

LMD **Z** info

la lettre des utilisateurs

du modèle de circulation générale atmosphérique

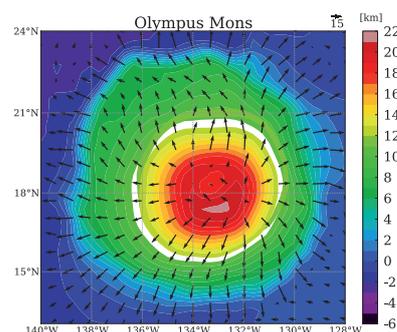
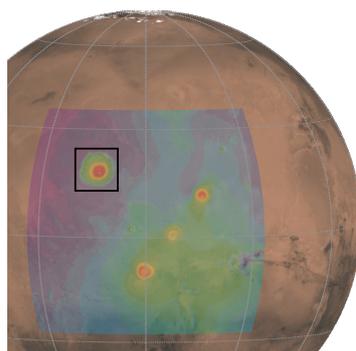
de l'Institut Pierre Simon Laplace

N° 9 - septembre 2013

Sommaire

1	Actualités	3
2	Développement et évaluation du modèle	6
3	Etude des climats régionaux, cycle de l'eau	17
4	Composition atmosphérique	23
5	Planètes	26

Contacts et informations :
<http://lmdz.lmd.jussieu.fr>



L'image du jour :

Les volcans martiens, d'une hauteur considérable (le plus célèbre, Olympus Mons, domine ses plaines environnantes de 26 kilomètres, et comporte des falaises abruptes de 7 kilomètres de haut), forcent un écoulement catabatique intense la nuit au dessus de la surface, en proie à un refroidissement radiatif rapide. La figure donne un exemple de simulation avec le modèle méso-échelle martien obtenu en couplant le coeur dynamique WRF avec la physique martienne de LMDZ. Ce modèle à aire limitée a été appliqué sur le domaine représenté à gauche sur le globe martien pour conduire à la prédiction de vents à 30 mètres proche de la surface reportée sur la figure de droite (vecteurs superposés à une carte topographique). Le vent peut atteindre des valeurs de plus de 35 m/s sur les pentes d'Olympus Mons à quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface, de façon répétée chaque nuit. De tels vents catabatiques seront probablement mesurés in situ par la sonde Curiosity qui doit gravir prochainement une montagne de plusieurs kilomètres de haut située dans le cratère Gale.

Editorial - Après la tourmente de CMIP5, ce numéro met l'accent sur la diversité des problématiques abordées avec LMDZ. Qui utilise LMDZ, pourquoi et comment? V. Fabart répond à cette question à partir de l'enquête réalisée en 2012. L'image du jour (A. Spiga) rappelle l'importance de la planète rouge dans le rayonnement de LMDZ. L'après CMIP5 est aussi l'occasion de prendre du recul... M.-A. Foujols fait le point sur les moyens de calcul nécessaires pour un exercice type CMIP5. J. Servonnat se demande si le climat du modèle couplé est le même sur des calculateurs différents. F. Hourdin incite au développement du contenu physique des modèles atmosphériques, car "les biais (des modèles de climat) ont la vie dure"... Sur l'Afrique de l'ouest les simulations Cordex-Afrique (L. Mellul) présentent - comme les simulations CMIP5 - de forts biais radiatifs au sommet de l'atmosphère. Aux moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord et en été les biais chauds persistants de CMIP5 sont décortiqués à partir de simulations LMDZ-ORCHIDEE (F. Cheruy). Les scénarios globaux CMIP5 sont également utilisés pour des études spécifiques. Ici M. Ménégoz utilise LMDZ couplé au modèle d'aérosols INCA pour estimer la sensibilité du couvert neigeux au dépôt d'aérosols anthropiques au 21^e siècle. Du neuf côté traceurs dans la gestion des aérosols (O. Boucher), pour le transport vertical par la nouvelle physique (R. Locatelli) ou l'estimation des émissions d'aérosols primaires et du SO₂ (N. Huneeus). Deux nouveaux projets sont également présentés : l'un sur la modélisation des aérosols stratosphériques (F. Jegou), l'autre sur le réglage et l'évaluation de LMDZ (I. Musat).

En vous souhaitant une agréable lecture,

I. M.

1 Actualités

Enquête sur les utilisateurs de LMDZ

Véronique Fabart

Veronique.Fabart@lmd.jussieu.fr

Depuis bien longtemps la question se posait : qui utilise le modèle LMDZ et de quelle façon ? Bien sûr les collaborations étaient identifiées, mais pour répondre à cette question de façon précise et exhaustive, nous avons mené une enquête qui s'est déroulée de juin à octobre 2012. Outre la simple curiosité concernant le nombre d'utilisateurs de LMDZ et les modes d'utilisation du modèle, cette enquête a été menée dans le but d'accroître sa reconnaissance et notamment de déposer une nouvelle demande de labélisation.

Dispositif

Nous avons fait le choix de faire porter l'enquête sur l'année scolaire 2011-2012. Dans un premier temps nous avons identifié pour chaque équipe utilisant LMDZ un interlocuteur qui a accepté de répondre à cette enquête. Nous avons défini ce que l'on entendait par utilisateur de LMDZ dans le cadre de cette enquête : toute personne dont le travail repose en partie sur le modèle, que ce soit pour son développement, son utilisation ou l'analyse de ses résultats. Nous avons exclu les personnes travaillant sur l'analyse des résultats de simulations multi-modèles sans focalisation particulière sur LMDZ. Un questionnaire web a été mis en place, permettant à chaque interlocuteur de choisir en quelques clics les thématiques étudiées dans son équipe, les configurations utilisées, les modes de couplage... L'interlocuteur indiquait également dans un fichier pré-formaté les noms des utilisateurs de son équipe, et pour chacun, ce qui l'amenait à utiliser le modèle (recherche, développement...). Quelques semaines plus tard nous avons réuni toutes les réponses. Nous en profitons pour adresser un immense merci aux interlocuteurs qui ont consacré du temps pour nous répondre.

Résultats

Une fois les réponses rassemblées, quatre formats de présentation ont été retenus (consul-

tables sur le site web : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/le-projet-lmdz/qui-utilise-le-modele>, paragraphe "Résultats" :

- aperçu rapide de l'utilisation de LMDZ pour chaque équipe identifiée,
- vue plus synthétique qui permet de quantifier les modes d'utilisation de LMDZ,
- liste des utilisateurs par équipe,
- liste globale des utilisateurs, présentée par ordre alphabétique.

Voilà le résumé de ces résultats :

31 équipes ont été identifiées ; elles sont de tailles variables : 1 à 38 utilisateurs. Elles rassemblent au total 230 utilisateurs, soit une moyenne de 8 utilisateurs par équipe. Ces équipes se répartissent dans des laboratoires ou organismes de l'IPSL (13), en France hors IPSL (6), à l'étranger (12).

Parmi les 230 utilisateurs, 165 font tourner LMDZ pour leur recherche, 157 collaborent avec une personne faisant tourner le modèle, 87 utilisent LMDZ en thèse ou post-doc et 75 contribuent au développement du modèle. Il faut noter que la liste des stagiaires (notamment de M2) est incomplète.

Les thèmes étudiés sont nombreux et variés (31 thèmes). Les thématiques les plus fréquemment abordées sont : la variabilité tropicale (13 équipes), l'étude des changements climatiques futurs (12), la comparaison des résultats du modèle à des données in situ ou sur site (10), l'étude du climat en Chine (9), la comparaison des résultats du modèle à des données satellites (8).

Le modèle est également utilisé par les équipes dans des configurations variées (16 configurations). Parmi celles-ci les plus utilisées sont la configuration climatique forcée (18 équipes), zoomée (17), guidée (16), climatique couplée (11).

17 équipes utilisent LMDZ couplé à ORCHIDEE, 7 à NEMO et INCA, 3 à REPROBUS.

Enfin le travail de développement du modèle se fait en premier sur le couplage à la surface (8 équipes), le transport des traceurs (7), la couche limite, la convection, le rayonnement et la haute atmosphère (4).

Additif : Utilisateurs de la base de données climatiques de Mars

Ces derniers résultats, hors enquête, ont été collectés par l'équipe "Planétologie" du LMD. Les sorties de LMDZ dans sa configuration martienne sont utilisées pour fournir une base de données qui est devenue la référence pour l'étude du climat sur la planète Mars. 180 utilisateurs en France et surtout à l'étranger ont utilisé cette base de données entre juillet 2005 et janvier 2012 (<http://lmdz.lmd.jussieu.fr/le-projet-lmdz/ressources/Mars-Clim-Databas>

En guise de conclusion, les résultats de cette enquête permettent de pouvoir avancer des chiffres avec plus de certitude et de prendre la mesure réelle du développement de l'utilisation du modèle LMDZ dans la communauté scientifique, tant en France qu'à l'étranger.

Bilan illustré des simulations CMIP5

Marie-Alice Foujols - Sébastien Denvil
 Arnaud Caubel - Patrick Brockmann
 Olivier Marti - Jean-Louis Dufresne
 et l'ensemble du pôle de modélisation
 du climat de l'IPSL

Marie-Alice.Foujols@ipsl.jussieu.fr

Nous avons voulu illustrer la réalisation des simulations CMIP5 à l'IPSL avec une seule figure synthétique (Figure 1).

Rappelons que la majeure partie des simulations a tourné sur Mercure NEC SX-9, installé au CCRT au printemps 2009 grâce au financement de GENCI, et démantelé en décembre dernier. Les portages sur Titane et Vargas avaient été finalisés en 2010 et la production CMIP5 a pu se faire aussi sur ces deux machines à partir de 2011. Cette période, très productive à tous points de vue, avait été anticipée dans les rapports écrits en 2007 (voir extrait joint) et nous pouvons nous féliciter d'avoir annoncé ce que nous ferions et de l'avoir fait. Les simulations de type CMIP5 peuvent maintenant se faire sur Curie au TGCC¹ et très prochainement sur Ada à l'IDRIS. Restons vigilants car les ressources nécessaires aux prochains exercices de type CMIP5 resteront difficiles à obtenir et à mobiliser.

Le tableau ci-dessous quantifie les simulations réalisées avec l'une des 3 versions du modèle (IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR et IPSL-CM5B-LR) entre le printemps 2009 et novembre 2012 sur Mercure SX-9, sur Titane ou à l'IDRIS sur Brodie et Vargas sans distinction.

Machine	Nbre années	Nbre sim.	Nbre logins
Titane	30000 ans	1300	46
SX-9	44000 ans	807	20
IDRIS	5000 ans	443	25

La figure 1 montre la trace des simulations réa-

¹Très Grand Centre de Calcul du CEA

Les simulations IPSL CMIP5

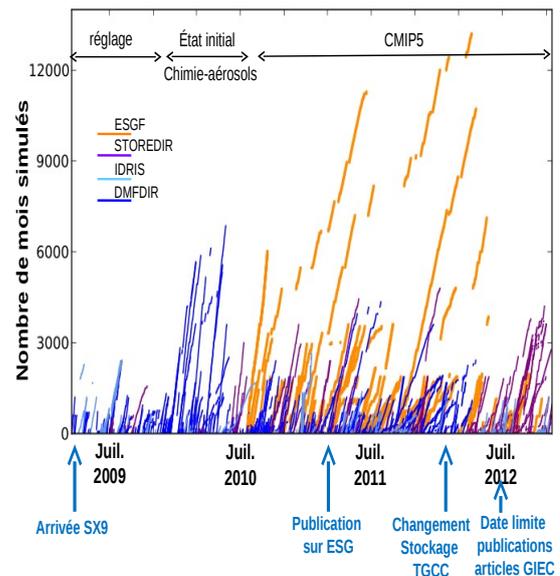


FIG. 1 – Tracé des simulations CMIP5 réalisées à l'IPSL. La date d'exécution est en abscisse, le nombre de mois simulés en ordonnée. Le code couleur indique : en orange, les simulations distribuées par ESGF, en violet les simulations stockées sur STOREDIR au TGCC, en bleu vif les simulations stockées à l'IDRIS et en bleu les simulations stockées au TGCC/CCRT sur DMFDIR.

lisées avec la date d'exécution en abscisse et le nombre de mois simulés en ordonnée. Les informations proviennent des fichiers run.card gardant la trace de l'exécution de chaque période simulée et la figure a été produite par le script python développé par Patrick Brockmann disponible à partir de <https://forge.ipsl.jussieu.fr/igcmg/browser/T00LS/PlotRuncard>. La majorité des simulations dure entre 100 et 150 ans. Certaines simulations atteignent 300 ans. Seul un petit nombre de simulations durent plus de 1000 ans. Il s'agit des simulations de contrôle en préindustriel, de l'holocène moyen, du dernier maximum glaciaire, du dernier millénaire et de la simulation abrupt4xCO2. Le code couleur indique en orange les simulations distribuées par ESGF², en bleu vif les simulations stockées sur DMFDIR, en violet les simulations stockées sur STOREDIR et en bleu pâle les simulations réalisées à l'IDRIS. On a noté les dates clés :

- o L'installation et le démarrage de Mercure NEC SX-9;
- o Les premières mises à disposition des résultats IPSL sur le portail ESGF en avril 2011;
- o Le changement de stockage au TGCC;
- o La date limite de publication des articles référencables dans le rapport du GIEC.

²Earth System Grid Federation

Les premiers mois ont ainsi été consacrés aux derniers réglages du modèle, en particulier après le choix de retenir 39 niveaux pour la résolution verticale du modèle d’atmosphère. Ensuite, les états d’équilibres, en particulier des réservoirs de carbone, ont été calculés pour la végétation et l’océan. Dans le même temps des simulations utilisant LMDZ-INCA et REPROBUS ont permis de créer les champs d’aérosols et d’ozone nécessaires aux périodes historiques et futures. Le modèle a été figé en juin 2010 et les simulations CMIP5 ont alors vraiment démarré. La mise à disposition des sorties des simulations CMIP5 sur le portail ESGF a commencé en avril 2011. Ceci nous a permis d’être parmi les premiers modèles distribués et d’être présents dans de nombreux articles d’analyses multi-modèles, et ce avant la date limite de publication des articles en juillet 2012. Fin 2011, le TGCC a installé son nouveau système de stockage de fichiers imposant de nouvelles contraintes en nombre de fichiers. L’ancien système (DMFDIR) est passé en lecture seule au printemps 2012. Pendant cette période, l’environnement libIGCM a été modifié pour inclure une étape supplémentaire d’agrégation de fichiers. Une simulation de type historique (1850-2005) produisait 13 To et 120 000 fichiers sur l’espace DMFDIR. Avec cette nouvelle version de libIGCM, ces 13 To sont regroupés dans 7 000 fichiers sur STOREDIR. Sur WORKDIR, 20 000 petits fichiers permettent le suivi en continu du déroulement de la simulation.

En zoomant sur certaines périodes, les initiés retrouvent les principales péripéties de ce marathon : ralentissement relatif de la production lors de l’activation des sorties complètes pour CMIP5, abandon de la frontale Mercure SX-9 pour les post-traitements et retour sur Césium, vitesse de production ralentie lors des lenteurs des accès à DMFDIR, bascule sur la nouvelle version de libIGCM agrégeant les fichiers, interruption de la production des simulations longues pour consolider les sorties, ...

Enfin, la figure 2 détaille la charge mensuelle de la NEC SX-9 entre 2009 et 2012.

Extrait de la note technique de mars 2007 sur la stratégie de calcul à l’IPSL

En mars 2007, nous avons publié notre stratégie calcul sous la forme d’une synthèse et d’une note technique, disponibles sur :

<http://icmc.ipsl.fr/outcomes/reports-a-notes/icmc-scientific-notes>

Voici un extrait à relire avec le recul de ces 5 dernières années :

“Pour les 4 prochaines années, nous avons besoin de continuité des moyens de calcul pour la réalisation des prochaines simulations pour le GIEC.

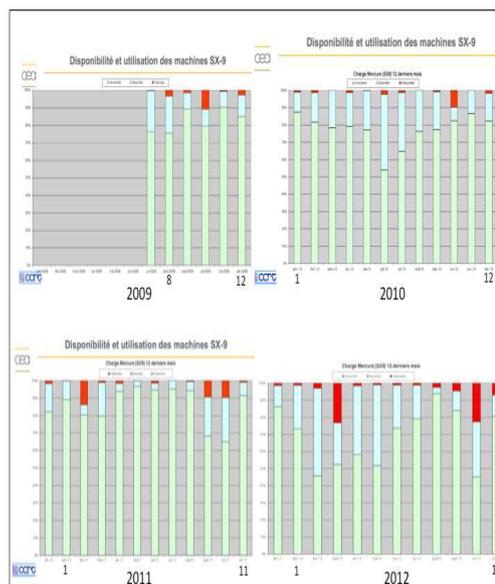


FIG. 2 — Charge de mercure SX-9 entre avril 2009 et novembre 2012. Pour chaque mois sont indiqués son utilisation (en vert), sa disponibilité (en bleu) et les indisponibilités majeures (rouge). Là aussi on retrouve les périodes difficiles : production ralentie lors des lenteurs des accès à DMFDIR, arrêt des simulations avant la bascule sur la nouvelle version de libIGCM, quotas atteints sur espace /scratch. Ces figures sont extraites des présentations au comité utilisateurs du CCRT/TGCC des années 2009-2012.

Les ressources nécessaires pour réaliser ces futures simulations GIEC sont estimées à 80 processeurs de type NEC-SX8 sur une année. Cette puissance de calcul ne couvre que la moitié des besoins de la communauté climat. Les équipes françaises ne pourront rester au meilleur niveau international que si l’équivalent des ressources vectorielles actuelles de l’IDRIS et du CCRT sont dédiées à la communauté climat.

Nous développons une stratégie de parallélisation des modèles permettant d’être indépendants du type d’architecture des calculateurs. Ce parallélisme sera effectif sur le NEC-SX8 en 2007 sur une dizaine de processeurs. Pour utiliser des machines scalaires (~100 processeurs) nous devons résoudre de nombreuses difficultés concernant la gestion des fichiers de données et le traitement des résultats. Pour accélérer le portage, une cellule de 4 personnes supplémentaires à l’IPSL et des relais identifiés dans les centres de calcul sont nécessaires. Les modèles de climat ont des limitations intrinsèques qui ne permettent pas d’utiliser de façon aisée des milliers de processeurs. Quel que soit le type de calculateur massivement parallèle envisagé dans le futur, il faut qu’il dispose de processeurs rapides, d’un réseau mémoire efficace, d’une mémoire suffisante par processeur, et de connexions rapides pour que

nos applications soient performantes. Le stockage des données doit aussi être dimensionné en conséquence.

Le passage à la parallélisation massive (>1000 processeurs) demande de considérer de nouvelles grilles et de nouveaux types de modèles. Des prototypes existent en Europe, au Japon et aux Etats-Unis. Une dizaine d'années est encore nécessaire pour que ces modèles puissent être utilisés pour le climat. Pour relever ce défi, il faut prévoir la création d'un groupe de travail approprié dans les 2 années qui viennent."

2 Développement et évaluation du modèle

Comparaison du climat préindustriel du modèle IPSL-CM5A-LR sur différents calculateurs utilisés à l'IPSL

Jérôme Servonnat - Marie-Alice Foujols

Frédéric Hourdin - Arnaud Caubel

Pascal Terray - Olivier Marti

Jerome.Servonnat@lsce.ipsl.fr

Le 15 décembre 2012, mercure, le NEC SX-9 dédié aux simulations climatiques de l'IPSL depuis sa mise en route en avril 2009, a été définitivement arrêté. Une grande partie des simulations imposées dans le cadre du protocole CMIP5, destinées notamment à la science qui sera présentée dans le cinquième rapport du Groupe Intergouvernemental d'Experts du Climat(GIEC) a été réalisée sur ce calculateur. Leur valorisation dans le cadre des recherches en cours et à venir constitue un enjeu majeur.

Le calculateur NEC SX-9 ayant été arrêté, les modélisateurs du climat font tourner le modèle de climat de l'IPSL sur les autres calculateurs disponibles : Titane au CCRT, Vargas puis Ada à l'IDRIS, Curie au TGCC. Mais pouvons-nous changer de calculateur au milieu d'une étude? Est-ce que le climat simulé par le modèle est le même lorsque il tourne sur ces différents calculateurs?

Afin de nous convaincre que nous pouvons utiliser des machines différentes pour poursuivre les études en cours, nous avons voulu comparer le climat

simulé par le modèle climat de l'IPSL sur ces différentes machines. Rappelons que le modèle climat de l'IPSL est un programme de calcul composé de nombreux sous-programmes représentant en tout plusieurs centaines de milliers de lignes de code. Pour chaque point du maillage du globe terrestre (latitude, longitude, altitude ou profondeur), ils détaillent les calculs à effectuer, pas de temps par pas de temps, pour quantifier les différentes variables d'état de chacune des composantes du système climatique (atmosphère, surfaces continentales, océan, glace de mer, biogéochimie, chimie atmosphérique) suivant les équations décrivant leur évolution. Les calculateurs actuels, composés d'un grand nombre de cœurs de calcul travaillant en parallèle, permettent de simuler ainsi l'évolution du climat sur des périodes allant de quelques mois à quelques dizaines ou centaines d'années, voire quelques milliers d'années. Chaque processeur (cœur de calcul) se charge d'un sous-ensemble des calculs, en général d'un sous-domaine du globe terrestre.

Le principe de notre protocole est de comparer des simulations réalisées avec la même version du modèle IPSL-CM5A-LR compilée sur les différents calculateurs, avec les mêmes conditions aux limites, et démarrant du même état initial. Cinq simulations ont ainsi été réalisées (Figure 3) : piControl2M0 sur Mercure SX-9 (CCRT-TGCC), piControl2T0 sur Titane (CCRT-TGCC), piControl2C0 sur Curie (CCRT-TGCC), piControl2V0 sur Vargas (IDRIS) et piControl2A0 sur Ada (IDRIS). Les deux premières (piControl2M0 et piControl2V0) sont longues de 100 ans et les trois autres (piControl2T0, piControl2C0 et piControlA0) font 200 ans (initialement 100 ans, puis prolongées pour les besoins des analyses, voir dans la suite). Nous avons utilisé la simulation de contrôle préindustriel piControl2 comme état initial et comme référence. Cette simulation longue et équilibrée de 1900 ans (période 1800-3699) est utilisée dans de nombreuses études réalisées avec le modèle IPSL-CM5A. Nous avons pris le mois de décembre de l'année 2499 de cette simulation comme point de départ de nos cinq nouvelles simulations. En plus de ces cinq simulations, nous ajoutons une simulation historique (couvrant la période 1900-1999) à nos analyses (v3.historical7), nommée Historical dans cette étude, pour montrer une simulation très différente de piControl2.

La figure 3 nous montre la température à 2m en moyenne globale dans les différentes simulations. Elle nous montre qu'elles ne suivent pas exactement la même trajectoire. La raison pour laquelle le modèle suit une trajectoire différente quand on change de calculateur provient des erreurs d'arrondis sur le résultat des opérations flottantes. Même sur un même calculateur, des différences peuvent

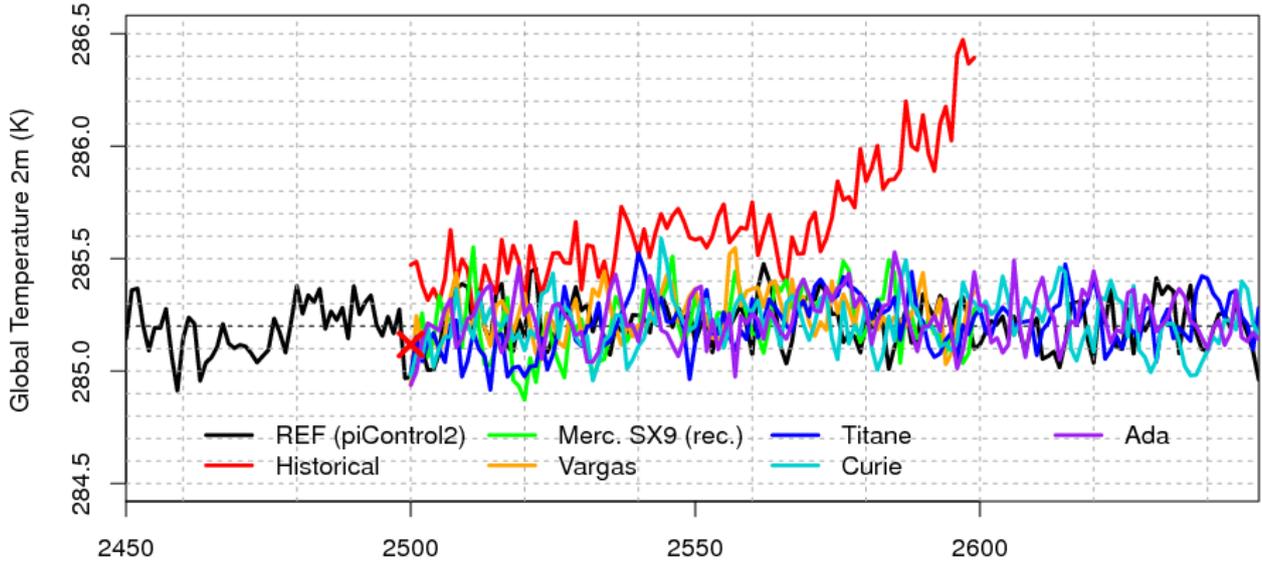


FIG. 3 – Température en moyenne globale de piControl2 (trait continu noir, simulation de référence sur SX-9), piControl2M0 (en vert, simulation perturbée sur SX-9), piControl2V0 (en orange, sur Vargas), piControl2T0 (en bleu, sur Titane), piControl2C0 (en bleu clair, sur Curie) et piControl2A0 (en violet, sur Ada). La simulation historique (Historical) est en rouge. La croix rouge indique le point de départ commun à toutes les simulations.

survenir, induites par le compilateur utilisé, les options de compilation ou le découpage en domaines pour la parallélisation. Ces différences peuvent être considérées comme analogues à des perturbations infinitésimales à chaque pas de temps. Or du fait du caractère chaotique des équations de la météorologie, les différences entre deux simulations s'accroissent dans le temps. Reste à savoir si le modèle peut subir un changement significatif d'état moyen ou de variabilité. La simulation piControl2M0 a été réalisée pour illustrer l'influence de ce type de perturbation infinitésimale sur la trajectoire du modèle : le code, le calculateur, le compilateur, l'état initial et les conditions aux limites sont les mêmes que pour piControl2, seul change le fichier d'équilibrage de charge (Bands) entre les différents processus de calcul sur Mercure.

Pour évaluer la proximité statistique de deux simulations nous proposons la méthode suivante : pour une période commençant à l'année 2500, de longueur T comprise entre 20 et 200 ans (augmentant par pas de 5 ans), nous calculons une distance quadratique QDIST (équation 1) entre la climatologie (champ spatial) de piControl2 $X_{T,piControl2}$ calculée sur cette période et la climatologie $X_{T,calc}$ sur la même période T d'une des simulations illustrées sur la figure 3 et réalisée sur le calculateur *calc*.

$$QDIST(T, calc) = \sum_{i=1}^N w_i (X_{T,calc}(i) - X_{T,piControl2}(i))^2 \quad (1)$$

L'indice i correspond aux points de grille (N au

total); w_i est un poids calculé à partir de la surface des points de grille. La somme des w_i est égale à 1.

Avec l'augmentation de la longueur de la période on s'attend à ce que la climatologie converge vers l'état moyen du modèle; si cet état moyen est le même sur Mercure SX-9 (piControl2) et sur un autre calculateur, QDIST va tendre vers zéro avec l'augmentation de T . Les résultats obtenus pour les différents calculateurs sont représentés sur la figure 4. Pour avoir une estimation de l'intervalle de valeurs de cette distance quadratique entre deux climatologies obtenues sur le même calculateur, nous estimons, pour chaque longueur de période T , la distribution de la distance quadratique QDIST entre deux périodes tirées aléatoirement dans piControl2 (en grisé sur la figure 4, détails de la méthode dans la légende).

Nous présentons les résultats pour trois variables atmosphériques couramment utilisées en climatologie, la température à 2m (t_{2m}), les précipitations (*precip*) et la Sea Level Pressure (SLP). Nous avons également regardé (résultats non montrés mais commentés dans le texte) le bilan radiatif au sol (*bils*) et en haut de l'atmosphère (*nettop*, *tops* et *topl*), et la pression au sol (*psol*) en regard de la SLP. Nous travaillons sur des séries en moyennes annuelles.

Pour t_{2m} , on voit sur la figure 4a que toutes les simulations sont dans la distribution de piControl2, sauf Historical (du fait du réchauffement simulé sur le 20^e siècle). On note même que les simulations sur les autres calculateurs sont dans la partie inférieure de la distribution (en-dessous ou proche du 25^e

Convergence en fonction de la longueur de la période

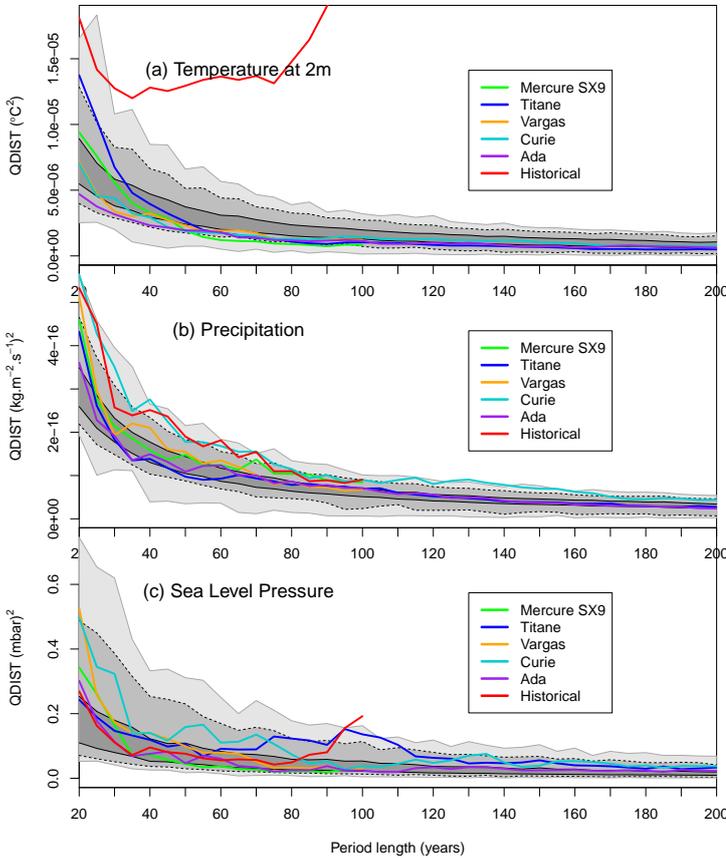


FIG. 4 – Distance quadratique QDIST entre les climatologies des simulations réalisées sur les différents calculateurs (courbes en couleurs, identifiées dans les légendes), ainsi que la simulation historique, et la simulation piControl2 (de référence sur SX-9) sur la période commune 2500-2699. En abscisse est affichée la longueur de la période en années (T dans l'eq.1) sur laquelle est calculée la moyenne climatologique. Le panneau en haut (a) montre les résultats pour la température à 2m, celui du milieu (b) montre les résultats pour les précipitations et celui du bas (c) montrent les résultats pour la SLP. Le grisé montre la distribution de la distance quadratique calculée entre deux périodes prises aléatoirement dans les 1900 ans de la simulation piControl2. Les dates de départ des périodes tirées aléatoirement (avec remise, 600 tirages) sont prises à intervalles de x années, pour une climatologie calculée sur x années. Du plus clair au plus foncé, les grisés indiquent les intervalles $1/99^e$ (mis en évidence par des lignes grises fines), $5/95^e$ (mis en évidence par des tirets) et $25/75^e$ (mis en évidence par des lignes noires fines) quantiles de la distribution des distances quadratiques entre 2 périodes tirées aléatoirement dans piControl2.

quantile) pour des périodes de longueur supérieure à 50 ans. Cela indique que les climatologies de température à 2m des simulations réalisées sur les autres calculateurs que la SX-9 sont très proches de la climatologie du modèle sur SX-9. Des résultats similaires ont été obtenus pour le bilan radiatif net à la surface et en haut de l'atmosphère.

Pour les précipitations, les simulations réalisées sur Vargas, Titane et la deuxième simulation sur SX-9 sont dans la distribution de piControl2. La simulation sur Curie dépasse le 99^e quantile de la distribution de piControl2 pour certaines périodes. C'est le cas également pour la simulation Historical. On note cependant que, pour des périodes d'une longueur supérieure à 70 ans, la simulation sur Curie et même la simulation Historical sont comprises dans la distribution de piControl2. La climatologie des précipitations du modèle sur les différents calculateurs tend donc à converger vers la climatologie sur SX-9 quand on augmente la longueur de la période.

Pour la SLP, la simulation Historical sort de la distribution de piControl2 pour une période supérieure à 95 ans. La simulation sur Titane est proche ou supérieure au 95^e quantile pour des périodes comprises entre 70 et 115 ans. Initialement, les cinq simulations duraient seulement 100 ans, et c'est à la suite de ce résultat que la décision a été prise de prolonger trois d'entre elles (dont celle sur Titane) à 200 ans pour voir si elles pouvaient diverger de la distribution de piControl2 en augmentant la période considérée pour calculer les climatologies. Les résultats obtenus pour des périodes d'une longueur supérieure à 115 ans nous ont confirmé que les différentes simulations convergeaient bien à l'intérieur de la distribution de piControl2. Pour en savoir plus sur le comportement de piControl2T0 pour des périodes comprises entre 70 et 115 ans, nous avons regardé la carte des différences de SLP (moyennées sur 100 ans) entre piControl2T0 et piControl2. Celle-ci montre un pattern avec un pôle négatif sur l'Antarctique rappelant le Southern Annular Mode (SAM). La série temporelle de SLP dans piControl2T0 moyennée sur cette région montre une importante basse fréquence, caractérisée par une diminution continue jusqu'en 2550, puis une augmentation continue jusqu'à la fin de la période pour revenir au niveau de 2500. Le comportement de piControl2T0 reflète donc seulement l'expression de la basse fréquence du modèle couplé.

Les résultats obtenus pour t2m et le bilan radiatif sont rassurants. Ceux que nous avons obtenus sur les précipitations pour Curie mériteraient des investigations supplémentaires, mais le fait que la climatologie de la simulation sur Curie converge vers celle de la référence (à l'intérieur de la

distribution de piControl2) pour des périodes de longueurs supérieures à 70 ans tend à montrer que la climatologie de précipitation sur Curie (de même que sur les autres calculateurs) n'est pas différente de la climatologie de précipitation sur SX-9. Pour la SLP, la convergence de toutes les simulations à l'intérieur de la distribution de piControl2 nous indique que le modèle converge vers la même climatologie de SLP sur les différents calculateurs. Cependant, il aura été nécessaire de prolonger les simulations pour s'assurer qu'il ne s'agissait que de l'expression de la basse fréquence du modèle, et non de la dérive du modèle vers un autre état moyen sur Titane que sur Mercure.

Cette étude nous a permis de poser les bases de la comparaison du climat du modèle IPSL-CM5A-LR sur les différents calculateurs utilisés à l'IPSL. Elle nous a permis de voir que la climatologie des variables atmosphériques du modèle, couramment utilisées en climatologie, ne dépendait pas du calculateur utilisé. Nous avons également pu voir que la variabilité basse fréquence du modèle était potentiellement importante, et qu'il pouvait être utile de comparer les simulations sur plus de 100 ans (même pour des variables atmosphériques). On peut donc s'attendre à avoir besoin de simulations encore plus longues si on s'intéresse à des variables océaniques. Après ces premiers résultats rassurants sur l'état moyen du modèle, la prochaine étape de cette comparaison du climat du modèle obtenu sur différents calculateurs sera d'analyser la variabilité climatique du modèle.

Remerciements

Les auteurs remercient Claude Frankignoul (LOCEAN), Francis Codron (LMD), Pascale Braconnot (LSCE) et Yann Meurdesoif (LSCE) pour leurs suggestions et participations aux discussions. Les calculs ont été réalisés au CCRT, au TGCC et à l'IDRIS dans le cadre de projets GENCI³. Nous tenons à remercier ici l'ensemble des personnes qui financent, installent, surveillent, font évoluer, réparent ou aident à l'utilisation de ces ressources de calcul indispensables à nos projets de recherche.

Des nouveautés dans la gestion des effets des aérosols dans LMDZ

Olivier Boucher

Olivier.Boucher@lmd.jussieu.fr

Un certain nombre de modifications ont été introduites dans le modèle LMDZ pour rationaliser et assouplir la manière dont les effets climatiques des aérosols peuvent être pris en compte. La gestion des effets des aérosols repose sur les flags *aerosol_couple*, *flag_aerosol*, *aer_type*, *new_aod*, *ok_ade* et *ok_aie*.

Quand on tourne LMDZ sans le module INCA, le flag *aerosol_couple* doit nécessairement prendre la valeur *.false*. (en pratique *aerosol_couple=n*). C'est alors le flag *flag_aerosol* qui contrôle la prise en compte d'aérosols à partir de climatologies mensuelles.

flag_aerosol peut prendre les valeurs suivantes :

- 0 pas d'aérosols
- 1 sulphate seul
- 2 carbone suie (BC) seul
- 3 matière organique (POM) seule
- 4 sels marins seuls
- 5 poussières seules
- 6 tous les aérosols

Dès que *flag_aerosol* > 0, le modèle a besoin de fichiers aérosols. Dans tous les cas de figure, le fichier *aerosols.nat.nc* est nécessaire. Un autre flag *aer_type* détermine quels aérosols sont considérés. Si *aer_type* prend la valeur "preind", alors les aérosols pré-industriels sont utilisés et seul le fichier *aerosols.nat.nc* est nécessaire. Si le flag prend la valeur "actuel", on utilise les aérosols actuels avec le fichier *aerosols1980.nc*. Si le flag prend la valeur "scenario", alors les aérosols dépendent d'un scenario avec des fichiers du type *aerosolsXXXX.nc* avec une résolution de 10 ans. Enfin, si le flag prend la valeur "annuel", alors les aérosols sont ceux d'une année particulière et le fichier d'entrée est *aerosolsXXXX.nc* où XXXX est l'année du run.

Le flag *new_aod* indique qu'on utilise la nouvelle paramétrisation de l'épaisseur optique des aérosols. Celle-ci est activée par défaut et ce flag n'est donc pas nécessaire dans *config.def*. A noter que l'ancienne paramétrisation de l'épaisseur optique des aérosols (*new_aod=n*) n'est compatible qu'avec *flag_aerosol=1* (sulphate seul). C'est une vieille option qui n'est pas recommandée.

Dans le cas où *flag_aerosol* > 0, les deux flags *ok_ade* et *ok_aie*, qui valent y ou n,

³Grand Equipement National de Calcul Intensif

contrôlent respectivement l'activation des effets direct et indirect des aérosols. Dans le cas où un effet est désactivé, les aérosols naturels sont utilisés pour cet effet. Les flags *ok_ade* et *ok_aie* sont maintenant indépendants l'un de l'autre. Par contre, *flag_aerosol* doit être > 0 dès que l'un des deux flags *ok_ade* et *ok_aie* est activé, ce qui active aussi les diagnostics de forçage radiatif (variables *topswad* et *topswai*).

Dans le cas où *ok_aie* est activé, on doit choisir le calcul explicite de la concentration en gouttelettes d'eau nuageuse (CDNC) avec le flag *ok_cdnc = y*. Dans le cas contraire, on peut choisir *ok_cdnc = y* (CDNC est calculé explicitement à partir d'une relation empirique qui dépend des aérosols) ou *ok_cdnc = n* (on prescrit alors directement un rayon effectif).

bl95_b0 = 1.7 et *bl95_b1 = 0.2* sont les paramètres de la relation liant masse d'aérosols et concentration en gouttelettes dans le nuage, selon la paramétrisation de Boucher et Lohmann [6].

Les experts peuvent vouloir calculer les effets directs et indirects des aérosols tout en mettant les aérosols à 0 pour faire progresser le modèle d'un pas de temps à l'autre. Pour ce faire, il faut activer *flag_aerosol > 0* et définir *ok_ade / ok_aie* comme on le souhaite, mettre la variable *AEROSOLFEEDBACK_ACTIVE* à *.FALSE*. dans la routine *sw_aeroAR4.F90* et recompiler le modèle.

Le flag *aerosol_couple* doit être positionné à "y" pour prendre en compte les aérosols interactifs

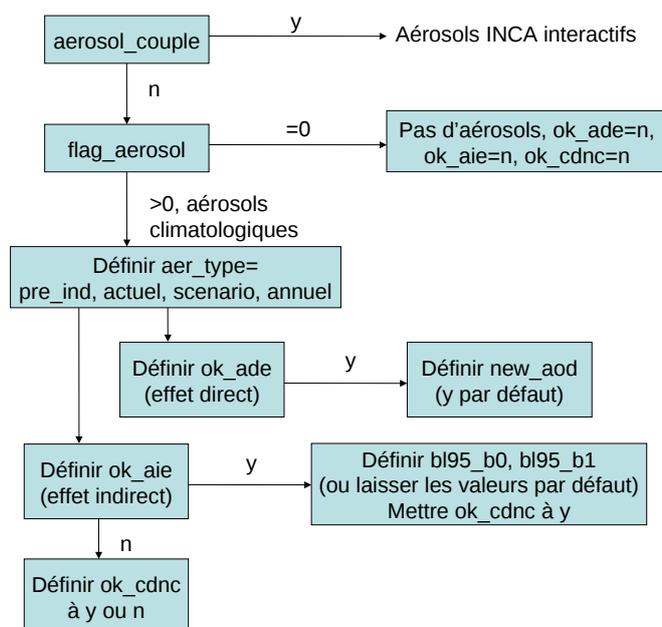


FIG. 5 – Organigramme des flags utilisés dans LMDZ pour la gestion des effets des aérosols.

du modèle INCA. Dans ce cas l'interface pour le rayonnement est différente et ce qui précède n'est plus forcément valide...

La figure 5 présente un schéma récapitulatif des différents flags utilisés dans LMDZ pour la gestion des effets des aérosols.

Une meilleure modélisation du transport atmosphérique pour la modélisation inverse

Robin Locatelli - Frédéric Hourdin
Philippe Bousquet - Marie-Pierre Lefebvre
Fleur Couvreur - Catherine Rio
Jean-Yves Grandpeix

Robin.Locatelli@lscce.ipsl.fr

Depuis le début des années 90, les progrès en matière de connaissance du cycle du carbone s'appuient entre autres sur les méthodes inverses pour estimer les sources et puits de dioxyde de carbone [7], de méthane [8], du protoxyde d'azote [68] et de précurseurs comme le monoxyde de carbone [23]. Les méthodes inverses reposent sur la combinaison de diverses informations : des mesures atmosphériques des gaz à effet de serre (GES), une connaissance "a priori" des flux et un modèle de chimie-transport qui permet de simuler le transport des gaz dans l'atmosphère. On exploite de manière optimale ces informations grâce aux outils statistiques de la théorie bayésienne pour estimer les émissions et les puits du gaz considéré. De manière très simplifiée, les écarts entre les concentrations simulées et les concentrations mesurées en certains points de l'atmosphère sont interprétés, grâce au modèle de chimie-transport, en termes d'anomalies (positives ou négatives) des émissions "a priori", et pondérés par les erreurs du système.

Le nombre de mesures atmosphériques contraignant le système inverse a longtemps été la limitation majeure pour améliorer les performances de la modélisation inverse. Mais avec le nombre croissant de données atmosphériques disponibles ces dernières années (données satellites, mesures in-situ à hautes fréquences, profils verticaux, ...), l'aptitude des modèles de chimie-transport à simuler correctement le transport d'un gaz dans l'atmosphère devient une limitation tout aussi importante. En effet, toute erreur dans la modélisation du transport atmosphérique, mal prise en compte dans le système inverse,

peut être à l’origine d’ajustements erronés des émissions.

La version de LMDZ utilisée dans le système d’assimilation variationnelle PYVAR-LMDZ-SACS développé au LSCE [11] pour l’inversion des observations atmosphériques de GES utilise une version relativement ancienne de la physique atmosphérique (physique de LMDZ3). Ce travail s’intéresse à l’apport de la “Nouvelle Physique” [33] pour la modélisation du transport de traceurs dans le but d’améliorer, in fine, les estimations des sources et puits de gaz à effet de serre par modélisation inverse.

Nous avons tout d’abord testé trois versions de la physique de LMDZ pour le transport atmosphérique de traceurs dans une configuration 1D (Single-Column Model, SCM), que l’on a comparées avec des simulations de la version LES (Large Eddy Simulation) du modèle non-hydrostatique Meso-NH. Cette étude a été réalisée sur un cas de convection peu profonde continentale, le cas EUROCS-Cumulus, pour la journée du 21 juin 1997.

La première physique de LMDZ testée, que l’on nommera par la suite “Tiedtke”, est une combinaison du schéma de convection profonde de Tiedtke [69] et une formulation locale en Kz de la turbulence de couche limite. C’est la version actuelle de LMDZ utilisée dans le système inverse au LSCE. La deuxième physique testée, “AR4”, est la physique standard utilisée dans la version IPSL-CM4 pour CMIP3 ainsi que dans IPSL-CM5A pour CMIP5. Elle combine le schéma de convection profonde de Kerry Emanuel [20] et une paramétrisation locale de la turbulence. La troisième physique testée, “NPv3.1” (Nouvelle Physique), repose sur les dernières paramétrisations intégrées à LMDZ. Le mélange turbulent est paramétrisé par le schéma de Mellor et Yamada [47], tandis que le schéma de convection profonde est celui de Kerry Emanuel [20]. Le modèle du thermique [58] permet également de représenter les structures organisées de la couche limite. Les trois versions de LMDZ ont 40 niveaux verticaux répartis entre la surface et 4000 mètres, alors que le modèle LES a une résolution horizontale de 50m à 100m et une résolution verticale inférieure à 50m dans la couche limite.

On s’intéresse à la modélisation du transport atmosphérique (dans les quatre premiers kilomètres de la troposphère) d’un traceur émis en surface par un flux constant et qui subit une décroissance radioactive avec un temps de vie de 15min.

La simulation LES qui nous sert de référence témoigne d’un épaississement classique de la couche limite au cours d’une journée. Au cours de l’après-midi la couche limite se développant, le traceur émis en surface est transporté verticalement par les processus physiques mis en jeu dans la couche limite,

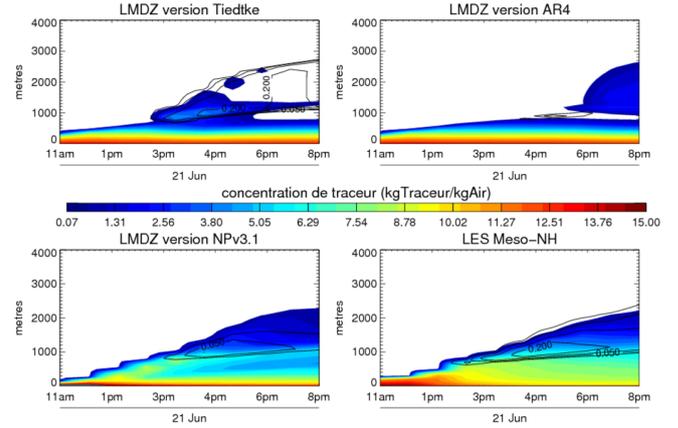


FIG. 6 – Simulations du transport atmosphérique d’un traceur émis en surface avec une décroissance radioactive dont le temps de vie est de 15 minutes. Trois physiques implémentées dans LMDZ sont étudiées ici : la version “Tiedtke” (en haut à gauche), la version “AR4” (en haut à droite) la version “NPv3.1” (en bas à gauche). Ces trois simulations, qui comportent 40 niveaux sur la verticale, sont comparées avec une simulation Large Eddy Simulation (LES) du modèle non-hydrostatique, Meso-NH, (en bas à droite) dont la résolution horizontale est comprise entre 50m et 100m, et la résolution verticale est inférieure à 100m. La couleur représente la concentration du traceur (en KgTraceur/kgAir) et les contours correspondent à la couverture nuageuse totale (isolignes 0.025, 0.05, 0.1 et 0.2%).

et le traceur se dilue alors dans une couche atteignant plus de 1000m à 7pm.

On voit sur la figure 6 que les simulations “Tiedtke”, “AR4” et “NPv3.1” apparaissent différentes à première vue. Dans le cas des simulations “Tiedtke” et “AR4”, le traceur semble rester cantonné aux 500 premiers mètres de la troposphère et le transport vertical vers des couches supérieures est très faible. On remarque tout de même une très légère augmentation des concentrations vers 1000m en milieu d’après-midi pour le cas “Tiedtke” et vers 1500m à 7pm pour “AR4”. Dans la simulation “NPv3.1”, une plus grande quantité de traceur est transportée verticalement et on reconnaît l’allure générale du développement de la couche limite mise en évidence dans les simulations LES. A noter tout de même le caractère non homogène de la concentration de traceur sur la verticale en fin d’après-midi laissant penser à un manque de entraînement en milieu de couche sous-nuageuse.

Dans le but de connaître les processus contribuant au transport de ce traceur dans le modèle, on a décomposé la tendance générale du traceur ($\frac{\partial [Traceur]}{\partial t}$) en une tendance liée au schéma de mélange turbulent de couche limite, une autre tendance liée au schéma de convection profonde et une dernière tendance liée au schéma des thermiques (disponible seulement dans le cas “NPv3.1”). Une tendance positive à un niveau donné suggère que du

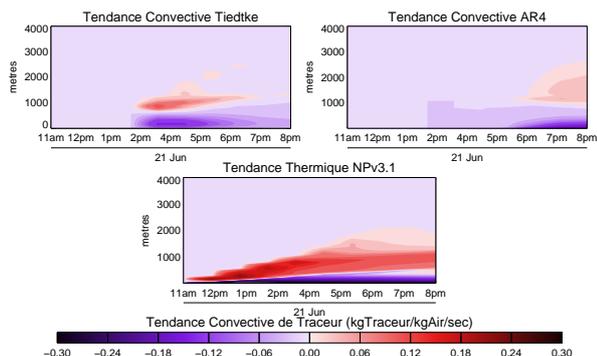


FIG. 7 – Tendances du traceur liées au schéma de convection profonde (pour “Tiedtke” et “AR4”) et au modèle du thermique (pour “NPv3.1”) exprimées en kgTraceur/kgAir/secondes. Le modèle du thermique apparaît très efficace pour transporter verticalement du traceur.

traceur est apporté à ce niveau alors qu’une tendance négative suggère que du traceur est enlevé.

Dans le cas de “Tiedtke”, c’est le schéma de convection profonde qui est principalement responsable du transport du traceur jusqu’à 1000 mètres d’altitude (activation vers 3pm, Figure 7). Cependant l’ordre de grandeur de ces tendances convectives est faible, ce qui explique que peu de traceur est transporté verticalement dans le cas “Tiedtke”. Pour la simulation “AR4”, le schéma de convection profonde se déclenche timidement en début de soirée (7 pm), ce qui est également en accord avec la faible augmentation de la concentration de traceur vers 1500 mètres à la même heure (Figure 6).

Dans le cas de “NPv3.1”, le schéma de convection profonde ne se déclenche pas. En effet, le modèle du thermique a été spécifiquement conçu pour simuler les processus de la convection peu profonde. Ce modèle permet de représenter une échelle caractéristique intermédiaire entre l’échelle caractéristique du mélange turbulent et l’échelle caractéristique de la convection profonde, qui n’est pas représentée dans le cas de “Tiedtke” ni “AR4”. Les tendances négatives montrent que du traceur est prélevé dans la couche de surface et transporté vers le sommet de la sous-couche nuageuse. L’ordre de grandeur des tendances confirme également que les thermiques sont très efficaces dans ce cas précis de convection peu profonde.

Dans les versions “AR4” et “Tiedtke”, l’essentiel du mélange est effectué par le schéma de mélange turbulent dont l’impact se concentre principalement dans les 500 premiers mètres de l’atmosphère (Figure 8). Pour la simulation “NPv3.1”, le schéma de mélange turbulent a un impact qui se focalise seulement dans la couche de surface. Le transport vertical au-delà de la couche de surface est donc quasiment entièrement effectué par le modèle du thermique.

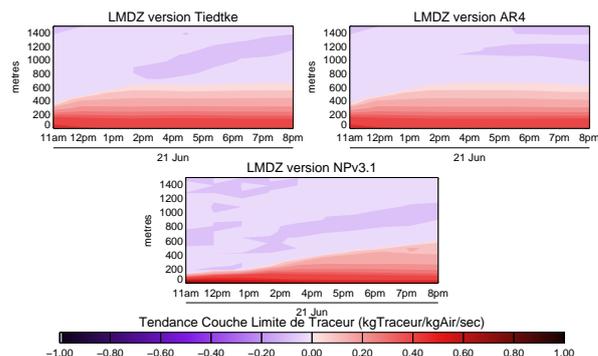


FIG. 8 – Tendances du traceur dues au mélange turbulent pour la version “Tiedtke”, “AR4” et “NPv3.1”. Les tendances sont exprimées en kgTraceur/kgAir/secondes. L’axe vertical est limité aux 1500 premiers mètres de l’atmosphère.

Cette étude permet de mettre en évidence l’apport de la “Nouvelle Physique” dans un cas de convection peu profonde. Le modèle du thermique augmente le réalisme du transport atmosphérique, en faisant porter le transport vertical par un processus de couche limite plutôt que par la convection profonde, et permet un meilleur accord avec la simulation LES qui nous sert de référence. Il reste alors à confirmer ces avancements dans une configuration 3D de LMDZ, ce qui pourrait augmenter la cohérence du système inverse utilisé au LSCE et améliorer les estimations des émissions des gaz à effet de serre en limitant les erreurs dues au transport atmosphérique.

Les biais ont la vie dure

Frédéric Hourdin - Romain Roëhrig
 Françoise Guichard

Frederic.Hourdin@lmd.jussieu.fr

Les exercices CMIP d’intercomparaison des simulations climatiques tiennent un peu lieu aujourd’hui de visite médicale de contrôle des modèles. Et, si certains aspects de la climatologie des modèles semblent s’améliorer avec le temps, certaines pathologies semblent avoir en revanche la vie dure.

C’est le cas notamment des biais chauds observés dans la quasi-totalité des simulations couplées océan-atmosphère sur les régions de remontée d’eau froide, sur le bord Est des océans tropicaux (les “upwellings”). Sur la figure 9, on montre pour la période récente et pour un ensemble de modèles,

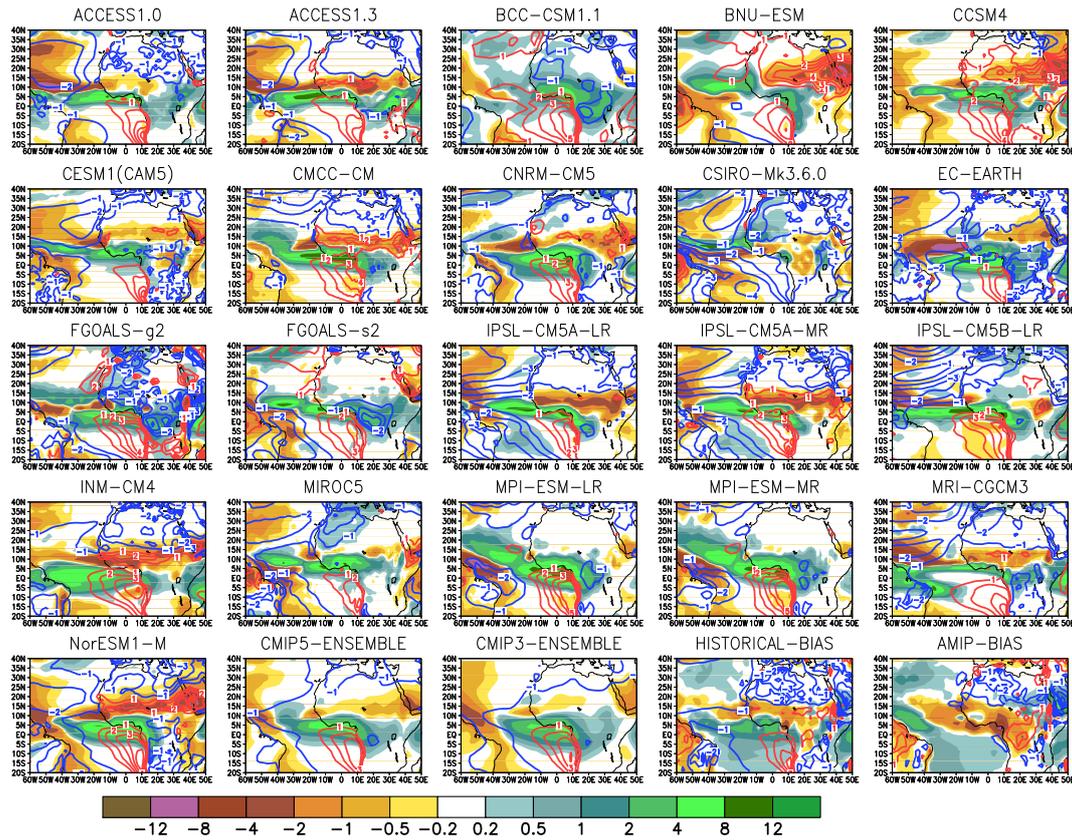


FIG. 9 – Biais dans les précipitations (mm/jour, en couleurs) et les températures à 2m (contours en rouge et bleu) entre les simulations couplées “historical” et les simulations “amip”, forcées par les températures de surface de l’océan. Les 4 derniers panneaux montrent respectivement : la moyenne d’ensemble des mêmes différences pour CMIP5 et CMIP3, puis les biais (comparaison aux réanalyses ERAI pour T2m et à GPCP pour la précipitation) pour la moyenne d’ensemble des simulations “historical” et “amip”.

la différence entre les résultats de simulations couplées océan-atmosphère (les simulations dites “historical”) et les résultats des simulations effectuées avec le même modèle atmosphérique forcé par les températures de surface de l’océan (dites “amip”). Les différences de températures à 2m sur les océans (en contours sur la figure) sont essentiellement le reflet des biais chauds des températures de surface de l’océan. On voit qu’un seul modèle (CSIRO-Mk3-6-0) échappe à la simulation d’un biais chaud dans l’Est de l’Atlantique tropical, au sud de l’équateur. Les différentes versions du modèle de l’IPSL n’échappent pas à la règle, et ceci alors qu’on est passé avec la nouvelle physique (IPSL-CM5B-MR) a des nuages bas beaucoup trop réfléchissants sur cette région (non montré), alors que la sous-estimation de ces nuages étaient souvent suspectée d’être responsable de ces biais chauds.

La comparaison des moyennes d’ensemble (effectuées de façon systématique en attribuant le même poids à chaque simulation) des biais de température pour les simulations CMIP5 et les simulations CMIP3, montre que ce biais est resté essentiellement inchangé entre ces deux exercices pourtant séparés

de 6 ans. Ce constat a largement contribué à motiver une proposition de projet européen, Preface, dont une part importante porte sur la réduction des biais de température en Atlantique tropical.

On montre également sur la même figure la différence de précipitation entre simulations couplée et forcée, c’est à dire l’effet du couplage sur les biais de précipitation. On voit s’établir un dipôle bien connu : l’augmentation des températures dans l’Atlantique sud (accompagné d’une modification du contraste avec l’Atlantique nord) provoque une fixation des précipitations sur la côte guinéenne. Toutes les simulations sauf CSIRO-Mk3-6-0 montrent effectivement un renforcement important des pluies dans cette région. Ce renforcement s’accompagne de façon relativement systématique aussi d’un assèchement sur le Sahel. La moyenne des simulations “amip” montrant plutôt un biais sec sur l’ensemble des deux zones, l’effet du couplage a plutôt tendance à sur-compenser un biais pluvieux sur la côte, et à amplifier le biais sec moyen au Sahel. A noter cependant que le biais moyen des précipitations “amip” cache des biais beaucoup moins systématiques d’un modèle à l’autre.

On montre sur la figure 10, cette fois en

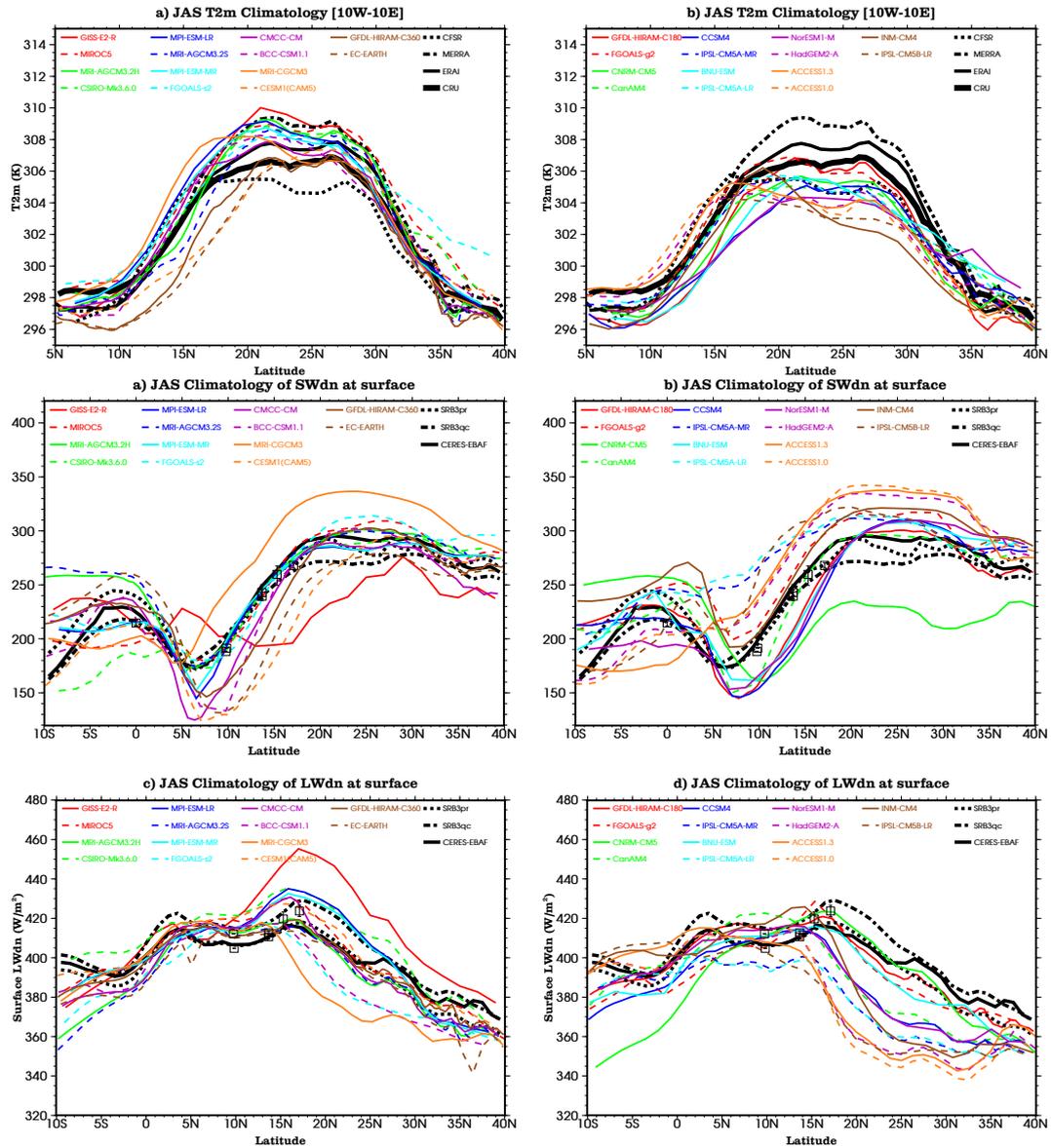


FIG. 10 – En haut, on montre la température à 2m (en K) en moyenne zonale sur la région 10°W-10°E pour Juillet-Août-Septembre 1979-2008 pour les simulations CMIP. Les figures de gauche (respect. de droite) correspondent aux modèles les plus chauds (froids) sur le Sahara [20°N-30°N, 10°W-10°E]. Au milieu, on montre le flux ondes courtes à la surface (en $W m^{-2}$), moyenné sur 10°W-10°E, pour JAS des années 1979-2008. Les flux moyens observés sur les super-sites AMMA, le long du "transect" 10°W-10°E, ainsi que les valeurs minimales et maximales sont superposées. Mêmes conventions en bas où on montre le flux onde-longue à la surface.

moyenne zonale pour alléger les figures, à la fois les températures et la décomposition des flux radiatifs. Les modèles ont été séparés en deux classes pour plus de lisibilité, en se basant sur la température moyenne sur le Sahara : à gauche les modèles les plus chauds et à droite les plus froids, avec des biais pouvant atteindre respectivement $+3^\circ$ et $-4^\circ K$ sur le Sahara (20°-30°N)! Ces biais sont associés à des biais sur les flux radiatifs à la surface de plusieurs dizaines de W/m^2 . Les versions physique standard (IPSL-CM5A) et nouvelle (IPSL-CM5B) montrent systématiquement un biais chaud sur le Sahara et en même temps une sous-estimation des flux radiatifs.

Il y a donc de la place pour des améliorations, et une jolie motivation pour le travail sur le contenu physique des modèles atmosphériques!

Ajuster et évaluer LMDZ plus facilement : un projet qui débute

Ionela Musat

Ionela.Musat@lmd.jussieu.fr

Le contexte

L'exercice CMIP5 est maintenant terminé, alors quel bilan peut-on tirer pour LMDZ, la composante atmosphérique du modèle IPSL-CM5 ? La réponse est mitigée et dépend des résultats que l'on regarde.

Si l'on pense en termes de processus physiques le bilan est positif, puisque le modèle représente maintenant mieux la couche limite convective et les cumulus, ainsi que le cycle diurne des précipitations convectives sur les continents [33].

Ces améliorations étaient attendues et sont la conséquence directe des paramétrisations qui définissent la "nouvelle physique" LMDZ5B, incluant les thermiques [31], [58], [59], le schéma statistique bigaussien des nuages de couche limite [37] et les poches froides [27], [28] générées sous les cumulonimbus par réévaporation des précipitations convectives.

Une autre amélioration spectaculaire et non attendue concerne la variabilité intra-saisonnière des précipitations sur océan. Cette variabilité, beaucoup trop faible dans LMDZ5A, est plutôt trop forte dans LMDZ5B.

Par contre, si l'on s'intéresse à la capacité du modèle à représenter le climat au niveau global, capacité évaluée à partir de diagnostics intégrés ou "métriques" (désignés en anglais par les noms de "metrics" ou "performance climate index") le bilan est plutôt négatif. Les métriques calculées par différents auteurs [38], [9], [55] montrent que LMDZ5B n'est pas bien placé par rapport à d'autres modèles. Cela reflète - au moins en partie - un mauvais réglage. En effet, le réglage de LMDZ5B n'a pas été poussé assez loin qu'il aurait fallu, faute de temps. Même si l'on sait que de manière générale les "métriques" sont assez réductrices (car le climat simulé est représenté par quelques chiffres) et qu'elles sont parfois le reflet d'un bon ajustement (réglage ou "tuning") d'un modèle, elles sont de plus en plus utilisées et méritent d'être considérées. Nous allons utiliser de telles métriques dans le but de pouvoir s'assurer d'avoir une climatologie réaliste du modèle, ce qui constitue un prérequis pour beaucoup d'études climatiques.

Nous nous proposons ici de travailler à la fois sur l'ajustement et l'évaluation de LMDZ.

Comment ajuster LMDZ ?

Le but premier de ce projet est d'aider à la définition de la prochaine version du modèle LMDZ, version qui sera utilisée pour le modèle couplé IPSL-CM6 lors du prochain exercice CMIP6.

La définition d'une nouvelle version du modèle repose à la fois sur l'inclusion de nouvelles paramétrisations, la configuration de la grille et l'ajustement des paramètres incertains. Nous nous intéressons ici notamment à la partie ajustement.

L'ajustement consiste en la modification de certains paramètres intervenant dans les paramétrisations physiques et ayant des valeurs incertaines afin que le climat global simulé réponde à certains objectifs. Ces objectifs sont définis par chaque groupe de modélisation et dépendent, entre autre, des intérêts scientifiques de ses membres.

Rappelons que lors de CMIP3, notre objectif était d'avoir un bilan radiatif au sommet de l'atmosphère à peu près équilibré, mais également des gradients d'énergie en latitude corrects, de façon à ce que les cellules de Hadley-Walker soient bien représentées. Pour CMIP5, en plus des objectifs de CMIP3, l'accent a été mis sur la réduction des biais froids des moyennes latitudes. Très en amont, des simulations systématiques ont été réalisées par Marie-Alice Foujols pour sélectionner des configurations de grille horizontale qui favorisent la réduction de ces biais. La relative amélioration des biais des moyennes latitudes par rapport à CMIP3 provient pour une grande part du fait d'avoir augmenté le nombre de latitudes de 71 à 95. Le choix fait de privilégier des résolutions grossières fait que les biais sont restés importants, un peu moins cependant pour la moyenne (MR) que pour la basse (LR) résolution.

L'ajustement du modèle LMDZ pour l'exercice CMIP5 a été décrit par Hourdin et ses collaborateurs [33]. Le réglage de la "physique standard" IPSL-CM5A a été réalisé par Sébastien Denvil. Celui de la "nouvelle physique" IPSL-CM5B a impliqué plusieurs personnes sur plusieurs mois. Il s'est basé sur toute une série de simulations réalisées par Abderrahmane Idelkadi en mode "forcé" et Laurent Fairhead en mode "couplé". Frédéric Hourdin a été le chef d'orchestre de tous ces travaux avec l'aide précieuse de Catherine Rio et de toute l'équipe de développement LMDZ.

L'ajustement a été fait en considérant tout d'abord la moyenne annuelle des grandeurs globales (comme par exemple le déséquilibre radiatif et ses composantes au sommet de l'atmosphère), mais aussi les distributions en latitude (pour les nuages notamment) et en fonction de la dynamique à grande échelle (ou

“régimes de temps”) [5] (pour les forçages radiatifs des nuages et les rayonnements en onde courte et longue).

Plusieurs centaines de simulations forcées “courtes” (de 3 à 10 ans) ont été réalisées. Une fois les paramètres arrêtés, quelques simulations longues (de plusieurs centaines d’années) ont été faites en mode couplé avant que la version IPSL-CM5B du modèle couplé soit figée.

Pour la “nouvelle physique”, la nouveauté importante à signaler est que les simulations 3D ont été accompagnées systématiquement par des tests en 1D réalisés par Marie-Pierre Lefebvre sur plusieurs cas (Arm Cumulus ou Eurocs Cumulus, Eurocs Convection Profonde et Bomex). De ce fait, les ajustements de paramètres globaux étaient réalisés pour la première fois sous la contrainte de ces cas test qui avaient été utilisés pour le développement de la “nouvelle physique”. Cela dit, pour cette version, le réglage s’est mélangé avec les dernières phases de développement et nous avons certainement manqué de recul...

Notons que même pour le réglage de la version IPSL-CM5A, on a sans doute sous-estimé la nécessité du re-réglage de cette physique lorsqu’on est passé de 19 à 39 niveaux sur la verticale, pour les nuages par exemple.

Nous nous proposons ici d’asseoir la procédure d’ajustement de LMDZ, de la rendre plus “transparente” et d’automatiser certains calculs. Cette procédure devra être modifiée/adaptée lorsque le modèle évoluera (incluera de nouvelles paramétrisations) ou quand de nouveaux jeux d’observations seront disponibles, etc. Voici les différentes étapes nécessaires pour ajuster le modèle :

1) définir de nouveaux objectifs scientifiques. Pour LMDZ6 on pourrait, par exemple, souhaiter diminuer les biais (en température et sur la position des jets) des moyennes latitudes, avoir de meilleures propriétés optiques pour les nuages, etc

2) identifier les paramètres ajustables avec leurs valeurs valides extrêmes et établir un ordre de test en fonction de leurs effets sur le climat

3) définir des critères quantitatifs de validation en rapport avec des observations et des objectifs fixés au point 1). Parmi les critères d’ordre zero, on pourrait souhaiter avoir un bon accord entre les champs simulés et observés pour l’insolation, les flux ondes courtes en ciel clair, les flux radiatifs en surface, l’albédo sur les océans, la couverture nuageuse totale, etc. Les jeux d’observations existants devraient nous permettre d’éviter que le modèle ne soit dans *le rouge*.

4) définir des scores à partir des différents diag-

nostics existants (moyennes globales, distributions en latitude, décomposition en régimes, distribution latitude-altitude et régionale)

5) réaliser des simulations test uni-colonne (1D) pour déduire des limites valides des paramètres ajustables du point 2)

6) réaliser des simulations 3D en mode “guidé” (en imposant des vents u et v issus des réanalyses ERA-Interim ou NCEP) pour contraindre encore plus la physique du modèle, la dynamique étant imposée

7) réaliser plusieurs simulations forcées 3D de sensibilité avec le but d’améliorer la climatologie de LMDZ.

Pour réaliser ce travail d’ajustement, on va utiliser les scripts développés lors du réglage du modèle LMDZ pour CMIP5 que l’on va enrichir au fur et à mesure. En pratique, il faut notamment :

- o définir des métriques modèle-observation et écrire les scripts
- o définir les critères de validité d’une simulation comme ceux utilisés par Mauritsen et al. [46] dont le modèle est un des mieux placé dans les différentes études du climat au niveau global [57], [26], [54]
- o mettre en place de nouveaux jeux de données (les récupérer et les moyenner pour avoir des champs climatologiques).

On compte ensuite réaliser un test grandeur nature par exemple en appliquant ces outils sur des simulations avec différentes grilles horizontales afin de quantifier l’impact de la résolution sur les performances du modèle. Le réglage effectif de la nouvelle version LMDZ6 sera refait une fois que tous les nouveaux éléments (le code de rayonnement RRTM⁴, le déclenchement stochastique de la convection, etc) seront introduits dans le modèle et que la nouvelle discrétisation verticale sera définie.

Plus fondamentalement, il faudrait mener une réflexion sur le rapport entre l’ajustement d’un modèle et ses performances climatiques, mais ça c’est une autre histoire...

Quels diagnostics pour évaluer LMDZ ?

L’évaluation du modèle LMDZ lors de la phase de réglage pour CMIP5 a été faite en utilisant les diagnostics rassemblés et mis en oeuvre systématiquement par A. Idelkadi. Il s’agit des “atlas” développés par P. Brockmann, des diagnostics en régimes

⁴Rapid Radiative Transfer Model

de circulation atmosphérique pour les tropiques et des distributions en latitude des champs moyens zonaux. Nous nous proposons d'étoffer ces diagnostics et de les intégrer dans la partie post-traitement du modèle LMDZ. Ils constitueront le "package d'évaluation LMDZ" et devront nous permettre de mieux connaître les qualités et défauts de notre modèle. Ce travail s'inscrit dans la réflexion menée à l'IPSL au travers du Forum d'Evaluation animé par Jérôme Servonnat.

Voici, à titre d'exemple, une liste non-exhaustive des diagnostics que nous souhaitons inclure dans le "package d'évaluation LMDZ" :

- o les statistiques du géopotential à 700 hPa (moyenne, écart-type et filtre "haute fréquence" de l'écart-type)
- o le calcul des températures corrigées par rapport à l'altitude pour les stations polaires comme Summit et dome C [40]
- o le potentiel de vitesse pour le vent zonal à 200 hPa et le géopotential pondéré par l'altitude
- o l'heure locale du maximum des précipitations [74]
- o le spectre "raw space-time" des anomalies de précipitations [72] (pour voir si le modèle reproduit des oscillations de type MJO et des ondes de Kelvin)
- o les diagnostics des propriétés des nuages tels qu'ils seraient vus par satellite au travers du simulateur COSP pour comparaison directe aux observations CALIPSO [39], [51]
- o les diagnostics ENSO comme ceux développés par E. Guilyardi (voir par exemple Guilyardi et al. [29], Lloyd et al. [43], Bellenger et al. [3]) applicables aux simulations atmosphériques
- o des diagnostics de dynamique et des modes de variabilité extra-tropicaux - à définir
- o des diagnostics des flux de chaleur et de quantité de mouvement (ou des tensions de vent et du vent à 10m) au dessus des océans
- o les métriques proposées par Reichler et Kim [57] et Gleckler et al. [26].

L'appel à idées

Si vous êtes utilisateur de LMDZ et si vous souhaitez que votre diagnostic préféré fasse partie du "package d'évaluation LMDZ", faites-le savoir. Nous serons ravis de travailler avec vous dans ce sens.

Remerciements

Je remercie chaleureusement Frédéric Hourdin, Sandrine Bony et Jean-Louis Dufresne pour leurs suggestions enrichissantes et relectures.

3 Etude des climats régionaux, cycle de l'eau

Variations du couvert neigeux dans l'Hémisphère Nord : Impact des émissions de carbone-suie en régions boréales et tempérées au 21^e siècle

Martin Ménégoz - Gerhard Krinner

Yves Balkanski - Anne Cozic

Olivier Boucher - Philippe Ciais

Martin.Menegoz@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

La complexité du système climatique explique l'entrain de notre communauté à ajouter sans cesse de nouvelles composantes dans ses outils de modélisation du système Terre. C'est le cas du modèle de l'IPSL LMDZ-ORCHIDEE-INCA (LMDZORINCA) qui permet de simuler l'atmosphère terrestre (LMDZ [32]), ainsi que ses interactions avec les surfaces continentales (ORCHIDEE [41]) et les aérosols atmosphériques (INCA [24]). Ce couplage apparaît être un outil idéal pour étudier le forçage radiatif des aérosols, qui est aujourd'hui l'un des forçages anthropiques les moins connus. Il a déjà été utilisé pour diagnostiquer le forçage direct des aérosols sur le climat [1] ainsi que l'effet indirect de l'aérosol sulfaté [16].

Dans cette étude, nous l'avons optimisé pour diagnostiquer l'impact du dépôt d'aérosols absorbants sur le couvert neigeux [49]. Techniquement, les flux de dépôt d'aérosols simulés par le modèle INCA ont été transmis à ORCHIDEE via la routine physiq.F. Le modèle de neige a été amélioré pour permettre de décrire de manière pronostique la concentration de la neige en aérosols, ainsi que la taille des grains de neige [44]. Un schéma détaillé d'albédo de la neige [71] a été intégré dans ORCHIDEE, afin de calculer l'albédo en fonction de la concentration de poussières minérales et de carbone-suie [73]. L'albédo de la neige ainsi calculé est alors retransmis à LMDZ pour les calculs de physique atmosphérique. Krinner et al. [42] ont utilisé cette architecture de modèles pour étudier l'impact du dépôt de poussières minérales sur la formation de calottes de glace dans le Nord de l'Asie au dernier maximum glaciaire (il y a 21000 ans). Ici, nous avons utilisé LMDZORINCA pour quantifier l'impact du dépôt de carbone-suie sur la couverture neigeuse au Nord de 30°N pour la période actuelle et dans un scénario du milieu du 21^e siècle. Nos si-

mulations ont été réalisées en prenant en compte un inventaire d'émissions actuelles de carbone-suie ainsi que différents scénarios d'émissions pour le milieu du 21^e siècle (Figure 11).

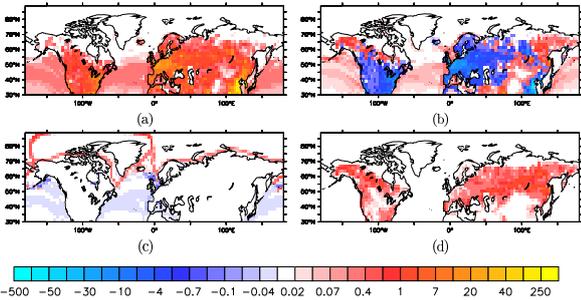


FIG. 11 — Moyenne annuelle des émissions de carbone-suie ($\text{mg m}^{-2} \text{mois}^{-1}$) au Nord de 30°N ; (a) émissions actuelles (total= 2878 Gg yr^{-1}); (b) différence entre les émissions actuelles et celles du scénario 2050 RCP8.5 (différence= -1588 Gg yr^{-1}); (c) augmentation des émissions associées à un accroissement du transport maritime en Arctique en 2050 [15] (différence= 3.9 Gg yr^{-1}); (d) augmentation des émissions associée à une intensification des feux de forêt [21], [22] (différence= 235.9 Gg yr^{-1}).

Le dépôt actuel de carbone-suie induit une diminution du nombre annuel moyen de jours avec de la neige au sol (NJNS) de l'ordre de 1 à 10 jours dans des régions étendues de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord (Figure 12a). Notons que cette estimation a été établie en calculant la différence entre deux simulations actuelles, utilisant toutes les deux une paramétrisation détaillée de l'albédo de la neige. La première prend en compte la concentration d'aérosol dans la neige calculée à partir du dépôt simulé par INCA, et la deuxième a été réalisée avec une concentration d'aérosol dans la neige nulle. Dans ces simulations, les vents horizontaux ayant été "guidés" vers les réanalyses, la différence entre ces deux expériences nous a permis de diagnostiquer l'effet du dépôt de carbone-suie sur la neige en limitant fortement les rétroactions climatiques potentielles. Les régions polluées sont le siège de fortes émissions de carbone-suie tout au long de l'année (Figure 11a). Cependant, le dépôt de carbone-suie sur la neige se traduit par un forçage climatique qui atteint une valeur maximale au printemps, une période de l'année où le reste de la neige accumulée pendant l'hiver est exposé à la fois à une forte insolation et à un dépôt significatif d'aérosols. Ce dépôt est expliqué par le transport d'aérosols depuis les régions polluées vers l'Arctique, particulièrement marqué lors de cette saison [48].

Au Nord de 30°N , ce flux de dépôt représente 222 Gg mois^{-1} en moyenne sur les mois d'Avril-Mai-Juin dans notre simulation. Grâce à une politique de réduction de la pollution atmosphérique rendue possible par des progrès technologiques, on attend une

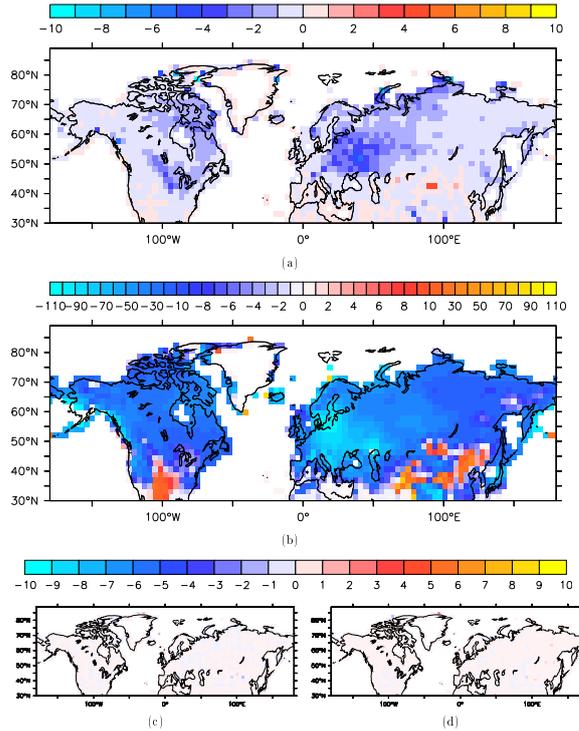


FIG. 12 — Nombre annuel moyen de jours avec de la neige au sol (NJNS); (a) diminution actuelles associée au dépôt de carbone-suie; (b) différence de NJNS entre 2050 (scénario RCP8.5) et aujourd'hui; (c) différence de NJNS induite par une augmentation du trafic maritime en Arctique en 2050; (d) différence de NJNS induite par une intensification des feux de forêt en 2050. Les simulations actuelles sont "guidées" vers les réanalyses du centre européen, et les simulations futures sont "guidées" vers une simulation future standard (guidage des vents horizontaux). Notez que les différences montrées en (a) et en (b) sont statistiquement significatives (en appliquant un t-test avec un seuil de rejet de l'hypothèse nulle égal à 95%) sur l'ensemble du domaine.

réduction significative des émissions de carbone-suie lors des prochaines décennies dans l'ensemble des scénarios d'émissions RCP (Representative Concentration Pathway) envisagés dans le cadre de CMIP5 (Figure 11b). En considérant le scénario RCP8.5, nous avons simulé une diminution de dépôt de carbone-suie au printemps de 110 Gg mois^{-1} en 2050. Pourtant, malgré la diminution de l'impact du dépôt d'aérosols sur la neige, nous simulons une diminution du NJNS de 10 à 100 jours par an sur la plupart des surfaces de l'hémisphère Nord couvertes de neige en hiver (Figure 12b). Cette diminution est due essentiellement à l'augmentation de la température, particulièrement marquée dans le scénario RCP8.5 en l'absence de politique de réduction des émissions de gaz à effet de serre. Le retrait de la glace de mer attendu en été lors des prochaines décennies pourrait permettre la circulation de bateaux sur l'océan Arctique, induisant des émissions locales de carbone-suie (Figure 11c). Cependant, ces émissions additionnelles d'aérosols sont trop faibles dans nos simulations pour induire une augmentation significative du

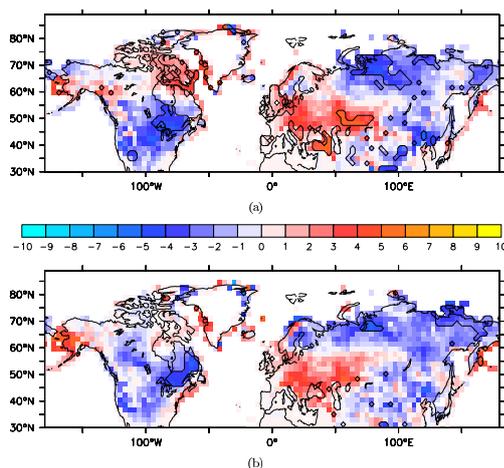


FIG. 13 — Nombre annuel moyen de jours avec de la neige au sol (NJNS); (a) différence de NJNS en 2050 induite par une augmentation du trafic maritime en Arctique; (b) différence de NJNS en 2050 induite par une intensification des feux de forêt. Ici, les simulations futures ne sont pas "guidées". Les régions où les différences sont statistiquement significatives (en appliquant un t-test avec un seuil de rejet de l'hypothèse nulle égal à 95%) sont entourées d'un trait noir.

dépôt de carbone-suie sur les surfaces enneigées de l'hémisphère Nord. En conséquence, le NJNS n'est clairement pas affecté par ces émissions de bateau en Arctique via des modifications directes de l'albédo des surfaces enneigées (Figure 12c, différence entre deux simulations guidées vers une même simulation LMDZ future standard).

Dans une expérience sans guidage atmosphérique, nous avons simulé cependant des variations du NJNS en considérant de telles émissions de bateaux (Figure 13a). Ces variations ne sont généralement pas statistiquement significatives dans nos simulations de 20 ans, exceptés au Québec et dans les plaines de l'Ouest sibérien, où le NJNS peut diminuer de 5 à 10 jours par an. Elles sont induites par les forçages radiatifs de ces aérosols lorsqu'ils se trouvent dans l'atmosphère ainsi que par toutes les rétroactions climatiques potentielles. Notons que les rétroactions avec les océans ne sont pas prises en compte dans notre protocole expérimental basé sur l'utilisation de température de surface des océans prescrite. Les changements climatiques au 21^e siècle sont susceptibles de générer une intensification des feux de forêt dans les régions boréales et tempérées (Figure 11d). Dans un scénario idéalisé avec une saison des feux avancée de deux semaines et des émissions accentuées de 50%, nous simulons une augmentation du dépôt de carbone-suie au printemps de 21 Gg mois⁻¹ en 2050 au nord de 30°N. Ce dépôt n'affecte pas directement les surfaces enneigées via des modifications de leur albédo (Figure 12d). Cependant, dans une expérience considérant toutes les rétroactions climatiques (excepté celles mettant

en jeu les océans), une intensification des feux de forêts induit une diminution du NJNS atteignant une dizaine de jours au Québec et dans l'Est de la Sibérie (Figure 12d).

Réalisation des simulations de contrôle Cordex-Afrique

Lidia Mellul - Frédéric Hourdin

Lidia.Mellul@lmd.jussieu.fr

En parallèle de l'exercice CMIP5 d'intercomparaison des modèles de climat, l'exercice Cordex permet pour la première fois d'intercomparer de façon assez systématique les modèles à aire limitée, classiquement utilisés pour effectuer une descente en échelle sur la base des simulations globales.

Plusieurs domaines ont été définis pour l'exercice Cordex. Le domaine africain, couvrant l'ensemble du continent depuis la Méditerranée jusqu'à l'Afrique du sud, constituait la priorité de ce programme, qui comprend une partie de simulations de contrôle, réalisées sur la période dite ERA-Interim, en utilisant cette réanalyse comme forçage au bord du domaine. La contrainte était d'avoir une maille d'au plus 50 km sur l'ensemble du domaine.

Une configuration de LMDZ, zoomée sur l'Afrique, a été définie pour satisfaire ces contraintes (Figure 14). Lidia Mellul a réalisé sur la base de cette configuration deux simulations avec LMDZ : le contrôle Cordex et une simulation en boucle de l'année 2006. Dans les deux cas, la nouvelle physique a été utilisée, dans sa configuration NPv3.1. Ces simulations n'ont pas été une partie de plaisir, à cause à la fois de la lourdeur de la configuration (280x280 points et 39 niveaux verticaux) et de l'instabilité du modèle dans cette configuration. Les simulations n'ont pas pu être effectuées avec des paramètres constants. En pratique, c'est la longueur du pas de temps qui a été allongée ou réduite au fil de la simulation et des "plantages" successifs.

Ces simulations méritent cependant d'être analysées en détail pour voir l'apport de la résolution sur la simulation du climat en Afrique de l'ouest. Les premières analyses montrent que la version LMDZ5B-Cordex se comporte de façon assez similaire à la version LMDZ5B-LR, malgré la différence colossale des résolutions spatiales des deux configurations sur

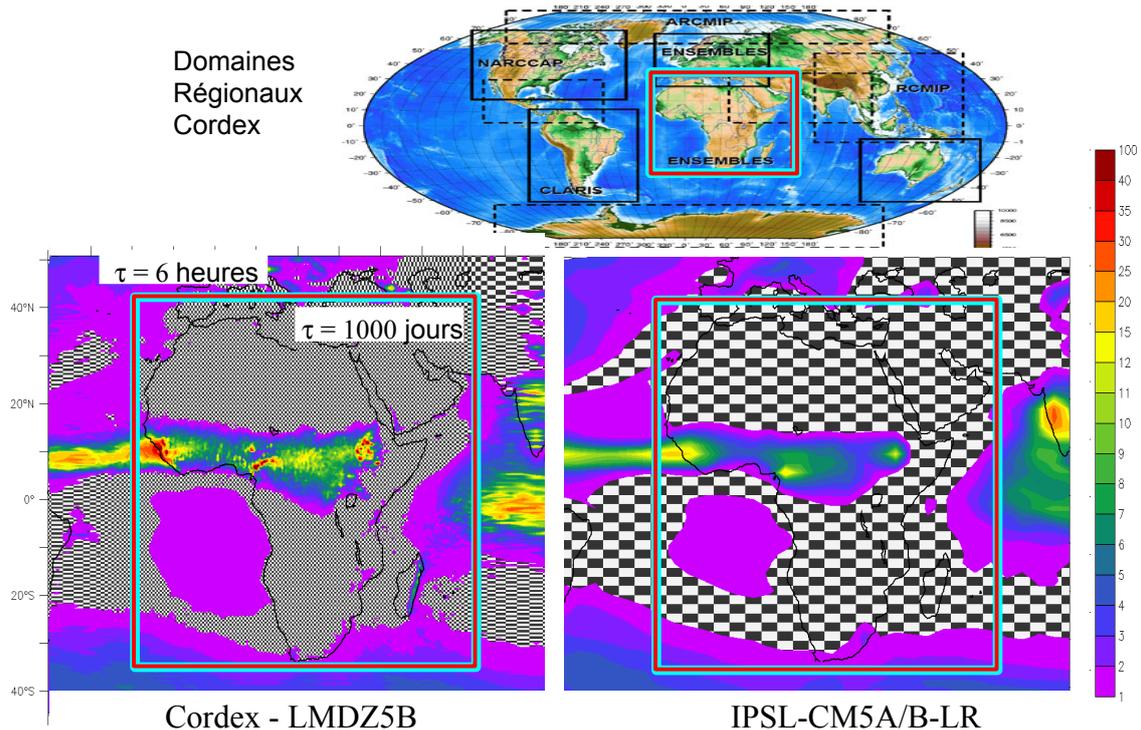


FIG. 14 — L'exercice Cordex : en haut, les domaines retenus pour l'exercice Cordex d'intercomparaison des modèles régionaux. En bas, on montre en damier la grille du modèle LMDZ et en couleur la précipitation moyenne du mois d'août en mm/jour pour (à gauche) la grille retenue pour l'exercice Cordex-Afrique, avec un zoom sur l'Afrique de l'ouest permettant d'atteindre une résolution uniforme de 50 km et (à droite) la grille de la configuration dite basse résolution (LR) avec laquelle a été réalisée la plus grande partie des simulations CMIP5. Les précipitations ont été obtenues dans les deux cas avec la version "Nouvelle Physique" LMDZ5B du modèle. Pour la simulation Cordex, les variables météorologiques (vent, température et humidité) sont "rappelées" (guidées) vers les réanalyses ERA-Interim avec une constante de temps variant entre 6 heures à l'extérieur du zoom et 1000 jours (guidage quasi nul) à l'intérieur.

l'Afrique (50 contre 300 km, soit 36 fois plus de points de grille environ). Ce résultat, mis en regard des analyses multi-modèles (Figure 15), suggère que les grands biais observés dans les précipitations moyennes par exemple dans les simulations CMIP5, ne sont pas le résultat de la résolution trop grossière des modèles, mais plutôt de leur contenu physique trop frustré.

On voit bien si on regarde les biais sur les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère (partie en bas à droite de la figure 15) que les biais observés dépendent davantage de la physique du modèle (LMDZ5A vs B) que de la grille (LR vs MR pour LMDZ5A et LR versus Cordex pour LMDZ5B). Les biais observés sur ces flux radiatifs, y compris en ciel clair (non montré), pourraient bien expliquer une partie de la dispersion et des biais des simulations du climat en Afrique de l'ouest.

Sur la base de ces premières constatations, il apparaît plus que jamais essentiel de mettre en garde contre l'idée (largement répandue) qui voudrait que Cordex soit l'exercice à considérer pour les études d'impact du changement climatique sur les sociétés.

Nombre de ces études dépendent au premier ordre des cumuls de pluies. Or non seulement ces cumuls sont aussi mal-menés par les simulations Cordex que par les simulations CMIP5 (en configuration forcée par les SSTs, simulations "amip"), mais en plus il n'est pas du tout sûr que le fait de couper les ajustements possibles aux bords du domaine Cordex n'affecte pas la réponse climatique à l'intérieur du domaine. Car beaucoup plus qu'un exercice de descente d'échelle, Cordex est bien un exercice de modélisation régionale du climat, dans lequel on laisse s'exprimer des rétroactions climatiques à l'intérieur du domaine, mais dans un système tronqué, dans lequel les ajustements et échanges avec le reste du globe ne peuvent pas s'exprimer.

Les simulations Cordex n'en restent pas moins un très bon cadre pour essayer d'améliorer la représentation du climat, évaluer la valeur ajoutée par le raffinement de la grille (en ce qui concerne notamment la distribution de la pluie à haute fréquence spatio-temporelle) et anticiper également les résolutions globales de demain.

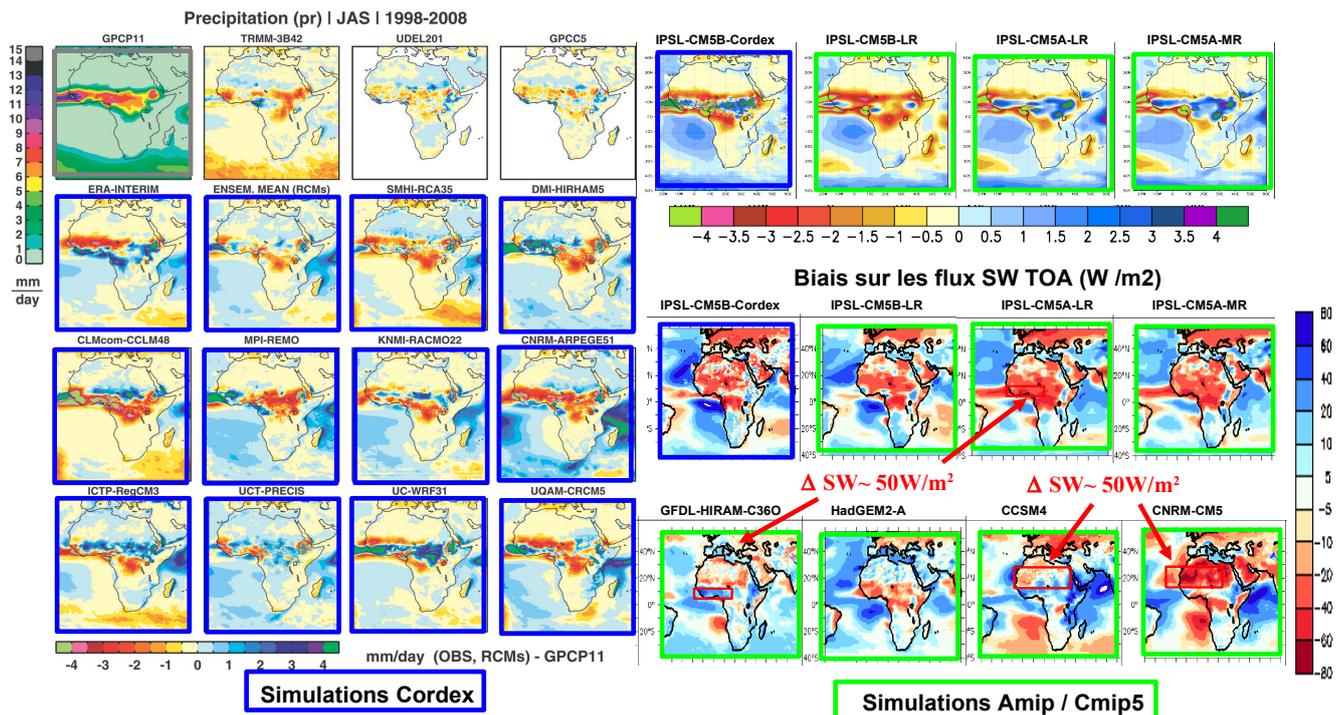


FIG. 15 – La partie de gauche de la figure est issue d'un article d'intercomparaison des simulations Cordex-Afrique [53]. Elle montre en haut les observations CRU et les écarts entre différents jeux d'observation. Les panneaux du dessous montrent les biais moyens pour les précipitations moyennes d'été (Juillet-Août-Septembre) pour les différentes simulations de contrôle forcées au bord du domaine Cordex par les réanalyses ERA-Interim. Les 4 panneaux en haut à droite montrent les biais avec la même palette de couleur pour la simulation LMDZ5B-Cordex (zoomée et guidée au bord du domaine), ainsi que pour les 3 configurations CMIP5, à savoir LMDZ5B-LR, LMDZ5A-LR et LMDZ5A-MR. Les figures en bas à droite montrent les biais sur les flux radiatifs ondes courtes au sommet de l'atmosphère pour les mêmes configurations du modèle et pour 4 modèles parmi la quinzaine de modèles ayant contribué à l'exercice CMIP5. Il s'agit pour LMDZ5A-LR/A-MR/B-LR de simulations "amip" forcées par les températures de surface de l'océan. On voit que les biais en précipitation et en flux des simulations Cordex et LR obtenues avec la version LMDZ5B sont relativement proches, et plus proches que les différences typiques entre les différents modèles. Celles-ci peuvent atteindre 50 W m^{-2} sur certaines régions comme par exemple entre IPSL-CM5A-LR et GFDL-HIRAM-C360 ou entre CCSM4 et CNRM-CM5.

Origines du biais chaud dans les simulations CMIP5 aux moyennes latitudes en été

Frédérique Chéruy - Frédéric Hourdin
Aurélien Campoy - Agnes Ducharne

Frederique.Cheruy@lmd.jussieu.fr

Introduction

L'existence d'un biais chaud en été aux moyennes latitudes est un défaut connu de nombreux modèles de climat ayant participé à CMIP5. Plusieurs études ont abordé la question à l'échelle régionale, en particulier sur la zone méditerranéenne [12], [4], et sur les Etats-Unis [18]. Récemment Christensens et Boberg [13] ont observé que ce biais dépendait de la température dans de nombreuses régions du globe et qu'il pouvait être à l'origine d'une amplification du réchauffement climatique à l'échelle régionale.

Ces auteurs invoquent les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère sans toutefois préciser leur nature. L'étude présentée ici permet d'identifier une partie des origines de ce biais dans les modèles de climat. Elle est fondée d'une part sur les simulations AMIP fournies par les groupes de modélisation ayant participé à CMIP5 et d'autre part sur une étude de sensibilité effectuée avec différentes versions du modèle de l'IPSL ayant participé à CMIP5 et un nouveau module d'hydrologie introduit par P. de Rosnay lors de sa thèse. Ce module a été couplé à LMDZ avec ses nouveaux développements récemment.

Analyse du biais en température pour le climat présent

À l'échelle locale, l'état des sols et en particulier leur degré d'humidité, la couverture nuageuse, la quantité et l'intensité des pluies sont les éléments essentiels du couplage surfaces continentales/climat qui se manifeste de façon privilégiée dans la couche limite atmosphérique [61], [60], [19]. Coindreau et al.

Variable	corrélation	p-value	Intervalle de confiance
Fraction évaporatoire	-0.37	0.06	-0.66 ; 0
CFLW	-0.45	0.02	-0.7 ; 0.

TAB. 1 – Corrélration et tests de confiance entre le biais en température au voisinage de la surface et la fraction évaporatoire d'une part, l'impact radiatif LW des nuages d'autre part.

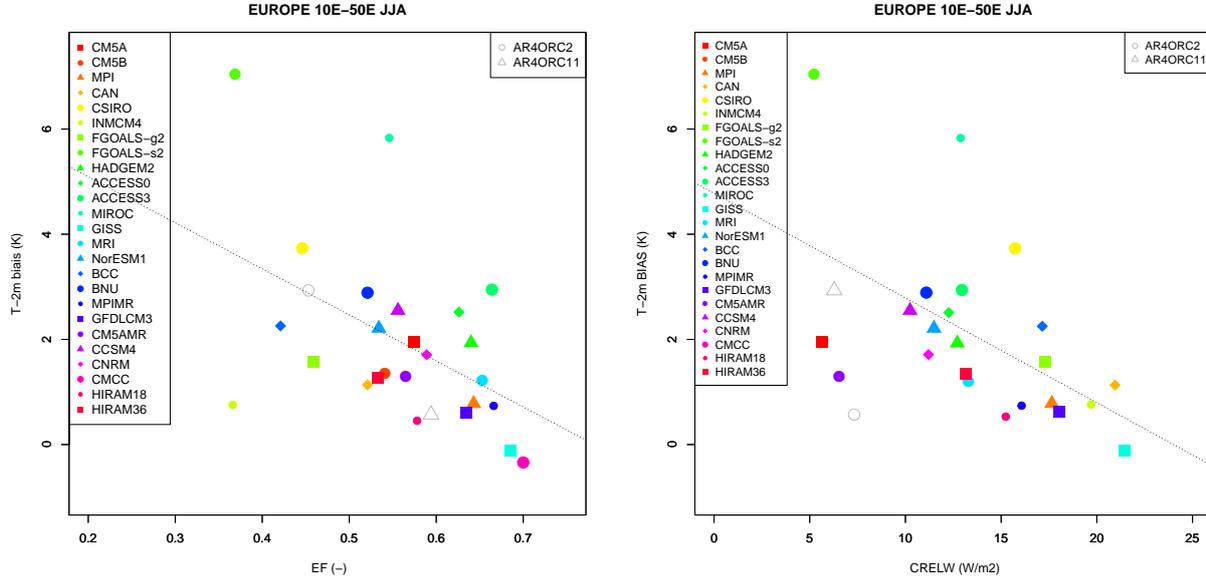


FIG. 16 – Fraction évaporatoire et impact radiatif LW des nuages à la surface en fonction du biais en température pour les simulations AMIP de 1978 à 2008.

[14] ont montré que l'humidité du sol contrôlait en grande partie la température au voisinage de la surface dans la zone entourant le site instrumental du SIRTA [30] et qu'un déficit d'évaporation était à l'origine du biais. Chéruy et al. [10] ont utilisé la même approche mais en couplant LMDZ à une nouvelle version du modèle de sol de l'IPSL (ORCHIDEE-11) où la modélisation de l'hydrologie de surface est fondée sur une description physique des flux d'eau dans le sol [17]. Ils ont montré que le nouveau module d'hydrologie conduisait à un meilleur accord avec les observations de flux turbulents effectuées au SIRTA et que le biais chaud en été au voisinage de la surface était réduit à l'échelle continentale. En nous appuyant sur ces résultats, nous avons tracé la fraction évaporatoire (rapport du flux latent à la somme des flux latent et sensible) en fonction du biais moyen de la température au voisinage du sol sur l'Europe occidentale et sur la période AMIP (1979-2008) pour chacun des modèles ayant fourni des simulations AMIP CMIP5. Les observations du CRU (V3.10) [50] sur la période 1979-2008 servent de référence pour le calcul du biais. De façon cohérente avec les analyses mentionnées précédemment, l'intensité du biais chaud est généralement anti-corrélée significativement à l'intensité de l'évaporation. Des simulations similaires aux AMIP de CMIP5 ont été effectuées avec les deux modules

d'hydrologie (AR4ORC2 une configuration voisine de celle utilisée pour CMIP5) et (AR4ORC11 utilisant le nouveau module d'hydrologie), les biais moyens sont reportés sur la figure 16, confirmant que le nouveau module d'hydrologie, augmentant la fraction évaporatoire (d'environ 0.4 à un peu moins de 0.6) permet de réduire le biais chaud de près de 2K. Les tests statistiques indiquent que les corrélations sont significatives (tableau 1). Nous pouvons ainsi affirmer que la représentation de la partition flux latent/flux sensible dans les modèles de climat en lien avec les modèles de sol ayant participé à CMIP5 est en partie à l'origine du biais chaud aux moyennes latitudes en été.

Les flux turbulents sont également contrôlés par la quantité d'énergie radiative qui arrive à la surface, elle-même fortement influencée par la nébulosité. Il apparaît que l'impact radiatif moyen des nuages dans le LW (différence entre le rayonnement descendant LW et le rayonnement descendant LW ciel clair) pendant les mois d'été est lui aussi anti-corrélé au biais en température dans les simulations AMIP. Ici aussi les tests statistiques indiquent que la corrélation est significative. La corrélation est moindre dans le SW. Ceci peut être interprété comme un déficit de nuages bas modulant plus fortement le rayonnement LW à la surface que les nuages dont la base est élevée. La substitution d'ORCHIDEE-2 par ORCHIDEE-11

augmente légèrement le forçage radiatif LW moyen (Figure 16, droite), l'accroissement d'évaporation et le refroidissement relatif rendant l'environnement plus propice à la formation de nuages. L'impact radiatif des nuages augmente de façon encore plus marquée lorsque l'on passe de la physique standard utilisée pour les simulations IPSL-CM5A-LR à la nouvelle physique utilisée pour les simulations IPSL-CM5B-LR de l'IPSL [33]. Toutefois, l'impact radiatif moyen est encore insuffisant au regard des estimations SRB (données Surface Radiation Budget, estimées à partir des données ISCCP) qui donnent environ 25 W m^{-2} pour la région considérée sur les étés de la période 1984-2007. Ces résultats sont cohérents avec l'analyse effectuée au SIRTIA, la nouvelle physique, bien que plus performante du point de vue des nuages, a des difficultés à maintenir une couverture nuageuse dans l'après-midi, ce qui est en désaccord avec les observations. Lorsque l'on compare les graphes de la figure 16 (gauche), il est utile de noter que l'impact radiatif des nuages et l'intensité de la fraction évaporatoire modulent différemment le biais pour chacun des modèles analysés : certains modèles ont une fraction évaporatoire anormalement faible associée à un impact radiatif fort (e.g INMCM4), pour d'autres c'est plutôt le contraire (e.g. CNRM), cela illustre la difficulté à représenter correctement les interactions sol/atmosphère dans les modèle de climat, et les sources possibles de compensation d'erreur.

Nous nous sommes concentré sur l'Europe occidentale, mais les mêmes comportements ont été mis en évidence sur les Etats Unis. La prochaine étape de ce travail consistera à approfondir les sources de biais (notamment en utilisant les mesures de flux des sites FLUXNET) et à identifier les répercussions possibles de ces sources de biais quant à la robustesse des projections climatiques.

4 Composition atmosphérique

Inversion atmosphérique des émissions d'aérosols primaires et du SO_2

Nicolas Huneeus - Olivier Boucher

Frédéric Chevallier

Nicolas.Huneeus@lmd.jussieu.fr

Quantifier l'impact des émissions d'aérosols sur la qualité de l'air et le climat impose de connaître précisément leur distribution spatiale et temporelle. Traditionnellement, les émissions d'aérosols sont estimées en combinant des informations comme la consommation d'énergie, l'efficacité de combustion, des facteurs d'émission et les technologies d'atténuation des émissions pour chaque secteur productif ainsi que des données démographiques. Il s'agit d'une tâche lente et qui n'est pas toujours effectuée sur une base régulière. Un retard considérable, pouvant aller jusqu'à 5 à 10 ans, peut exister avant que toutes les informations pertinentes soient disponibles pour une année ou une période donnée.

Nous avons développé un système d'inversion (PYVAR-AER, Figure 17) qui permet d'estimer simultanément et de manière cohérente les émissions des principaux aérosols primaires, c'est-à-dire poussières désertiques, sels marins, carbone suie (CS) et particules de matières organiques (PMO) et le gaz précurseur qu'est le dioxyde de soufre (SO_2) [35]. Entre autres avantages, le système d'inversion peut produire les cartes d'émission pour une année donnée peu de temps après la fin de cette année, et les incertitudes liées aux émissions sont estimées en même temps que les émissions. Ce système d'inversion fait partie du système mondial d'assimilation variationnelle qui a été appliqué avec succès pour estimer les émissions des différents gaz atmosphériques [11].

Des cartes d'émissions moyennes mensuelles sont produites en assimilant l'épaisseur optique totale des aérosols (AOD) et celle du mode fin à 550 nm de l'instrument MODIS (de l'anglais Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) dans un modèle global d'aérosol de complexité intermédiaire [34]. Ce modèle d'aérosol est guidé par le modèle LMDZ et les émissions sont augmentées ou diminuées de façon homogène dans des régions prédéfinies pour chaque espèce d'aérosols et SO_2 (Figure 18). Ces flux représentent le meilleur compromis entre les

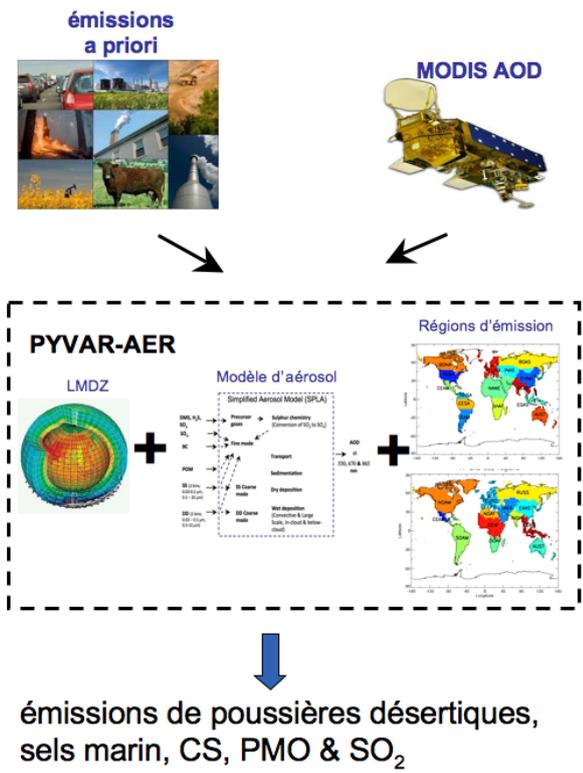


FIG. 17 – Représentation schématique du système d'inversion PYVAR-AER qui permet d'estimer les émissions globales d'aérosols de poussières désertiques, sel marin, carbone suie (CS), particules de matière organique (PMO) et le gaz précurseur SO₂ en assimilant les épaisseurs optiques de MODIS.

observations assimilées et l'information "a priori" disponible sur les émissions.

Le système a été appliqué pour estimer les émissions de l'année 2010. Les émissions industrielles et des combustibles fossiles de SO₂, CS et PMO de l'inventaire ACCMIP pour l'année 2000 et les émissions de SO₂, CS et PMO de feux de biomasse de l'inventaire GFEDv3 pour l'année 2010 ont été utilisées comme "a priori". Les émissions inversées d'aérosols améliorent la performance du modèle, mesurée avec les statistiques habituelles (corrélations, biais, . . .), par rapport aux observations assimilées et un ensemble de mesures indépendantes d'AOD du réseau AERONET⁵ [36].

Les émissions estimées (ou autrement dit l'analyse - AN) sont respectivement 53 %, 73 %, 72 % et 1 % plus élevées pour le SO₂, CS, PMO et les sels marins que l'"a priori" (ou autrement dit le first guess - FG) et 8 % plus faibles pour les poussières désertiques. Les émissions inversées de SO₂, CS et PMO ont été comparées aux émissions projetées pour l'année 2010 par le RCP8.5 (Representative

⁵Aerosol RObotic NETwork

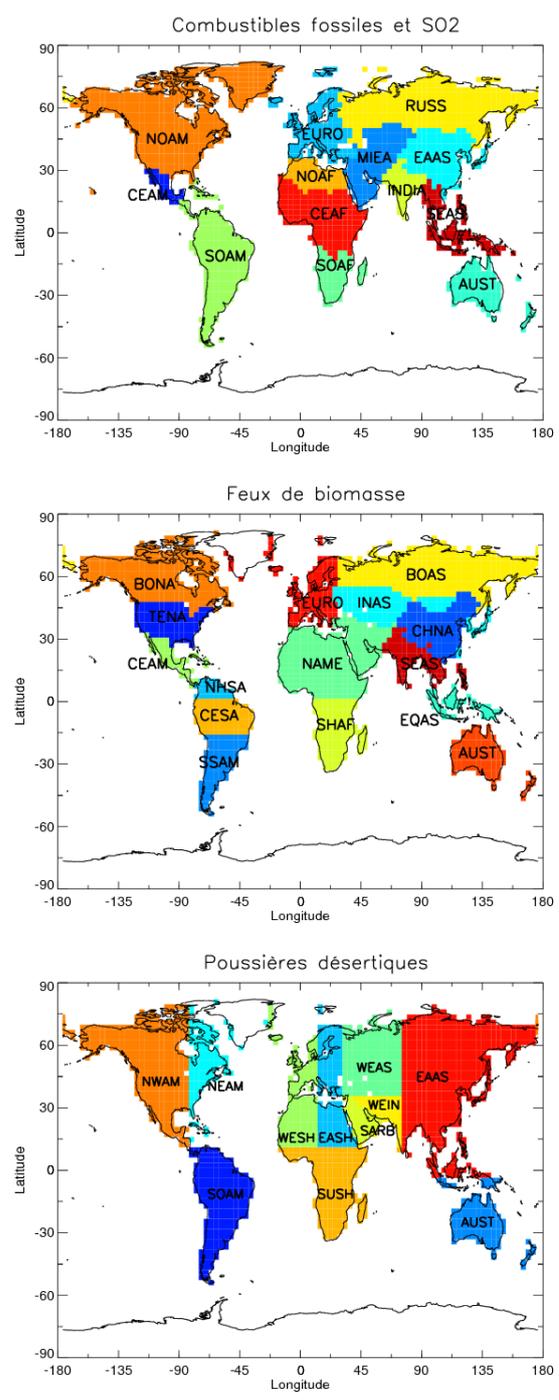


FIG. 18 – Définitions des régions d'émission utilisées pour estimer les émissions de SO₂ et les différentes espèces d'aérosols.

Concentration Pathways). L'inversion présente des émissions mondiales plus élevées que les émissions RCP8.5 pour les trois espèces (Figure 19). Pour la poussière désertique, les flux estimés sont dans la gamme des émissions utilisées dans des modèles globaux et proches de l'estimation de Ginoux et al. [25]. Le flux résultant des sels marins, bien que dans

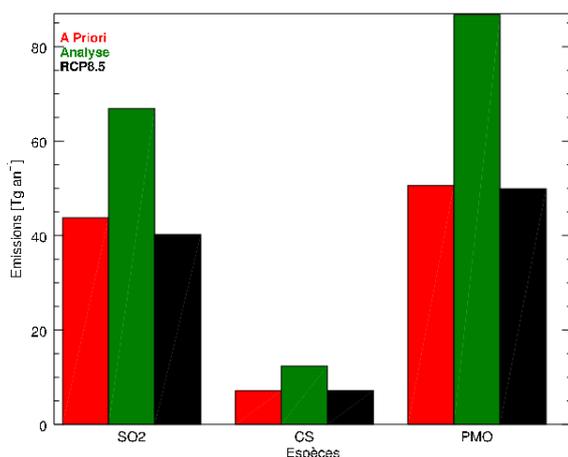


FIG. 19 – Emissions mondiales annuelles de SO_2 (en Tg S an^{-1}), CS et PMO (en Tg an^{-1}) de l’"a priori" (FG, rouge), de l’analyse (AN, vert) et de l’inventaire RCP8.5 pour l’année 2010 (RCP, noir).

la gamme des émissions utilisées dans les modèles globaux du programme AeroCom, diffère largement des autres estimations trouvées dans la littérature (non illustré ici). La sensibilité et la robustesse du système d’inversion au choix de l’inventaire des émissions "a priori" ont également été étudiées [36].

En plus de l’estimation des émissions, le système

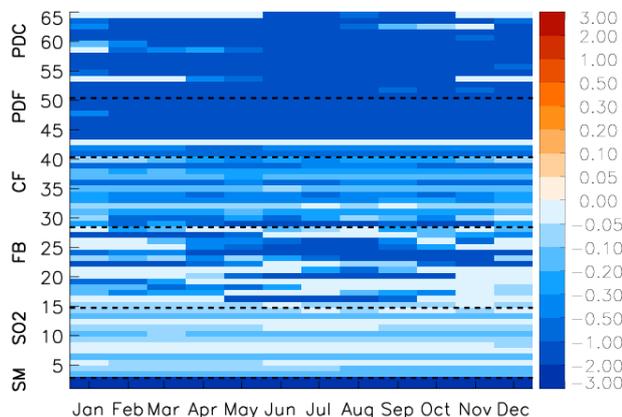


FIG. 20 – Différences relatives (en %) entre les erreurs moyennes mensuelles (analyse-"a priori"). Le nombre de lignes dans la Figure correspond aux régions définies pour toutes les espèces d’aérosols (SM=sels marin, FB=feux de biomasse, CF=combustibles fossiles, PDF=poussière désertique du mode fin, PDC=poussière désertique du mode grossier) et SO_2 . Chaque ligne correspond au cycle saisonnier de la différence entre l’erreur d’analyse et celle de l’"a priori" pour une région d’émission donnée. Les différentes espèces sont séparées par des lignes discontinues noires. Les couleurs rouge/bleu indiquent des différences positives/négatives (par construction la différence d’erreur ne peut être que négative).

d’inversion calcule aussi les incertitudes associées. Ces erreurs dépendent entre autres des incertitudes attribuées aux émissions "a priori". Les incertitudes associées aux émissions inversées sont réduites pour chaque espèce tout au long de l’année par rapport aux valeurs initiales (Figure 20).

Actuellement le système d’inversion est utilisé pour estimer les aérosols et les émissions de SO_2 pour la période 2001-2010.

Modélisation des aérosols stratosphériques

Fabrice Jegou

Fabrice.Jegou@cnrs-orleans.fr

Dans le cadre du projet STRAPOLETE ⁶ huit ballons stratosphériques ont été lancés depuis la base d’Estrange (Suède) du 2 août au 7 septembre 2009. Des compteurs d’aérosols (STAC), un spectromètre UV-visible (SALOMON) et un photo-polarimètre (microRADIBAL) ont permis de caractériser la nature et la distribution en taille des aérosols stratosphériques. Les observations ont montré une grande quantité d’aérosols dans la basse stratosphère provenant de l’éruption du volcan Sarychev (Îles Kouriles) en juin 2009. Pendant cette campagne, le sulfure de carbone a également été observé par le spectromètre infrarouge SPIRALE entre 14 et 30 km et par le FTIR SWIR (colonnes totales). Cette espèce est le principal précurseur des aérosols stratosphériques sulfatés en conditions non-volcaniques.

Le nouveau compteur d’aérosols LOAC (Light Optical Aerosol Compter) développé au LPC2E (Orléans) en collaboration avec les sociétés MétéoModem et Environnement-SA nous permet de poursuivre cette étude en améliorant la caractérisation de ces aérosols stratosphériques avec de simples ballons météorologiques. Cette future base de données sera utilisée pour évaluer les interactions entre les aérosols stratosphériques et le système climatique à partir du modèle LMDZ-INCA-ORCHIDEE.

Les développements nécessaires pour mener à bien cette étude consisteront principalement à adapter la représentation des aérosols et la chimie du modèle INCA aux conditions stratosphériques. Il

⁶Summer Polar Stratosphere : dynamics, aerosols and bromine component

est notamment prévu de modifier la microphysique des aérosols et de rajouter une source d'aérosols dans la stratosphère provenant de la mésosphère sous forme de poussières météoritiques. L'existence de ces aérosols solides a été montrée lors de nombreuses campagnes ballons [56] et à travers l'observation satellite [52]. LMDZ sera ensuite modifié pour mieux prendre en compte le forçage radiatif de l'ensemble des aérosols stratosphériques. Pour valider ces développements nous effectuerons une première étude consistant à simuler l'éruption du volcan Sarychev jusqu'au printemps 2010, date de retour aux conditions de fond. Cette étude est soutenue par la nouvelle initiative SPARC SSiRC (Stratospheric Sulphur and its Role in Climate).

5 Planètes

Le cousin méso-échelle de LMDz Mars. II. Vents de pente et couche limite convective

Aymeric Spiga

Aymeric.Spiga@lmd.jussieu.fr

Dans un premier article, nous avons décrit la construction d'un modèle méso-échelle pour l'atmosphère de Mars. Voyons maintenant les multiples applications de ce nouveau modèle, en commençant par la météorologie de la basse troposphère martienne.

Le modèle méso-échelle martien a été testé tout d'abord sur des sites où pression, vent et température avaient été mesurés in-situ (par exemple, par les sondes Viking, Pathfinder, Spirit et Opportunity) ou étudiés par des simulations indépendantes réalisées par les autres équipes, principalement américaines. Les résultats sont en accord satisfaisant avec ces références, ce qui permet de décrire l'intensité de la circulation méso-échelle sur Mars [62]. Le modèle a ainsi permis de rendre compte du transport de vapeur d'eau et de la formation de nuages de glace d'eau par les vents anabatiques au cours de la journée sur les pentes des grands volcans martiens (voir partie I : LMDZinfo no 7, p. 25, figure 23).

Les vents de pente jouent un rôle majeur dans la météorologie de proche surface sur Mars [64].

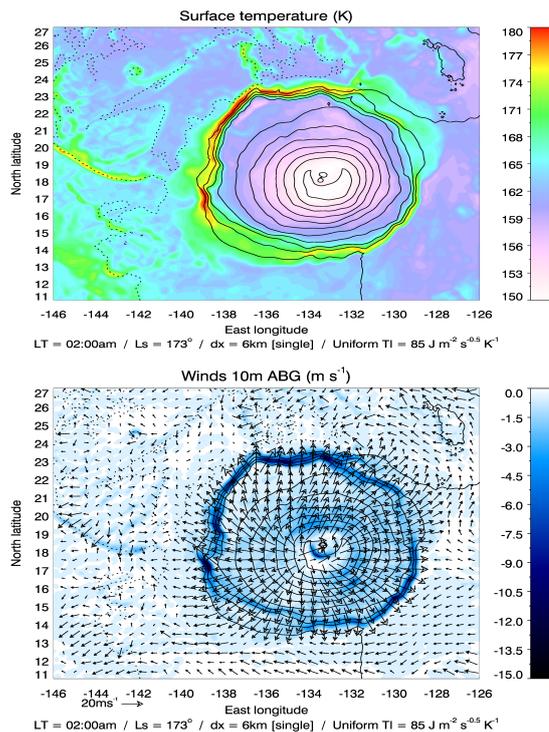


FIG. 21 – Figure du haut : contours colorés de température de surface prédite par le modèle méso-échelle martien autour d'Olympus Mons, le plus grand volcan du système solaire, en supposant l'inertie thermique constante dans cette région. Figure du bas : contours colorés de la composante verticale de vitesse autour d'Olympus Mons, avec la composante horizontale du vent représentée sous forme de vecteurs. Sur les deux figures, la topographie d'Olympus Mons est indiquée avec des contours simples.

Chaque nuit, de forts vents catabatiques dévalent les pentes des grands volcans (comme l'indiquent les traces d'érosion éolienne [70]), du grand canyon Valles Marineris et de nombreux cratères d'impact répartis à la surface de la planète. Ces événements catabatiques sont plus réguliers et moins sensibles à l'évolution des conditions synoptiques que sur Terre [63]. La calotte polaire nord, surélevée par rapport à ses plaines environnantes, est également sujette à des vents catabatiques puissants qui sont également influencés par la déviation de Coriolis. Les prédictions de notre modèle méso-échelle dans ces régions polaires s'accordent très bien avec les courants atmosphériques déduits de l'observation de structures d'érosion sur la surface glacée des régions polaires nord [45].

Les études sur les vents catabatiques martiens nous ont par ailleurs conduit à réinterpréter les champs de température de surface nocturne acquis sur les terrains inclinés par spectrométrie thermique infrarouge. Olympus Mons, le plus haut volcan éteint du système solaire, est notamment le siège de phénomènes méso-échelle extrêmes (Figure 21). La

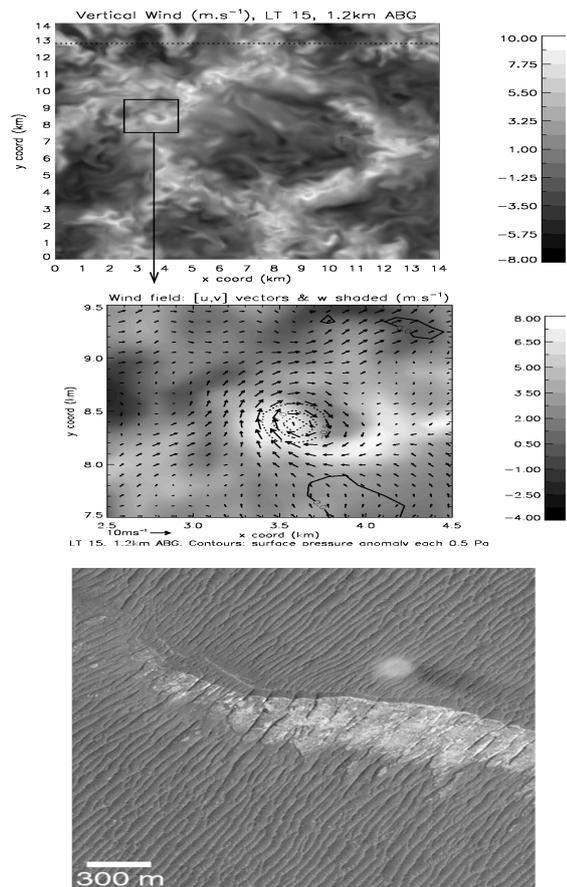


FIG. 22 – Figures en haut : en contours pleins, la vitesse verticale environ 1 km au-dessus de la surface martienne à 15 : 00 dans une simulation aux grands tourbillons de résolution 100m est tracée ; une vue plus précise sur un vortex convectif est proposée, avec les vecteurs vent horizontal superposés et les contours montrant la perturbation négative de pression associée. Figure du bas : image Mars Orbiter Camera prise en 1999 d'un dust-devil dans la région de Mela Chasma.

surface des pentes du volcan Olympus Mons apparaît 20 K plus chaude que les terrains environnants, ce qui avait été interprété jusqu'ici par de forts contrastes d'inertie thermique du sol. L'emploi du modèle méso-échelle a permis de montrer qu'en fait, le réchauffement des surfaces inclinées résulte de la dynamique atmosphérique et du chauffage de l'atmosphère par la compression adiabatique causée par les intenses courants catabatiques qui descendent les pentes du volcan [65]. Il s'agit d'un phénomène bien connu sur Terre, mais inhabituel sur Mars. En effet, la contribution du flux de chaleur sensible sur le bilan énergétique de surface est négligeable, sauf dans les zones de fort vent catabatique où nous montrons qu'elle devient d'un ordre comparable aux contributions radiatives, créant le chauffage de surface observé depuis l'orbite. Les mesures indirectes d'inertie thermique utilisant la température de surface peuvent donc être entâchées d'erreurs au-

dessus des terrains inclinés, ce qui a des conséquences importantes en géologie où l'inertie thermique est utilisée pour déterminer la nature des sols et leur histoire géologique.

Un autre domaine d'application du modèle est l'étude de la turbulence qui se développe l'après-midi dans la couche limite atmosphérique chauffée par la surface. Pour étudier ces structures convectives de fine échelle, le modèle méso-échelle est employé en configuration "aux grands tourbillons" (Large-Eddy Simulations) avec une résolution de l'ordre de 10-100 mètres. Avec de telles simulations, nous avons ainsi reproduit des tourbillons convectifs partageant toutes les caractéristiques des dust-devils observés depuis l'orbite et à la surface de Mars (Figure 22), ce qui nous permet ensuite de dresser un parallèle entre la survenue de ces événements sur Mars et sur Terre [2], [67].

Les simulations aux grands tourbillons permettent également de reproduire les ascendances convectives responsables du mélange dans la couche

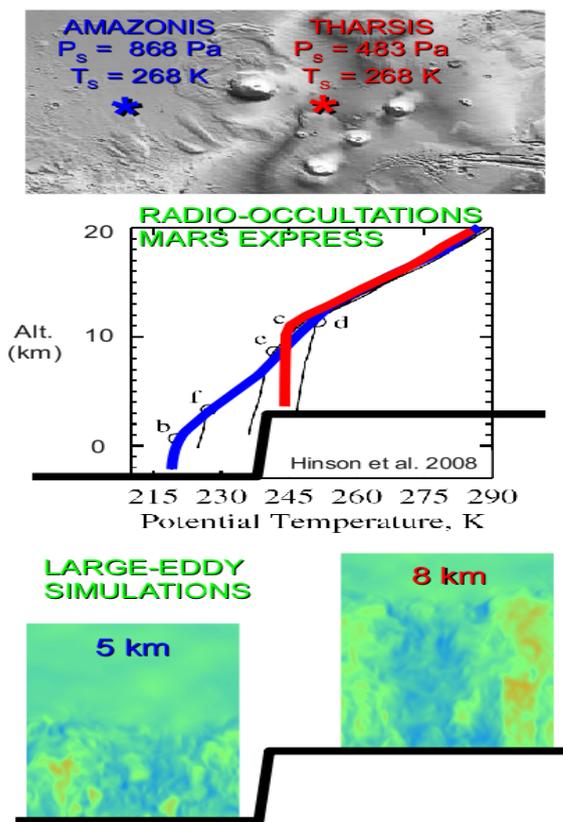


FIG. 23 – Figures du haut : carte topographique montrant les régions de Tharsis et Amazonis et profils verticaux de température potentielle obtenus par radio-occultations Mars Express. Figure du bas : coupe verticale de vitesse verticale simulée par Large-Eddy Simulations de résolution 50 m dans les deux types de régions avec la hauteur de la couche limite indiquée dans chaque cas.

limite et de prédire l'évolution de la profondeur de cette couche limite l'après-midi. Ce paramètre-clé a été récemment obtenu par les occultations radio à bord de l'orbiteur européen Mars Express, qui permettent de mesurer des profils verticaux de température (Figure 23). Dans les basses latitudes, la couche limite est plus profonde dans les hauts plateaux (terrains volcaniques de Tharsis, 8 km) que dans les basses plaines (Amazonis Planitia, 5 km) bien que la température de surface soit identique dans ces régions. Un comportement très exotique si on le compare à ce qu'il se passe sur Terre. Par des simulations aux grands tourbillons, il nous a été possible de reproduire cette variabilité régionale et de la lier au forçage radiatif dominant de la couche limite convective [63], une situation bien différente des terrains arides terrestres [64]. Nous avons également dérivé de nouvelles lois de similitude, généralisées, qui rendent compte du flux turbulent martien qui n'est pas maximal près de la surface mais quelques centaines de mètres au-dessus du sol. Au passage, nous notons que compte tenu des profondeurs de couche limite sur Mars, qui peuvent atteindre plus de 10 kilomètres, la frontière entre *shallow convection* (couche limite) et *deep convection* (cumulonimbus) est bien plus tenue sur Mars que sur Terre.

Ces exemples démontrent l'utilité d'un modèle méso-échelle martien pour élargir les connaissances de l'environnement de la planète rouge et interpréter les processus physiques sous-jacents aux nombreuses observations récentes de son atmosphère et de sa surface. D'ailleurs, notre modèle est employé actuellement pour contraindre les conditions atmosphériques lors de l'amarsissage de futures sondes (projets ExoMars et Insight). Plus généralement, par l'étude des différences entre l'environnement terrestre et martien, nous enrichissons les études de physique et de dynamique de l'atmosphère par l'examen d'un environnement extra-terrestre original. Nous poursuivrons ces comparaisons dans un futur article, qui s'intéressera aux altitudes plus élevées de l'atmosphère martienne, et à des phénomènes tels que les ondes de gravité et les tempêtes de poussière.

Références

- [1] Balkanski Y., Myhre G., Gauss M., Rädcl G., Highwood E.J., Shine K.P. (2010). Direct radiative effect of aerosols emitted by transport : from road, shipping and aviation. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 4477-4489, doi :10.5194/acp-10-4477-2010.
- [2] Balme M. R., Pathare A. V., Metzger S. M., Towner M. C., Lewis S. R., Spiga A., Fenton L., Renno N. O., Elliot H. M., Saca F. A., Michaels T., Russell P., Verdasca J. A., (2012). Field measurements of horizontal forward motion velocities of terrestrial dust devils : towards a proxy for ambient winds on mars and earth. *Icarus*, 221(2) :632-645.
- [3] Bellenger H., Guilyardi E., Leloup J., Lengaigne M., Vialard J. (2013) ENSO representation in climate models : from CMIP3 to CMIP5. submitted to *Clim. Dyn.*, under review.
- [4] Boberg F., Christensen J. H. (2012). Overestimation of Mediterranean summer temperature projections due to model deficiencies. *Nat. Clim. Change*, 2, 433-436, doi :10.1038/NCLIMATE1454.
- [5] Bony S., Lau K. M., Sud Y. C. (1997). Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing. *J. Clim.*, 10, 2055-2077, doi :10.1175/1520-0442(1997)010<2055 :SS-TALS>2.0.CO;2.
- [6] Boucher O., Lohmann U. (1995). The sulfate-CCN-cloud albedo effect : A sensitivity study using two general circulation models. *Tellus*, 47B, 281-300.
- [7] Bousquet P., Peylin P., Ciais P., Le Quere C., Friedlingstein P., Tans P. P. (2000). Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980s. *Science*, 290, 1342-1346.
- [8] Bousquet P., Ciais P., Miller J. B., Dlugokencky E. J., Hauglustaine D. A., Prigent C., van der Werf G., Peylin P., Brunke E., Carouge C., Langenfelds R. L., Lathiere J., Ramonet P. F. M., Schmidt M., Steele L. P., Tyler S. C., White J. W. C. (2006). Contribution of anthropogenic and natural sources methane emissions variability. *Nature*, 443, 439-443.
- [9] Ceppi P., Hwang Y.-T., Frierson D. M. W., Hartmann D. L. (2012). Southern Hemisphere jet latitude biases in CMIP5 models linked to shortwave cloud forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L19708, doi :10.1029/2012GL053115.
- [10] Cheruy F., Campoy A., Dupont J.-C., Ducharne A., Hourdin F., Haeffelin M., Chiriaco M., Idelkadi A. (2013). Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory. *Clim. Dyn.*, 40, 9-10 (2013) 2251-2269 - hal-00724478.
- [11] Chevallier F., Fisher M., Peylin P., Serrar S., Bousquet P., Bréon F.-M., Chédin A., Ciais P. (2005). Inferring CO2 sources and sinks from satellite observations : method and application to TOVS data. *J. Geophys. Res.*, 110, D24309, doi :10.1029/2005JD006390.
- [12] Christensen J. H., Boberg F., Christensen O. B., Lucas-Picher P. (2008). On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20709.
- [13] Christensen J. H., Boberg F. (2012). Temperature dependent climate projection deficiencies in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L24705, doi :10.1029/2012GL053650.
- [14] Coindreau O., Hourdin F., Haeffelin M., Mathieu A., Rio C. (2007). Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging. *Mon. Wea. Rev.*, 135 :4, 1474-1489 Online publication date : 1-Apr-2007.
- [15] Corbett J. J., Lack D. A., Winebrake J. J., Harder S., Silberman J. A., Gold M. (2010). Arctic shipping emissions inventories and future scenarios. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 9689-9704, doi :10.5194/acp-10-9689-2010.
- [16] Déandréis C., Balkanski Y., Dufresne J.-L., Cozic A. (2012). Radiative forcing estimates of sulfate aerosol in coupled climate-chemistry models with emphasis on the role of the temporal variability. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 5583-5602, doi :10.5194/acp-12-5583-2012.
- [17] De Rosnay P., Polcher J., Bruen M., Laval K. (2002). Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *J. Geophys. Res.*, 107(D11) :4118.
- [18] Diffenbaugh N. S., Ashfaq M. (2010). Intensification of hot extremes in the United States. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L15701, doi :10.1029/2010GL043888.
- [19] Dirmeyer P. A. (2011). The terrestrial segment of soil moisture-climate coupling. *Geophys. Res. Lett.*, 38 :L16702.
- [20] Emanuel K. A. (1991). A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2313-2329, doi :10.1175/2009JAS3045.1.
- [21] Flannigan M. D., Krawchuk M. A., de Groot W. J., Wotton B. M., Gowman L. M. (2009). Implications of changing climate for global wildland fire. *Int. J. Wildland Fire*, 18, 483-507.
- [22] Flannigan M. D., Stocks B. J., Turetsky M. R., Wotton B. M. (2009). Impact of climate change on fire activity and fire management in the circumboreal forest. *Global Change Biol.*, 15, 549-560, doi :10.1111/j.1365-2486.2008.01660.x.
- [23] Fortems-Cheiney A., Chevallier F., Pison I., Bousquet P., Szopa S., Deeter M. N., Clerbaux C. (2011). Ten years of CO emissions as seen from Measurements of Pollution in the Troposphere MOPITT. *J. Geophys. Res.*, 116, D05304, doi :10.1029/2010JD014416.
- [24] Generoso S., Bréon F.-M., Chevallier F., Balkanski Y., Schulz M., Bey I. (2007). Assimilation of POLDER Aerosol Optical Thickness into the LMDz-INCA model : Implications for the Arctic aerosol burden. *J. Geophys. Res.*, 112, D02311, doi :10.1029/2005JD006954.
- [25] Ginoux P., Prospero J. M., Gill T. E., Hsu N. C., Zhao M. (2012). Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products. *Rev. Geophys.*, 50(3), 1-36, doi :10.1029/2012rg000388.
- [26] Gleckler P. J., Taylor K. E., Doutriaux C. (2008). Performance metrics for climate models. *J. Geophys. Res.*, 113, D06104, doi :10.1029/2007JD008972.
- [27] Grandpeix J.-Y., Lafore J. (2010). A density current parametrization coupled with Emanuel's convection scheme. Part I : the models. *J. Atmos. Sci.*, 67, 881-897, doi :10.1175/2009JAS3044.1.
- [28] Grandpeix J.-Y., Lafore J., Cheruy F. (2010). A density current parametrization coupled with Emanuel's convection scheme. Part II : 1D simulations. *J. Atmos. Sci.*, 67, 898-922, doi :10.1175/2009JAS3045.1.

- [29] Guilyardi E., Braconnot P., Jin F.-F., Kim S.T., Kolasinski M., Li T., Musat I. (2009) Atmosphere Feedbacks during ENSO in a Coupled GCM with Modified Atmospheric Convection Scheme. *J. Clim.*, 22 :5698-5718, doi :10.1175/2009JCLI2815.1.
- [30] Haeffelin M., Barthe's L., Bock O., Boitel C., Bony S., Bouniol D., Chepfer H., Chiriaco M., Cuesta J., Delanoë J., Drobinski P., Dufresne J.-L., Flamant C., Grall M., Hodzic A., Hourdin F., Lapouge F., Lemaître Y., Mathieu A., Morille Y., Naud C., No V., O'Hirok W., Pelon J., Pietras C., Protat A., Romand B., Scialom G., Vautard R. (2005). SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Ann. Geophys.*, 23 :253-275.
- [31] Hourdin F., Couvreux F., Menut L. (2002). Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J. Atmosph. Sci.*, 59, 1105-1123, doi :10.1175/1520-0469(2002)059<1105 :POTDCB>2.0.CO ;2.
- [32] Hourdin F., Musat I., Bony S., Braconnot P., Codron F., Dufresne J.-L., Fairhead L., Filiberti M.-A., Friedlingstein P., Grandpeix J.-Y., Krinner G., LeVan P., Li Z.-X., Lott F. (2006). The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, 27, doi :10.1007/s00382-006-0158-0, 787-813.
- [33] Hourdin F., Grandpeix J.-Y., Rio C., Bony S., Jam A., Cheruy F., Rochetin N., Fairhead L., Idelkadi A., Musat I., Dufresne J.-L., Lahellec A., Lefebvre M.-P., Roëhrig R. (2012). LMDZ5B : the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Clim. Dyn.*, 79, doi :10.1007/s00382-012-1343-y.
- [34] Huneeus N., Boucher O., Chevallier F. (2009). Simplified aerosol modeling for variational data assimilation. *Geosci. Model Dev.*, 2, 213-229.
- [35] Huneeus N., Chevallier F., Boucher O. (2012). Estimating aerosol emissions by assimilating observed aerosol optical depth in a global aerosol model. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 4585-4606.
- [36] Huneeus N., Boucher O., Chevallier F. (2013). Atmospheric inversion of SO₂ and primary aerosol emissions for the year 2010. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13(3), 6165-6218.
- [37] Jam A., Hourdin F., Rio C., Couvreux F. (2012). Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part III : Derivation of a Statistical Scheme for Cumulus Clouds. *Boundary Layer Meteorol.*, doi 10.1007/s10546-012-9789-3.
- [38] Knutti R., Masson D., Gettelman A. (2013). Climate model genealogy : Generation CMIP5 and how we got there. *Geophys. Res. Lett.*, 40, doi :10.1002/grl.50256.
- [39] Konsta D., Dufresne J.-L., Chepfer H., Idelkadi A., Cesana G. (2013). Evaluation of clouds simulated by the LMDZ5 GCM using A-train satellite observations (CALIPSO-PARASOL-CERES). submitted to *Clim. Dyn.*, under review.
- [40] Krinner G., Genthon C. (1999). Altitude dependence of the surface climate over the ice sheets. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2227-2230.
- [41] Krinner G., Viovy N., de Noblet-Ducoudré N., Ogee J., Polcher J., Friedlingstein P., Ciais P., Sitch S., Colin Prentice I. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Glob. Biogeochem. Cycle*, 19(1), 44 pp.
- [42] Krinner G., Boucher O., Balkanski Y. (2006). Ice-free glacial northern Asia due to dust deposition on snow. *Clim. Dyn.*, 27(6), 613-625.
- [43] Lloyd J., Guilyardi E., Weeler H. (2011) The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. Part II : using AMIP runs to understand the heat flux feedback mechanisms. *Clim. Dyn.*, 37 :1271-1292, doi :10.1007/s00382-010-0895-y.
- [44] Marshall S., Oglesby R.J. (1994). An improved snow hydrology for GCMs. Part I : snow cover fraction, albedo, grain size, and age. *Clim. Dyn.*, 10 :21-37.
- [45] Massé M., Bourgeois O., Le Mouélic S., Verpoorter C., Spiga A., Le Deit L. (2012). Wide distribution and glacial origin of polar gypsum on Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 317 :44-55.
- [46] Mauritsen T., Stevens B., Roeckner E., Crueger T., Esch M., Giorgetta M., Haak H., Jungclaus J., Klocke D., Matei D., Mikolajewicz U., Notz D., Pincus R., Schmidt H., Tomassini L. (2012). Tuning the climate of a global model. *J. Adv. Model. Earth Sys.*, 4, M00A01, doi :10.1029/2012MS000154.
- [47] Mellor G. L., Yamada T. (1982). Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophys.*, 20, 851-875.
- [48] Ménégos M., Voltaire A., Teyssède H., Salas y Méliá D., Peuch V. -H., Gouttevin I. (2012). How does the atmospheric variability drive the aerosol residence time in the Arctic region? *Tellus B*, 64, 11596, doi :10.3402/tellusb.v64i0.11596.
- [49] Ménégos M., Krinner G., Balkanski Y., Cozic A., Boucher O., Ciais P. (2013). Boreal and temperate snow cover variations induced by black carbon emissions in the middle of the 21st century. *The Cryosphere*, 7, 537-554, doi :10.5194/tc-7-537-2013.
- [50] Mitchell T. D., Jones P. D. (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, 25, 693-712, doi :10.1002/joc.1181.
- [51] Nam C., Bony S., Dufresne J. -L., Chepfer H. (2012). The "too few, too bright" tropical low-cloud problem in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L21801, doi :10.1029/2012GL053421.
- [52] Neely R. R. III, English J. M., Toon O. B., Solomon S., Mills M., Thayer J. P. (2011). Implications of extinction due to meteoritic smoke in the upper stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L24808, doi :10.1029/2011GL049865.
- [53] Nikulin G., Jones C., Giorgi F., Asrar G., Büchner M., Cerezo-Mota R., Christensen O. B., Déqué M., Fernandez J., Hänsler A., van Meijgaard E., Samuelsson P., Sylla M. B., Sushama L. (2012). Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *J. Clim.*, 25, 6057-6078, doi :10.1175/JCLI-D-11-00375.1.

- [54] Pincus R., Batstone C. P., Hofmann R. J. P., Taylor K. E., Gleckler P. J. (2008). Evaluating the present-day simulation of clouds, precipitation and radiation in climate models. *J. Geophys. Res.*, 113, D14209, doi :10.1029/2007JD009334.
- [55] Po-Chedley S., Fu Q. (2012). Discrepancies in tropical upper tropospheric warming between atmospheric circulation models and satellites. *Environ. Res. Lett.*, 7 044018, doi :10.1088/1748-9326/7/4/044018.
- [56] Renard J.-B., Berthet G., Salazar V., Catoire V., Tagger M., Gaubicher B., Robert C. (2010). In situ detection of aerosol layers in the middle stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20803, doi :10.1029/2010GL044307.
- [57] Reichler T., Kim J. (2008). How Well Do Coupled Models Simulate Today's Climate? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, 303-311, doi :10.1175/BAMS-89-3-303.
- [58] Rio C., Hourdin F. (2008). A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 65, 407-425.
- [59] Rio C., Hourdin F., Grandpeix J.-Y., Lafore J.-P. (2009). Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07809, doi :10.1029/2008GL036779.
- [60] Santanello J.-A., Peters-Lidard C.D., Kumar S. V., Alonge C., Tao W.-K. (2005). A modeling and observational framework for diagnosing local land-atmosphere coupling on diurnal time scales. *J. Hydrometeor.*, 10, 577-599.
- [61] Seneviratne S.I., Corti T., Davin E. L., Hirschi M., Jaeger E. B., Lehner I., Orlowsky B., Teuling A. J. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate : A review. *Earth Sci. Rev.*, 99 :125–161.
- [62] Spiga A., Forget F. (2009). A new model to simulate the Martian mesoscale and microscale atmospheric circulation : Validation and first results. *J. Geophys. Res. (Planets)*, 114 :E02009.
- [63] Spiga A., Forget F., Lewis S. R., Hinson D. P. (2010). Structure and dynamics of the convective boundary layer on mars as inferred from large-eddy simulations and remote-sensing measurements. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 136 :414–428, doi :10.1002/qj.563.
- [64] Spiga A., Lewis S. R. (2010). Martian mesoscale and microscale wind variability of relevance for dust lifting. *Mars*, 5 :146–158.
- [65] Spiga A. (2011). Elements of comparison between Martian and terrestrial mesoscale meteorological phenomena : Katabatic winds and boundary layer convection. *Planet. Space Sci.*, 59 :915–922.
- [66] Spiga A., Forget F., Madeleine J.-B., Montabone L., Lewis S. R., Millour E. (2011). The impact of Martian mesoscale winds on surface temperature and on the determination of thermal inertia. *Icarus*, 212 :504–519.
- [67] Spiga A. (2012). Comment on “Observing desert dust devils with a pressure logger” by Lorenz (2012) - insights on measured pressure fluctuations from large-eddy simulations. *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 1 :151–154, doi :10.5194/gi-1-151-2012.
- [68] Thompson R. L., Gerbig C., Rödenbeck C. (2011). A Bayesian inversion estimate of N_2O emissions for western and central Europe and the assessment of aggregation errors. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3443-3458, doi :10.5194/acp-11-3443-2011.
- [69] Tiedtke M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1779-1800.
- [70] Toyota T., Kurita K., Spiga A. (2011). Distribution and time-variation of spire streaks at Pavonis Mons on Mars. *Planetary and Space Science*, 59 :672–682.
- [71] Warren W. G., Wiscombe S. G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. II : snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2734-2745.
- [72] Wheeler M., Kiladis G. N. (1999). Convectively coupled equatorial waves : analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, 56, 374-399, doi :10.1175/1520-0469(1999)056<0374 :CCE-WAO>2.0.CO ;2.
- [73] Wiscombe S. G., Warren W. G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. I : pure snow. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2712-2733.
- [74] Yang G. Y., Slingo J. (2001). The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 129 :784, doi :10.1175/1520-0493(2001)129<0784 :TDCITT>2.0.CO ;2.

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 postale 99
Tour 45-55, 3ème Etage - 4, place Jussieu
75252 Paris Cedex 05
tel : 01.44.27.52.55 fax : 01.44.27.62.72
Site Internet : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/communication/lmdzinfo>
Rédacteur en chef : Frédéric Hourdin
Adjoint : Jean-Louis Dufresne
Réalisation : Ionela Musat & Véronique Fabart

Equipe rédactionnelle :

Développement et évaluation du modèle

Evolution du modèle et aspects informatiques : Laurent Fairhead
Développement de paramétrisations physiques : Jean-Yves Grandpeix
Coeur dynamique et transport : Frédéric Hourdin
Validation / climatologie : Ionela Musat

Physique du climat, changements climatiques et variabilité

Sensibilité climatique et modélisation des isotopes de l'eau : Sandrine Bony
Changement climatique récent et futur : Jean-Louis Dufresne
Inde et variabilité tropicale : Jean-Philippe Duvel
Paléoclimat : Masa Kagayema

Etude des climats régionaux, cycle de l'eau

Régions polaires : Christophe Genthon
France/Europe : Frédérique Cheruy
Chine/Amérique du sud, versions zoomées : Laurent Li
Mousson africaine : Serge Janicot

Végétation, usage des sols, cycle du carbone

Usage des sols : Nathalie de Noblet
Cycle du carbone : Patricia Cadule

Dynamique, stratosphère

Dynamique des moyennes latitudes : Francis Codron
Dynamique stratosphérique et effet du relief : François Lott

Composition atmosphérique

Chimie troposphérique : Sophie Szopa
Chimie stratosphérique et transport grande échelle : Slimane Bekki
Aérosols : Yves Balkanski

Surveillance de l'environnement

Surveillance et analyse de la radioactivité atmosphérique : Philippe Heinrich
Transport et inversion des sources de CO₂ : Philippe Bousquet

Planètes

Mars et autres planètes hors Venus, Titan : François Forget
Venus : Sébastien Lebonnois
Titan : Pascal Rannou

