**L'image du jour :**

L'image du jour : Vision d'une « colonne atmosphérique » dans la « nouvelle physique » du modèle LMDZ. En plus d'une représentation diffusive de la turbulence (a), à présent basée sur une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente, deux paramétrisations complètement nouvelles ont été ajoutées : (b) une représentation en flux de masse des structures cohérentes de la couche limite convective, le « modèle du thermique », et (c) une paramétrisation des « poches froides » créées sous les orages par rééaporation des pluies convectives. La « fermeture » de la convection profonde (d) a été également complètement repensée pour la faire reposer dans la nouvelle version sur les processus sous-nuageux : « thermiques » et « poches froides ».

Sommaire

1	Actualité	4
2	Développement et évolution du modèle	8
3	Physique du climat, changements climatiques et variabilité	17
4	Surveillance de l'environnement	20
5	Planètes	23

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

Editorial - Plus de quatre ans se sont écoulés depuis la parution du numéro 6 de LMDZinfo. Il s'est évidemment passé entre temps beaucoup d'évènements dont certains particulièrement tristes. Ce sont en effet deux piliers de l'équipe et amies qui nous ont quittés. Marie-Angèle Filiberti, une des pionnières de la modélisation couplée à l'IPSL, avait pris en main avec dynamisme les aspects traceurs dans le modèle LMDZ et l'articulation avec les équipes développant des modules chimiques. Soumya Jamili-Ressot nous a quittés peu après. C'est elle qui portait avec enthousiasme, goût et professionnalisme la réalisation de LMDZinfo. Sa disparition est pour beaucoup dans la longue interruption de la parution du journal. Véronique Fabart a décidé récemment de reprendre le flambeau. Ce nouveau numéro arrive en plein pic de réalisation des simulations du changement climatique pour l'exercice CMIP5 qui servira de base au rapport AR5 du Giec. L'occasion de revenir sur les développements qui ont conduit le modèle d'un exercice à l'autre, avec en particulier l'arrivée à maturité de la « nouvelle physique » (cf. l'image du jour), capitalisant une vingtaine d'années de recherches sur les processus convectifs et nuageux dans la communauté. Ce numéro revient aussi sur des développements marquants comme l'inclusion d'une composante isotopique dans le modèle, le développement d'une version méso-échelle du modèle martien ou la réalisation de calcul de transport atmosphérique pour des radio-éléments ou le panache de poussières produit récemment par le volcan islandais. Cette période a été l'occasion également de consolider l'organisation autour du modèle. La demande récente de labélisation comme outil national dans le cadre de l'appel d'offre SOERE a reçu un avis favorable de la commission d'évaluation et devrait se traduire prochainement par la labélisation de LMDZ comme Service d'Observation de l'INSU.

F. H.



Marie-Angèle et Soumya



Marie-Angèle Filiberti a été une des pionnières du pôle modélisation de l'IPSL. Après avoir soutenu sa thèse sur l'assimilation de données de vapeur d'eau dans des modèles météorologiques, elle a participé aux premières aventures du couplage global en s'attaquant à la composante glace de mer, puis à la mise en place des modèles chimie-climat de la génération suivante. Elle a rejoint le pôle de modélisation du climat de l'IPSL et c'est grâce à son travail dédié à l'interface entre le modèle LMDZ et la composante chimique et aérosols que les versions climat et transport du modèle LMDZ se sont rejointes. Au fil des années, Marie-Angèle était devenue un des piliers de cette organisation collective, essentielle pour relever les grands défis de la compréhension du système climatique et l'anticipation de ses possibles modifications. Elle apportait à l'ensemble sa solidité, sa sérénité, son professionnalisme et sa gentillesse. Toujours avec le sourire. Marie-Angèle avait commencé vers la fin à s'investir plus particulièrement sur la représentation du transport convectif des traceurs dans les systèmes orageux, avec le schéma de Kerry Emanuel. Ce travail, très important pour l'équipe de modélisation, lui a valu d'être associée récemment à un article sur la représentation du transport des espèces chimiques en Afrique de l'Ouest [11].

Que ses proches, et ses enfants en particulier, sachent que Marie-Angèle était aussi une amie pour beaucoup d'entre nous et qu'aujourd'hui c'est la collègue de grande qualité et aussi l'amie chère qui nous manque.

Soumya Jamili-Ressot a rejoint le Laboratoire de Météorologie Dynamique en 1997 après avoir travaillé plusieurs années à l'IN2P3, opérant ainsi une belle reconversion en passant de la gestion administrative à la diffusion auprès du grand public des travaux réalisés au LMD, sur la météorologie et le changement climatique. Elle a ainsi mené à bien différentes actions de communication et de vulgarisation pour lesquelles elle s'est investie avec un grand enthousiasme. Elle organisait par exemple des expositions pour les écoles, la fête de la science, les journées portes ouvertes. Elle réalisait des animations vidéo pour des films documentaires destinés à la télévision, et des posters qui ornent encore nos couloirs, sensibilisant ainsi des centaines de collégiens et lycéens aux problèmes du changement climatique. C'est Soumya surtout qui menait de main de maître, avec son sens de l'esthétique et sa ténacité, la réalisation de LMDZinfo, projet qui lui tenait tout particulièrement à cœur, et dont on a appris plus tard qu'elle avait continué à se soucier jusque loin au cours de sa maladie.



Soumya apportait à toute l'équipe son sourire rayonnant et sa bonne humeur. Elle aussi était rapidement devenue une amie pour nombre d'entre nous. Très attachante, sa sensibilité et son attention aux autres restent toujours associées au souvenir que nous gardons d'elle. C'est en particulier à tous ses proches que nous souhaitons apporter ce témoignage de sympathie et d'amitié.

Leurs collègues de travail

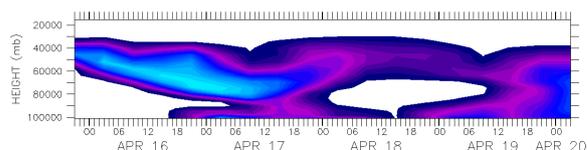
1 Actualité

Le suivi du nuage de cendres du volcan Eyjafjöll : un exercice d'évaluation de LMDZ

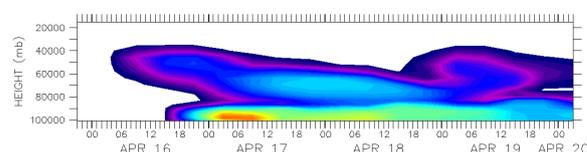
Le volcan islandais Eyjafjöll est un strato-volcan situé dans le sud de l'Islande (63°N, 19°O). Il est entré en éruption le 20 mars 2010. Le trafic aérien a été alors fortement perturbé pendant plusieurs semaines. Depuis le 23 mai, on n'observe plus de magma sortant du volcan, mais les géophysiciens n'écartent pas l'hypothèse que l'activité du volcan reprenne, entraînant de nouvelles perturbations du trafic aérien. La dernière éruption de ce volcan, en 1821, avait duré plus d'un an. Nous avons saisi cette occasion pour tester la version semi-temps réel de LMDZ en vraie grandeur.

Un zoom appliqué à la grille du modèle accroît la résolution horizontale dans la zone d'intérêt sans augmenter le temps de calcul. Il permet d'atteindre ici une résolution de l'ordre de 60 km par 120 km sur une zone s'étendant de 40°E à 20°O et de 40°N à 70°N. Le modèle est utilisé en mode guidé. Dans ce mode, le rappel de certaines des variables d'état du modèle (u, v, T) vers des analyses météorologiques (NCEP) permet au modèle de climat de simuler des événements météorologiques dont la chronologie est directement comparable aux observations sur de courtes périodes. L'intensité du guidage (constante de temps de 30 mn à plusieurs jours) et la zone d'intérêt (tout le globe ou une partie) sont choisies en fonction du type d'application. Nous avons testé un rappel fort (30 mn sur l'ensemble du globe) et un rappel faible sur la zone zoomée (10 jours). Les cendres rejetées par le volcan ont été introduites dans le modèle comme un aérosol de concentration constante dans un panache dont l'altitude peut varier quotidiennement en fonction des observations effectuées sur le site de l'éruption (http://www.earthice.hi.is/page/ies_Eyjafjallajokull_eruption.html). L'aérosol est transporté comme un traceur passif, il peut être éliminé par lessivage, il n'y a pas d'interaction avec le rayonnement. On a testé aussi bien le jeu de paramétrisations physiques dit « AR4 », utilisé pour les simulations qui ont servi de support au précédent rapport du GIEC (2007), que celui en cours de développement ou « nouvelle physique ». Les différences entre simulations faites avec les deux jeux de paramétrisations sont peu marquées

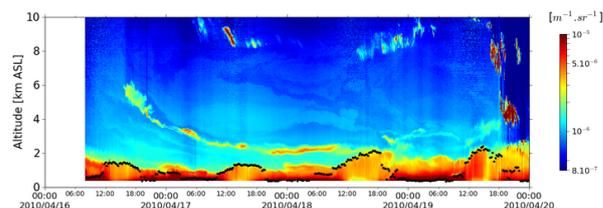
pour ce test particulier. Une animation de l'évolution du nuage de cendres simulé avec LMDZ guidé par l'analyse NCEP à 00:00 et la prévision à 24 heures est disponible pour la période du 14 avril au 18 mai sur <http://www.lmd.jussieu.fr/actualites/modelisation-du-nuage-du-volcan-islandais.html>. Nous avons également effectué plusieurs simulations en guidant le modèle avec la prévision NCEP à 3 jours plutôt qu'à 24 heures ce qui permet également de prévoir les contours d'une zone possiblement intéressée par le nuage.



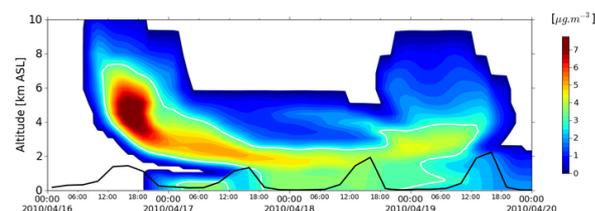
(a) LMDZ faiblement guidé ($\tau = 10h$).



(b) LMDZ-fortement guidé ($\tau = 30mn$).



(c) Modèle de chimie-transport CHIMERE (simulation effectuée par L. Menut en collaboration avec l'INERIS).



(d) Lidar LNA au SIRT (fournie par M. Haeffelin et l'équipe du SIRT).

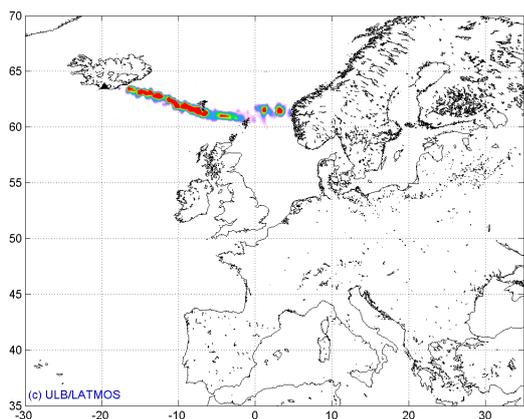
FIG. 1 – Evolution du nuage de cendres issues du volcan Eyjafjöll au dessus du SIRT du 16 au 19 avril 2010.

Nous proposons maintenant quelques éléments d'évaluation qualitatifs : l'évolution temporelle dans la maille du SIRT du nuage simulé avec LMDZ est reportée sur la figure 1 (1a : guidage faible, 1b : guidage fort). Des simulations de cet événement ont également été faites avec le modèle de chimie-transport CHIMERE (e.g. <http://www.lmd.jussieu.fr/actualites/letude-du-volcan-isl>

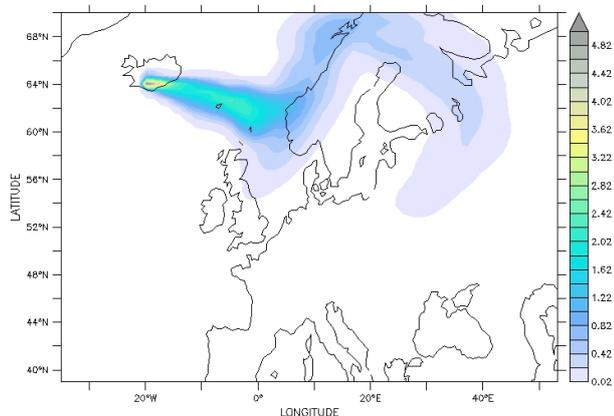
ndais-au-lmd-ii.html) (Menut et al., 2010), elles sont reportées sur la figure 1c. Toutes les simulations montrent une couche d'aérosols proche de la surface et une en altitude. Au voisinage de la surface, LMDZ indique que le panache atteint la maille par le nord. En altitude, la maille est atteinte par l'est puis descend par subsidence et se mélange à la couche limite dans la journée du 17; le 19, un nouvel événement en altitude est reproduit par LMDZ guidé fortement et par CHIMERE mais pas par LMDZ guidé faiblement. Seule la partie supérieure du nuage est comparable aux observations effectuées avec le lidar LNA au SIRTA (Fig. 1d), les aérosols volcaniques ne se distinguant pas des autres aérosols présents dans la couche limite. Lorsque le guidage est fort, le nuage simulé par LMDZ atteint la maille dans l'après-midi du 16 avril, ce qui est cohérent avec l'observation du SIRTA (Fig. 1d) et la simulation CHIMERE (Fig. 1c). Par contre la structure de la couche d'aérosols volcaniques simulée est beaucoup plus floue et grossière que celle observée ou simulée par CHIMERE, indiquant les limites de l'exercice. Au niveau synop-

tique, des confrontations avec des cartes d'indice de cendre extrait des observations IASI/Metop (données ULB/LATMOS, communication personnelle C. Clerbaux) indiquent que le modèle prévoit des cendres là où IASI en détecte (Fig. 2). Les différences dans les extensions des panaches détecté et simulé peuvent avoir plusieurs origines : outre les incertitudes de modélisation, la source modélisée émet en continu alors que le volcan émet par impulsions, IASI fournit une observation instantanée alors que les simulations sont moyennées sur 6 heures, IASI peut voir sa sensibilité aux aérosols fortement diminuée s'ils sont couverts par des nuages épais.

Cet exercice s'inscrit dans l'effort d'évaluation du modèle de climat et en particulier de ses paramétrisations physiques à l'aide d'observations effectuées par des sites instrumentés comme le SIRTA. Dans ce cadre, on confronte également différentes méthodes d'évaluation : simulations longues effectuées en guidant avec des ré-analyses, simulations courtes en utilisant la version semi-temps réel (plus d'informations sur la procédure de lancement du modèle en mode opérationnel, mise au point par L. Fairhead, à l'adresse : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/Members/lfairhead/lmdz-operationnel-1>) et version unicolonne du modèle pour comprendre dans quelle mesure chacune de ces méthodes permet ou non de représenter le fonctionnement du modèle en mode climat.



(a) Eruption du volcan Eyjafjöll - IASI radiance index - 15/04/2010 10h UTC.



(b) Nuage du volcan Eyjafjöll modélisé avec LMDZ - 15/04/2010 9h UTC.

FIG. 2 – Nuage de cendres du volcan Eyjafjöll : (a) observation, (b) modélisation.

Frédérique Chérury
Frédérique.Chérury@lmd.jussieu.fr
Laurent Fairhead
Laurent.Fairhead@lmd.jussieu.fr
Ionela Musat
Ionela.Musat@lmd.jussieu.fr

Le conseil technique 2010

Utilisez les versions parallélisées de LMDZ pour vos prochaines études.

Ces dernières années, un important effort a été fait sur la parallélisation de LMDZ. La parallélisation ne diminue pas la quantité de calcul mais permet, en utilisant simultanément un grand nombre de processeurs, de réduire le temps d'exécution d'une simulation donnée. La version actuelle de LMDZ peut tourner sans difficulté sur plusieurs processeurs, avec des temps d'exécution inversement proportionnels au nombre de processeurs utilisés. La parallélisation

peut se faire selon trois méthodes : avec MPI (parallélisation avec mémoire distribuée), OpenMP (parallélisation avec mémoire partagée), ou les deux à la fois (Fig. 3). Le nombre optimal de processeurs utilisés pour une configuration donnée dépend de la performance intrinsèque de chaque processeur, de l'architecture de la machine et de la résolution de LMDZ.

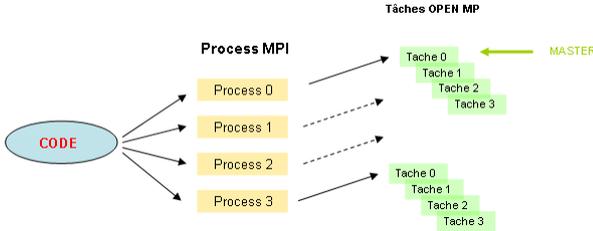


FIG. 3 – Parallélisation mixte MPI/OpenMP

La **dynamique** existe en version séquentielle (dyn3d) et parallèle (dyn3dpar). La parallélisation MPI porte sur un découpage en bandes de latitudes (Fig. 4a). Un minimum de 3 bandes de latitude par processus MPI est nécessaire au bon fonctionnement des échanges si bien que le nombre de processus maximum sur une simulation est de $(jjm+1)/3$, ou $jjm+1$ correspond à la dimension en latitude du modèle. La parallélisation OpenMP est effectuée par l'ajout de directives OpenMP (`!$OMP`) dont le rôle est de distribuer les itérations sur les niveaux verticaux à chacune des tâches lancées au sein du processus (Fig. 4b). Il peut y avoir autant de tâches OpenMP qu'il y a de niveaux verticaux, mais pour des performances optimales, au moins 4 ou 5 niveaux verticaux par tâche est un bon compromis. La parallélisation de cette partie nécessite des compétences pointues sur la structure du code et les techniques de parallélisation. En particulier, les calculs ayant besoin des valeurs des proches voisins sont tous traités dans la dynamique.

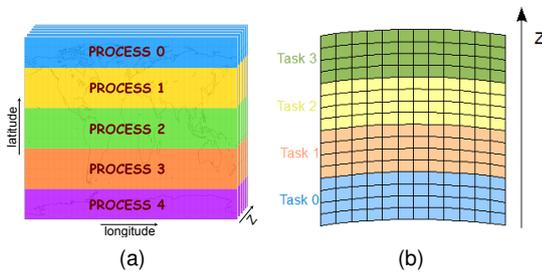


FIG. 4 – (a) Dynamique : Découpage du domaine MPI en bandes de latitude. (b) Distribution des niveaux verticaux suivant les tâches OpenMP.

Pour la partie **physique**, la parallélisation est plus simple et « relativement » transparente. On

répartit les colonnes d'atmosphère en sous-blocs attribués à un processus MPI. Ensuite, chaque processus MPI redécoupe ses colonnes d'atmosphère en sous-blocs qu'il attribue à ses tâches OpenMP (Fig. 5). Les échanges de données nécessaires entre les différents processus/tâches sont concentrés au niveau des interfaces avec les autres parties du code (dynamique, surfaces) et dans les routines de lecture/écriture. Pour cela, quelque soit le mode de parallélisme impliqué (MPI, OpenMP, mixte MPI/OpenMP et même séquentiel), on utilise de manière identique les interfaces des fonctions de transfert (bcast, gather, scatter ...), qui se chargent d'effectuer les appels sous-jacents en MPI ou les échanges en mémoire partagée dans le cas d'OpenMP.

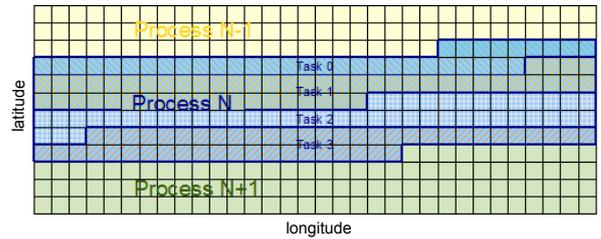


FIG. 5 – Distribution des niveaux verticaux suivant les tâches OpenMP.

Les utilisateurs/développeurs qui voudraient coder dans la partie physique doivent tenir compte de quelques **contraintes liées à la parallélisation** :

1. Respecter l'**indépendance des colonnes d'atmosphère** les unes des autres.
2. Etre attentif aux traitement des champs globaux 2D : par exemple les entrées et sorties ont besoin d'appels à des routines de parallélisme (voir exemple dans : `readaerosol.F90`).
3. Le dimensionnement horizontal (**klon**) n'est plus un « **PARAMETER** » mais une variable calculée en début de simulation, différente pour chaque processus MPI / tâche OpenMP. Dans le cas de tableaux rémanents (avec l'attribut **SAVE**) dépendant de la dimension horizontale **klon**, il est nécessaire d'effectuer une allocation dynamique (**ALLOCATE**) lors du premier pas de temps (voir exemple dans : `traclmdz_mod.F90`).
4. Pour maintenir la continuité du parallélisme OpenMP, il est impératif d'ajouter de manière systématique la directive : `!$OMP THREAD PRIVATE(...)` et l'attribut **SAVE** à chaque variable/tableau déclaré dans les modules, à l'exception des « **PARAMETER** » (voir exemple dans : `traclmdz_mod.F90`). Cette directive `!$OMP THREADPRIVATE` indique que chaque sous-tâche aura sa propre copie de variable avec des valeurs différentes des

autres sous-tâches (au contraire du fonctionnement par défaut en mémoire partagée).

Sur les **machines vectorielles** (NEC SX8 Brodie à l'IDRIS ou NEC SX8R/SX9 Mercure au CCRT) un nombre réduit de processeurs est conseillé pour maintenir de bonnes performances vectorielles (4 à 8 processeurs pour la résolution 96x95x39).

Sur les **machines scalaires** (IBM Vargas à l'IDRIS et Bull Titane au CCRT), on peut utiliser un plus grand nombre de processeurs. Pour une résolution 96x95x39 il est possible d'utiliser au maximum 32 processus MPI. Ceci est déjà possible dans les versions de référence. Avec la double parallélisation MPI/OpenMP, il sera conseillé d'activer 4 tâches OpenMP par processus soit 128 processeurs en tout. Cela sera possible prochainement dans les versions de référence.

GENCI a annoncé en février 2010 que les allocations vectorielles ne se feront plus que sur l'IDRIS et pour des projets déjà connus.

Nous vous recommandons donc d'utiliser les machines scalaires parallèles et les versions récentes de LMDZ dans vos prochaines études. Si vous avez des développements complexes dans des versions anciennes non parallèles, prenez le temps de les mettre en phase avec les versions les plus récentes. Si vous avez besoin d'aide pour cela, n'hésitez pas à vous manifester auprès des ingénieurs LMDZ.

Voir aussi :

LMDZ - documentation LMDZ : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/documentation>
MPI - cours IDRIS : http://www.idris.fr/data/cours/parallel/mipi/choix_doc.html
OpenMP - cours IDRIS : http://www.idris.fr/data/cours/parallel/openmp/choix_doc.html
LMDZ parallèle : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/documentation/pdf/parallelisme-lmdz.pdf>
GENCI - allocations 2010 (2ème session) : <http://www.genci.fr/spip.php?article67>

Marie-Alice Foujols
Marie-Alice.Foujols@ipsl.jussieu.fr
Yann Meurdesoif
Yann.Meurdesoif@cea.fr
Lionel Guez guez@lmd.ens.fr
Laurent Fairhead
Laurent.Fairhead@lmd.jussieu.fr
Ionela Musat
Ionela.Musat@lmd.jussieu.fr
Abderrahmane Idelkadi
Abderrahmane.Idelkadi@lmd.jussieu.fr
Ehouarn Millour
Ehouarn.Millour@lmd.jussieu.fr

Josefine Ghattas
Josefine.Ghattas@ipsl.jussieu.fr

Organisation du projet LMDZ

La demande de SOERE (Systèmes d'Observation et d'Expérimentation, sur le long terme, pour la Recherche en Environnement) effectuée en janvier 2010 a été pour nous l'occasion de mener une réflexion sur l'organisation du projet LMDZ et de la mettre en place. L'organisation autour du modèle repose sur différents groupes et un comité.

Le comité de pilotage est le conseil exécutif de coordination du projet LMDZ dans son ensemble qui se réunit tous les 3 à 6 mois. Il est responsable de LMDZ et rend des comptes tous les ans devant le conseil scientifique. Il est composé de Frédéric Hourdin (développement), Laurent Fairhead (outils), Jean-Louis Dufresne (applications climatiques), François Forget (applications en planétologie) et Véronique Fabart (coordination, communication).

Le conseil scientifique (en cours de constitution) est composé d'une petite dizaine de personnes représentant les principaux laboratoires partenaires. Ce conseil se réunit au moins une fois par an, à l'occasion des journées annuelles des utilisateurs afin de définir, valider ou infléchir les orientations du développement du modèle.

Les représentants utilisateurs sont chargés, sur les différents domaines d'application, de faire le lien entre les utilisateurs et l'équipe de développement ; ils seront également chargés de réaliser (ou de faire remonter) une évaluation spécifique des performances des versions de production de LMDZ pour leur domaine d'application. Le but est de s'appuyer sur ces représentants pour mettre en place un véritable **contrôle qualité** en termes de "réalisme" du modèle.

L'équipe de développement s'appuie sur le fonctionnement du "Point Hebdomadaire LMDZ" qui réunit le noyau dur des développeurs du modèle pour un suivi régulier et aussi de la "Boîte à Outil LMDZ" qui prend en charge la distribution, le portage du code, les pré et post traitements. Cette équipe va se structurer, avec la nomination d'un correspondant par branche de développement (dynamique, nouvelle physique, parallélisme ...). Elle est complétée par les responsables des développements de la version système Terre de LMDZ.

Enfin une réunion utilisateurs annuelle, ouverte à tous, se tiendra sur deux jours, avec les objectifs suivants :

- faire le point sur les utilisations de LMDZ et les résultats scientifiques majeurs obtenus ;

- échanger sur le degré de réalisme des dernières versions du modèle ;
- présenter les évolutions récentes et discuter des évolutions futures.

La première réunion se tiendra en mars 2011.

Véronique Fabart
Veronique.Fabart@lmd.jussieu.fr

2 Développement et évolution du modèle

Participation à CMIP5 : stratégie du pôle modélisation de l'IPSL

Le projet CMIP et les rapports du GIEC

Les simulations d'évolution du climat dont les résultats servent de base aux différents rapports du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat), sont initiées et coordonnées dans le cadre du projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project). Ce projet est piloté par le WGCM (Working Group on Coupled Modelling) du programme mondial de recherche sur le climat PMRC ou WCRP (World Climate Research Programme). Durant les premières phases de ce projet, les modèles utilisés étaient des modèles couplés atmosphère-océan et les simulations réalisées avaient des durées de une à quelques centaines d'années. Pour les simulations d'évolution du climat, les perturbations étaient idéalisées (accroissement du CO₂ de 1%/an) et correspondaient aux évolutions observées depuis 150 ans ou à différentes hypothèses sur l'évolution future pour les 100 prochaines années. L'IPSL et le CNRM avaient participé à CMIP3, troisième phase de ce projet [6]. CMIP3 a connu un immense succès : la diffusion des résultats a été extrêmement large ; elle a alimenté plusieurs centaines de publications et continue d'alimenter de nombreux travaux de recherche [16].

Une nouvelle phase de ce projet, CMIP5, a débuté en 2009 et les simulations qui seront réalisées dans ce cadre et analysées avant fin 2011 alimenteront le cinquième rapport du GIEC qui devrait paraître en septembre 2013.

Spécificité du projet CMIP5

Par rapport aux exercices précédents, CMIP5 possède de nombreuses spécificités :

Variété des simulations : les échelles de temps considérées ne couvrent plus uniquement l'échelle du siècle (20e et 21e siècle), mais également les échelles de temps plus courtes (décennales), et les échelles de temps plus longues (paléoclimat). Le but est de pouvoir évaluer et comparer les modèles aux observations sur différentes échelles de temps.

Variété des configurations de modèles : en plus des modèles climatiques classiques (atmosphère-océan-végétation-glace), les simulations recommandées reposent aussi sur des modèles plus complets (incluant le cycle du carbone, la chimie atmosphérique, le calcul des aérosols, etc.), avec éventuellement des conditions de surface imposées (modèle atmosphérique avec ou sans chimie interactive, forcé par des températures de surface de l'océan) ou sur des modèles idéalisés (aquaplanète).

Enrichissement des variables de sorties : le nombre de variables de sorties a été considérablement accru, de même que leur fréquence de sortie. Les buts sont multiples :

- *Evaluer les modèles.* Pour cela, le simulateur d'observations satellitales COSP, co-développé par le LMD, est recommandé, de même que des sorties à très hautes fréquences près des sites d'observations (type SIRTA) ou des campagnes d'observations intensives (type AMMA).
- *Forcer les modèles régionaux.* Le WCRP a lancé en 2008-2009 le projet CORDEX, spécifiquement dédié à la coordination de simulations avec des modèles régionaux. Pour forcer ces modèles régionaux, il est nécessaire de sortir des variables 3D, à haute fréquence (3 ou 6 heures).
- *Comparer les résultats des modèles* et identifier les origines de leurs différences. Pour cela il est souvent nécessaire d'analyser les variables à haute fréquence, éventuellement sur la grille du modèle.

Stratégie du pôle de modélisation de l'IPSL

Pour mener à bien le projet CMIP5 en maintenant l'objectif que ce projet s'intègre au mieux à nos propres travaux de recherche et les alimente, le pôle de modélisation a défini et mis en oeuvre la stratégie suivante (Fig. 6) :

Exploiter la plateforme « modèle du système Terre » de l'IPSL. Le pôle de modélisation développe depuis plusieurs années un modèle afin de coupler les processus physiques, chimiques, biogéochimiques. La partie physique correspond à

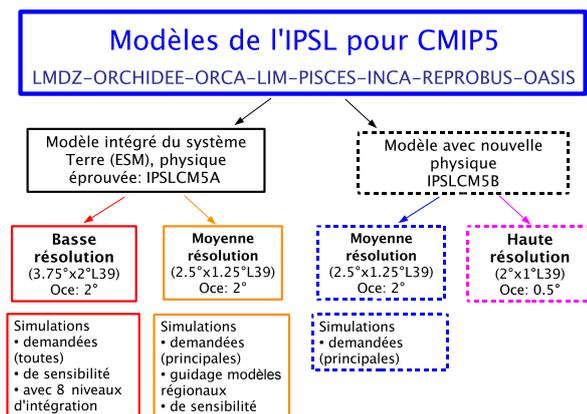


FIG. 6 – Les différentes configurations du modèle IPSLCSM5 qui seront utilisées pour les simulations CMIP5. Les résolutions pour le modèle avec une nouvelle physique ne sont pas encore arrêtées.

une mise à jour du modèle utilisé pour CMIP3 [15], version bien éprouvée, pour laquelle la résolution verticale et méridienne du modèle atmosphérique a été accrue (passage de 19 à 39 niveaux pour la verticale et de 2.5° à 1.9°, soit de 280 à 210 Km pour la latitude) afin de faciliter le couplage avec la chimie stratosphérique et d'améliorer la variabilité climatique. Le couplage avec le cycle du carbone repose sur le travail réalisé par Patricia Cadule durant sa thèse. Les modèles de chimie et d'aérosols couplés à LMDZ ont été utilisés pour calculer les champs mensuels de concentration 3D d'aérosols et d'ozone en fonction des émissions pour les 20e et 21e siècles. Le couplage avec la chimie stratosphérique, troposphérique et les aérosols est en cours de réalisation ce qui permettra de réaliser ensuite des simulations couplées chimie-climat. Notre objectif est de réaliser un grand nombre de simulations, avec des couplages ou des hypothèses variées, afin d'explorer largement les couplages et les rétroactions. Nous avons donc privilégié une version avec une basse résolution horizontale, peu gourmande en temps calcul, un nombre réduit de simulations étant par la suite réalisées avec une résolution accrue.

Préparer la prochaine version du modèle couplé, avec une nouvelle physique. Depuis une dizaine d'années, des développements en profondeur ont été réalisés dans les paramétrisations de la convection et de la couche limite de LMDZ [22]. Les résultats des simulations déjà réalisées montrent des changements importants en termes de couverture nuageuse et de précipitations. Même si la mise au point de ces paramétrisations n'est pas encore suffisamment finalisée et testée, le but est d'évaluer et d'analyser dès à présent l'effet de ces nouvelles paramétrisations aussi bien sur les caractéristiques du

climat actuel que sur celles des projections des climats futurs. Nous n'avons pas pris le risque de baser toutes les simulations sur ce nouveau modèle. Il s'agit plutôt de préparer le futur, de valoriser les développements récents, de se familiariser avec cette nouvelle physique pour l'améliorer et la rendre plus robuste. Des développements sur les autres composantes, notamment l'océan, seront également testés.

Simuler les climats régionaux. La possibilité d'accroître, sur une région donnée, la résolution de LMDZ grâce au zoom a déjà été utilisée pour faire des simulations régionales sur différentes parties du globe (Europe, Afrique, Antarctique, Amérique du Sud, Inde, etc.). Le projet est d'étendre ce travail et de participer avec LMDZ au projet CORDEX de simulation du climat aux échelles régionales. A l'IPSL, des simulations régionales seront également réalisées avec le modèle méso-échelle WRF.

Distribuer et mettre à disposition les résultats. Le volume des données à distribuer pour le projet CMIP5 a considérablement augmenté, et un système distribué de données a été proposé, l'ESG (Earth System Grid). Ce système est basé sur quelques passerelles (actuellement 5) qui assurent l'interface entre les utilisateurs et les nœuds de données (probablement 10 à 15) sur lesquels les résultats de un ou quelques modèles seront stockés. Dans ce cadre, l'IPSL sera un « data node ». De façon plus générale, un travail important a été réalisé par Sébastien Denvil pour s'approprier ces techniques et les utiliser afin de faciliter l'accès aux résultats de toutes nos simulations, aussi bien en interne que dans le cadre de projets ou d'études spécifiques. Une demande de SOERE (Systèmes d'Observation et d'Expérimentation, sur le long terme, pour la Recherche en Environnement) a été déposée pour le projet PRODIGUER afin de renforcer et soutenir dans le temps cette activité.

Analyser les simulations CMIP5. L'IPSL est en train de mettre en place un dispositif afin de faciliter l'analyse des résultats du modèle de l'IPSL mais aussi ceux de tous les autres modèles participant au projet CMIP5. Ce dispositif s'appuie sur le calculateur CICLAD (Calcul Intensif pour le Climat, l'Atmosphère et la Dynamique) et est réalisé dans le cadre du projet ESPRI (Ensemble de Services Pour la Recherche à l'IPSL).

Calendrier

Se reporter à la figure 7.

Pour plus d'informations : <http://forge.ipsl.jussieu.fr/igcmg/wiki/IPSLCMIP5>

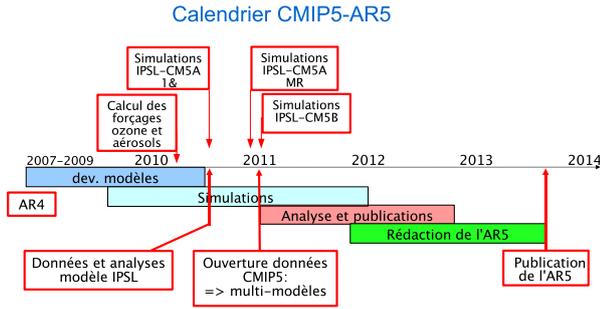


FIG. 7 – Le calendrier du projet CMIP5 : du développement des modèles à la rédaction de l'AR5 en passant par les phases de simulations, d'analyses et publications.

Jean-Louis Dufresne
Jean-Louis.Dufresne@lmd.jussieu.fr

La version ESM de LMDZ : d'un exercice CMIP à l'autre

Comme l'a expliqué Jean-Louis Dufresne (ci-dessus), une stratégie à deux vitesses a été adoptée très en amont pour la participation à l'exercice CMIP5 : les simulations dites « système Terre » ou ESM pour « Earth System Model » en anglais, dans lesquelles on peut ou non activer tout ou partie du cycle du carbone, ou la chimie interactive, seront réalisées avec une version très proche de celle utilisée pour le précédent exercice CMIP3. Un ensemble réduit de simulations sera réalisé avec la version dite « nouvelle physique » qui permettra d'explorer un monde physico-numérique complètement nouveau, avec des paramétrisations des processus turbulents et nuageux basées sur l'aboutissement de 10 ans de recherches collectives au LMD.

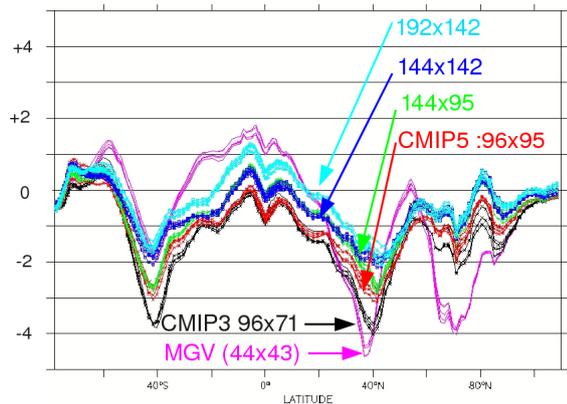
Si la version ESM du modèle est basée sur une physique très proche de la version CMIP3, quelques ajustements importants ont néanmoins été réalisés.

La résolution horizontale, basée sur 96 points en longitudes et 95 en latitude (96×95), sera légèrement plus fine en latitude que celle de CMIP3 (96×71). Des tests systématiques ont montré que ce raffinement de la grille, en latitude plus particulièrement, permettait de diminuer un peu les biais froids des moyennes latitudes (Fig. 8a) et de contribuer à améliorer un peu les pluies de moussons sur les continents. La diminution des biais froids est liée à une migration vers les pôles des courants jets, nettement trop proches de l'équateur dans ces versions à relativement basse résolution.

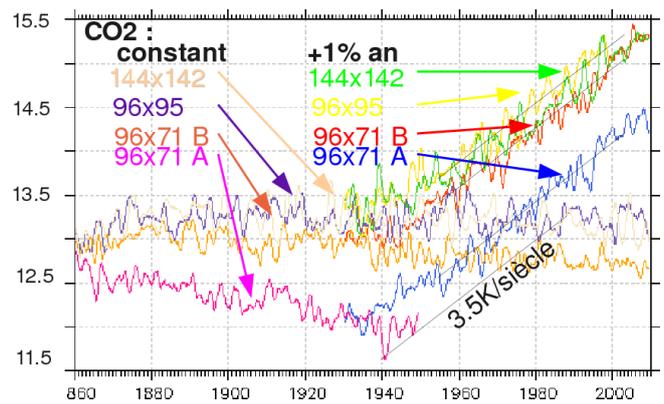
Un sous-échantillon des simulations sera réalisé avec une version 144x142. Ces simulations diminuent encore les biais froids mais détériorent en même temps des aspects qui étaient plutôt bien représentés dans l'ancien modèle : l'intensité d'ENSO (qui devient trop fort par moindre compensation entre deux rétroactions trop faibles) et la représentation du cycle saisonnier moyen des SST équatoriales. Ces changements de résolution, s'ils modifient de façon significative la climatologie du modèle, n'affectent que très peu sa sensibilité à un accroissement de la concentration des gaz à effet de serre comme le montrent, sur la figure 8b, les évolutions des températures moyennes de l'air à la surface du globe pour des simulations idéalisées d'accroissement de 1% par an de la concentration en dioxyde de carbone avec 3 résolutions horizontales différentes. Les simulations avec la grille la plus grossière ont été doublées en modifiant légèrement des paramètres nuageux afin de compenser dans l'une d'elles un biais moyen dans les températures de surface. En effet, en même temps qu'on réduit le biais froid des moyennes latitudes quand on augmente la résolution, on réchauffe globalement le modèle. Le niveau moyen des températures dans l'état initial semble lui aussi peu affecter la sensibilité du modèle.

La résolution verticale passe de 19 à 39 niveaux (de L19 à L39 pour reprendre une appellation classique). Les niveaux additionnels sont ajoutés en particulier dans la stratosphère, où on retrouve une répartition des niveaux similaire à la version stratosphérique L50 [14], utilisée notamment dans le modèle LMDZ-Reprobus pour les études de couplage avec la chimie stratosphérique. Le premier niveau se situe également un peu plus près de la surface que dans la version L19 (Fig. 9), réglé grâce à un nouveau paramètre α ¹. Les différentes résolutions sont comparées sur la figure 9. Cette nouvelle version permet d'avoir une climatologie nettement plus satisfaisante dans la basse stratosphère, et se compare finalement relativement bien à la version

¹Dans le code « dyn3d/disvert.F », on calcule d'abord l'épaisseur en pression normalisée ($\sigma = p/p_s$) des couches à partir d'une fonction analytique $\delta\sigma_l^* = \Gamma [\alpha + 7 (\sin Z)^2]$ avec $Z = \pi (l - 1/2) / (lm + 1)$, d'où l'on déduit $\delta\sigma_l = \delta\sigma_l^* / \sum_{l=1}^{lm} \delta\sigma_l^*$ et $\sigma_L = 1 - \sum_{l=1}^{L-1} \delta\sigma_l$. Dans le système de coordonnées « hybride $\sigma - p$ » utilisé au bout du compte, la pression P_l à un point de pression de surface P_s et au niveau l est $P_l = B_l P_s + A_l$ avec $A_l = P_{\text{hyb}} (\sigma_l - B_l)$ et $B_l = \exp [1 - 1/\sigma_l^2]$. On choisit pour la terre $P_{\text{hyb}} = 500 \text{ hPa} = P_0/2$. Le choix entre version avec et sans stratosphère de la discrétisation (ok_strato=y ou n) dépend de la spécification du coefficient Γ : $\Gamma = 1$ pour ok_strato=n et $\Gamma = [(1 - \tanh((Z - \pi)/\pi))/2]^2$ sinon. Le facteur α a été introduit pour contrôler l'épaisseur de la première couche quand on est passé de la version non troposphérique à 19 couches à la version à 39 niveaux avec stratosphère utilisée pour CMIP5, pour laquelle on a fixé $\alpha = 0.3$.



(a) Moyenne zonale de la différence entre températures de surface de l'océan simulées (chaque courbe correspondant à une décennie) et observées (climatologie Levitus).



(b) Evolution de la température globale à 2m dans des expériences de contrôle (CO_2 constant) et dans des simulations idéalisées de changement climatique, basées sur une augmentation de 1% par an de la concentration en CO_2 . Des droites de pente 3,5 K/siècle sont superposées sur la figure.

FIG. 8 – Sensibilité du modèle couplé de l'IPSL à la résolution horizontale du modèle atmosphérique. Des simulations systématiques ont été réalisées en ne changeant que la résolution horizontale, et, au besoin, les paramètres contrôlant la dissipation horizontale (constantes de temps plus courtes pour les grilles plus fines). Le modèle d'océan (ORCA2) est le même dans toutes les simulations ainsi que la résolution verticale de l'atmosphère (L19). Marie-Alice Foujols a ainsi réalisé des simulations avec 96×71 points en longitude \times latitude (la version CMIP3, environ $3,75^\circ \times 2,5^\circ$ à l'équateur), 96×95 ($3,75^\circ \times 1,9^\circ$), 144×95 ($2,5^\circ \times 1,9^\circ$), 144×142 ($2,5^\circ \times 1,25^\circ$), 192×142 ($1,875^\circ \times 1,26^\circ$). Sont également montrées des simulations dites MGV (44×43) réalisées par Luc Gential.

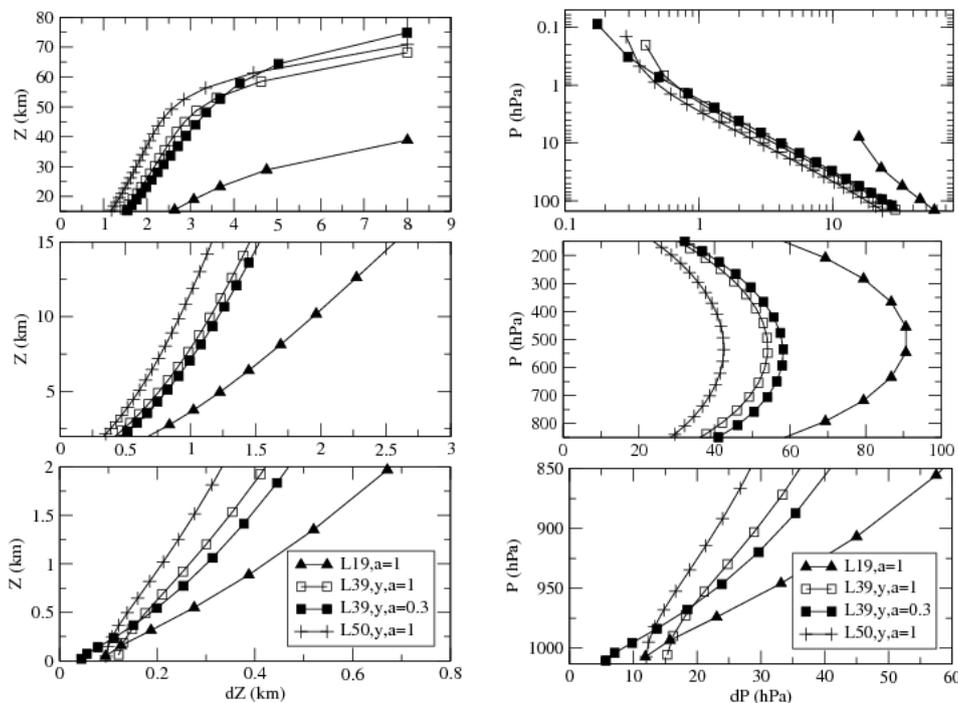


FIG. 9 – Epaisseur des couches du modèle en altitude (à gauche, pour une hauteur d'échelle de 7 km) et en pression (à droite) pour 3 discrétisations ($L=19, 39$ et 50), soit avec "ok_strato=n", soit avec "ok_strato=y", et avec $\alpha = 1$ ou 0.3 pour la version à 39 niveaux. Les versions CMIP3, "strato" et CMIP5 du modèle correspondent respectivement à $(L, \text{ok_strato}, \alpha) = (19, n, 1), (50, y, 1), (39, y, 0.3)$.

stratosphérique, ce qui va permettre d'effectuer les simulations couplées chimie climat avec le même modèle.

L'ajustement de différents paramètres, nuageux notamment. Comme toujours dans les simulations climatiques, on doit faire un réglage très fin des flux radiatifs moyens à la surface du globe. Un déséquilibre des flux de 1 W/m^2 (très petit devant les énormes biais sur les forçages radiatifs des modèles, ou même sur les biais de rayonnement ciel clair) résulte en une élévation d'environ 1K de la température moyenne de surface de l'océan. La recherche du réalisme du climat de base du modèle pousse donc à ajuster l'équilibre de ces flux au dixième de W/m^2 près en jouant sur les paramètres incertains.

Une série d'évolutions informatiques récentes vient s'ajouter à ces changements de configuration.

- Parallélisation MPI/OpenMP (Meurdessoif). Un article est consacré à ce développement très important dans ce numéro.
- Réécriture de l'interface surfaces continentales et couplage océan avec prise en compte des courants dans les tensions de vent (Ghattas, Dufresne, Caubel).
- Réécriture de la gestion de l'écriture des fichiers « histoire » (Idelkadi).
- Portage du simulateur COSP (Idelkadi, Dufresne et. al.).
- Travail sur les climatologies et les diagnostics (Musat, Idelkadi).
- Automatisation des tests systématiques de réglage profitant de la nouvelle architecture libIGCM de l'IPSL (Denvil, Hourdin, Idelkadi).
- Lecture des champs d'aérosols et d'ozone issus de simulations couplées (Denvil, Guez, Ghattas, Cozic, Fairhead, Cugnet).
- Nouveau calendrier permettant de tourner aussi bien avec des années de 360 ou 365 jours qu'avec un calendrier réaliste (Fairhead).
- Versions 1D autonomes (Grandpeix, Cheruy, Musat, Bony, Catarino et al.) ou pilotées par la version 1D du modèle ARPEGE (Lefebvre).
- Rationalisation de la gestion des sources et tests systématiques (Fairhead, Millour, Lefebvre); à un moment donné, 3 versions officielles coexistent :
Dev : évolution quotidienne à hebdomadaire,
Tronc : dev figée pour la mise au point de l'ESM,
Prod : production de simulations.

Les deux versions de LMDZ pour CMIP5 s'appelleront :

LMDZ5 : ancienne physique, utilisée par IPSLCM5A,
LMDZ5NP : nouvelle physique, utilisée par

IPSLCM5B.

Pour les simulations CMIP5, une branche de production a été créée sous SVN. Pour des raisons pratiques, cette branche, créée sur le tronc de LMDZ4, s'appelle LMDZ4-AR5. Mais il s'agit bien du modèle LMDZ5 utilisé pour IPSLCM5A. Sur cette branche, on ne fera plus que des modifications ne changeant pas les résultats numériques du modèle dans les configurations standard. Cette version est utilisée actuellement pour la production des "runs" pour le programme CMIP5 qui alimentera le prochain rapport du Giec. Le travail sur la nouvelle physique continue sur le tronc ("trunk" sous SVN) : <http://svn.lmd.jussieu.fr/LMDZ/LMDZ5/trunk>

Frédéric Hourdin pour l'équipe de développement
Frederic.Hourdin@lmd.jussieu.fr

La version « nouvelle physique » de LMDZ

En parallèle de la mise au point des versions successives de l'ESM pour les exercices CMIP3 et CMIP5, l'équipe du LMD a entrepris depuis plus d'une dizaine d'années le développement de paramétrisations physiques des processus turbulents, convectifs ou nuageux complètement nouvelles. Ces développements ont abouti aujourd'hui à une nouvelle version du bouquet de paramétrisations physiques, ou « nouvelle physique ». Cette physique capitalise en fait une vingtaine d'années de travail dans la communauté nationale et internationale sur des processus convectifs et leur paramétrisation autour de programmes comme EUCREM, Eurocs, GCSS et plus récemment AMMA. Ces études se sont appuyées notamment sur une stratégie qui a montré son efficacité : la réalisation, en parallèle et avec les mêmes forçages, de simulations avec la version unicolonne des GCM et de simulations haute résolution sur un domaine équivalent, dans lesquelles les processus étudiés sont explicitement résolus. Pour l'étude des processus de couche limite la résolution peut descendre à 50-100m sur les premiers kilomètres de l'atmosphère et on parle de simulations des grands tourbillons (LES pour Large Eddy Simulations). Pour l'étude de la convection profonde, les tours convectives atteignant 10 à 20km, la résolution est de l'ordre de 1 à 2km. On parle alors de modèles à nuages résolus (CRM pour Cloud Resolving Models). La comparaison de ces deux types de simulations sur des cas d'étude particuliers permet de tester les hypothèses

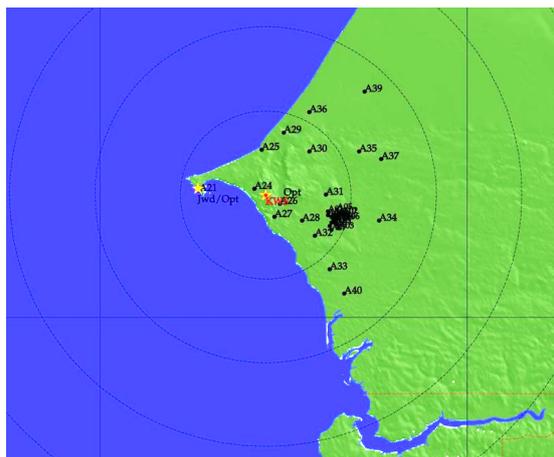
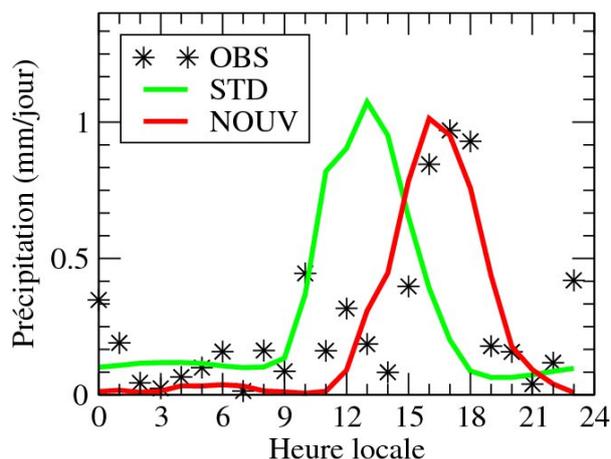


FIG. 10 – Cycle diurne moyen des précipitations en Septembre 2006 reconstitué à partir d'un réseau de pluviomètres déployé au Sénégal et de deux simulations LMDZ utilisant la physique standard (STD, celle utilisée pour le précédent rapport du GIEC) et les nouvelles paramétrisations physiques (NOUV, modèle du thermique, poches froides, etc.). La nouvelle version aboutit à un bien meilleur accord dans le phasage temporel des pluies, avec des pluies orageuses qui se développent préférentiellement dans l'après-midi alors qu'elles avaient lieu autour de midi avec l'ancienne version. La figure de droite montre le réseau de pluviomètres utilisé.

à la base des paramétrisations physiques de la couche limite et des nuages. Les paramétrisations de la nouvelle physique ont été complètement développées et testées dans ce contexte, au travers d'une collaboration étroite et fructueuse avec l'équipe MOANA du CNRM, collaboration qui a donné lieu à 6 publications communes autour de cette nouvelle physique sur la période 2009-2010.

Les modifications entre ancienne et nouvelle physique concernent le bloc turbulence-convection-nuages. Dans l'ancienne version du modèle, coexistent une paramétrisation locale de la turbulence basée sur un coefficient de diffusion dépendant du nombre de Richardson décrite dans un article de Katia Laval [12] – avec « contre-gradient » et « ajustement convectif sec » afin de remédier aux insuffisances connues des schémas diffusifs dans les cas de couches limites convectives – et le schéma d'Emanuel pour la convection profonde.

Dans la nouvelle physique, on tient compte spécifiquement des structures organisées des couches limites convectives au travers d'une paramétrisation en flux de masse : le modèle du thermique. Ce modèle sépare la maille entre un panache ascendant moyen, montant sous l'effet de sa flottabilité, et un environnement subsident. Ce modèle permet de représenter de façon continue la convection de couche limite et la convection nuageuse peu profonde associées aux cumulus non précipitants. On conserve une formulation diffusive de la turbulence, mais celle-ci est maintenant basée sur une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente [28] et s'active principalement dans la couche limite de surface (les premières centaines de mètres).

Les conditions de déclenchement et la fermeture (déterminant le flux de masse à la base des tours

convectives) de la convection orageuse ont été également profondément revues. Déclenchement et fermeture tiennent compte à présent des processus sous-nuageux. On introduit pour cela deux nouvelles variables : ALE pour Available Lifting Energy et ALP pour Available Lifting Power. L'énergie et la puissance de soulèvement, associées aux mouvements verticaux engendrés par les processus sous-nuageux, permettent respectivement de franchir le seuil de l'inhibition convective et d'alimenter le débit de masse convectif traversant cette inhibition. Dans la version actuelle de la physique, on tient compte pour ces mouvements verticaux sous-nuageux : 1) des mouvements ascendants de la couche limite convective, prédits par le modèle du thermique, et 2) du soulèvement d'air à l'avant des fronts de rafales créés par l'effondrement de poches d'air froid, elles-mêmes créées sous les cumulonimbus par la ré-évaporation des pluies convectives. L'introduction d'une paramétrisation de ces poches froides est une des grandes originalités de la nouvelle physique. Ce couplage entre poches froides (créées par les pluies convectives) et convection (re-déclenchée et alimentée par les poches) permet pour la première fois d'avoir un cycle de vie autonome de la convection orageuse, qui n'est plus directement esclave des variables du modèle à grande échelle.

Les deux améliorations les plus marquantes de la nouvelle physique, clairement dues à des modifications radicales de la vision des processus sous-jacents, et non à un ajustement adhoc des paramètres (qui reste nécessaire pour calibrer in fine le modèle couplé) concernent : 1) la couverture nuageuse basse et moyenne, notamment dans les régions des alizés où ces nuages étaient largement sous-estimés (à noter que les thermiques sont

artificiellement désactivés dans les régions de forte inversion en sommet de couche limite, le schéma diffusif seul permettant d’avoir dans ces régions une représentation acceptable des strato-cumulus, caractéristiques de ces régimes); 2) la représentation du cycle diurne de la convection nuageuse sur continents. La simulation correcte de la croissance de la couche limite convective dans la matinée et du pré-conditionnement de la zone d’inversion, grâce au modèle du thermique, permettent de retarder le déclenchement de la convection en fin de matinée. La prise en compte des poches froides permet pour sa part à la convection orageuse de s’auto-entretenir au cours de l’après midi. Ce nouveau jeu de paramétrisations semble donc pouvoir corriger un défaut connu depuis plusieurs décennies des modèles de climat qui ont tendance à prévoir une convection orageuse continentale en phase avec le cycle diurne (maximum vers midi) alors que les observations montrent typiquement un maximum en milieu ou fin d’après-midi. Les premiers résultats obtenus avec la version 1D du modèle sur un cas bien documenté de cycle diurne de la convection orageuse dans les grandes plaines américaines [22] ont été récemment confirmés par une comparaison directe des résultats du modèle tri-dimensionnel aux mesures de la précipitation au Sénégal pendant l’été 2006 (Fig. 10). Cette version du modèle, LMDZ5NP, est utilisée aujourd’hui dans le modèle couplé IPSLCM5B.

Quelques traits de caractère des premières simulations couplées réalisées avec ce modèle : moins de biais froids dans les moyennes latitudes, une meilleure représentation des moussons, des pluies tropicales globalement trop intenses, El Niño un peu faible (mais peut-être pour de bonnes raisons cette fois), une circulation thermohaline nord-atlantique quasi absente ...

L’histoire ne fait que commencer.

Frédéric Hourdin, pour l’équipe de développement
Frederic.Hourdin@lmd.jussieu.fr

Le « modèle du thermique » : retour sur dix ans de recherches

Dans les années 90, les développements de paramétrisations dans les modèles de climat se sont davantage concentrés sur la représentation de la convection humide profonde, utilisant notamment des schémas dits en « flux de masse » dans lesquels on explicite des flux ascendants, souvent intenses et concentrés, et des flux compensatoires dans la colonne convective ou dans l’environnement. En comparaison, les paramétrisations utilisées pour la couche limite sont restées rudimentaires, reposant souvent sur des adaptations de formulations locales pour lesquelles le flux vertical turbulent d’une quantité q est proportionnel au gradient vertical local de q , $\overline{w'q'} = -K_z \partial q / \partial z$, le coefficient de mélange turbulent K_z ne dépendant lui-même que des conditions météorologiques locales. Avec cette approche, le transport ne se fait que depuis les valeurs fortes vers les valeurs faibles. On sait depuis longtemps que cette vision de la turbulence, basée sur une image de diffusion ou de mélange, ne peut pas rendre compte d’un certain nombre de phénomènes atmosphériques et notamment du transport de chaleur en remontant le gradient (du froid vers le chaud en termes de température potentielle θ) très souvent observé dans la couche limite convective. Depuis longtemps, cette difficulté est contournée dans les modèles de circulation générale en introduisant par exemple un « contre-gradient » [5] pour la température potentielle $\Gamma > 0$: $\overline{w'\theta'} = -K_z (\partial \theta / \partial z - \Gamma)$. Ceci permet d’avoir un flux de chaleur vers le haut, même dans une atmosphère légèrement stable ($\partial \theta / \partial z \geq 0$).

Des développements ultérieurs [27, 8, 1] conduisent à des paramétrisations où l’estimation du contre-gradient est plus physique et permet d’introduire la composante non-locale non seulement pour la température, mais également pour la vapeur d’eau et les espèces traces en général.

Stull [26] avait souligné l’importance des aspects non locaux du transport vertical dans la couche limite et proposé un formalisme général basé sur des matrices d’échanges (matrices de « transilience ») pour traiter ce problème. Pleim et Chang [18] ont proposé une forme particulière de matrice de transilience reconnaissant une dissymétrie importante entre des ascendances concentrées montant depuis la surface (les « thermiques » qui font la joie des planeurs et autres engins volants) et des subsidences compensatoires plus lentes.

Ce sont des considérations similaires qui nous ont conduit à développer une nouvelle paramétrisation de

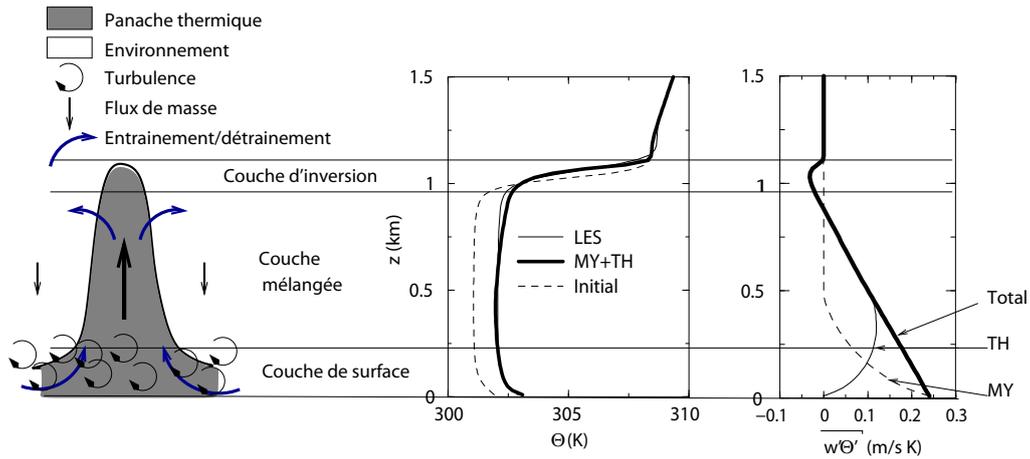


FIG. 11 – Le modèle du thermique. A gauche, schéma illustrant la co-existence d'un panache thermique (grisé) et d'une composante turbulente de petite échelle (petites flèches circulaires). Les deux autres graphiques montrent une illustration numérique. Le modèle du thermique est validé en mode uni-colonne par rapport à des simulations (tridimensionnelles) des grands tourbillons (LES en anglais) réalisées avec des mailles de quelques dizaines de mètres [2]. Ce cas académique sec est initialisé avec un profil de température potentielle θ bien mélangé dans le premier km et une inversion marquée au-dessus. Le forçage consiste en un flux de chaleur imposé et constant en surface (de 0.24 m/s K) et un rappel vers un vent géostrophique de 10 m/s. Le chauffage se répartit rapidement et de façon homogène dans toute la couche mélangée et est donc associé à un flux turbulent $\overline{w'\theta'}$ qui décroît linéairement depuis la surface. Le profil de température avec la nouvelle paramétrisation (MY+TH) est beaucoup mieux représenté qu'avec des formulations diffusives seules [9], en particulier en ce qui concerne le refroidissement au-dessus de l'inversion, associé à « l'overshoot » des panaches convectifs. On voit que le flux total simulé (graphique de droite) est positif (vers le haut) malgré un profil de température stable ($\partial\theta/\partial z > 0$) dans la moitié haute de la couche limite. Le flux turbulent total simulé est en fait la somme d'une composante liée au mélange par la diffusion turbulente (MY) dans la couche de surface (essentiellement jusqu'à 300 m) et de la composante flux de masse (TH) maximum en milieu de couche limite.

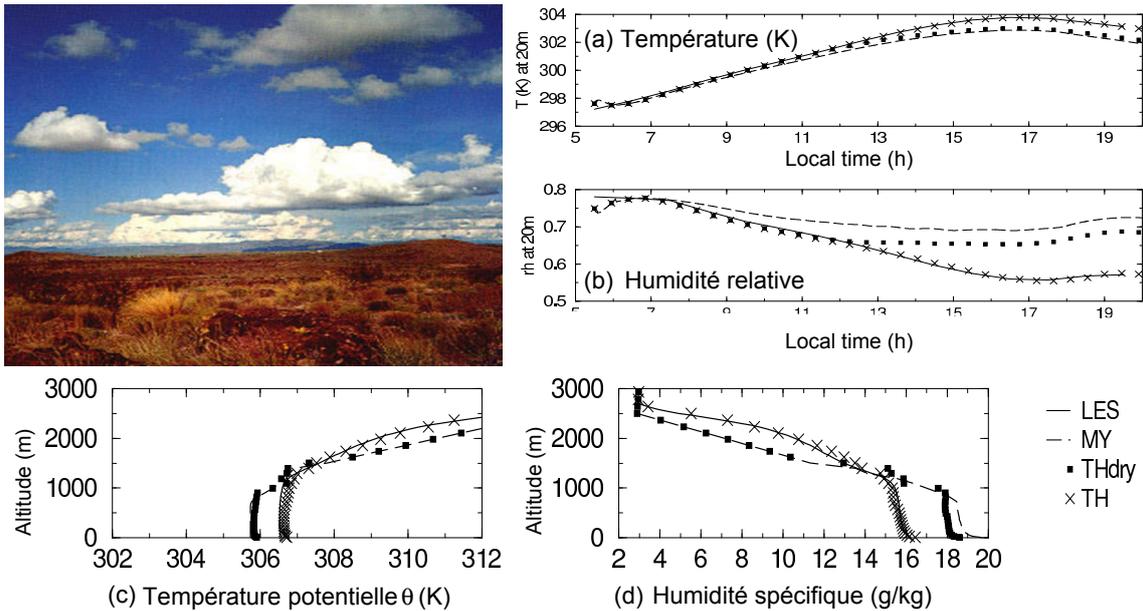


FIG. 12 – Validation du modèle du thermique nuageux sur le cas Euroc/ARM de cycle diurne continental. Les graphiques en haut à droite montrent l'évolution au cours de la journée a) de la température (T en K) et b) de l'humidité relative (rh) à 20 m du sol pour une simulation des grands tourbillons (LES), pour le modèle de Mellor et Yamada seul (MY), pour le même modèle associé au « modèle du thermique » sec (THdry) et enfin pour la paramétrisation étendue aux processus nuageux (TH). Le modèle en diffusion seule (MY) résulte en une atmosphère près de la surface trop humide et légèrement trop froide tout au long de la journée. Le modèle du thermique (sec ou nuageux) permet d'améliorer nettement l'accord dans la matinée : la couche limite est davantage mélangée ce qui résulte près de la surface en une atmosphère plus sèche. A partir de midi, les résultats des simulations sèche et nuageuse commencent à diverger de façon significative, la version nuageuse produisant un assèchement supplémentaire consécutif à l'épaississement de la couche limite nuageuse piloté par le gain de flottabilité obtenu par condensation nuageuse. On voit sur les graphiques du bas l'amélioration résultant, en fin d'après-midi (17 :30, heure locale), de l'utilisation de la version nuageuse (TH) tant pour le profil vertical c) de la température potentielle (θ) que pour celui d) de l'humidité spécifique.

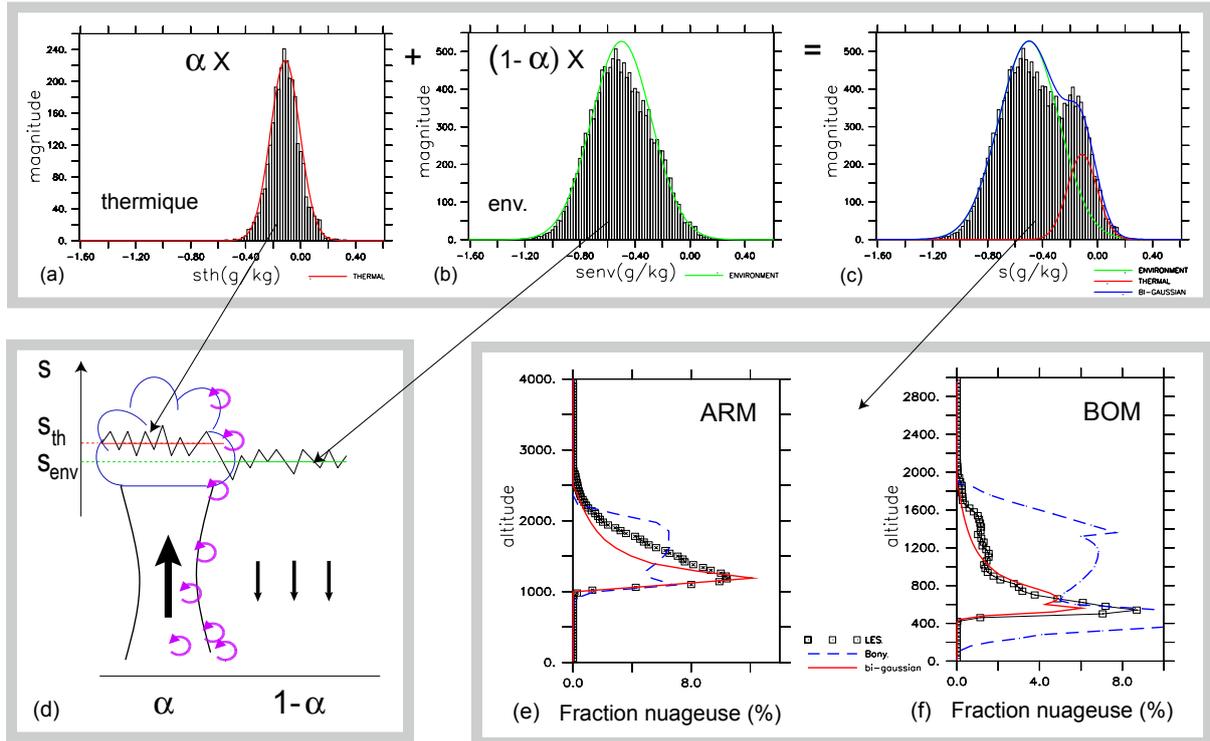


FIG. 13 – Simulation des paramètres nuageux avec le modèle du thermique pour le cas Eurocs de cycle diurne de couche limite continentale. On montre en bas à gauche (d) une vue schématique du modèle de nuage. Sur les graphiques du haut, on compare les distributions obtenues à un niveau donné (ici à 980m pour la 8^{ème} heure de simulation) dans le thermique (a) et son environnement (b), avec les gaussiennes issues de la paramétrisation (courbes rouge (a,c) et verte (b,c) respectivement). La combinaison de ces deux gaussiennes (courbe bleue (c)) permet de reproduire très fidèlement les profils verticaux de nébulosité (courbes rouges en (e) et (f) à comparer aux résultats LES en noir) pour le cas Eurocs (ARM à la 9^{ème} heure, même cas que sur la figure 12) et le cas Bomex (BOM à la 5^{ème} heure) de petits cumulus océaniques. La courbe en bleu pointillé, pour indication, montre ce qu'on obtient avec le modèle du thermique en utilisant le schéma statistique utilisé pour la convection profonde [3].

la couche limite convective basée sur une représentation en flux de masse des panaches ou rouleaux qui s'y développent : le « modèle du thermique » [9]. Ce modèle est activé quand la couche de surface est instable (en pratique si la première couche du modèle est surmontée par une couche plus froide en termes de température potentielle virtuelle). On décrit alors une ascendance (le thermique), censée représenter la moyenne des ascendances thermiques dans la maille, alimentée en air par les couches instables près de la surface, et compensée par une subsidence plus lente dans l'environnement. L'air de cette ascendance, généralement plus chaud que son environnement dans la couche mélangée, est accéléré par les forces de flottabilité. Le modèle du thermique tient compte de la structure géométrique de ces cellules convectives, notamment pour relier vitesses verticales et flux de masse. Pour traiter à la fois la couche limite de surface et les couches limites stables, on conserve, couplé à ce modèle, une formulation classique en diffusion turbulente. Le modèle du thermique vient donc en fait remplacer le terme de contre-gradient (ainsi que « l'ajustement convectif sec »). La figure 11 illustre

le principe du modèle du thermique et montre un exemple numérique de validation par rapport à des simulations des grands tourbillons (LES en anglais).

Le modèle du thermique, développé à l'origine pour des conditions sèches, a été modifié (en grande partie par Catherine Rio lors de sa thèse) pour prendre en compte les processus nuageux, avec en perspective l'étude du cycle diurne des nuages de couche limite [19]. Les modifications apportées au schéma concernent : le couplage avec le modèle de distribution sous-maille des nuages de Bony [3], la prise en compte de la condensation de l'eau dans le panache ascendant (et du chauffage associé) et la modification de la description de l'entraînement et du déentraînement pour tenir compte de la spécificité des processus nuageux. La nouvelle paramétrisation a été calibrée et validée par rapport à un cas de cycle diurne continental avec apparition de cumulus en sommet de couche limite vers midi. Le modèle du thermique étendu aux nuages permet de rendre compte de façon très satisfaisante de l'évolution des paramètres météorologiques au cours de la journée (Fig. 12). Par rapport aux formulations diffusives,

on prédit un approfondissement plus marqué de la couche limite convective, et un assèchement accru à la surface, par apport plus important d'air de la troposphère libre.

Un travail important a été réalisé par la suite pour mieux affiner la représentation de l'entraînement latéral de l'air, notamment à la base des panaches thermiques, et du déentraînement de cet air dans l'environnement. Pour ce faire, une nouvelle méthodologie d'échantillonnage des simulations LES a été proposée. Elle repose sur l'ensemencement de la première couche du modèle, près de la surface, avec un traceur de durée de vie relativement courte (en pratique 15 minutes) qui permet d'identifier facilement les panaches ascendants [4]. Cette approche a permis des avancées décisives pour le test, le choix et l'ajustement de formulations pour l'entraînement et le déentraînement [21], et également de revenir sur le schéma statistique de nuages. Grâce à ce nouvel échantillonnage, on a pu séparer la distribution sous-maille de l'eau totale (vapeur + eau condensée) en une contribution liée aux panaches et une liée à l'environnement. Dans la moitié haute de la couche limite, ces deux distributions peuvent être ajustées assez fidèlement par des gaussiennes, menant à une distribution bi-gaussienne. Il a été possible également de relier les paramètres de ces deux gaussiennes aux paramètres de grande échelle et aux paramètres du thermique. On a besoin en pratique de l'eau grande échelle, du contraste entre celle-ci et l'eau du panache, et enfin de la surface couverte par les panaches. La dernière version du schéma statistique de LMDZ repose sur cette nouvelle description bi-gaussienne de l'eau sous-maille (on travaille en pratique plutôt sur la distribution de l'écart à la saturation). Une illustration de ce schéma est montrée sur la figure 13.

Notons pour finir que le modèle du thermique a été étendu, également par Catherine Rio lors de sa thèse, à la simulation numérique des feux de biomasse. Ce travail a permis de montrer que les feux de savane, dans les tropiques en saison sèche, sont capables d'injecter les produits de feux très au-dessus de la couche limite [20].

Frédéric Hourdin,
Catherine Rio,
Fleur Couvreur et
Arnaud Jam
Frederic.Hourdin@lmd.jussieu.fr

3 Physique du climat, changements climatiques et variabilité

Etudier le cycle de l'eau avec LMDZ et ORCHIDEE : isotopes de l'eau et coloriage de l'eau

Depuis longtemps, les isotopes stables de l'eau (HDO , $H_2^{18}O$) sont utilisés pour reconstituer les températures polaires passées. Mais de plus en plus d'études mettent en avant le potentiel des isotopes de l'eau pour étudier le cycle actuel de l'eau.

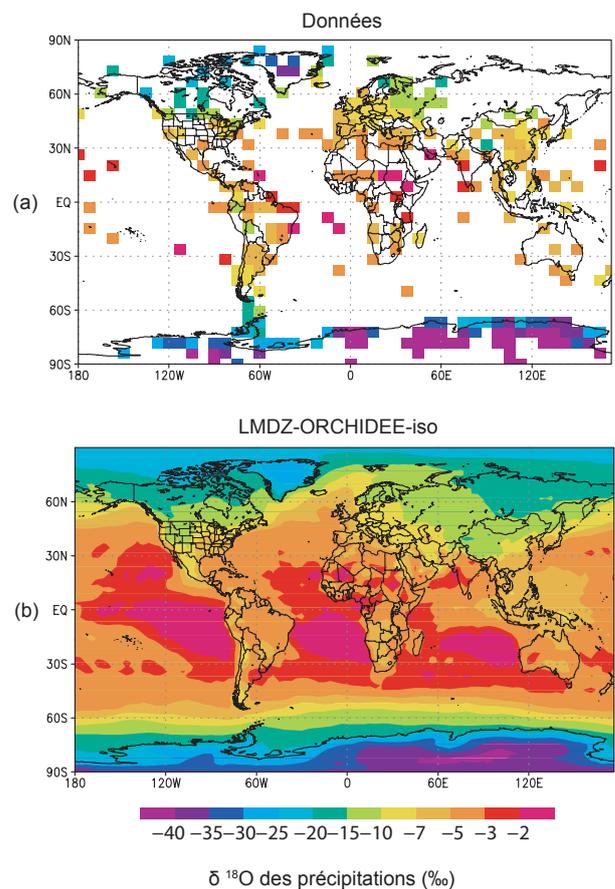


FIG. 14 — Comparaison de la distribution isotopique des précipitations simulées par la version isotopique du modèle couplé LMDZ-ORCHIDEE (b) aux données du réseau mondial de mesure de la composition isotopique des précipitations GNIP (a). LMDZ et LMDZ-ORCHIDEE simulent la distribution isotopique dans les précipitations de manière très acceptable par rapport aux autres GCM isotopiques.

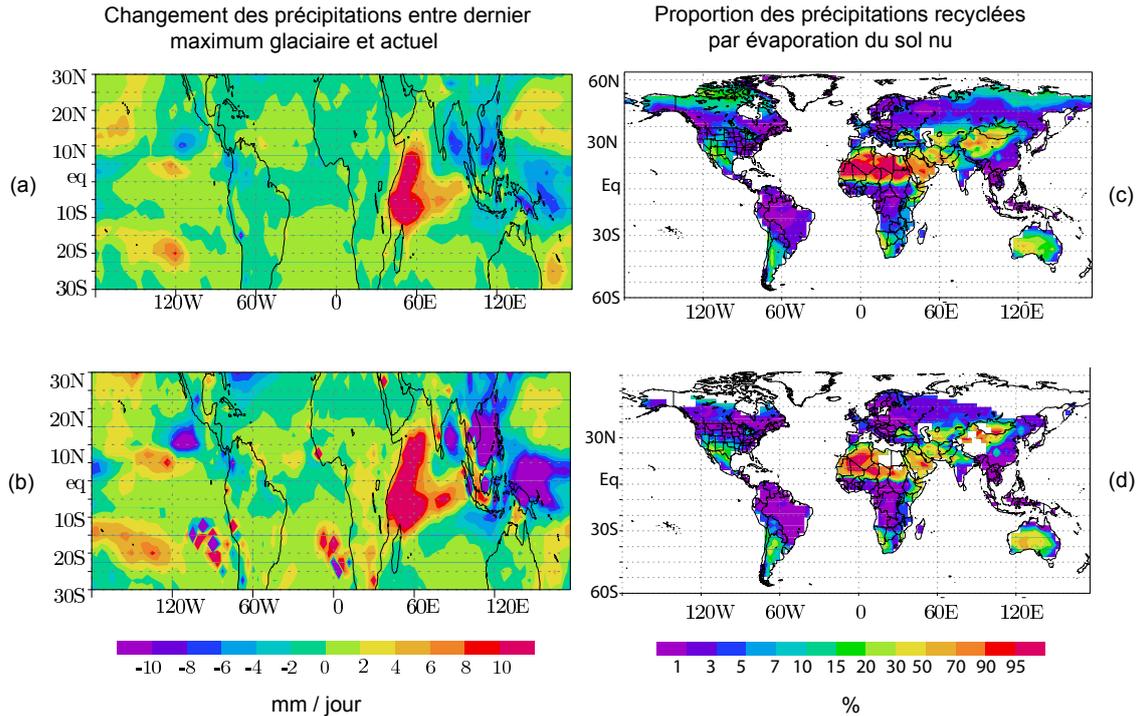


FIG. 15 – Utilisation de simulations avec LMDZ ou LMDZ-ORCHIDEE pour tester des méthodes de reconstitution des climats passés ou d'estimation du bilan d'eau basées sur les isotopes de l'eau. On applique une méthode d'estimation en utilisant les compositions isotopiques simulées, et on compare cette estimation à ce qui est vraiment simulé par le modèle.

(a) Changement des précipitations simulées par LMDZ-iso entre le Dernier Maximum Glaciaire et l'actuel dans les tropiques. (b) Changement des précipitations reconstituées grâce au changement de composition isotopique des précipitations. La similitude qualitative de ces deux cartes montre l'intérêt des archives isotopiques tropicales pour reconstituer les changements des précipitations passées, au moins concernant le signe.

(c) Proportion des précipitations recyclées vers l'atmosphère par évaporation du sol nu dans LMDZ-ORCHIDEE-iso. (d) Cette même proportion estimée grâce aux compositions isotopiques des précipitations, de la vapeur et des sols. La forte similitude de ces deux cartes montre le potentiel des isotopes de l'eau pour des applications hydrologiques à grande échelle.

Par exemple, ils pourraient apporter une information sur les processus convectifs, le recyclage continental ou encore les processus contrôlant l'humidité atmosphérique dans le contexte du changement climatique. Quelles informations les isotopes de l'eau peuvent-ils réellement apporter sur ces aspects du cycle de l'eau d'un point de vue quantitatif?

Pour explorer cette question en tenant compte de la grande diversité des processus contrôlant la composition isotopique de l'eau, nous avons introduit les isotopes de l'eau à la fois dans LMDZ et dans ORCHIDEE, et dans le modèle couplé LMDZ-ORCHIDEE. Cette idée avait été mise en oeuvre pour la première fois par Sylvie Joussaume au début des années 80 avec une ancienne version du modèle du LMD. Depuis, les isotopes de l'eau ont été implémentés dans une demi-douzaine de GCM dans le monde, et ce n'est que récemment qu'ils ont été réintroduits dans le GCM du LMD, après une considérable évolution de ce GCM depuis les années 80.

Nous avons évalué la distribution spatio-temporelle des isotopes simulée par LMDZ et OR-

CHIDEE dans de nombreux réservoirs du cycle de l'eau : précipitations, vapeur d'eau à différentes altitudes (notamment observée par satellite), sols, plantes, rivières... et ce à des échelles de temps allant de quelques jours aux paléo-climats. La figure 14 montre par exemple la capacité de LMDZ à simuler la distribution isotopique dans les précipitations, très acceptable par rapport à celle des autres GCM isotopiques.

L'avantage d'un tel outil est la possibilité de développer des méthodes isotopiques pour estimer des termes du bilan d'eau ou reconstituer leurs variations passées. Ces méthodes peuvent être testées dans le monde du GCM afin d'en estimer la précision, avant de les appliquer de manière opérationnelle à des données. Par exemple, la figure 15 montre le test d'une méthode de reconstruction des changements de précipitations passées en utilisant des archives de précipitations tropicales (glaciers, spéléothèmes, coraux) (Fig. 15 a,b) ainsi que le test d'une méthode d'estimation de la proportion des précipitations recyclées vers l'atmosphère par évaporation du sol nu à l'actuel en utilisant des données isotopiques dans les

précipitations, la vapeur et le sol (Fig. 15 c,d).

Pour interpréter les résultats isotopiques, mais aussi pour mieux comprendre le cycle de l'eau simulé par le GCM, nous avons de plus implémenté dans LMDZ et ORCHIDEE la possibilité de colorier virtuellement les molécules d'eau et leurs isotopes, selon une convention de coloriage imaginée par l'utilisateur. Par exemple, on peut colorier en différentes couleurs l'eau issue de l'évaporation de l'océan, de la transpiration des plantes ou de l'évaporation du sol nu, pour étudier le recyclage continental. On peut colorier l'évaporation des gouttelettes nuageuses et l'évaporation des précipitations lors de leur chute, pour étudier l'impact des processus microphysiques. On peut colorier l'eau d'irrigation, pour suivre son devenir à travers les sols, les rivières, son évaporation puis son transport dans l'atmosphère, jusqu'à son retour au sol sous forme de précipitations. Nous ne sommes limités que par notre imagination pour concevoir de telles expériences. La figure 16 montre deux exemples de telles simulations. Cette technique, appelée traçage de l'eau ou "water tagging", est un outil diagnostique puissant qui peut être très utile pour diverses questions scientifiques bien au-delà de la communauté des isotopistes.

Camille Risi
 Camille.Risi@lmd.jussieu.fr
Sandrine Bony
 Sandrine.Bony@lmd.jussieu.fr

Analyse des rétroactions nuageuses dans le modèle LMDZ

Les modèles de circulation générale utilisés lors du dernier rapport du GIEC prévoient une augmentation de la température de surface de la mer de 2 à 5 degrés pour un doublement de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. La principale cause de dispersion de ces prévisions vient de la réponse des nuages, selon que les modèles diminuent ou augmentent le pouvoir refroidissant des nuages sur le climat.

De récentes études ont pu montrer que c'est la réponse des nuages de couche limite, tels que les petits cumulus très présents dans les tropiques, qui sont la principale source de cette incertitude. Il est très difficile de comprendre leur réaction à un réchauffement car ils dépendent de façon complexe des changements de dynamique grande-échelle et des changements thermodynamiques locaux.

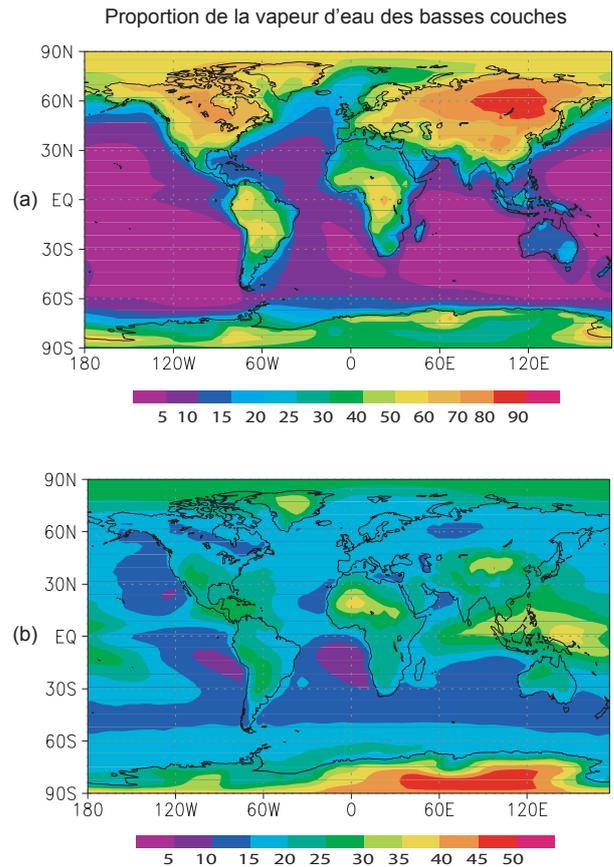


FIG. 16 – Deux exemples de résultats obtenus grâce au water tagging dans LMDZ : (a) proportion de la vapeur des basses couches provenant de l'évaporation continentale, permettant de quantifier le recyclage continental. (b) proportion de la vapeur des basses couches provenant de l'évaporation des précipitations, permettant de quantifier l'effet humidifiant de ce processus.

Afin de mieux comprendre les processus physiques à l'origine de la réponse des nuages de couche limite au réchauffement climatique dans LMDZ et de hiérarchiser leur importance, nous employons une hiérarchie de modèles de différentes complexités (modèle couplé, modèle atmosphérique seul, modèle aquaplanète, modèle uni-colonne). L'application de cette méthodologie au modèle LMDZ (version de la physique utilisée pour CMIP3 et le dernier rapport du GIEC) nous a apporté deux résultats. Premièrement, nous pouvons approximer la rétroaction des nuages tropicaux par la diminution de l'effet d'albédo des nuages bas dans les zones de faible subsidence (Fig. 17). Deuxièmement, nous commençons à comprendre les mécanismes physiques responsables de cette diminution : en présence d'un réchauffement de la surface de l'océan, l'augmentation de la convection augmente le transport vertical de l'eau, assèche les plus basses couches de l'atmosphère et diminue les nuages. Il semble que cette augmentation de la convection soit contrôlée par l'augmentation

du refroidissement radiatif dans l'atmosphère libre - consécutif à l'augmentation de la température. En même temps nous montrons qu'une boucle de rétroaction positive entre effets radiatifs des nuages et humidité relative amplifie fortement la sensibilité des nuages aux changements d'humidité relative.

La paramétrisation sous-maille des nuages joue un rôle très important dans l'humidification des basses couches de l'atmosphère dans les simulations du climat présent. De façon plus surprenante, en changement climatique, elle contrôle également fortement l'intensité de la réponse des nuages à un changement donné d'humidité.

Nous souhaitons maintenant déterminer des diagnostics observationnels permettant de tester ce mécanisme. Pour cela, nous allons examiner si ce mécanisme s'exprime lors de variations observables du climat (e.g. saisonnières, interannuelles). Nous proposerons alors des diagnostics pouvant être appliqués à la fois au modèle et à diverses observations.

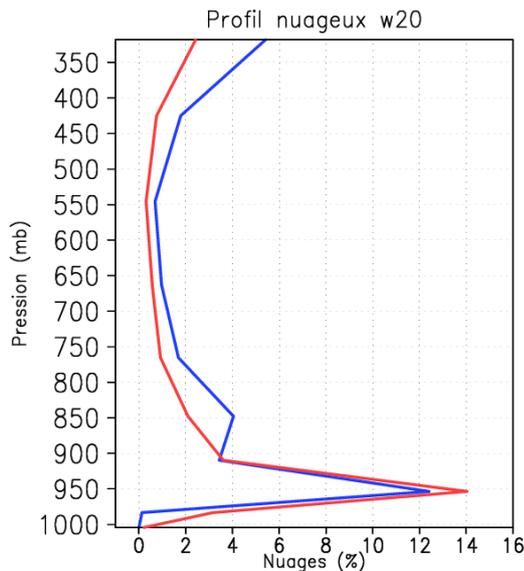


FIG. 17 – Profil moyen des nuages pour des régimes de faible subsidence ($\omega_{500}=20\text{hPa/jour}$) pour le modèle atmosphérique LMDZ4 (rouge) et aquaplanète (bleu).

Florent Brient
Florent.Brient@lmd.jussieu.fr
Sandrine Bony
Sandrine.Bony@lmd.jussieu.fr

4 Surveillance de l'environnement

Modélisation du transport de radionucléides naturels

Dans le cadre du Traité international d'Interdiction Complète des Essais nucléaires (TICE), un réseau de stations réparties sur le globe (Fig. 18) mesure quotidiennement les concentrations de différents radionucléides émis sous forme de particules. Parmi eux, figurent 3 radionucléides naturels, le ^{210}Pb et ^{212}Pb issus du radon produit dans le sol, et le ^7Be produit dans la stratosphère et dans la haute troposphère.

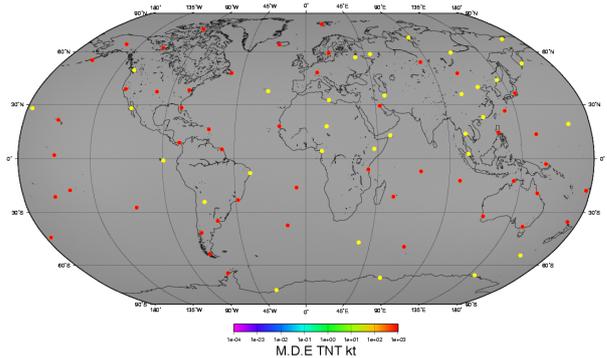


FIG. 18 – Implantation des stations radionucléides du TICE. Depuis 2010, 55 stations sont activées (en rouge) et fournissent via le centre de l'IDC (International Data Center) à Vienne, les concentrations volumiques d'une vingtaine de radioéléments choisis dans le cadre du traité, dont 3 radionucléides naturels (^{212}Pb , ^{210}Pb et ^7Be). Les radionucléides ^{210}Pb et ^{212}Pb , dont les périodes radioactives sont de 22,3 ans et de 10 heures, sont issus respectivement de la décroissance radioactive des isotopes 220 et 222 du gaz radon, produit dans le sol. Le ^7Be , dont la période radioactive est de 53 jours, est produit dans la stratosphère et dans la haute troposphère, par réactions de spallation entre les particules énergétiques du rayonnement cosmique, l'azote et l'oxygène de l'air.

Dès leur formation, ces 3 radionucléides s'adsorbent à des aérosols ambiants submicroniques, et sont alors transportés avec eux. En plus du phénomène de décroissance radioactive, les radionucléides subissent les différents phénomènes de transport et mécanismes d'élimination des aérosols. Dans cette étude, la résolution choisie dans nos simulations LMDZ est de 1.875° en longitude, 1.25° en latitude et 19 couches dans la direction verticale. La source

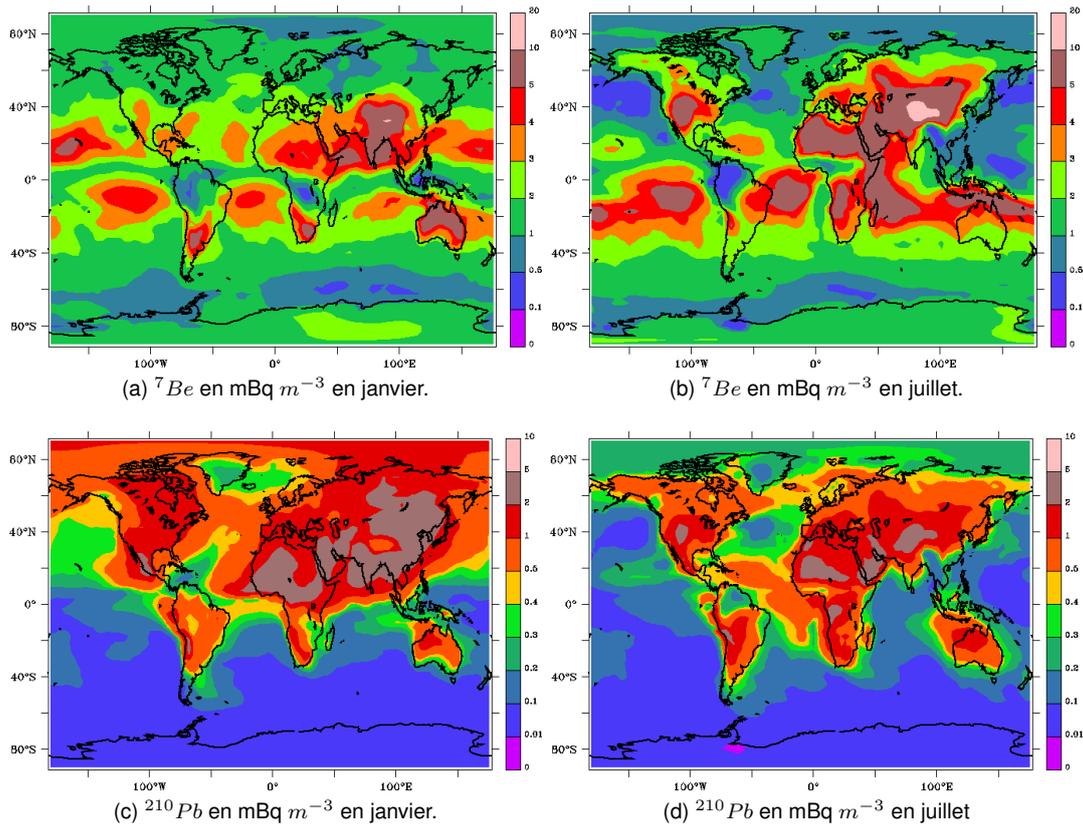
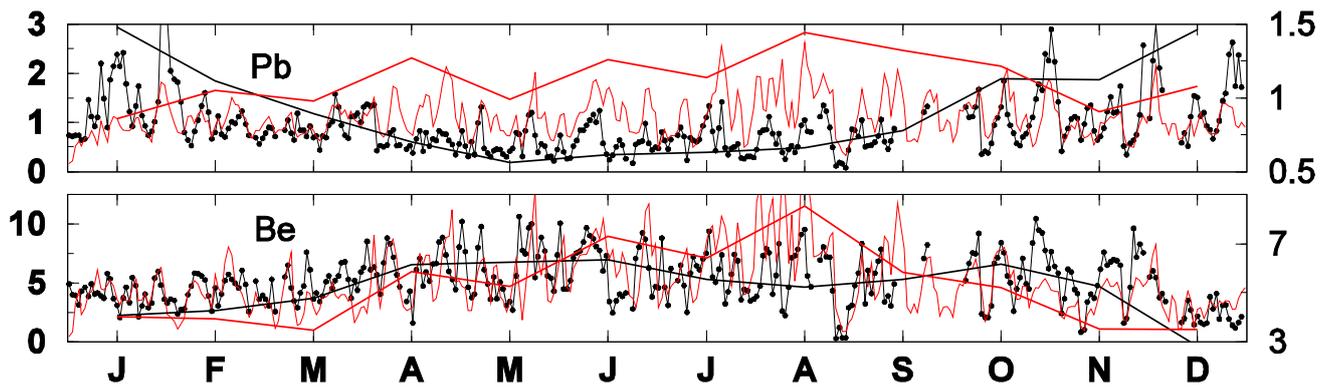


FIG. 19 – Simulation des concentrations (en mBq m^{-3}) en surface de ${}^7\text{Be}$ et ${}^{210}\text{Pb}$ moyennées sur un mois. Les plus faibles concentrations de ${}^{210}\text{Pb}$ se situent sur les océans dans l'hémisphère Sud, les plus fortes sur les continents où il est produit, en particulier dans les régions arides. En janvier, le modèle parvient à reproduire les concentrations élevées de ${}^{210}\text{Pb}$ dans les régions polaires, transporté depuis l'Asie. Le phénomène de mousson sur l'Asie du Sud-Est est également visible, conduisant en été à des concentrations beaucoup plus faibles qu'en hiver. Les plus fortes concentrations de ${}^7\text{Be}$ sont observées dans les régions sèches subtropicales de subsidence ainsi que sur les hauts plateaux, en raison de leur altitude (au Tibet, au Groenland, et en Antarctique). On voit bien le renforcement des subsidences vers 20°N dans l'hémisphère nord en janvier et vers 20°S dans l'hémisphère sud en juillet. Les plus faibles concentrations de ${}^7\text{Be}$ se situent aux latitudes moyennes soumises aux pluies stratiformes, particulièrement dans l'hémisphère Sud. Sur les 4 cartes, apparaît également la zone de convergence intertropicale (ZCIT) au niveau de l'Equateur, fortement déficitaire en ${}^7\text{Be}$ en raison du lessivage et qui se déplace vers le Nord en été. De part et d'autre de cet « équateur météorologique », les concentrations de ${}^{210}\text{Pb}$ sont plus élevées. Ainsi, comme pour les particules minérales du Sahara, les alizés transportent le nuage de ${}^{210}\text{Pb}$ issu de l'Afrique du Nord jusqu'en mer des Caraïbes en été.

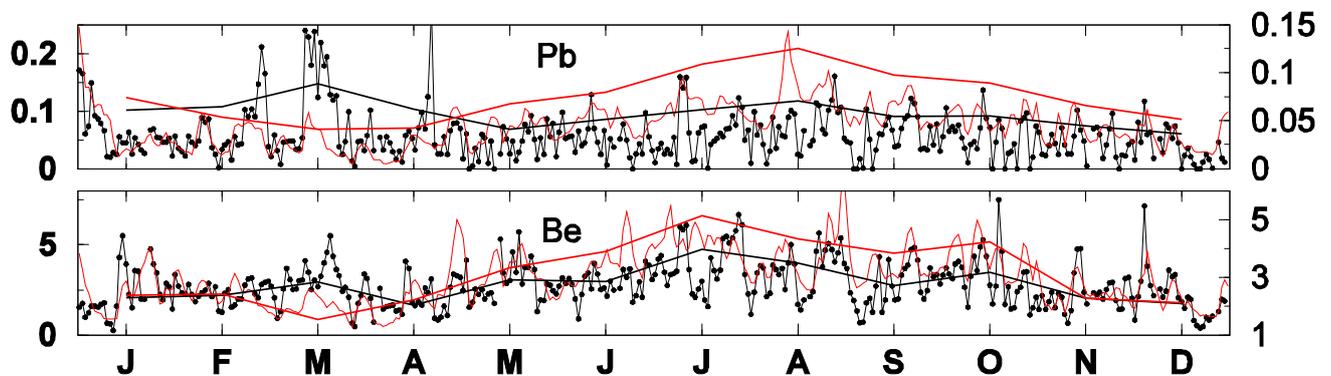
de ${}^{210}\text{Pb}$ est introduite en considérant un réservoir de sol, dans lequel le ${}^{222}\text{Rn}$ est produit à un taux fixe de 1 atome/cm²/s sur la terre. La source de ${}^7\text{Be}$ dépend de l'altitude (1/3 est injecté dans la haute troposphère et 2/3 dans la stratosphère) et de la latitude. Pour chacun des aérosols, une équation de transport est résolue qui prend en compte les termes de source, le dépôt (sec et humide), la convection modélisée par le schéma de Tiedtke et le mélange turbulent dans la couche limite. Le dépôt humide est basé sur celui décrit par Reddy et Boucher (2004). Le lessivage dans les colonnes ascendantes convectives, où 50% des aérosols sont éliminés, est très efficace mais conduit à sous-estimer globalement les concentrations de ${}^{210}\text{Pb}$. Le schéma de convection de Kerry Emanuel a été testé récemment dans une version avec 40 niveaux. Les tests numériques montrent que les concentrations des radionucléides sont fortement sensibles aux nouvelles paramétrisations phy-

siques de LMDZ ainsi qu'à la paramétrisation du lessivage de particules, paramétrisation qui fait l'objet d'une thèse CEA-LMD.

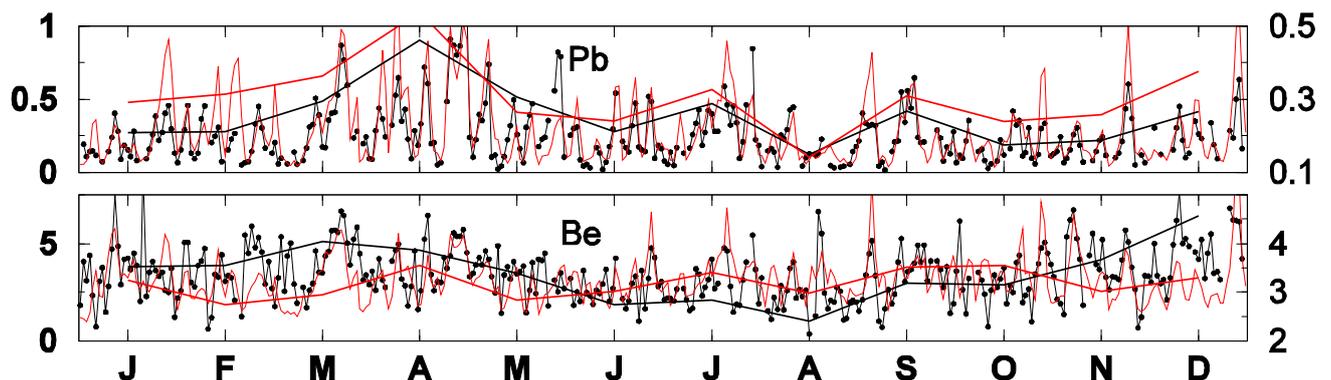
Les figures 19a à 19d présentent les concentrations calculées en surface par LMDZ du ${}^{210}\text{Pb}$ et du ${}^7\text{Be}$ moyennées sur les mois de janvier et juillet 2004. Compte tenu de leurs sources contrastées respectives, le transport de ces 2 radionucléides apporte des informations sur les échanges entre la stratosphère et la troposphère ainsi que sur les zones de précipitations. Le dépôt humide est en effet le principal mécanisme d'élimination, en éliminant environ 90 % du ${}^{210}\text{Pb}$, ainsi que 75 % du ${}^7\text{Be}$ produit dans la troposphère. Les temps moyens de résidence troposphérique du ${}^7\text{Be}$ et du ${}^{210}\text{Pb}$ sont de l'ordre de 20 et 10 jours respectivement. Pour cette même année, sont présentées également les concentrations journalières (Fig. 20) au niveau de 3 stations : la station maritime de Tahiti, la station côtière de Perth



(a) Concentrations de ^{210}Pb et ^7Be en mBq m^{-3} à Oulan-Bator. Les variations saisonnières sont particulièrement visibles pour la station d'Oulan-Bator, dont le comportement est caractéristique des stations continentales aux latitudes moyennes. Le mélange convectif en été conduit à des concentrations faibles de ^{210}Pb et à des concentrations fortes de ^7Be . En hiver, la stratification de la basse troposphère produit inversement des concentrations fortes de ^{210}Pb . Une étude de sensibilité montre que l'ajout du lessivage dans les mouvements ascendants convectifs réduit significativement les concentrations de ^{210}Pb en été, qui sont alors très proches de celles observées. Néanmoins, cette paramétrisation conduit à sous-estimer le niveau moyen annuel de ^{210}Pb et de ^7Be , ce qui confirme l'aspect local des précipitations liées à l'orographie.



(b) Concentrations de ^{210}Pb et ^7Be en mBq m^{-3} à Tahiti. A Tahiti, est observée une légère hausse des concentrations pendant l'hiver austral, liée au déplacement de la ZCIT vers le Nord ainsi qu'à une baisse des précipitations dans l'hémisphère Sud. Les cartes de concentration dans le Pacifique Sud montrent que le ^{210}Pb est arraché au continent sud-américain par l'anticyclone de l'île de Pâques, qui transporte une partie du ^{210}Pb dans le Sud du Pacifique, le reste étant lessivé par la ZCIT. Les pics de concentrations de ^{210}Pb à Tahiti se produisent par des vents de Nord, générés par le repli de l'anticyclone. En raison de la résolution, la cellule incluant l'île de Tahiti est considérée comme appartenant à l'océan et les variations diurnes de la hauteur de couche limite (autour de 1000m) sont négligées. Cette approximation explique en partie les différences observées en terme de phase.



(c) Concentrations de ^{210}Pb et ^7Be en mBq m^{-3} à Perth. A Perth, la saisonnalité des précipitations conduit à des fortes concentrations de ^{210}Pb et de ^7Be pour l'été et à des basses valeurs lors de l'hiver austral. D'une façon générale, les résultats obtenus pour les stations côtières sont nettement plus favorables. Les pics de ^{210}Pb sont associés aux changements de direction des vents, lorsque, de maritimes, les vents deviennent continentaux.

FIG. 20 – Concentrations (en mBq m^{-3}) journalières pour l'année 2004, mesurées (en noir avec points) et simulées (en rouge) de ^{210}Pb et ^7Be pour 3 sites, Oulan-Bator (a), Tahiti (b) et Perth (c). Les signaux moyennés sur un mois, sont également représentés (lignes noires pour les mesures et rouges pour les simulations) avec une échelle différente à droite en mBq m^{-3} .

(au SW de l'Australie) et la station continentale d'Oulan-Bator (Mongolie).

Le modèle reproduit approximativement la saisonnalité à Perth et Tahiti pour les 2 radionucléides et à Oulan-Bator pour le ${}^7\text{Be}$. A cette station, les concentrations calculées de ${}^{210}\text{Pb}$ sont surestimées d'un facteur 2 en été (Fig. 20a). Au cours de cette période, la comparaison des rapports calculés et mesurés ${}^7\text{Be}/{}^{210}\text{Pb}$ montre que le mélange vertical n'est pas assez développé dans le modèle. Ce biais, que l'on retrouve pour les stations en montagne, est attribué également aux précipitations orographiques locales. A l'échelle de la journée, les périodes des signaux temporels varient pour les 3 stations entre 5 et 10 jours. Les variations journalières sont reproduites par le modèle de façon satisfaisante à Perth, dans une moindre mesure à Oulan-Bator et médiocrement à Tahiti. Malgré l'origine différente du ${}^{210}\text{Pb}$ et du ${}^7\text{Be}$, on observe une corrélation dans les mesures comme dans les calculs entre les signaux journaliers des 2 radionucléides : la plupart des pics de ${}^7\text{Be}$ et ${}^{210}\text{Pb}$ se produisent simultanément. Cette corrélation, confirmée par l'analyse des mesures de ${}^{212}\text{Pb}$, s'observe pour la plupart des stations et s'explique par l'importance de phénomènes locaux.

Afin d'analyser ces phénomènes, des simulations par le modèle méso-échelle WRF ont été réalisées au niveau de quelques stations, permettant ainsi de reproduire les vents enregistrés par les mâts météorologiques de ces stations. On envisage désormais d'évaluer l'effet des phénomènes atmosphériques locaux sur les concentrations, en transportant par le modèle eulérien WRF-CHEM, le ${}^{210}\text{Pb}$ et le ${}^7\text{Be}$, ainsi que le ${}^{212}\text{Pb}$ dont l'origine est locale en raison de sa période relativement courte (10 heures). La mesure de ce dernier par les stations radionucléides, auxquelles des capteurs de CO_2 pourraient être associés, pourrait être un discriminant dans le cadre des mesures de gaz à effet de serre.

Philippe Heinrich
Philippe.Heinrich@cea.fr

5 Planètes

Le cousin méso-échelle de LMDZ Mars I. Principe

Les missions vers Mars, qu'elles soient orbitales ou in-situ, ont révélé que l'atmosphère de la planète rouge est traversée d'intenses événements météorologiques à toutes les échelles. Au Laboratoire de Météorologie Dynamique, comme dans d'autres équipes à travers le monde, les activités de modélisation ont porté jusqu'à présent sur les phénomènes synoptiques. La construction d'un modèle de circulation générale martien basé sur LMDZ a ainsi permis de préciser le fonctionnement des cycles :

- du CO_2 , composant atmosphérique principal, qui condense sur les calottes polaires saisonnières [10] ;
- de la poussière, aérosol en suspension et agent principal de variabilité climatique par de larges tempêtes [7] ;
- de l'eau, transportée d'une calotte à l'autre au cours des saisons et formant des nuages de glace [17] ;
- des espèces photochimiques, comme le méthane, dont les observations font débat [13].

L'existence de phénomènes marqués de moyenne échelle (« méso-échelle ») dans l'atmosphère de Mars est connue depuis les premières missions d'exploration dans les années 70. Par exemple, les images Mariner 9 montrent quantité de manifestations liées à la propagation d'ondes de gravité. La moisson d'observations s'est considérablement enrichie depuis, décrivant une atmosphère originale et active à méso-échelle : fronts secs, soulèvements de poussière régionaux, vents catabatiques et anabatiques (descendant ou remontant les pentes), ondes orographiques de sillage, nuages topographiques, rues de nuages, tourbillons convectifs chargés de poussière appelés « dust devils ». Grâce au spectromètre OMEGA à bord de l'orbiteur Mars Express, il a d'ailleurs été possible d'évaluer la signature sur le champ de pression de certains de ces événements tels fronts et ondes de gravité [25].

Analyser les mécanismes de l'activité méso-échelle sur Mars permet de profiter pleinement de ce nouveau « laboratoire » naturel planétaire rendu accessible par les récentes missions. Non seulement l'environnement des prochaines explorations (robotiques pour le

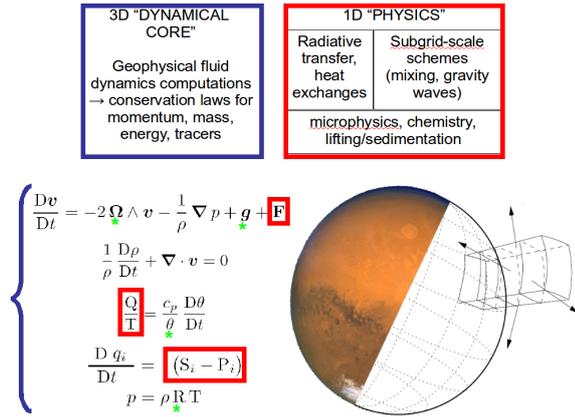


FIG. 21 – Dans un modèle météorologique comme LMDZ, les intégrations des équations d'évolution du fluide atmosphérique autour de la sphère planétaire sont réalisées par le coeur dynamique (*accolade bleue*) et les forçages exercés sur ce fluide (transfert radiatif, échanges de chaleur latente, échanges surface/atmosphère, phénomènes dynamiques sous-maille, sources et puits de traceurs) sont calculées par des paramétrisations physiques (*encadrés rouges*). Les constantes planétaires sont indiquées par des étoiles vertes.

moment, humaines un jour?) est mieux connu, mais les processus atmosphériques ayant façonné Mars au cours des âges sont étudiés plus en détail et des parallèles dynamiques intéressants peuvent être dressés avec la Terre. Restait alors à créer un nouvel outil de modélisation au laboratoire pour répondre à ces problématiques, car LMDZ version martienne ne possède ni la résolution ni la formulation nécessaires pour l'étude des phénomènes méso-échelle. Par exemple, les mouvements verticaux de fine échelle peuvent s'avérer suffisamment puissants pour remettre en question l'hypothèse hydrostatique, où pression et masse atmosphérique sont directement liées.

Un modèle météorologique comme LMDZ fonctionne en couplant deux « entités » : coeur dynamique et paramétrisations physiques (Fig. 21). A condition de modifier les constantes caractéristiques de la planète, tout coeur dynamique développé pour la Terre est virtuellement adaptable à toute planète. Les paramétrisations physiques sont plus spécifiques à l'environnement considéré, puisque notamment très dépendantes de la composition atmosphérique. Pour le nouveau modèle méso-échelle martien, il s'agissait donc de capitaliser sur le projet LMDZ Mars et la conception de paramétrisations de l'environnement martien les plus réalistes possibles, tout en se dotant d'un coeur dynamique plus adapté aux fines échelles, tirant profit des derniers progrès des modèles terrestres en la matière.

Il a donc été entrepris de coupler le modèle terrestre non-hydrostatique compressible parallélisé Weather Research Forecast (WRF), adapté au cas martien, avec les paramétrisations martiennes

développées pour LMDZ version martienne [24]. La stratégie adoptée assure une descente d'échelle cohérente (Fig. 22). Tout se passe comme pour un appareil photo : LMDZ Mars est formé 1. d'un boîtier (~ les paramétrisations physiques) fait d'une fine électronique adaptée à l'étude de l'environnement martien et 2. d'un objectif (~ le coeur dynamique) permettant de réaliser des photos de paysage, mais inadapté, malgré la présence d'un zoom, à la résolution de détails de haute précision. Il aurait été dommage de changer entièrement d'appareil photo! A la place, le boîtier de LMDZ Mars et son « électronique » adaptée à l'environnement martien ont été conservés et l'objectif simplement remplacé par un téléobjectif. Voilà comment est né le modèle méso-échelle martien, « cousin » de LMDZ Mars.

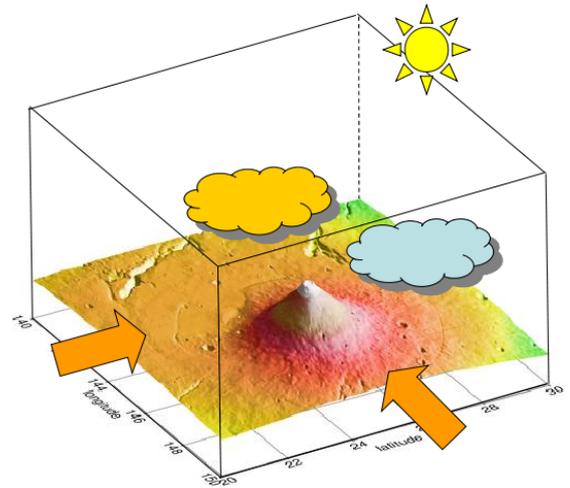


FIG. 22 – Il a été entrepris de coupler le modèle terrestre non-hydrostatique compressible parallélisé Weather Research Forecast (WRF), adapté au cas martien, avec les paramétrisations martiennes développées pour LMDZ version martienne. Malgré quelques adaptations spécifiques au monde méso-échelle (notamment la prise en compte des effets d'insolation sur les pentes dans une atmosphère poussiéreuse [23], ou l'abandon de paramétrisations des ondes de gravité qui peuvent être résolues), le nouveau modèle méso-échelle martien partage exactement les paramétrisations physiques de LMDZ Mars. Il s'agit d'un point important, car le modèle de circulation globale est utilisé pour fournir les conditions aux bornes du domaine aire limitée méso-échelle, placé sur une région de Mars intéressante à étudier à fine échelle. En comparaison, les deux modèles martiens américains existant (du Southwest Research Institute et de Oregon State University) adoptent une stratégie moins optimale.

Dans une deuxième partie, les applications de ce nouveau modèle méso-échelle martien seront discutées. En guise d'avant-goût, la figure 23 illustre comment la modélisation méso-échelle permet d'expliquer la formation de nuages topographiques de glace d'eau en été au sommet des grands volcans martiens.

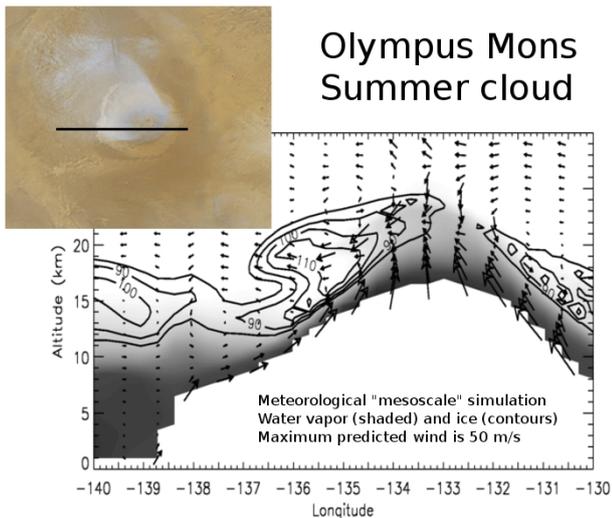


FIG. 23 — Le modèle méso-échelle martien permet de rendre compte des mécanismes dynamiques responsables de la formation de nuages topographiques de glace d'eau en été au sommet des grands volcans martiens (*cartouche en haut à gauche* : image Mars Orbiter Camera prise en 2002 au-dessus du volcan Olympus Mons). Il s'avère être un outil très utile pour replacer les résultats d'imagerie dans un contexte tridimensionnel où les vents anabatiques le jour transportent la vapeur d'eau au sommet des volcans pour former les nuages observés (*figure principale* : coupe altitude-longitude à travers le volcan Olympus pour une simulation de résolution 20 km, montrant les vecteurs vent et le rapport de mélange en eau sous forme de glace, figurée sur l'image par les contours, et de vapeur, figurée par la partie ombrée). L'altitude prédite des nuages est conforme aux estimations depuis l'orbite.

Aymeric Spiga
Aymeric.Spiga@lmd.jussieu.fr

Références

- [1] K. Abdella and N. McFarlane. A new second-order turbulence closure scheme for the planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 54 :1850–1867, 1997.
- [2] K. W. Ayotte, P. P. Sullivan, A. André, S. C. Doney, A. A. Holtslag, W. G. Large, J. C. McWilliams, C.-N. Moeng, M. J. Otte, J. J. Tribbia, and J. C. Wyngaard. An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations. *Boundary-layer Meteorol.*, 79 :131–175, 1996.
- [3] S. Bony and K. A. Emanuel. A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection; evaluation using TOGA COARE data. *J. Atmos. Sci.*, 58 :3158–3183, 2001.
- [4] F. Couvreux, F. Hourdin, and C. Rio. Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part I : A Parametrization-Oriented Conditional Sampling in Large-Eddy Simulations. *Boundary-Layer Meteorology*, 134 :441–458, March 2010.
- [5] J. W. Deardorff. Theoretical expression for the countergradient vertical heat flux. *J. Geophys. Res.*, 77 :5900–5904, 1972.
- [6] J.-L. Dufresne, D. Salas y Mélia, S. Denvil, S. Tyteca, O. Arzel, S. Bony, P. Braconnot, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, L. Fairhead, T. Fichefet, M.-A. Foujols, P. Friedlingstein, J.-F. Guérémy, F. Hourdin, A. Idelkadi, C. Levy, G. Madec, P. Marquet, O. Marti, I. Musat, S. Planton, and J.-F. Royer. Simulation de l'évolution récente et future du climat par les modèles du CNRM et de l'IPSL. *La météorologie*, 55 :45–59, November 2006.
- [7] F. Forget, F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, and J.-P. Huot. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *J. Geophys. Res.*, 104 :24,155–24,176, 1999.
- [8] A. A. M. Holtslag and B. A. Boville. Local versus non-local boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, 6 :1825–1842, 1993.
- [9] F. Hourdin, F. Couvreux, and L. Menut. Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J. Atmos. Sci.*, 59 :1105–1123, 2002.
- [10] F. Hourdin, Phu Le Van, F. Forget, and O. Talagrand. Meteorological variability and the annual surface pressure cycle on Mars. *J. Atmos. Sci.*, 50 :3625–3640, 1993.
- [11] F. Hourdin, I. Musat, F. Guichard, P. M. Ruti, F. Favot, M.-A. Filiberti*, M. Pham, J.-Y. Grandpeix, J. Polcher, P. Marquet, A. Boone, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, A. Dell'Aquila, T. L. Doval, A. K.

- Traore, and H. Gallée. AMMA-Model Intercomparison Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91 :95–+, 2010.
- [12] K. Laval, R. Sadourny, and Y. Serafini. Land surface processes in a simplified general circulation model. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 17 :129–150, 1981.
- [13] F. Lefèvre and F. Forget. Observed variations of methane on Mars unexplained by known atmospheric chemistry and physics. *Nature*, 460 :720–723, 2009.
- [14] F. Lott, L. Fairhead, F. Hourdin, and P. Levan. The stratospheric version of LMDz : dynamical climatologies, arctic oscillation, and impact on the surface climate. *Clim. Dyn.*, 25 :851–868, 2005.
- [15] O. Marti, P. Braconnot, J.-L. Dufresne, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, F. Codron, N. de Noblet, S. Denvil, L. Fairhead, T. Fichefet, M.-A. Foujols, P. Friedlingstein, H. Goosse, J.-Y. Grandpeix, E. Guilyardi, F. Hourdin, A. Idelkadi, M. Kageyama, G. Krinner, C. Lévy, G. Madec, J. Mignot, I. Musat, D. Swingedouw, and C. Talandier. Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Climate Dynamics*, 34 :1–26, January 2010.
- [16] G. A. Meehl, C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell, and R. J. Stouffer. The WCRP CMIP3 multi-model dataset : A new era in climate change research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88(9) :1383–1394, September 2007.
- [17] F. Montmessin, F. Forget, P. Rannou, M. Cabane, and R. M. Haberle. Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109 :10004–+, October 2004.
- [18] Jonathan. E. Pleim and Julius. S. Chang. A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. *Atmosph. Environ.*, 26A :965–981, 1992.
- [19] C. Rio and F. Hourdin. A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 65 :407–425, 2008.
- [20] C. Rio, F. Hourdin, and A. Chédin. Numerical simulation of tropospheric injection of biomass burning products by pyro-thermal plumes. *Atmosph. Chem. Phys.*, 10 :3463–3478, April 2010.
- [21] C. Rio, F. Hourdin, F. Couvreur, and A. Jam. Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part II : Continuous Formulations of Mixing Rates for Mass-Flux Schemes. *Boundary-layer Meteorol.*, 135 :469–483, June 2010.
- [22] C. Rio, F. Hourdin, J.-Y. Grandpeix, and J.-P. Lafore. Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys. Res. Lett.*, 36 :7809–+, April 2009.
- [23] A. Spiga and F. Forget. Fast and accurate estimation of solar irradiance on Martian slopes. *Geophysical Research Letters*, 35(L15201), 2008.
- [24] A. Spiga and F. Forget. A new model to simulate the Martian mesoscale and microscale atmospheric circulation : Validation and first results. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114(E13) :2009–+, 2009.
- [25] A. Spiga, F. Forget, B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet. Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer : 2. Meteorological maps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112(E11) :8–+, 2007.
- [26] Roland B. Stull. Transient turbulence theory. Part I : The concept of eddy-mixing across finite distances. *J. Atmos. Sci.*, 41 :3351–3367, 1984.
- [27] I. Troen and L. Mahrt. A simple model of the atmospheric boundary layer : Sensitivity to surface evaporation. *Boundary-layer Meteorol.*, 37 :129–148, 1986.
- [28] T. Yamada. Simulations of nocturnal drainage flows by a q^2l turbulence closure model. *J. Atmos. Sci.*, 40 :91–106, 1983.

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 : 01.44.27.50.15 fax : 01.44.27.62.72
Site Internet : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/archives/lmdz-infos>
Rédacteur en chef : Frédéric Hourdin
Adjoint : Jean Louis Dufresne
Réalisation : Véronique Fabart

Equipe rédactionnelle :

Développement et évaluation du modèle

Evolution du modèle et aspects informatiques : L. 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

