 et $q_c = \int_{q_{\text{sat}}}^{\infty} (q - q_{\text{sat}}) P(q) dq$

On utilise des distributions relativement simples dépendant d'un seul paramètre de largeur σ . Qualitativement et intuitivement, des valeurs grandes du rapport $r = \sigma/\overline{q}$ correspondent à des situations plutôt cumuliformes (nuages isolés entourés de subsidences sèches) alors que les r faibles correspondent à des situations plutôt stratiformes avec peu de mouvements verticaux. Dans le modèle, ce rapport $r = \sigma/\overline{q}$ s'appelle **ratqs**.

Le modèle statistique de nuages de LMDZ était jusque-là basé sur des PDFs carrées (Le Treut et Li, 1991, em Clim. Dyn., **26** :175-187). Dans les versions récentes du modèle, la demi-largeur était imposée comme une fonction de la pression avec des valeurs plus élevées en haut qu'en bas. Cette distribution était utilisée à la fois pour prédire les paramètres utiles au rayonnement (couverture

²En anglais : PDF = Probability Density Function



FIG. 11 – Forçage radiatif (W m $^{-2}$) ondes courtes (SW) au mois de janvier pour des simulations avec l'ancien et le nouveau schéma de nuages et données ERBE. Il s'agit de simulations de trois ans sur SST climatiques effectuées par Ionela Musat (CIV0 et ZOR2 pour les intimes).

nuageuse et contenu en eau des nuages) et pour calculer le taux de chauffage lié aux processus de condensation, et la pluie associée.

Pour essayer de rendre compte du couplage entre mouvements verticaux sous-maille et distribution des nuages, on a dans un premier temps imposé une distribution modifiée pour les cas convectifs. On impose que la largeur de la distribution soit propotionnelle à la différence entre le contenu en eau près de la surface (sensée être représentative de l'eau dans le nuage) et l'eau dans la maille considérée.

Malgré cette adaptation, qui permet d'augmenter la largeur des distributions spécifiquement sur les régions convectives, le modèle a beaucoup de mal à simuler un forçage radiatif visible significatif dans les régions convectives tropicales, notamment sur les continents.

Devant ce constat, nous avons au printemps dernier, poussé les modifications un cran plus loin en incluant le schéma proposé par Bony et Emanuel (2001, J. Atmos. Sci.). Ce schéma utilise tout d'abord des PDFs log-normales généralisées. Quand on les borne en 0 comme sur la petite figure ci-dessus, ces PDFs sont, comme les PDFs carrées, déterminées par un seul paramètre.

En revanche, elles permettent d'utiliser des largeurs arbitrairement grandes (avec les PDFs carrées, si on veut ne pas avoir d'eau négative, il faut prendre $\sigma < \overline{q}$, ce qui conduit d'ailleurs à



FIG. 12 – Moyenne zonales des forçages radiatifs ondes courtes (SW) pour des simulations avec l'ancien et le nouveau schéma de nuages et données ERBE.

une absence d'eau nuageuse dés que l'eau moyenne dans la maille est en-dessous de la moitié de sa valeur à saturation). Le facteur d'assymétrie de ces distributions croît avec le rapport $r = \sigma/\overline{q}$ ce qui correspond bien à ce qu'on observe dans la troposphère moyenne dans les régions convectives : une forte variabilité de l'eau sous-maille associée à une forte assymétrie de la distribution.

Dans la nouvelle version de LMDZ, on a en fait maintenant deux traitements associés grossièrement à deux types de nuages :

- Les nuages stratiformes sont traités comme avant (à la forme de la PDF près) à la fois pour leurs effets thermodynamiques et radiatifs avec une largeur imposée r = f(p) (en pratique ce schéma est activé partout).

- Pour les nuages convectifs, seul l'effet radiatif est calculé à partir des PDFs, tenant compte du fait que la thermodynamique de la condensation et la précipitation sont déjà calculées par le schéma convectif. Pour cette partie, on adopte complètement l'approche de Bony et Emanuel : au lieu d'imposer la largeur de la distribution, on cherche la largeur qui permet d'obtenir l'eau condensée dans le nuage, prédite par le schéma de convection. Le couplage entre dynamique sous-maille et effet radiatif des nuages est donc nettement plus poussé.

On présente sur la figure 11 des cartes du forçage radiatif (différence entre le flux absorbé et le flux absorbé par ciel clair) visible au mois de janvier dans les tropiques pour deux expériences, l'une avec l'ancien schéma amélioré(PDFs carrées mais avec un ratqs interactif pour les mailles convectives) et l'autre avec le nouveau, et pour les données ERBE. On montre aussi les moyennes zonales du forçage sur la figure 12, l'ancien shéma peine à simuler le forçage radiatif associé aux nuages convectifs sur l'Amazonie et l'Afrique. Le nouveau schéma se comporte mieux sur ces régions. A noter dans les deux cas que les stratocumulus sur les bords Est des océans sont bien visibles.

A noter pour finir que dans l'ancienne version utilisant Tiedtke, L. Li avait également été conduit à rajouter un traitement spécifique pour les nuages convectifs. Il rediagnostiquait, pour le rayonnement, des couvertures nuageuses dans les cas convectifs en imposant une couverture constante sur la colonne convective, proportionnelle à la précipitaton convective. végétation aux types fonctionnels de plantes. Pour le moment cette table de correspondance est écrite en dur dans l'une des routines d'ORCHIDEE ce qui ne facilite pas l'utilisation de cartes différentes de celle qui est installée en standard.

Fréderic Hourdin (LMD) Ionela Musat (LMD) Sandrine Bony (LMD)

5 Végétation - hydrologie

INTRODUCTION

Cette fois la rubrique est entièrement dédiée à l'hydrologie avec une contribution sur les irrigations en Inde (Patricia de Rosnay et al.), la deuxième sur les inondations (Anne-Charlotte Vivant et Jan Polcher), et la troisième sur les premiers pas vers l'introduction des zones humides (wetlands en Anglais; Arthur Greene et Nathalie de Noblet-Ducoudré), le tout bien sûr dans ORCHIDEE. Tous ces travaux n'en sont encore qu'à leurs débuts et ne sont donc pas installés en standard dans le code.

Quelques informations complémentaires :

• les réunions ORCHIDEE continuent, à peu près une fois par mois (je suis en retard sur les compterendus), mais ne sont pas encore largement ouvertes car la publication présentant notre code à l'extérieur n'est pas encore soumise. Jusqu'à cette soumission, nous avons décidé de ne réunir que les quelques acteurs directement impliqués dans l'écriture de ce papier. Mais très bientôt les réunions s'ouvriront plus largement.

• deux ingénieurs informaticiens nous viennent en aide depuis peu pour que le code soit plus facile d'utilisation. Rachid Benshila (rachid.benshila@ipsl.jussieu.fr), à l'IPSL, est en charge des "bench marks" du code. Il s'agit de mettre en place, sur le Web et avec l'habillage suffisant pour une utilisation facile, des jeux de simulations permettant de valider aisément chaque nouvelle version du code, et de la comparer à la version précédente. Jacques Bellier (bellier@lsce.saclay.cea.fr), au LSCE, travaille sur le code lui-même, pour effacer quelques imperfections ou difficultés d'utilisation. Pour la carte de végétation par exemple, il s'agit de lui adjoindre (dans le fichier NetCDF) sa table de correspondance permettant de passer des types de Nathalie de Noblet-Ducoudré noblet@lsce.saclay.cea.fr

Modeling experiment of irrigation over Indian Peninsula with ORCHIDEE

Irrigation is the main water user in the world, with 61% of the water withdrawal, and 87 % of the water consumption (withdrawal minus return-flow) [Shiklomanov 1997]

Many studies are devoted to the difficult tasks of (1) collecting coherent data sets of water use and irrigation (2) analyze various aspects of the impact of irrigated agriculture on the environment : the soil salinization, the degradation of water quality and ecology, the increasing incidence of water related diseases. An other important point is to assess the impact of irrigation on the surface energy budget and the atmospheric processes. With the changing climate and environmental conditions and the increasing water scarcity, expected in the near future of this century, this interdisciplinary topic arises today in both climate and irrigation scientific communities as well as for socioeconomic purposes.

Our work aims to make a preliminary investigation of some of these questions. Because this approach is innovative, an important part of the work presented here is devoted to (1) collect data sets of irrigation water use or requirements which are suitable for continental scale modeling studies, (2) develop a modeling infrastructure of irrigation relevant for the purpose of the continental scale land surface modeling with respect to irrigation time and space scale constraints, (3) to assess the feasibility and suitability of the implementation of an irrigation scheme in a continental land surface scheme.

The developed methodology is applied to a simple analysis of the numerical sensitivity of the land surface fluxes to the intensive irrigation over the Indian peninsula. It is conducted in the framework of the PROMISE European project. Modeling experiments are conducted with the land surface scheme ORCHIDEE, at a 1 degree spatial resolution for a region covering the whole Indian Peninsula. Two years simulations, forced by the ISLSCP-I (1987-88) atmospheric data sets, are conducted, and two experiments are compared, with and without land irrigation.

The Indian Peninsula is a relevant region to make a first assessment of the irrigation impact on the surface energy budget : (i) for one it is the most important irrigating region of the world [Shiklomanov 1997], (ii) for an other the land surface processes are important for the climate and monsoon variability as well as for water resources management and sustainable development. In addition this regional case allows to develop the irrigation modeling and validation structure in a continental scale land surface scheme.

Appropriate irrigation data sets for use in climate and land surface processes study require to provide a global coverage of : (i) the amount of irrigation water consumption or requirement (ii) the irrigated areas. FAO as well as World Resources Institute and International Water Management Institute provide informations about the irrigation by year for each country [World Resources 1998].

Based on a modeling approach, the Center for Environmental Systems Research, inGermany, istheonly one today to provide a global scale data set on irrigation at the daily time step with a fine enough resolution $(0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ in latitude longitude) [Döll and Siebert 2002].

An irrigation scheme is developed in ORCHIDEE for the purpose of this study. It includes three components.

First, irrigation requirement, I_net in mm/d, is computed, for each grid box of the model, at the daily time scale from (i) the FAO guideline [Smith 1992], (ii) the digital global map of irrigation developed by the CESR (Figure 14 for Indian Peninsula) (iii) the surface and low level atmospheric conditions :

$$I_net = K_C E_p - P_{eff} \tag{1}$$

where E_p and P_{eff} are the potential evaporation and the soil precipitation (both in mm/d), and K_C is a crop coefficient. Second, the actual irrigation is computed according to the relative equilibrium between water demand and supply of each grid cell. Two cases may be encountered : (i) when water demand is lower than water availability, then the actual irrigation satisfies the irrigation requirement; (ii) when water demand is larger than water supply, as this is typically the case in dry years, the irrigation amount is lower than the irrigation requirement. The resulting actual irrigation is withdrawed from the river system and aquifer reservoirs. Third, the resulting actual irrigation is added to the near surface soil moisture.

Figure 13 shows that the model captures the



FIG. 13 – Zonal mean distribution (averaged between 65 and 90° east) of the irrigation over the Indian Peninsula, for January (a) and September (b) 1987 (in mm by month). The black line refers to the estimates of Döll and Sieb ert (2002); the dashed line depicts the simulation of the irrigation by the model ORCHIDEE. The Döll and Siebert estimates refer to the irrigation requirement while the model simulates the actual irrigation. Strong seasonnal and geographical variations in irrigation amount between January and September are represented in both ORCHIDEE, for the actual irrigation, and the requirement estimates. Low moonson intensity in 1987 is associated to strong water scarcity which leads to reduce the water supply (model) compared to the water demand (estimation).

main features of the time and space variations of the irrigation over India. In January the geographical distribution and variations of the actual irrigation simulated by ORCHIDEE (dashed line) is in good accordance with the Döll and Siebert estimates of the irrigation water demand (black line). In September the net radiation is larger than in January, particulary in the northern part of the



FIG. 14 – Irrigated fraction of the area in percent of each $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ pixel on the Indian Peninsula. From Döll and Siebert (2002).



FIG. 15 – Annual mean values of the increase of latent heat flux versus input of irrigation for the whole Indian Peninsula in 1987 and 1988. Large values of irrigation over the Indian Peninsula leads to strong inscreases in the annual mean latent heat flux.

Peninsula. This contributes to higher values of the potential evaporation than in winter and spring. Maximum values of irrigation correspond to the Indus and Ganges basins which are the largest irrigating regions. The model ORCHIDEE (dashed line) underestimates the amount of actual irrigation in September compared to the estimates of the irrigation requirement. The extreme water scarcity in 1987, due to a dramatically weak monsoon, explains that the estimates of irrigation requirement are larger than the simulated actual irrigation. In contrast to 1987, the wet monsoon of 1988 is associated to larger water availability in the streams and aquifer. In this case (not shown), simulated actual and estimated requirement of irrigation are in a better agreement than in 1987.

As expected the intensive irrigation over the Indian Peninsula leads to increase the annual mean value of the latent heat fluxes (Figure 15). The increased values of the latent heat fluxes influence the surface energy budget which in turn affects the plant water demand through a positive feedback. But this feedback results from an off line experiment where the irrigation does not influence the precipitation rates nor the air humidity and the incoming solar radiation nor the surface wind, as it should be in the real world.

Based on the feasibility and relevance of this preliminary approach, further numerical experiments with the land surface scheme ORCHIDEE and coupled to the LMD General Circulation Model will be devoted to study the interactions and feedbacks between irrigation and climate, from regional to global scales.

References :

Döll, P., and S. Siebert, 2002 : Global modeling of irrigation water requirement. In Water Resources Research (accepted).

World Resources, 1998 : Environmental change and Human health. A book by WRI, UNEP, UNPD, and the World Bank. A guide to the global environment, New York Oxford University Press.

Shiklomanov, I., 1997 : Assessement of water resources and water availability in the World. Stockholm Environment Institute.

Smith, M., 1992 : A computer programme for irrigation planning and mangement. FAO Irrigation and Drainage Papers - 46. Agriculture Department/Land and Water Development Division. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

> Patricia de Rosnay patricia.derosnay@cesbio.cnes.fr Y. Polcher (LMD), K. Laval (LMD) M. Sabre (CSTB)³

Les plaines d'inondations dans ORCHIDEE, utilité de leur prise en compte

Objectifs

La représentation du transport latéral de l'eau dans les modèles climatiques présente plusieurs aspects intéressants. En premier, elle fournit aux modélisateurs une méthode de vérification des cycles

³Centre Scientifique et Technique du Bâtiment, Nantes

hydrologiques simulés : les sorties du modèle peuvent facilement être comparées aux mesures des stations de jaugeages. En second, le transport latéral de l'eau influence la convection océanique par des apports localisés d'eau douce aux océans. Enfin, la migration horizontale de l'eau à la surface du sol a un impact sur le climat local. Le routage de l'eau a déjà été introduit dans ORCHIDEE, mais les résultats restaient insatisfaisants pour un certain nombre de régions, en particulier pour celles comportant des plaines inondables. L'objectif de mon travail est d'introduire dans le schéma de routage d'ORCHIDEE la prise en compte de ces zones. Dans le cadre du projet AMMA, mon étude est axée principalement sur le fleuve Niger.

Principe de la modélisation

Modélisé sans prise en compte des plaines inondables, le débit du Niger augmente de la source à l'embouchure. Les mesures montrent au contraire une diminution importante du débit et un décalage du pic de crue. Ceci est la conséquence de l'évaporation intense et du stockage/déstockage d'importants volumes d'eau dans les plaines inondables. Ces deux effets ont été modélisés grâce à une équation à deux paramètres : le premier concerne le transfert d'une partie de l'eau contenue dans le fleuve vers le sol, ce qui va permettre de diminuer le débit et de favoriser l'évaporation; le deuxième provoque le stockage temporaire d'une partie de l'eau contenue dans le fleuve, ce qui va conduire à un décalage du pic de crue. Les volumes déplacés sont calculés comme des fonctions linéaires des variations de débits entre deux instants consécutifs en une maille donnée, ceci en phase de crue. Les deux paramètres ont été calés pour l'année 1987 sur le Niger.



FIG. 16 – Comparaison entre les mesures et les différentes versions du modèle à Niamey. En noir les mesures (débits en m^3/s), en bleu le modèle sans la prise en compte des plaines inondables, en rouge le modèle corrigé

Résultats

Les résultats sont très encourageants. En effet la forme de l'hydrogramme, les volumes modélisés et le décalage du pic de crue après la plaine d'inondation (Niamey) sont bien meilleurs. Ceci est particulièrement visible sur la figure 16 en 1987. Cependant la décrue reste trop lente. La surestimation des volumes en 1988 s'explique par l'excés d'eau modélisé en entrée de la zone inondable. L'étude des débits normalisés par le débit maximal en entrée de cette zone (à Koulikoro) permet de constater que le taux de pertes est satisfaisant (figure 17).



FIG. 17 – 1988, Niamey : Débits normalisés par leur valeur maximale à Koulikoro.

On constate une augmentation de l'évaporation et son maintien sur une plus longue période, et, en parallèle, une légère diminution de la température du sol.

L'analyse du Parana, qui a servi de zone témoin, montre que l'approche peut être extrapolée, ceci sans recalibrage des paramètres. L'impact de la prise en compte des plaines inondables est actuellement étudié sur l'ensemble du globe, à l'échelle des bassins-versants et des continents.

> Anne-charlotte Vivant Anne-charlotte.Vivant@lmd.jussieu.fr J. Polcher (LMD)

Sensitivity of the IPSL climate model to the inclusion of wetlands Part 1 : Uncoupled experiments

We investigate here the response of ORCHIDEE, the land surface component of the IPSL climate model, to the inclusion of wetlands. Wetlands? regions where soils are saturated or covered with water – play several roles in the climate system. On short time scales the presence of such areas may profoundly influence exchanges of both heat and moisture between land surface and atmosphere, while on climatic time scales wetlands are a major source of methane (CH₄), a potent greenhouse gas. Thus, it is important that the behavior of the wetland component of the land surface be incorporated into comprehensive models of the Earth's climate system.

In the suite of experiments to be described, ORCHIDEE is forced with a climatology derived from reanalysis products of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), and its hydrological response, described here in terms of evapo-transpiration, bare soil evaporation and implicitly, surface temperature, is discussed.

The first task in these experiments involved revision of the model itself; this revision took two forms : First, it was necessary to include a geographically realistic distribution of wetlands in ORCHIDEE, and second, it was necessary to define the functioning of these wetlands. In other words, ORCHIDEE had to be told both where wetlands are and how they work.

Since the vegetated land surface in ORCHIDEE is described in terms of plant functional types (PFTs) we defined a new wetland PFT. The biological details of this PFT can easily be modified as more is learned about the functioning of actual wetlands, but for the present experiments we utilized a biological profile based on C3 grass, one of the preexisting PFTs in ORCHIDEE. (In the regions where wetlands exist, C3 grass is the most widespread among these PFTs.) Physically, wetlands were simulated by forcing the soil to saturation at each model time step.

With respect to wetland location, we utilize here the map of fractional inundation of Matthews and Fung (1987). Figure 18 shows fractional gridbox coverage of the new wetland PFT at a resolution of 2 degrees, the resolution used in the experiments to be discussed below.

Before proceeding to global-scale experiments, tests of the functional wetland formulation were carried out, in the form of four model runs on single $2^{\circ} \ge 2^{\circ}$ gridboxes, at the locations shown in Figure 19. In these experiments all PFTs present in the gridbox, were modeled as having saturated soils. Thus, the entire gridbox can be thought of as a wetland.

Three of the experimental locations (Boreal, star at upper left; Tropical, lower left; Siberia, upper right) were set in locations where wetlands exist, although the distribution of PFTs is different in each case. The fourth location, in the Sahara desert, was



FIG. 18 – Wetland distribution at the 2° resolution used in the present experiments. Colors indicatefractional wetland coverage in each $2^{\circ} \ge 2^{\circ}$ gridbox.



FIG. 19 - Locations of 1-point experiments. Colors here indicate pre-existing PFT types, of which there are thirteen. PFT type is only shown in locations where wetlands exist.

chosen as a limiting case. For each location the control utilized the unaltered model (unchanged soil hydrology), whilein the experiment all soils were forced to saturation at every time step, simulating wetland hydrology, as discussed above.

Figure 20 shows monthly climatologies of evapotranspiration for control (black) and experiment (red), produced from five-year simulations. Evapotranspiration is seen to be increased in the wetland experiments, particularly for the (admittedly theoretical) Sahara case. The large seasonal cycle is absent for the tropical site, owing to the control of this cycle by temperature. Furthermore, response in the tropics is small, suggesting that soils are generally not far from saturation in the control case. Boreal and Siberian sites are intermediate in response, but do show large seasonal cycles, corresponding to the annual march of temperature in high latitudes.

In all cases (except for the Sahara, where there



FIG. 20 - Evapo-transpiration (mm/d) for the four single-gridbox experiments. Response is dramatic in the Sahara, smallest in the tropics. Responses for the Boreal and Siberia experiments reflect the large annual cycle of temperature at high latitudes.

are no plants) transpiration is seen to be reduced, the opposite of the response of evapo-transpiration. The latter includes bare soil evaporation as well as some other, smaller components, such as interception loss.

An unexpected result of these experiments is illustrated in Figure 21, which shows transpiration, again for the four single-gridbox experiments. This reduction of transpiration is due to the differing way in which resistances to evaporation and transpiration function. When bare soils are saturated, evaporation can take place freely, since water is essentially available at the surface, where it is exposed to the overlying atmosphere, winds, radiation and so on. However, in the case of vegetated surfaces, water must still move up through the roots and vascular systems of plants, and can reach the atmosphere only through the stomata, the small pores on leaf surfaces through which plants exchange both water and carbon dioxide (CO2). This process is less sensitive to saturation of soils than is bare-soil evaporation. Hence, it is the latter that responds most dramatically to the free availability of soil moisture.

So why does transpiration actually decrease in the above experiments? In essence, this is because evaporation from the bare soil fraction of the wetland PFT changes the energy balance at thesurface. When the availability of water for evaporation is increased, latent heat fluxes increase as well, and the fraction of surface energy available for sensible heating is reduced, resulting in a lower surface temperature where wetlands are present. Transpiration, in turn, is driven by the gradient of specific humidity between the interior of the leaf and the ambient atmosphere. As the surface temperature



FIG. 21 – Transpiration (mm/d) for the four singlegridbox experiments. In each case except the Sahara, transpiration is reduced when the gridbox is modeled as a wetland. The modeled Sahara is vegetation-free.



FIG. 22 – July evapo-transpiration differences (mm/d), Swamp Planet minus control.

is lowered this gradient also decreases, and it is this decrease that leads to the lowered transpiration in the wetland experiments.

The single-gridbox model runs were next extended to a Swamp Planet experiment, in which the entire surface of the Earth was modeled as a wetland. Figure 22 shows July evapo-transpiration differences (model minus control) for this experiment. It can be seen that evapo-transpiration is increased essentially everywhere, with the most dramatic changes occurring in regionsthat are arid in the control run such as the Sahara. This both confirms the conclusions of the single-gridbox experiments and offers a largescale

Finally, the hydrological treatment of wetlands used in the single-gridbox and Swamp Planet experiments was combined with the geographically realistic wetland distribution discussed at the beginning of this report, provided by the Matthews



FIG. 23 – July evapo-transpiration differences (mm/d), Matthews fractional inundation minus control.

fractional inundation dataset. Since gridbox wetland fraction is now variable, we would expect to see a more varied mosaic of evapo-transpiration differences, and this is indeed the case (Figure 23).

We can see from Figure 6 that for most locations the introduction of a wetland fraction, though now only a portion of the gridbox, has resulted in increased evapo-transpiration, with the largest increases occurring in those areas having the greatest fractional inundation. These results correspond to those of the single-gridbox and Swamp Planet experiments discussed above. There are also scattered grid cells having negative evapo-transpiration anomalies, evidently a result of transpiration changes overriding those of bare soil evaporation. Such effects might be produced, for example, with certain values of fractional inundation, combined with particular pre-existing soil moisture amounts. However, evaporation from the bare soil fraction of the wetland PFT is clearly the dominant influence on the global pattern of evapo-transpiration, as modeled by ORCHIDEE.

The substantial differences in evapo-transpiration suggested by these experiments indicate that the inclusion of wetlands is likely to have a significant effect on modeled climates, echoing the results of experiments such as those performed by Bonan (1995). We noted that transpiration reductions were motivated by those of surface temperature, and such temperature changes (not shown here) are also likely to have measurable effects on simulated climates. In addition, the changes in temperature and atmospheric humidity forced by modified fluxes of heat and moisture from the land surface may have important secondary effects on the vegetation itself, and thus feed back on the changes forced by the primary inclusion of wetlands. Refinements in this analysis will result from fully coupled model runs, in which the atmosphere not only forces the land surface model, but also feels the effect of changed surface fluxes and energy balance owing to the presence of wetlands. The inclusion of a methane parameterization, presently underway, will soon provide insights into the effects of wetlands on climatic time scales.

> Arthur Greene amg@lsce.saclay.cea.fr Nathalie de Noblet-Ducoudré

6 Dynamique - transport

La suite au prochain numèro...

7 Chimie - aérosols - climat

Introduction

Les études concernant la chimie et les aérosols dans LMDZ ont progressé sur différents fronts. D'une part, le modèle INCA permettant de calculer la distribution de l'ozone et de ses précurseurs dans la troposphère, et des aérosols, a été modifié pour prendre en compte les hydrocarbures non-méthanique (qui participent activement à la photochimie de l'ozone) ainsi que les différents types d'aérosols (minéraux, cycle du soufre, carbone organique et carbone suie, sels marins). INCA sera très prochaînement installé sous MODIPSL et accessible via une page web dédiée au modèle. L'évaluation de la chimie dans le modèle a été poursuivie et en particulier dans le cadre de la comparaison de l'ozone avec les mesures issues du programme MOZAIC dans la haute troposphère. Le développement de la version aérosols de LMDZ a également été poursuivie au LOA. De nombreuses simulations ont permis de tester la sensibilité du DMS (CH₃SCH₃) à différents champs d'oxydants et d'inventaires d'émissions. Par ailleurs, les aérosols carbonés ont été introduits dans cette version du modèle et les distributions évaluées par comparaison avec les mesures des réseaux AERONET et IMPROVE. A quand une version de LMDZ-INCA et aérosols commune au LSCE et LOA? Des jalons ont été placés pour permettre une évolution dans cette direction et les bonnes volontés ne manquent pas. En attendant, savourons les résultats des versions actuelles du modèle!

> Didier Hauglustaine (LSCE) hauglustaine@cea.fr

Evaluation des distributions de l'ozone dans la haute troposphère

Le projet européen TRADEOFF vise à étudier l'impact du trafic aérien et de son intensification future sur la composition chimique de l'atmosphère. Les performances du modèle LMDZ-INCA ont été évaluées dans la haute troposphèrebasse stratosphère par comparaison à de nombreuses mesures. Pour cette évaluation, les vents du modèle sont relaxés vers les analyses du CEPMMT. Sur la figure 24, nous présentons, à titre d'exemple, la distribution de l'ozone à 238 hPa en 1996 observée par MOZAIC (Measurement of Ozone and Water Vapor by Airbus In-Service Aircraft) et celle simulée par LMDZ-INCA. MOZAIC est un programme mesurant la vapeur d'eau, l'ozone, et depuis peu de temps le monoxyde de carbone à bord d'avions de lignes régulières.

Les concentrations simulées aux hautes et moyennes latitudes en hiver sont en très bon accord avec les observations. Dans cette région, la distribution de l'ozone est principalement contrôlée par la dynamique à grande échelle. La propagation des ondes planétaires entraîne la déformation des surfaces iso-géopotentielles. Les régions de thalweig (Amérique du Nord et nord de la Mongolie) sont caractérisées par des fortes valeurs d'ozone et les régions de dorsales (Atlantique Nord) par des plus faibles valeurs. Au printemps, la concentration de l'ozone à 238 hPa augmente car l'intensité du flux d'ozone qui descend de la stratosphère devient maximal. Le cycle saisonnier de l'ozone simulé aux latitudes moyennes à 238 hPa présente un maximun au printemps, en accord avec les observations. En outre, le modèle reproduit une grande partie de la variabilité observée en hiver et au printemps. Celleci est principalement liée à la variation d'altitude de la tropopause et aux échanges d'ozone entre stratosphère et tropopshère.

Ces processus sont fortement influencés par la position des jets polaires et subtropicaux qui est correctement simulée par le modèle. En été, les valeurs sont plus faibles car le niveau 238 hPa se trouve plus fréquemment sous la tropopause aux moyennes latitudes. Le modèle sous-estime



FIG. 24 - Distribution du rapport de mélange de l'ozone en 1996 à 238 hPa mesuré par MOZAIC et calculé par le modèle LMDZ-INCA.

les concentrations à ce niveau car il situe la tropopause plus haut dans l'atmosphère. Ce résultat est aussi valable pour les mois d'automne. La variabilité des concentrations à cette période est également sous-estimée car les valeurs simulées à 238 hPa sont caractéristiques de la troposphère. Aux tropiques, les concentrations d'ozone sont beaucoup plus faibles du fait de la moins grande influence du réservoir stratosphérique. La distribution de l'ozone simulée par LMDZ-INCA est satisfaisante. Néanmoins, elle semble plus homogène que celle observée par MOZAIC. Les valeurs du modèle sont comprises entre 25 et 50 ppbv. Ces valeurs sont effectivement mesurées dans les régions d'intense activité convective de la ZCIT. Des valeurs plus élevées, comprises entre 50 et 75 ppbv, traduisant l'influence de la combustion de biomasse sont également observées au dessus de l'Afrique du Sud et du Brésil pendant le printemps austral.

> Line Jourdain (SA) Didier Hauglustaine (LSCE) line.jourdain@aero.jussieu.fr hauglustaine@cea.fr

Sensibilité des concentrations atmosphériques de DMS à la représentation de la source et à son oxydation

Nous avons étudié la sensibilité du cycle du soufre atmosphérique (naturel et perturbé) aux distributions de DMS océaniques provenant de trois climatologies différentes : données de Kettle et Andreae (2000), données dérivées des mesures Seawifs par Belviso et al. (2002), et sorties du modèle biogéochimique d'Aumont et al. (2002). Ces trois climatologies associées à la paramétrisation des échanges océanatmosphère de Nightingale et al. produisent des flux globaux de DMS relativement proches entre 24 et 27 Tg S / an, mais présentent des distributions spatiales et temporelles très différentes (figure 25). L'ancienne paramétrisation de Liss et Merlivat réduit le flux global jusqu'à 18 Tg S / an.

Nous avons également estimé l'impact du choix des champs d'oxydants (OH, NO₃, HO₂ et O₃) utilisés sur l'oxydation du DMS en remplaçant les champs du modèle IMAGES par ceux du modèle MATCH. Alors que DMS+OH contribue le plus à l'oxydation du DMS en SO₂ au détriment de DMS+NO₃ dans la simulation IMAGES, c'est l'inverse qui se produit dans la simulation MATCH. Il convient donc d'évaluer les distributions du radical NO₃ dans les modèles globaux de chimie.

Nous avons ensuite incorporé de nouvelles réactions chimiques d'oxydation du DMS jusque là négligées dans les modèles globaux (figure 26). L'oxydation par O_3 en phase aqueuse peut représenter un puits important pour le DMS dans les hautes latitudes au-dessus des océans (6,2% en moyenne globale). L'oxydation par O_3 en phase gazeuse prend le relais dans les régions très froides comme l'Antarctique (3,5% en moyenne globale). L'oxydation du DMS par BrO en phase gazeuse est potentiellement importante mais reste très incertaine due à notre méconnaissance des concentrations de BrO qui méritent d'être mesurées jusqu'à des concentrations de 0.1 pptv.

Finalement, nous avons montré que le forçage radiatif indirect des aérosols soufrés anthropiques (par modification des propriétés optiques des nuages) dépendait modérément des concentrations d'aérosols soufrés naturels et donc du flux de DMS. Une diminution de 14% du forçage est observée si la paramétrisation de Liss et Merlivat est remplacée par celle de Nightingale et al.

Références :

O. Boucher, C. Moulin, S. Belviso, O. Aumont, L.



FIG. 25 – Distribution du flux atmosphérique de DMS en utilisant les trois climatologies disponibles de DMS océanique. De haut en bas : Kettle et Andreae, Belviso et al., Aumont et al.



FIG. 26 – contribution relative des nouveaux chemins d'oxydation du DMS (intégrés verticalement). En haut : $DMS+O_3$ en phase aqueuse, en bas : $DMS+O_3$ en phase gazeuse.

Bopp, E. Cosme, R. von Kuhlmann, M. G. Lawrence, M. Pham, M. S. Reddy, J. Sciare, and C. Venkataraman, Sensitivity study of dimethylsulphide (DMS) atmospheric concentrations and sulphate aerosol indirect radiative forcing to the DMS source representation and oxidation, *Atmospheric Chemistry and* Physics, 3, 49-65, 2003.

Aumont, O., Belviso, S., and Monfray, P. : Dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and dimethylsulfide (DMS) sea surface distributions simulated from a global three-dimensional ocean carbon cycle model, *J. Geophys. Res.*, 10.1029/1999JC000111, 107, 2002. Belviso, S., Moulin, C., Bopp, L., Stefels, J. : Assessment of a global climatology of oceanic dimethylsulfide (DMS) concentrations based on SeaWiFS imagery (1998–2001), *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, submitted, 2002.

Kettle, A. J. and Andreae, M. O. : Flux of dimethylsulfide from the oceans : A comparison of updated data sets and flux models, *J. Geophys. Res.*, 105, 26793–26808, 2000.

Olivier Boucher boucher@loaser.univ-lille1.fr

Simulation des distributions d'aérosols carbonés dans LMDZT

Nous avons introduit une représentation des aérosols carbonés dans le modèle LMDZT. Celle-ci est basée sur le travail précédemment réalisé pour les sulfates et comprend des paramétrisations pour les émissions, le mélange de couche limite, le transport convectif, le dépôt sec et humide. Les aérosols carbonés sont séparés en 4 classes : carbone-suie hydrophobe, carbone-suie hygroscopique, carbone organique hydrophobe et carbone organique hygroscopique. Le carbone-suie (BC) est émis à 80% hydrophobe et 20% hygroscopique.

Le carbone organique (OC) est émis à 50% hydrophobe et hygroscopique. Le carbone hydrophobe est converti en carbone hygroscopique avec une constante de temps exponentielle de 1.15 jours. Les émissions utilisées sont celles de Cooke et al. [1999] pour les sources issues de la combustion des combustibles fossiles et GEIA pour la combustion de la biomasse. Ces dernières ont été modifiées pour mieux prendre en compte l'évolution saisonnière des sources hautes et basses à partir des cartes de nombres de feux dérivés d'ATSR. Nous incluons également une source d'aérosols secondaires provenant d'une conversion de 5% des émissions naturelles de monoterpène. Les sources se montent globalement à 10,94 Tg BC / an et 51,91 Tg OC / an.

La figure 27 montre la distribution globale de carbone-suie à la surface. Les premières évaluations du modèle sont prometteuses. La figure 28 présente une comparaison des moyennes mensuelles (sur



FIG. 27 – Distribution globale du carbone-suie à la surface (unité μ g m⁻³) en moyenne annuelle.



FIG. 28 – Comparaison entre les épaisseurs optiques simulées par le modèle et mesurées par la station AERONET de Mongue (23,15°E, 15,25°S).



FIG. 29 – Comparaison des moyennes mensuelles simulées par le modèle et mesurées par le réseau IMPROVE des Etats-Unis : a BC – côte ouest; b BC – côte est; c OC – côte ouest; d OC – côte est.

l'année 1997) entre le modèle (en mode guidé) et les mesures du réseau américain IMPROVE. En règle générale, l'ordre de grandeur et la saisonalité des concentrations de carbone organique sont très bien reproduites. En revanche les concentrations de carbone-suie sont légèrement sous-estimées, ce qui pourrait être dû à une sous-estimation des sources. Une comparaison entre les épaisseurs optiques simulées et mesurées (figure 29) montre que les aérosols carbonés provenant de la combustion de la biomasse sont également bien simulés. Nous allons à présent estimer les impacts radiatifs des aérosols carbonés et étudier la réponse climatique à cette perturbation.

> Shekar Reddy, Olivier Boucher boucher@loa.univ-lille1.fr reddy@loa.univ-lille1.fr

Modifications des émissions marines de DMS à $2 \times CO_2$ et effet radiatif associé

Nous avons exploré la réponse des émissions marines de DMS au changement climatique anthropique et estimé l'effet radiatif associé. Cette étude est possible grâce à l'utilisation et au couplage d'une série de modèles : le modèle couplé de l'IPSL pour simuler la réponse du climat à l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère (Barthelet et al. 1998), un modèle biogéochimque océanique global pour simuler la réponse de la biomasse marine au changement climatique anthropique (Bopp et al. 2001), une paramétrisation permettant de calculer les émissions de DMS à partir des champs simulés par le modèle biogéchimique (Aumont et al. 2002) et un modèle de la chimie du soufre atmosphérique pour estimer l'effet radiatif dû à la modification de ces emissions marines (Boucher et al. 2001).

En réponse au changement climatique anthropique, le modèle prédit un flux océanique global de DMS quasi-inchangé (29,1 TgS an⁻¹ à $1 \times CO_2$ contre 29,9 TgS an⁻¹ à $2 \times CO_2$). Mais il prédit également de fortes disparités régionales (figure 30).



FIG. 30 – Modifications des flux de DMS (en μ mol j⁻¹ m⁻²) entre 2×CO₂ et 1×CO₂.

Les émissions de DMS sont réduites aux basses latitudes (jusqu'à -50% dans l'ouest du Pacifique Tropical) et amplifiées aux moyennes latitudes (jusqu'à +50% dans la zone $40^{\circ}\text{S}-50^{\circ}\text{S}$). Les mécanismes qui pilotent ces modifications sont d'abord d'ordre biologique : ce sont (1) la diminution de la production marine aux basses latitudes et (2) le remplacement partiel du gros phytoplancton siliceux par un petit phytoplancton producteur de DMS aux moyennes latitudes. Les modifications des vents amplifient encore cette opposition latitudinale. Dans la bande $40^{\circ}\text{S}-50^{\circ}\text{S}$, l'augmentation de la vitesse du vent contribue significativement (+5%) à l'augmentation des émissions de DMS (+20%).

Via la modification des propriétés optiques des nuages, les changements des émissions marines de



FIG. 31 – Impact radiatif (premier effet indirect seulement) induit par les modifications des émissions de DMS (haut). Le forçage radiatif induit par le CO_2 lui-même (de $1 \times CO_2$ ou 350 ppm à $2 \times CO_2$ ou 700 ppm) est montré pour comparaison (bas).

DMS conduisent à une diminution/augmentation de l'albédo et à un effet radiatif positif/négatif. A $2 \times CO_2$, cet effet radiatif atteint +1 W m⁻² en moyenne annuelle dans l'ouest du Pacifique Equatorial et -1 W m⁻² en moyenne annuelle dans l'Atlantique Sud (Figure 31). En moyenne globale, il reste négligeable (-0.05 W m⁻²).

Dans l'océan austral, cet effet radiatif s'oppose au forçage radiatif lié à l'augmentation du CO_2 $(-0, 5Wm^{-2} \text{ contre } +2,5 \text{ W m}^{-2}$ en moyenne zonale). Mais l'effet radiatif induit par les modifications des émissions marines de DMS se distingue par sa forte saisonnalité : il atteint -1,5 W m⁻² en été dans l'océan Austral alors que le forçage radiatif du CO_2 est plus ou moins constant dans l'année.

Références :

L. Bopp, O. Boucher, O. Aumont, S. Belviso, J.-L. Dufresne, M. Pham et P. Monfray, Will marine dimethylsulfide emissions amplify or alleviate global warming? - A model study, submitted to Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 2002.

> Laurent Bopp bopp@lsce.saclay.cea.fr

8 Climatologie - méthodes de validation

Evaluation du forçage radiatif des nuages simulé par différents modèles climatiques au-dessus des océans tropicaux.

Comme le développement du modèle couplé l'a illustré ces dernières années, la qualité du forçage radiatif des nuages (cad l'impact des nuages sur les flux radiatifs ou FRN) simulé au-dessus des océans influence considérablement la température de surface moyenne de l'océan ainsi que sa distribution spatiale. Il n'est donc pas étonnant que l'équilibrage récent du modèle ait impliqué, entre autres, des développements dans la paramétrisation de la couverture nuageuse (notamment dans le couplage nuages-convection) et de ses propriétés radiatives. Nous présentons ici une évaluation a posteriori du FRN simulé au-dessus des océans tropicaux par le modèle LMDZ-LH3, (version proche de celle utilisée actuellement dans le modèle couplé de l'IPSL), et comparons les résultats à ceux obtenus par trois modèles atmosphèriques : le modèle LMDZ 2.0, le modèle du Centre Européen (cycle 16r2, version climatique), et le modèle du Hadley Centre (HadAM3), voir les Figures 32 et 33. Par ailleurs, nous avons appliqué les mêmes diagnostics au FRN simulé par le modèle couplé CPL34J (Figure 34).

Dans les Tropiques, la circulation atmosphérique de grande échelle contrôle, en premier lieu, le type de nuages en présence. Par exemple, les situations anticycloniques associées à une grande stabilité statique et une forte subsidence de grande échelle favorisent la formation de nuages bas stratiformes (stratus, stratocumulus); les zones convectives associées aux branches ascendantes des circulations de Hadley-Walker favorisent la formation de nuages convectifs de grande extension verticale et d'enclumes dans la haute troposphère. En conséquence, la variabilité spatiale mais aussi saisonnière et interannuelle de la couverture nuageuse et de ses propriétés radiatives est en grande partie contrôlée par la circulation de grande échelle.

Les grandes structures dynamiques simulées par les modèles climatiques ne sont pas forcément réalistes en terme de localisation géographique et d'intensité. De ce fait, une comparaison des champs de nuages ou de FRN observés et simulés reflette souvent, au premier ordre, des biais dans ces structures



FIG. 32 – Moyenne composite du forçage radiatif des nuages IR, VIS et NET dans différents régimes dynamiques définis à partir de la vitesse verticale de l'air à 500 hPa. Les valeurs positives (négatives) de ω correspondent à des régimes de subsidence (respectivement, d'ascendance) à grande échelle. Pour chaque régime de circulation sont reportés (en rouge) les résultats des simulations LMDZ-LH3 et les résultats (en blanc) issus d'une combinaison d'observations satellitales ERBE (pour le forçage radiatif des nuages) et de réanalyses météorologiques (pour la vitesse verticale). Trois jeux indépendants de réanalyses sont utilisés : ERA, NCEP/NCAR et NASA/DAO.

dynamiques et ne permet pas forcément de juger de la capacité du modèle à représenter les nuages à proprement parler. Pour contourner l'obstacle, nous adoptons une méthodologie consistant à "stratifier" les propriétés nuageuses en terme de régimes de circulation atmosphérique.

La vitesse verticale de grande échelle ω dans la moyenne troposphère (aux environs de 500 hPa) constitue un bon proxy des mouvements verticaux de l'atmosphère à grande échelle. Nous utilisons donc celle-ci pour définir différents régimes de circulation, allant des situations de forte ascendance



FIG. 33 - Comme la figure 32 mais pour les résultats des simulations du modèle LMDZ 2.0 (en rouge), du modèle ECMWF (en vert), et du modèle du Hadley Center (en bleu).

de grande échelle (valeurs très négatives de ω en hPa/day, correspondant à un fort flux de masse à l'intérieur des systèmes convectifs) jusqu'aux situations de forte subsidence de grande échelle (ω positif). Notons au passage que si les situations météorologiques "extrêmes" telles que celles décrites ci-dessus correspondent à des situations nuageuses elles-aussi un peu extrêmes en terme de type de nuages (cumulonimbus et enclumes d'un côté, stratus de l'autre) et d'impact sur le bilan radiatif terrestre, ce sont les situations "modérées" qui ont le plus fort poids statistique dans les Tropiques (la "majorité silencieuse").

A l'aide de données satellitales ERBE mensuelles des flux radiatifs au sommet de l'atmosphère (dont nous déduisons le forçage radiatif des nuages) et de réanalyses météorologiques (vitesse verticale à grande échelle), nous estimons le FRN dans différents régimes de circulation. La composante IR du FRN caractérise l'effet de serre nuageux, ie principalement la capacité des nuages à chauffer radiativement la troposphère, tandis que la composante VIS



FIG. 34 – La figure pour le couplé (run basse resolution CPL34J pour les connaisseurs). Les diagnostics sont faits sur une période légèrement différente a celle des figures précédentes.

caractérise l'effet d'albédo des nuages, qui traduit essentiellement l'effet de refroidissement de la surface par les nuages. La qualité des réanalyses au-dessus des océans tropicaux est sujette à incertitudes dans la mesure où dans ces régions, relativement peu d'observations sont ingérées dans le système d'assimilation. Nous estimons cette incertitude en comparant les résultats obtenus avec trois jeux indépendants de réanalyses (ERA, NCEP/NCAR, NASA/DAO). Le même diagnostic est appliqué aux sorties mensuelles des modèles.

La figure 32 montre que le modèle reproduit assez bien l'amplitude des composantes infrarouge (IR), solaire (VIS) et net du FRN dans les différents régimes de circulation atmosphérique. Parmi les biais les plus marquants, on note toutefois une tendance à surestimer l'effet de serre nuageux et l'albédo (composantes IR et VIS) dans les zones les plus convectives ($\omega < -40$ hPa/day correspond grosso-modo aux régions convectives des warm pools), et à les sous-estimer dans les zones de subsidence. Bien que les biais IR et VIS se compensent partiellement (au sommet de l'atmosphère, mais ni en surface ni dans la troposphère!), le FRN net est légèrement trop négatif sur la majorité des océans tropicaux, traduisant une atténuation trop forte du bilan radiatif tropical par les nuages.

Que doit-on penser de ces résultats? Il reste bien sûr de la place pour l'amélioration. On aimerait par exemple réduire les composantes visible et infrarouge du FRN d'une dizaine de W/m^2 dans les régions convectives et améliorer un peu l'impact radiatif des stratus et des cumulus. Toutefois, pour avoir regardé les résultats de nombreux modèles, ces résultats paraissent plutôt satisfaisants. Il n'y a qu'à regarder les résultats équivalents obtenus par des versions plus anciennes de LMDZ ou par d'autres modèles correspondant à l'état de l'art en matière de physique atmosphérique (Figure 33) pour constater que du point de vue des nuages et du rayonnement, la dernière version de LMDZ n'a rien à envier aux autres modèles. Mais conformément à l'adage bien connu, une bonne simulation de l'état moyen de suffit pas à garantir une réponse réaliste du modèle à une perturbation naturelle ou anthropique. Sachant combien la représentation des nuages est critique pour la sensibilité globale du climat simulé, il s'agit donc de poursuivre l'évaluation des nuages du modèle en utilisant, notamment, la sensibilité des propriétés nuageuses à un changement de la structure thermique de l'atmosphère. A suivre...

> Sandrine Bony Sandrine.Bony@lmd.jussieu.fr

Diagnostique de la co-variabilité de l'effet de serre et de l'évaporation dans les tropiques

Dans la ceinture intertropicale, les sources d'humidité pour l'atmosphère sont localisées dans les régions subtropicales où l'évaporation est élevée. La circulation de grande échelle transporte l'humidité depuis cette région source vers l'équateur où la vapeur est transportée en altitude par la convection. Dans ces régions d'ascendances tropicales, l'effet de serre est maximum. Ce schéma repose sur une relation non-locale entre évaporation et effet de serre (Gershunov et al., 1998) pour décrire une partie du cycle de l'eau atmosphérique. La figure 35 1 (haut) montre la corrélation locale entre effet de serre et évaporation au cours du cycle saisonnier déduite d'observations satellites. Dans les régions subtropicales de part et d'autres de l'équateur, la corrélation est fortement négative indiquant que lorsque l'évaporation y augmente l'effet de serre y diminue. Tandis que dans les régions équatoriales à fort effet de serre, la corrélation est faiblement positive indiquant un forçage non local de l'effet de serre par l'évaporation. La figure 35 1(bas) montre cette corrélation telle que simulée par le modèle couplé océan atmosphère de l'IPSL. Les grandes structures du champ de corrélation sont bien reproduites sauf dans les moyennes latitudes où le GCM révèle une corrélation positive forte qui n'est pas observée. Dans les tropiques profonds, le modèle tend à surestimer légèrement les corrélations. Le bon accord modèle-données laisse à penser que le modèle peut être exploité pour analyser plus en détails le rôle et le comportement de ce couplage dynamique entre effet de serre et évaporation dans des simulations longues (variabilité interannuelle, décennale) ou bien de climat perturbé (anthropique). Néanmoins, de telles études nécessitent une validation plus approfondie du modèle. Une méthodologie dédiée a été développée dans le cadre de la visite d'Alexandre Gershunov au LMD et repose sur l'analyse en corrélation canonique. Appliquée aux intégrations du modèle américain (CCSM), l'approche a permis de mettre en évidence le bon comportement du GCM à l'échelle saisonnière et la tendance à un couplage local trop fort à l'échelle interannuelle. La prochaine mise à disposition de la communauté de simulations longues issues du modèle IPSL est attendue avec impatience pour mettre en œuvre le diagnostique et poursuivre cette étude très préliminaire de la co-variabilité de l'effet de serre et de l'évaporation dans le modèle couplé de l'IPSL.

References :

Gershunov, A., J. Michaelsen and C. Gautier, 1998 : Large-Scale Coupling Between the Tropical Greenhouse Effect and Latent Heat Flux via Atmospheric Dynamics. Journal of Geophysical Research, 103, 6017-6031. Gershunov A. and R. Roca, 2003 : Coupling Of Latent Heat Flux And The Greenhouse Effect By Large-Scale Tropical/Subtropical Dynamics : Observations And Simulations, submitted to Climate Dynamics

> Rémy Roca roca@lmd.ens.fr Alexandre Gershunov sasha@ucsd.edu



FIG. 35 – Corrélation locale entre l'effet de serre et l'évaporation sur un cycle saisonnier. En haut : observations satellites. En bas : Simulation du modèle couplé IPSL





FIG. 36 – Diagramme temps-latitude de l'OLR-NOAA quotidienne moyennée sur les longitudes 10°W-5°E et sur la période 1979-2000. Le tireté rouge représente la séparation continent (au nord) - océan (au sud). Les tiretés noirs représentent le début de la première saison des pluies début avril et la mise en place de la mousson d'été fin juin.

Le cycle saisonnier de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) sur l'Afrique de l'Ouest montre une évolution particulière avec des ruptures de rythme (Figure 36). On observe ainsi un renforcement net de la convection autour de 5° N



FIG. 37 – Diagramme temps-latitude des précipitations quotidiennes moyennées sur les longitudes 10°W-10°E pour 3 années du modèle LMDZ.3 intégrant une version de SECHIBA. Les traits rouges représentent les latitudes 5°N et 10°N et les traits verts les séparations annuelles.



FIG. 38 – Idem Figure 37 mais pour la version CPL34B du modèle couplé et pour les précipitations mensuelles.

au début du mois d'avril signant le démarrage de la première saison des pluies sur la côte guinéenne, puis un "saut" en latitude de 5°N à 10°N fin juin signant la mise en place de la mousson d'été sur la zone du Sahel. On peut à partir de ces éléments qualifier qualitativement différentes versions du modèle LMDZ sur cette région.

La Figure 37 montre un schéma équivalent pour les précipitations issues d'une simulation d'une version de travail du modèle LMDZ.3 intégrant le schéma de surface SECHIBA dans une version non complètement validée, sur trois années prises au hasard. On observe un cycle saisonnier réaliste avec un positionnement des maxima de précipitations proche des latitudes d'équilibre à 5°N au printemps et 10°N en été et une progression vers le nord de

la ZCIT un peu chaotique évoquant le "saut" en latitude vers la fin juin. L'analyse d'une version de travail avec un schéma de surface "bucket" indique un comportement similaire mais où la zone de précipitation est plus étendue en latitude (non montré). Enfin le modèle couplé océan-atmosphère avec schéma de surface "bucket" (version CPL34B) est moins bon dans le sens où la ZCIT ne remonte pas assez loin vers le nord (Figure 38), ceci étant probablement dû à un biais chaud de température de surface de l'océan dans le golfe de Guinée (non montré). Malgré les améliorations indéniables apportées à ce problème dans cette nouvelle version du modèle couplé, et malgré un phasage du cycle saisonnier de ces températures de surface dans le golfe de Guinée tout à fait correct (maximum en avril et minimum en Août), les biais résiduels influencent encore suffisamment le cycle de l'eau de la mousson d'Afrique de l'Ouest pour "bloquer" la ZCIT dans sa progression vers le nord.

Une analyse rapide de la circulation atmosphérique moyenne d'été au dessus de l'Afrique de l'Ouest montre une bonne simulation de ses traits principaux (flux de mousson de sud-ouest, jets d'est dans la troposphère moyenne et dans la haute troposphère, convection profonde de la ZCIT à 10°N et convection sèche associée à la dépression thermique saharienne à 20°N) dans la version non couplée de LMDZ, et une simulation un peu dégradée dans la version couplée, en cohérence avec les résultats précédents (non montré).

> Serge Janicot Serge.Janicot@lmd.polytechnique.fr

9 Les planètes

Le modèle de circulation générale du LMD fait un travail de Titan

Introduction :

Titan, le plus gros satellite de Saturne, est entièrement recouvert d'une brume photochimique épaisse. Cette brume domine le transfert radiatif visible et participe largement au transfert radiatif thermique. On y trouve également une chimie complexe basée sur la chimie de l'azote et du carbone. Titan a été principalement étudié en utilisant des approches séparées par grands systèmes; dynamique, chimie, brume, etc... Tous ces travaux, qui ont fait progresser notre connaissance de Titan pendant plus de 20 ans, aboutissent à la conclusion que cette approche par systèmes découplés est incomplète. Titan possède une atmosphère où les couplages sont forts, et l'approche séparée de chaque système a atteint sa limite. Durant sa thèse, Frédéric Hourdin a développé le tout premier modèle de circulation générale appliqué à Titan. Ce travail avait, entre autres choses, permis de montrer comment les processus de retour de moment cinétique vers l'équateur par les ondes barotropes permettait de maintenir la superrotation de l'atmosphère de Titan. Ce premier modèle considérait une couche de brume et une composition chimique fixée et homogène. Ce travail permettait aussi de valider le modèle bi-dimensionnel (latitude altitude) qui nous a servi par la suite. L'idée étant de paramétriser la dissipation par les ondes barotrope avec une terme de dissipation de type Laplacien. C'est en 1996 que le travail sur le couplage entre le MCG (Hourdin et al., 1995) et le modèle de brume a été initié. Ensuite, un couplage entre la dynamique et la chimie a également été entrepris. La structure atmosphérique de Titan a une symétrie quasiment zonale, ce qui nous a permis de réduire le modèle à une version 2D, moyennant une paramétrisation simple du mélange horizontal dû aux instabilités barotropes. Enfin, parallèlement à ces deux développements, une étude pointue des processus d'instabilité barotrope a été menée pour réaliser une meilleure paramétrisation du mélange horizontal. Ce travail à long terme, coûteux en temps, donne depuis 3 ans des premiers résultats qui en démontrent largement la pertinence.

Circulation atmosphérique sur Titan :

La dynamique atmosphérique et la brume d'aérosols sont deux systèmes fortement couplés. La circulation modifie significativement la répartition de la couche de brume et des espèces chimiques qui en retour agissent sur le bilan radiatif et thermique global. Notons d'abord que sur Titan, il existe une cellule unique dans le sens hémisphère d'été \rightarrow hémisphère d'hiver qui dure environ 80% du temps. Lors de l'inversion de la cellule, peu après l'équinoxe, un système transitoire ($\simeq 20\%$ du temps) se met en place. La branche ascendante de l'hémisphère d'été se déplace vers l'équateur puis passe dans l'autre hémisphère pour donner naissance à un système transitoire de deux cellules zone tropicale / pôles. C'est le déplacement de la zone ascendante qui permet de basculer sur la cellule unique opposée.

Couplages brume-atmosphère et chimieatmosphère :

Les temps caractéristiques de sédimentation (pour une hauteur d'échelle) et d'advection horizontale (pour un rayon de Titan) montrent que les aérosols, créés à haute altitude ($\simeq 400$ km), sont directements advectés vers le pôle d'hiver. Là, ils sont entrainés vers le bas par la circulation, puis sont redistribués par les vents sur toute la planète d'une hauteur d'échelle plus bas. Ce processus est responsable de la formation de la couche détachée, et également d'une concentration supérieure d'aérosols au pôle d'hiver par rapport au reste de la planète (Figure 39).

Le deuxième aspect important de cette interaction est que l'ascendance en hémisphère d'été, qui dure pratiquement une saison et demie (11 années terrestres) est responsable de l'assymétrie Nord-Sud de l'albédo ainsi que des contrastes de composition chimiques observés par Voyager. Les aérosols créés à 400 km ainsi que les espèces chimiques dérivées du méthane et de l'azote moléculaire voient leur taux de mélange décroître avec la pression. Donc, dans les deux cas, l'ascendance tend à ramener de l'air pauvre en aérosols et en espèces chimiques vers le haut dans l'hémisphère d'été et la branche descendante, de l'air chargé en aérosols et en espèces chimiques dans l'hémisphère d'hiver. C'est cet effet essentiellement dynamique qui permet d'expliquer les profils latitudinaux de composition observés dans la basse stratosphère par Voyager 1 (Figure 40).



FIG. 39 – Coefficient de diffusion à 155° de phase $(\log_{10}(\beta \omega P(155^\circ)))$ en fonction de la latitude et de l'altitude. La fonction de courant est matérialisée en traits continus. Situation peu avant le printemps nord.

Les contrastes de réflectivité sont dus aux aérosols qui diminuent la réflectivité en masquant la diffusion de Rayleigh de l'atmosphère qui est en dessous. Ainsi Voyager qui est passée juste avant le renversement de la circulation a observé un fort contraste avec l'hémisphère sud (d'été) plus brillant de 25% (Figure 41). Il y a enfin un effet rétroactif de la brume et de la composition chimique sur la dynamique, via le chauffage direct et le refroidissement. La brume est responsable en grande partie de la rétroaction par le mécanisme suivant : les contrastes dans la couche de brume induisent une augmentation du chauffage direct qui est contrebalancée par un refroidissment IR correspondant. Ainsi, il y a assez peu de différence avec un modèle non couplé. Cependant, la brume se concentre, comme nous l'avons vu plus haut, dans la région polaire d'hiver à cause de la cellule unique (hémisphère d'été vers hémisphère d'hiver). Or, dans la nuit polaire, les aérosols rayonnent fortement en IR, sans contrepartie. Ceci entraîne un refroidissement très marqué au pôle d'hiver qui augmente significativement les contrastes équateurpôle, et qui renforce la circulation. Ce contraste dû à l'inhomogénéité de la brume est du même ordre de grandeur que les contrastes saisonniers.



FIG. 40 – Variations latitudinales des fractions molaires stratosphériques de composés observés par Voyager. L'analyse des données IRIS a fourni les profils en traits continus, pour des altitudes entre 80 et 160 km (Coustenis et Bézard, Icarus 115, 1995). Les tirets sont obtenus avec un modèle photochimique à deux dimensions.



FIG. 41 – L'intensité I observée dans le vert $(0.52 - 0.60 \mu m)$ par Voyager (carrés) et reproduite par le modèle à la même date. Titan montre une réflectivité dans l'hémisphère sud supérieure de 20% à celle de l'hémisphère nord.

Le bilan est que la concentration de brume au pôle d'hiver renforce la circulation, complétant ainsi la boucle pour un couplage avec un fort effet rétroactif.



FIG. 42 – Le coefficient de mélange pour les espèces traces (échelle en bleu) pour le solstice d'hiver nord. Le fort mélange dans l'hémisphère d'été tend à annuler les contrastes créés pendant l'hiver. Les traits montrent les isocontours de la vorticité potentielle.

Paramétrisation de la dissipation horizontale :

Le rayon de déformation de Rossby pour Titan étant plus grand que le rayon du satellite, les instabilités atmosphériques se déclenchent plutôt par des modes barotropes que par des modes baroclines. D'ailleurs, le haut degré de stabilité verticale de l'atmosphère privilégie les écoulements horizontaux. Pour cette raison nous avons basé le développement de la paramétrisation de la dissipation horizontale sur un modèle "shallow-water"⁴ à une couche représentant la stratosphère de Titan. Le forçage du vent zonal par la circulation meridionale moyenne a été representé par un rappel vers un profil de vent barotropiquement instable, avec une constante de temps caractéristique que l'on a fait varier. Les mélanges horizontaux du moment cinétique et des espèces chimiques traces par les ondes barotropes ont été representés dans le MCG par des opérateurs de mélange, agissant respectivement sur la vorticité de l'écoulement et sur la concentration des espèces traces. Le mélange par les ondes suit une variation saisonnière importante, étant plus

⁴Modèle de Saint Venant

fort dans l'hémisphère d'été que dans l'hémisphère d'hiver (Figure 42).

Ainsi, les contrastes latitudinaux d'espèces traces creés par la circulation pendant l'hiver sont conservés jusqu'a l'été suivant, ce qui explique pourquoi Voyager 1 a observé des contrastes dans les champs de vents à l'équinoxe, alors qu'aucun contraste n'était prévu. A l'issu de ce travail, une meilleure paramétrisation du mélange horizontal est proposée pour affiner la modélisation dans les modèles couplés.

Configuration du modèle :

Toutes les applications concernant Titan sont réalisées avec la même configuration du modèle. Le ravon de Titan est de 2575 km. et l'extension verticale de la brume d'environ 500 km. Le modèle est résolu avec 48 points de latitude ($\Delta Y \simeq 170 km$) et 55 niveaux d'altitude linéaires en $\log(P)$. La granulométrie des aérosols est caractérisée en chaque point par 10 cases de rayons couvrant une gamme de 10 nm à une dizaine de μm . La composition chimique comprend 6 espèces transportables. Le coeur dynamique est celui du LMDZ, hormis la paramétrisation de la dissipation par les ondes barotropes qui a été spécifiquement développée pour ce modèle. La partie physique est propre à Titan. Le transfert radiatif est basé sur les modèles de Chris McKay pour le visible et l'infrarouge thermique. Le modèle de microphysique et les codes d'optique pour les particules fractales sont celles développées au Service d'Aéronomie. Les modules de photochimie simplifiée ont été élaborés au CESR.

P. Rannou¹, M. Cabane¹ F. Hourdin², S. Lebonnois^{3†}, D. Luz^{4‡}, C.P. McKay³, et D. Toublanc ⁵

¹ Service d'Aéronomie, Univ. de Versailles / Univ.

Paris 6, FRANCE pra@ccr.jussieu.fr

² LMD, Université de Paris 6,FRANCE

³ NASA-Ames Research Center, Moffett field, CA 94035, U.S.A

- ⁴ Observatoire de Lisbonne, PORTUGAL
- ⁵ CESR, Toulouse, FRANCE
- [†] Actuellement en post-doc au LMD.
- [‡] Actuellement en post-doc au LESIA/obs. Meudon.

Pascal Rannou pra@aero.jussieu.fr

10 Le coin débat

L'Europe, les experts et les scientifiques...

La contribution de Frédéric au coin débat du N° 2 d'LMDZinfo, que lui-même voulait provocatrice, m'invite à une réponse. Frédéric s'interrogeait sur le rôle des scientifiques dans le volet politique du projet européen METRICS auquel l'IPSL participe. Quelques mots d'abord à propos de ces projets européens qui suscitent en général une forte concurrence car ils représentent une source de financement additionnelle importante pour les équipes de recherche – "n'oublions pas..." toutefois que la plus grande partie de notre financement (salaires du personnel permanent, locaux, heures d'avion, satellites, temps de calcul) provient de nos tutelles. Il y a, je pense, un malentendu quant à la nature des projets européens qui tient au fait que les appels d'offre de la Commission Européenne invitent à la fois à poser le problème et en apporter la solution. N'oublions pas que les projets européens, qu'on le veuille ou non, ont pour vocation de servir la politique européenne. Parmi les priorités de l'Europe telles qu'elles sont exprimées par la Commission Européenne, figurent, et c'est là notre chance (ou notre malchance?), les problèmes d'environnement et de changement climatique. Mais figurent également la compétitivité des entreprises européennes, la construction d'une société de l'information, l'application des conventions signées par l'Europe, et maintenant la construction d'un espace européen de la recherche – on constatera à ce propos que le sixième programme-cadre est orienté à outrance vers ce nouvel objectif. En ce qui concerne l'environnement et le changement global, l'Europe et les pays européens sont impliqués dans l'application et la surveillance du protocole de Kyoto et diverses autres conventions sur le transport des polluants. Il n'est donc pas choquant que la Commission Européenne, dans l'optique d'une politique de stabilisation du changement climatique, s'intéresse au concept de forçage radiatif et à son utilité en tant que mesure du changement climatique.

Revenons-en à cette notion de forçage radiatif car le problème n'est pas simple. Il apparaît clairement que seule une infime fraction de la complexité scientifique du changement climatique transpire jusqu'aux décideurs (traduction du *policy-maker* anglais). Il y a donc un intérêt évident à ce que des variables aussi simples que le forçage radiatif ou le potentiel de réchauffement global puissent servir à comparer différents mécanismes de changement climatique et à comparer entre elles différentes politiques de contrôle du changement climatique. Les autorités américaines ont d'ailleurs bien compris la toute-puissance du concept de forçage radiatif puisque l'administration Bush a pris prétexte (entre autres raisons) de la non-prise en compte des aérosols de carbone-suie (responsables d'un forçage radiatif positif et donc d'un réchauffement) dans le protocole de Kyoto pour en rejeter la ratification. Bien entendu les Etats-Unis émettent relativement peu de carbone-suie dans l'atmosphère, alors que les pays en voie de développement à la technologie moins propre génèrent des quantités bien plus importantes d'aérosols absorbants. Mais les mêmes oublient de préciser que l'effet climatique de ces aérosols s'arrêtera avec les émissions alors que les gaz à effet de serre seront encore là pour longtemps (sans compter le corollaire de l'épuisement des réserves en pétrole).

Par ailleurs, on commence à s'interroger du bienfondé du concept de forçage radiatif pour certaines classes de perturbations climatiques comme l'effet semi-direct des aérosols, le second effet indirect des aérosols sur les précipitations et les nuages, la déforestation (y compris celle du continent européen au Moyen-Age) ou encore l'impact de l'irrigation sur la surface et la vapeur d'eau atmosphérique. Et c'est bien là notre rôle de scientifiques que de montrer l'intérêt scientifique et politique, mais aussi les limites, d'un concept (le forçage radiatif) et d'un diagramme (celui de l'IPCC comparant les forcages radiatifs entre eux et dont la notoriété fait presque regretter à certains de ses premiers auteurs de l'avoir introduit). Le scientifique n'est-il pas le mieux placé pour faire l'expert? à condition bien sûr qu'il n'oublie pas qu'il est d'abord un scientifique, c'est-à-dire quelqu'un prêt à remettre en cause une théorie à la lumière de nouvelles données et qui, à un résultat donné, n'oublie pas d'y associer les hypothèses qui sont à son origine et les incertitudes. Si le scientifique ne fait pas ce travail, d'autres moins qualifiés, mais non sans arrières pensées, le feront à sa place. N'y-a-t-il pas déjà assez de balivernes racontées sur le changement climatique, au motif que n'importe qui peut "enquêter", dire "la vérité" sur l'effet de serre, et éviter la "panique"? (oui je vise quelqu'un!). L'expertise du scientifique ne court-circuite pas forcément le débat public mais doit l'éclairer. Et je rejoins Frédéric là-dessus : la réponse à apporter au problème du changement climatique (et, au-delà, à l'utilisation des ressources de la planète) est d'abord un choix de société. Mais le problème est si complexe et si enraciné dans nos habitudes de vie qu'il sera difficile de le résoudre...

> Olivier Boucher boucher@loaser.univ-lille1.fr

LMDZ-info

la lettre des utilisateurs du modèle de circulation générale de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL)
Editée par le Laboratoire de Météorologie Dynamique Case courrier 99
Tour 25, 5ème Etage - 4, place Jussieu 75252 Paris Cedex 05
tel : 01.44.27.50.15 fax : 01.44.27.62.72
Site Internet : http ://www.lmd.jussieu.fr/LMDZ-info Rédacteur en chef : Frédéric Hourdin Adjoint : Olivier Boucher Réalisation : Soumya Jamili

Equipe rédactionnelle :

Evolution du modèle et aspects informatiques : L. Fairhead Applications climatiques : J.-L. Dufresne Etudes de processus et paramétrisations : J.-Y. Grandpeix Végétation - hydrologie : N. de Noblet-Ducoudré Dynamique - transport : F. Hourdin Chimie - aérosols - climat : D. hauglustaine Climatologie - méthodes de validation : S. Bony Planètes : F. Forget









