

Rapport d'activité DARI 2014 – projet 0292

Modélisation du climat : cycle de l'eau et variabilité climatique

Rapport d'activité

Camille Risi

crlmd@lmd.jussieu.fr, 01 44 27 52 62

L.M.D. - Octobre 2013

De janvier à octobre 2013, nous avons consommé 168 000h CPU sur la IBM SP6 (Ada), soit 24% des ressources allouées jusqu'en décembre. Ce faible pourcentage d'utilisation est expliqué par deux facteurs :

1. **La difficulté de l'adaptation à la nouvelle machine Ada a conduit à un retard à la consommation que chacun essaye à présent de combler.** De nombreuses difficultés techniques sont survenues alors qu'elles n'avaient pas été décelées lors des tests de portage initiaux. Ces problèmes n'ont été complètement résolus qu'en début d'été 2013. De plus, la résolution de ces difficultés n'a été qu'un point de départ pour d'autres travaux de portages, dans le cas de versions de LMDZ n'appartenant pas encore au tronc principal. C'est par exemple le cas de la version isotopique de LMDZ, qui n'a commencé à être opérationnelle sur Ada qu'en septembre 2013.
2. **L'angoisse du passage à Ada a conduit certains d'entre nous à anticiper en effectuant en 2012 sur Vargas une partie des simulations prévues sur Ada en 2014.** Ainsi, de nombreuses heures demandées ont déjà été consommées sur Vargas, et ne seront donc pas consommées sur Ada. C'est le cas en particulier pour des simulations couplées à ORCHIDEE et pour des simulations isotopiques.

En 2013, comme lors des années précédentes, l'essentiel des activités a été consacré à l'évaluation et au développement du modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ (Laboratoire de Mé-téorologie Dynamique Zoom) et du modèle de surface continental ORCHIDEE (ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms), ainsi que de leur utilisation pour mieux comprendre des processus climatiques. Le tableau 1 résume notre consommation par groupe de travail.

Table des matières

1 Evolution et validation de la version de référence du modèle LMDZ	4
1.1 Amélioration du modèle	4
1.1.1 Développement des versions successives de LMDZ	4
1.1.2 Mise en place de nouvelles résolutions	5
1.1.3 Mise en place et test de nouvelles configurations dans des conditions idéalisées	5
1.2 Evaluation des processus nuageux dans les modèles de climat	6
1.3 Utilisation de LMDZ en configuration RCE pour l'étude du changement climatique .	7

2	Etude des processus atmosphériques et de leur représentation dans les modèles de climat	9
2.1	Convection, Montagnes, Ondes de gravité et stratosphère	9
2.1.1	Montagnes	9
2.1.2	Stratosphère	9
2.1.3	Convection	11
2.2	Microphysique des nuages de glace et des traînées de condensation des avions	11
2.3	Simulations historiques et futures avec et sans aérosols anthropiques	13
3	Impact des ondes longues planétaires et des anomalies interannuelles de vents sur la variabilité des températures en Atlantique tropical.	14
4	Evolution, validation et utilisations du modèle ORCHIDEE	15
4.1	Suivi des versions et performances d'ORCHIDEE	15
4.2	Couplage LMDZ-ORCHIDEE : interactions surface atmosphère	16
4.3	Evolution des débits sur le bassin amazonien en changement climatique	18
4.4	Sensibilité de l'évaporation potentielle au changement climatique	20
5	Isotopes de l'eau	22
5.1	Evaluation du recyclage continental	22
5.2	Applications paléo-climatiques	22
5.3	Collaborations autour d'études isotopiques régionales	22
5.4	Evaluation des processus convectifs et nuageux	24

Machine →	Ada			Curie noeuds fins			Curie noeuds larges		
thème ↓	allocation	consom- mation	%	allocation	consom- mation	%	allocation	consom- mation	%
Evolution et validation du modèle LMDZ	214	89	41	104	7	7	37	1.4	4
Etude de processus atmosphériques et de leur représentation dans les modèles de climat	83	14	17	-	22	-	-	1	-
Etude des interactions océan-atmosphère lors des événements ENSO	1.2	0.1	8	-	-	-	-	-	-
Evolution, validation et utilisation du modèle de surface continentale ORCHIDEE	304	58	19	-	-	-	-	-	-
Isotopes de l'eau	98	6	6	8	0	0	3	0	0
Total	700	168	24	112	29	25	40	2.4	6

TAB. 1 – Tableau résumant le nombre d’heures allouées et consommées en 2013 sur l’IDRIS et sur Curie. Tout est en kilo-heures CPU. Le nombre d’heures allouées par thème est calculé de manière à conserver les proportions entre les heures demandées et les heures allouées.

1 Evolution et validation de la version de référence du modèle LMDZ

1.1 Amélioration du modèle

Sandrine Bony, Jean-Louis Dufresne, Laurent Fairhead, Marie-Alice Foujols, Jean-Yves Grandpeix, Frédéric Hourdin, Abderrahmane Idelkadi, Ionela Musat, Jan Polcher, Catherine Rio, Olivier Boucher

Consommation : 28 000 heures CPU Ada.

7 000 heures CPU Curie noeuds fins, 1 400 heures CPU sur Curie noeuds larges

1.1.1 Développement des versions successives de LMDZ

Au début de l'année 2013 de nouvelles simulations de référence ont été réalisées avec les versions standard du modèle (LMDZ5A et LMDZ5B) suite au passage de Vargas à Ada. Au cours de l'année, des simulations de contrôle de 10 ans ont régulièrement été réalisées afin de tester et d'évaluer chaque version successive dite "testing" du modèle, correspondant à la version distribuée mise à jour. Les développements marquant de l'année 2013 inclus dans le modèle LMDZ concernent notamment l'amélioration des méthodes numériques utilisées dans les routines de diffusion verticale du modèle, qui ont mené à une stabilisation importante des champs simulés dans la couche limite et permettant d'éviter des plantages observés au démarrage avec la version LMDZ5B. Un effort important a également été porté sur l'amélioration de la conservation de l'énergie dans les différentes routines du modèle.

Le développement le plus susceptible d'impacter fortement le climat simulé concerne le nouveau critère de déclenchement du schéma de convection profonde, basé sur une approche stochastique. Ce nouveau déclenchement repose sur le calcul de la probabilité qu'un thermique de couche limite dépasse une certaine taille. Cette probabilité est calculée à partir des caractéristiques des thermiques simulés par le schéma dit du thermique et d'un certain nombre de paramètres fixés à partir d'une simulation LES (Large Eddy Simulations) de couche limite convective nuageuse. Cette probabilité est comparée à un tirage aléatoire entre 0 et 1 afin de décider ou non du déclenchement. Sur le cas 1D sur lequel les développements ont été initialement testés, ce nouveau déclenchement permet de retarder l'activation du schéma de convection profonde dans la journée, permettant une phase plus longue de petits cumulus non précipitant. Des simulations globales forcées de 10 ans ont été réalisées afin de tester ce nouveau déclenchement.

Comme tout nouveau développement important, cela nécessite aussi de ré-équilibrer le modèle en jouant sur un certain nombre de paramètres ajustables, notamment nuageux. Cette étape nécessite une phase de tâtonnement afin d'identifier les paramètres permettant de ré-équilibrer les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère après introduction des nouveaux développements. Dans le cas présent, les paramètres contrôlant le contenu en eau maximal des nuages ainsi que la constante d'équilibre entre convection et grande-échelle ont été ré-ajustés. Les résultats des simulations 3D confirment une augmentation de la couverture nuageuse basse moyenne associée à une activation plus tardive du schéma de convection profonde. Elle permettent également de valider un résultat attendu de l'approche stochastique : une variabilité jour à jour accrue de la pluie, qui faisait jusque là cruellement défaut au modèle. De plus, le nouveau critère permet également de déclencher moins souvent la convection profonde, notamment dans les situations où des cumulus se développent de façon conséquente mais sans donner lieu à de la convection profonde. Ainsi, la convection ne se déclenche plus dans les régions d'alizés tout comme aux moyennes latitudes, ce qui est illustré par

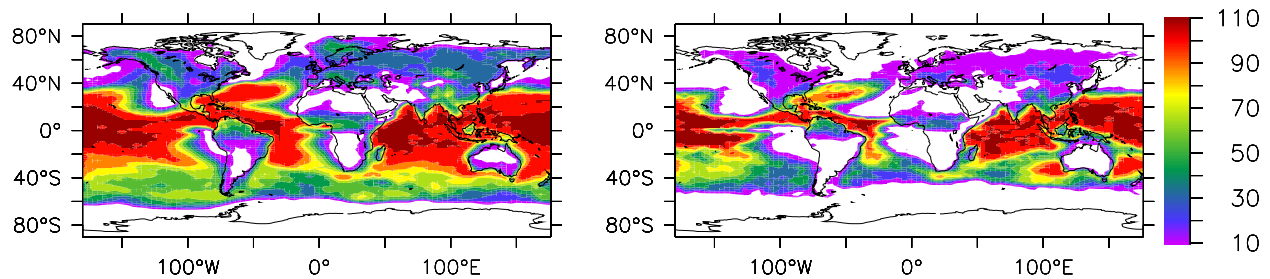


FIG. 1 – Fréquence d’occurrence temporelle (en %) des poches froides créées sous les systèmes convectifs par l’évaporation des précipitations, en juillet : pour la version dite "nouvelle physique" LMDZ5B avec déclenchement déterministe à gauche, et déclenchement stochastique à droite. Le déclenchement stochastique permet une activation moins fréquente de la convection profonde dans le modèle.

la fréquence d’occurrence des poches froides créées sous les systèmes précipitants sur la fig 1.

Les nouveaux développements sont d’abord testés et ajustés sur des cas d’étude 1D afin de préparer le passage aux simulations 3D. Un certain nombre de développements ont ainsi été effectués au cours de l’année 2013, qui sont maintenant prêts à être testés en 3D. Il s’agit essentiellement de la représentation de la thermodynamique de la glace dans le schéma de convection et les précipitations de grande-échelle, ainsi que le partitionnement de la turbulence de couche limite entre l’intérieur et l’extérieur des poches froides créées sous les systèmes convectifs.

1.1.2 Mise en place de nouvelles résolutions

Les tests de développements sont effectués sur une grille horizontale d’une résolution de 96x95x39. Pour les versions de référence, des simulations à plus haute résolution sont réalisées. Des simulations avec la version LMDZ5A ont ainsi été réalisées à des résolutions de 144x142x39 et 192x192x39. Les mêmes simulations sont en cours de réalisation avec la version LMDZ5B.

1.1.3 Mise en place et test de nouvelles configurations dans des conditions idéalisées

En 2013, du travail a été entrepris pour le couplage des composantes dynamiques et physiques de différents modèles. Il s’agit d’une part du couplage de la physique du modèle régional MAR du LGGE avec la dynamique du modèle LMDZ, dans le cadre d’une intégration à terme du modèle MAR dans son ensemble dans l’infrastructure du modèle LMDZ. Il s’agit ensuite du couplage de la physique du modèle LMDZ avec la dynamique du modèle américain WRF, conduit dans le cadre de l’ANR remember par Lluis Fita (post-doc). Enfin, il s’agit du couplage de la physique de LMDZ avec le nouveau noyau dynamique sur grille icosaédrique. Ces couplages devraient être tous finalisés fin 2013. Nous comptons inter-comparer ces différentes versions dans des configurations idéalisées, de type aqua-planète (forcées par des températures océaniques globales ne dépendant que de la latitude) ou terra-planète (utilisant un code de conduction thermique sous la surface pour calculer la température). Ces inter-comparaisons permettront une comparaison très fine des différentes configurations, tout en s’affranchissant des problèmes spécifiques (bugs, conditions aux limites réalistes) qu’on rencontrera nécessairement dans la mise en place de configuration réalistes (qui elle se poursuivra en 2014 mais avec une consommation modérée ou sur des machines locales). Nous avons commencé en 2013 à mettre en place, tester et exploiter ces configurations terra-planètes avec le modèle LMDZ. Deux centaines d’années de simulation ont ainsi été réalisées en 2013 pour la mise au point de cette configuration terra-planète. Le mode terra-planète permet d’effectuer à moindre

coût des simulations de changement climatique si on utilise une inertie thermique relativement faible pour le modèle de surface. On peut ainsi atteindre un état d'équilibre en quelques années. Cette configuration terra planète sera donc utilisée par la suite également avec le modèle du LMD (dynamique et physique) pour regarder l'impact de différents développements de la physique sur les grands équilibres climatiques mais aussi sur la sensibilité du modèle atmosphérique (par exemple à une augmentation de la concentration des gaz à effet de serre).

1.2 Evaluation des processus nuageux dans les modèles de climat

Sandrine Bony, Solange Fermepin (thèse)

Consommation : 6762 h CPU sur Ada

La réponse du système climatique aux effets radiatifs des nuages bas a été étudiée. Pour cela, nous avons réalisé des simulations forcées (AMIP) de 30 ans dans lesquelles les effets radiatifs des nuages bas ont été désactivés. Plusieurs configurations ont été utilisées afin de mieux comprendre les mécanismes responsables de la réponse climatique :

- désactivation des effets radiatifs des nuages bas (à la fois dans le visible et dans l'infrarouge).
- désactivation uniquement des effets infrarouges des nuages bas
- désactivation des effets radiatifs des nuages uniquement sur océan.

Ces simulations ont montré que la réponse du climat tropical aux effets radiatifs des nuages bas est dominé par des effets infrarouges (figure 2).

Afin d'étudier les échelles des temps impliquées, nous avons utilisé l'approche Transpose AMIP, qui consiste à utiliser un GCM Climatique en mode Prévision du Temps. Cela permet d'étudier les réponses rapides des modèles, tout en consommant peu de temps de calcul. Nous avons fait des simulations de 10 jours en initialisant le modèle à chaque jour du mois d'avril 2009. Nous avons perturbé de manière systématique différents paramètres du modèle. Cela nous a permis de montrer une forte corrélation entre des effets radiatifs des nuages bas et les flux de surface (figure 2).

Ces résultats seront publiés dans un article en cours d'écriture qui devrait être soumis courant octobre (Fermepin and Bony).

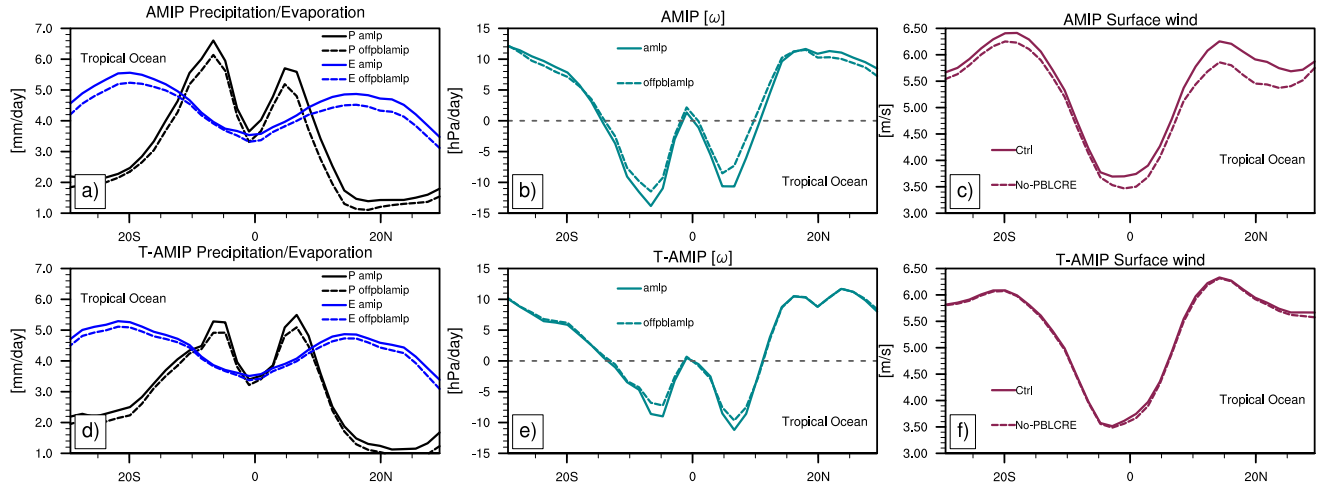


FIG. 2 – Réponse du climat tropical aux effets radiatifs des nuages bas : précipitation et évaporation (a,d), en mm/jour ; circulation de grande échelle, en hPa/jour (b,e) et vents de surface, en m/jour (c,f). Au-dessus : réponse climatique. Dessous : réponse rapide (i.e., simulations de 10 jours). Les courbes continues correspondent aux simulations de contrôle alors que les courbes pointillées correspondent aux simulations sans effets radiatifs des nuages bas.

1.3 Utilisation de LMDZ en configuration RCE pour l'étude du changement climatique

Sandrine Bony, Aiko Voigt, David Coppin et Dagmar Popke
Consommation : 54 000h CPU sur Ada

Dans le but d'améliorer notre compréhension du changement climatique nous avons mis en place une configuration de LMDZ de type RCE (équilibre radiatif-convectif) : dans cette configuration, on suppose l'absence de rotation de la Terre et on impose une insolation uniforme sur l'ensemble de la planète. Popke et al. (2013) ont montré que les distributions statistique (par exemple l'his-

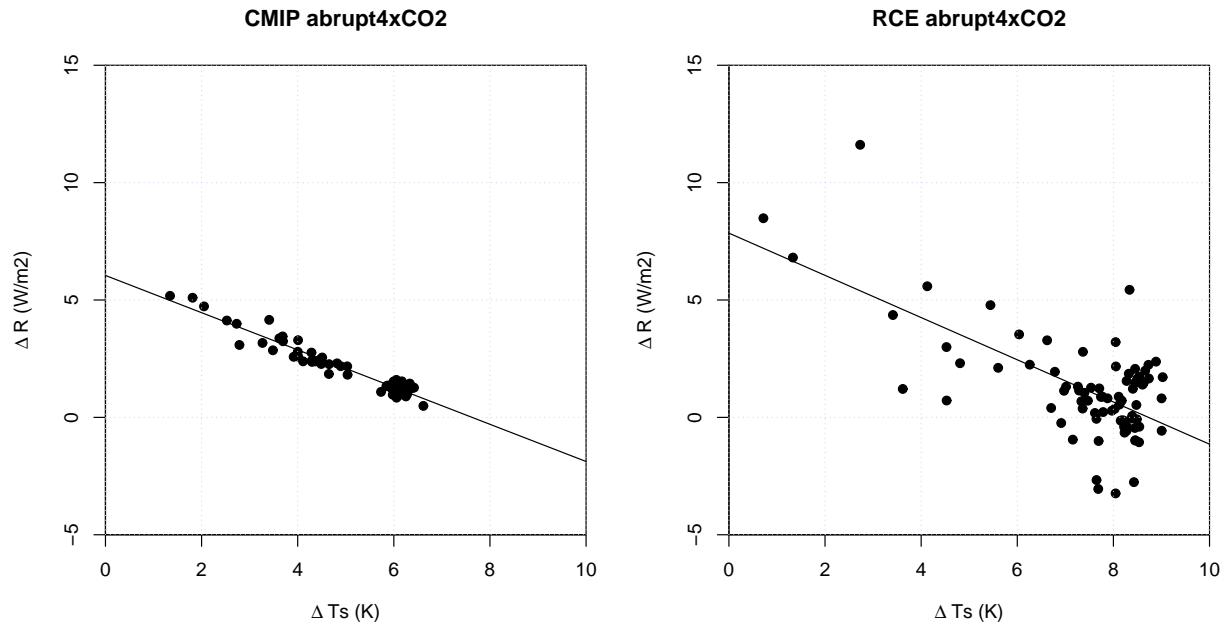


FIG. 3 – Evolution du déséquilibre radiatif au sommet de l’atmosphère après un quadruplement instantané de la concentration en CO_2 dans l’atmosphère pour la configuration réaliste (à gauche) et la configuration RCE (à droite) de LMDZ5A. Dans les deux configurations, le modèle simule un réchauffement d’environ 8 degrés, et des valeurs comparables du paramètre de rétroaction et du forçage radiatif.

togramme des vitesses verticales de grande échelle) ainsi obtenues étaient très comparable à celles constatées dans des simulations plus réalistes. De plus, de nombreux aspects du changement climatique, particulièrement ceux connectés aux régions tropicales, s’avèrent bien reproduits dans la configuration RCE.

Les premières simulations test réalisées avec « l’ancienne physique » de LMDZ et des concentrations en CO_2 pré-industrielles ou quadruplées donnent des résultats prometteurs : la configuration RCE est cohérente avec la configuration réaliste de LMDZ en terme de rétroactions radiatives et de sensibilité climatique (voir par exemple la fig. 1 qui compare l’évolution du déséquilibre radiatif au sommet de l’atmosphère en fonction du réchauffement global après un quadruplement de la concentration en CO_2 pour la configuration réaliste -à gauche- et la configuration RCE -à droite). Dans une phase ultérieure le model sera couplé à une couche de mélange océanique de façon à fermer le bilan énergétique, et sera utilisé en basse résolution (i.e. d96x95l39).

2 Etude des processus atmosphériques et de leur représentation dans les modèles de climat

2.1 Convection, Montagnes, Ondes de gravité et stratosphère

F. Lott, JP Duvel, L. Guez, A. Camara Illescas, S. Mailler, M. Remaud, C. Rio et JY Grandpeix

Consommation : 9 000 heures CPU sur Ada

L'équipe "Dynamique et Physique de l'Atmosphère et de l'Océan" (DPAO), implantée à l'Ecole Normale Supérieure et à l'école Polytechnique, participe à l'amélioration des paramétrisations physiques du modèle LMDz et utilise ce modèle pour identifier les processus dynamiques fondamentaux qui contribuent à la variabilité du climat aux grandes échelles d'espace et de temps.

Parmi ces processus, nous étudions en particulier l'influence des montagnes sur le climat, l'influence de la stratosphère sur le climat, ainsi que l'influence de la représentation de la convection profonde sur la variabilité du climat tropicale, en particulier la MJO.

2.1.1 Montagnes

Nous avons obtenu et publié des résultats intéressants sur le couple équatorial exercé par les montagnes sur l'atmosphère dans le modèle LMDz. Nous avons aussi développé une méthode pour optimiser les variables non dimensionnels intervenant dans le schéma de représentations des montagnes d'échelle sous maille (Tandour et al. 2013). La méthode utilisée s'inspire des techniques par filtrage de Kalman d'ensemble, directement inspirées des récents progrès en assimilation de données.

2.1.2 Stratosphère

Nous avons maintenant vérifié que la paramétrisation stochastique des ondes de gravité due à la convection, et qui produit une oscillation quasi- biennale, ne détériore pas le modèle dans les moyennes latitudes (Lott and Guez, 2013). Nous avons aussi étudié systématiquement comment le modèle simule explicitement les ondes équatoriales, et leur sensibilité au schéma de convection (Maury and Lott 2013, Lott et al. 2013, Fig. 4).

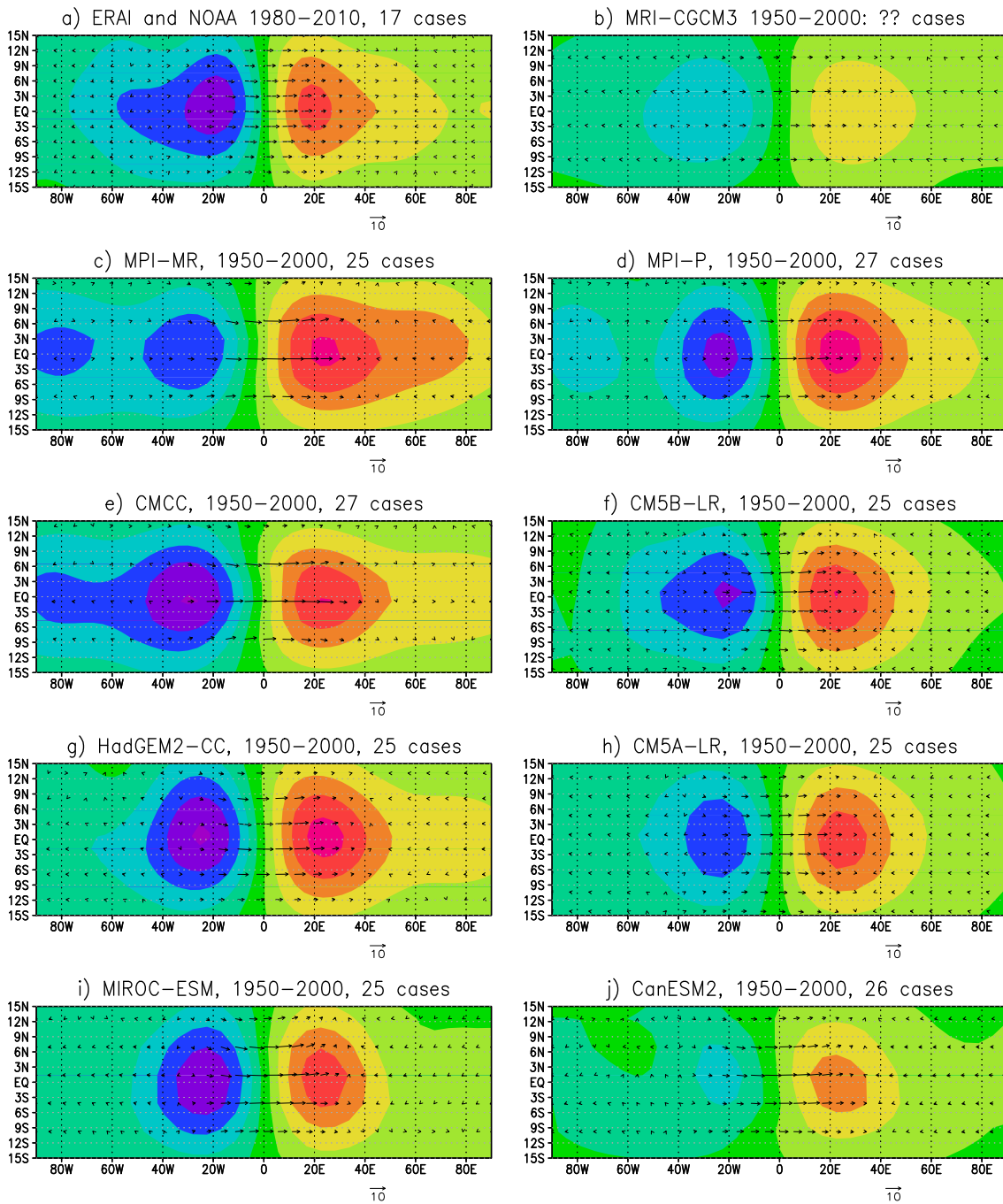


FIG. 4 – Ondes de Kelvin dans 9 modèles ayant participé à CMIP5. Température et vent horizontal à 50hPa. Les deux versions du modèle de l’IPSL diffèrent par leur traitement de la convection. Cette figure illustre que les recherches menées sur la stratosphère à l’IPSL aboutissent à des résultats concrets en terme de modélisation du climat, puisqu’il s’agit ici de simulations de contrôle faites pour CMIP5. Elle illustre aussi que les modèles n’ont pas trop de difficultés à simuler les ondes de Kelvin dans la stratosphère équatoriale, et cela bien que tout les modèles montrés ici diffèrent profondément dans leur traitement de la variabilité des précipitations.

2.1.3 Convection

En ce qui concerne la convection, le but est de tester l'impact de différents types d'inhibition de la convection sur l'organisation de grande échelle des perturbations intrasaisonnières de type MJO. Nous avons pour cela testé la représentation de la variabilité intrasaisonnière à différents types de fermeture et d'entraînement dans la paramétrisation de Tiedtke. Ce schéma est en effet beaucoup plus facilement modulable que le schéma d'Emanuel. Nous avons en particulier implémenté une dépendance du taux d'entraînement à l'humidité relative. Nous avons également implémenté une fermeture en CAPE. Cela donne deux alternatives au schéma original pour lequel l'entraînement et la fermeture dépendent de la convergence d'humidité dans les basses couches. Les premiers résultats montrent que le nouvel entraînement accroît la variabilité intrasaisonnière sans pour autant augmenter l'impact de la condensation à grande échelle (i.e. l'inhibition n'augmente pas les épisodes de "convection résolue"). Cependant, l'impact sur l'organisation de grande échelle des perturbations MJO n'est pas évident. Les simulations de 20 ans ont été réalisées avec la nouvelle représentation de la stratosphère afin de voir comment ces modifications y impactent les ondes équatoriales et la QBO.

2.2 Microphysique des nuages de glace et des traînées de condensation des avions

Olivier Boucher, Marie Nguyen, Marine Bonazzola

Consommation : 4 300 heures CPU sur Ada

L'accès aux moyens de calcul de l'IDRIS pendant l'année 2013 nous a permis de réaliser des simulations numériques dans le cadre du projet IMPACT qui cherche à estimer l'impact de l'aviation sur le climat. Le premier livrable a été produit et le deuxième est en cours d'achèvement. Un article est en préparation dans l'optique d'être soumis au journal *Atmospheric Chemistry and Physics* (Nguyen and Boucher, 2013). Il y a eu sous-consommation par rapport à la demande et au nombre d'heures attribuées pour cette partie du projet. Cependant, nous avons atteint les objectifs et la sous-consommation est due à une surestimation des besoins au moment du dépôt du projet, alors que celui-ci n'avait pas démarré. La demande pour 2014 a été ré-évaluée en conséquence.

Nouvelle paramétrisation pour la vapeur d'eau dans le modèle LMDz Afin d'étudier la microphysique des nuages de glace et des traînées de condensation des avions, nous avons introduit une nouvelle paramétrisation des variations sous-maille de la vapeur d'eau dans le modèle LMDz. La fonction de densité de probabilité (PDF) pour la quantité d'eau totale (q_t) est illustrée par la figure 5. Cette paramétrisation permet de tenir compte de la sursaturation, qui est essentielle pour modéliser les traînées d'avion. Ici q_s correspond au seuil de saturation. Nous considérons que la condensation ne prend place que dans la fraction de la PDF située au-delà de $\gamma \cdot q_s$ où γ est un paramètre fonction de la température. La zone intermédiaire située entre q_s et $\gamma \cdot q_s$ correspond à une région du ciel qui est sursaturée mais non nuageuse. Les fractions de ciel correspondant aux régions de ciel clair, de ciel clair sursaturé et de ciel nuageux ont été calculées de manière analytique pour la distribution lognormale utilisée dans le modèle LMDz. La précipitation ne peut se former que dans la région nuageuse.

Validation de la nouvelle paramétrisation La mise au point de la paramétrisation s'est effectuée en local sur les machines du LMD. Les simulations longues ont été réalisées sur Ada. Nous

avons utilisé la version guidée du modèle LMDz zoomée à la résolution 48x32x39 au-dessus de la région du SIRTA. Seuls le vent et la température sont guidés, l'humidité est libre de répondre aux paramétrisations du modèle. Les simulations ont été réalisées pour toute l'année 2011 de manière à laisser un spin-up au modèle. Une dizaine de simulations a été effectuée de manière à tester la sensibilité aux paramètres du modèle (cf. ci-dessous).

Une validation plus fine a été effectuée pour le mois de juillet 2011 pour lequel des cas de sursaturation ont été observés. La validation de cette nouvelle PDF se base sur les réanalyses ERA-interim, ainsi que sur les observations des traînées d'avions sur le site SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique, à Palaiseau), pondérées par une climatologie de consommation du kérozène des avions. Les résultats sont en bon accord avec les observations, un exemple est montré dans la figure 6. Les flèches rouges indiquent les jours où l'observateur au site SIRTA a constaté la présence de traînées d'avion. Il y a une forte cohérence entre la sursaturation simulée et l'apparition des traînées d'avion. Il faut noter que l'observation des traînées au site SIRTA ne peut pas être réalisée pour les jours où le ciel est couvert de nuages. Donc ce n'est pas forcément une incohérence si le modèle LMDz simule de la sursaturation en l'absence de traînée observée.

Etude de sensibilité pour des paramètres La sensibilité des paramètres suivants a été testée en se basant sur la cohérence entre l'humidité simulée et la réanalyse ERA-interim :

- le seuil de condensation pour l'humidité en haute altitude
- la largeur de la PDF
- la vitesse de chute des cristaux de glace

La cohérence entre la sursaturation simulée par LMDz moyennée sur une heure et l'observation correspondante des traînées sur le site SIRTA a été évaluée. Les meilleurs résultats sont obtenus pour ces paramètres qui valent $\gamma \cdot q$, $\text{ratqs_haut} = 0.25$ et $\text{ffallv_lsc} = \text{ffallv_con} = 1.35$ (lsc signifie large-scale, con signifie convectif).

Conclusions Nous avons introduit un nouveau schéma de variabilité sous-maille de la vapeur d'eau, modifié les critères de condensation de la vapeur d'eau et de sédimentation des cristaux pour prendre en compte l'existence de régions sursaturées en vapeur d'eau par rapport à la glace puis ajusté des paramètres à partir des observations. Nous souhaitons continuer cette étude et soumettons une demande de ressources informatiques l'année 2014 afin de poursuivre nos études sur la microphysique des nuages de glace et des traînées de condensation des avions.

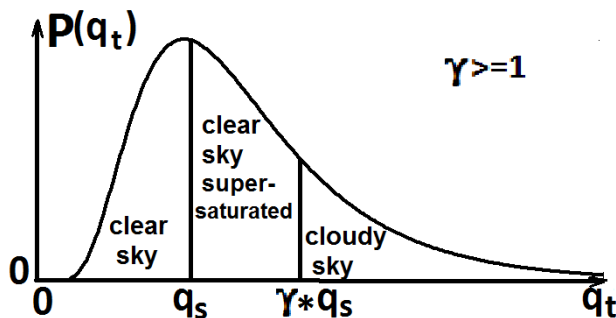


FIG. 5 – Une nouvelle interprétation de la PDF de l'eau totale dans le modèle LMDz.

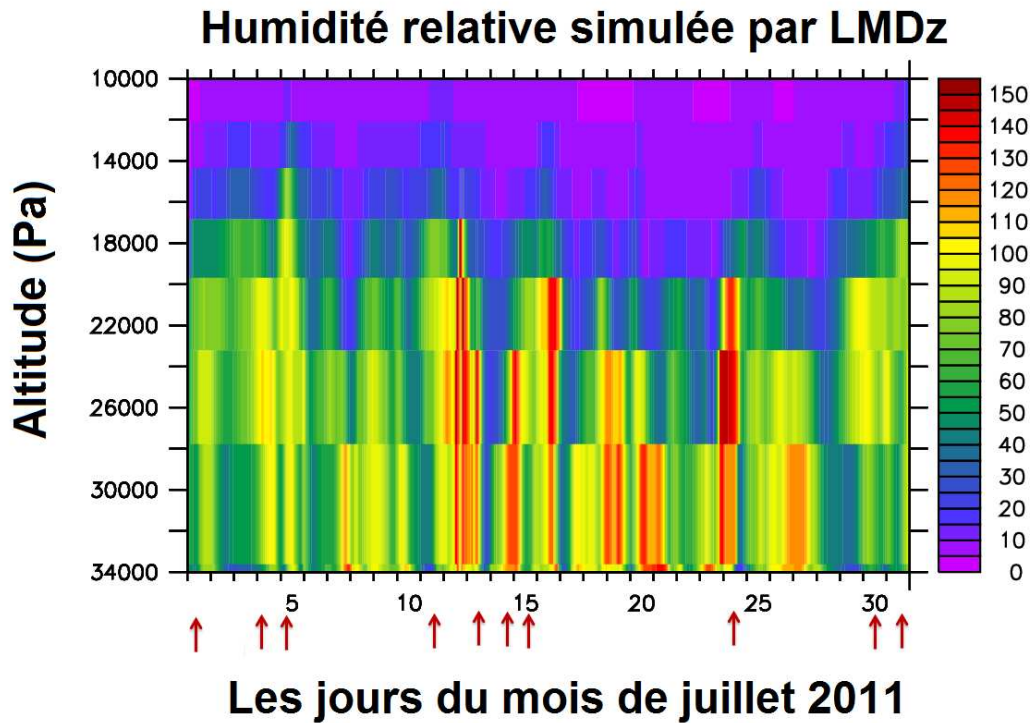


FIG. 6 – Humidité relative (%) simulée par LMDZ sur le site SIRTA pour le mois de juillet 2011. Les flèches rouges correspondent aux jours et heures où des traînées ont été observées sur le site du SIRTA.

2.3 Simulations historiques et futures avec et sans aérosols anthropiques

Marie-Alice Foujols (IPSL), Jean-Louis Dufresne, Olivier Boucher (LMD)

Consommation : 22 000 heures CPU Curie noeuds fins, 1 000 heures CPU sur Curie noeuds larges

L'exercice CMIP5 nous a fourni un grand nombre de simulations climatiques dont l'analyse se poursuit. Il est nécessaire cependant de compléter ces simulations par de nouvelles simulations pour répondre à des questions scientifiques précises. Nous disposons déjà par exemple d'un ensemble de quatre simulations historiques et avec le scénario RCP4.5 avec et sans aérosols anthropiques. Ces simulations permettent de diagnostiquer l'effet des aérosols sur le climat passé mais aussi de donner une borne supérieure au réchauffement climatique si toutes les sources d'aérosols étaient éliminées.

En 2013, un ensemble de quatre simulations RCP4.5 supplémentaire a été effectué dans lesquels les aérosols ont été fixés à leur valeur de 2005. Ces simulations donnent une borne inférieure au réchauffement climatique dans l'hypothèse où rien n'était fait pour diminuer les sources d'aérosols anthropiques. Une analyse préliminaire des simulations est illustrée sur la figure 7 qui montre les courbes d'évolution des températures avec et sans les aérosols anthropiques et dans le cas du scénario RCP4.5 avec des aérosols fixes. L'analyse des simulations se poursuit en collaboration avec le CSIRO en Australie qui a effectué des simulations similaires avec leur modèle.

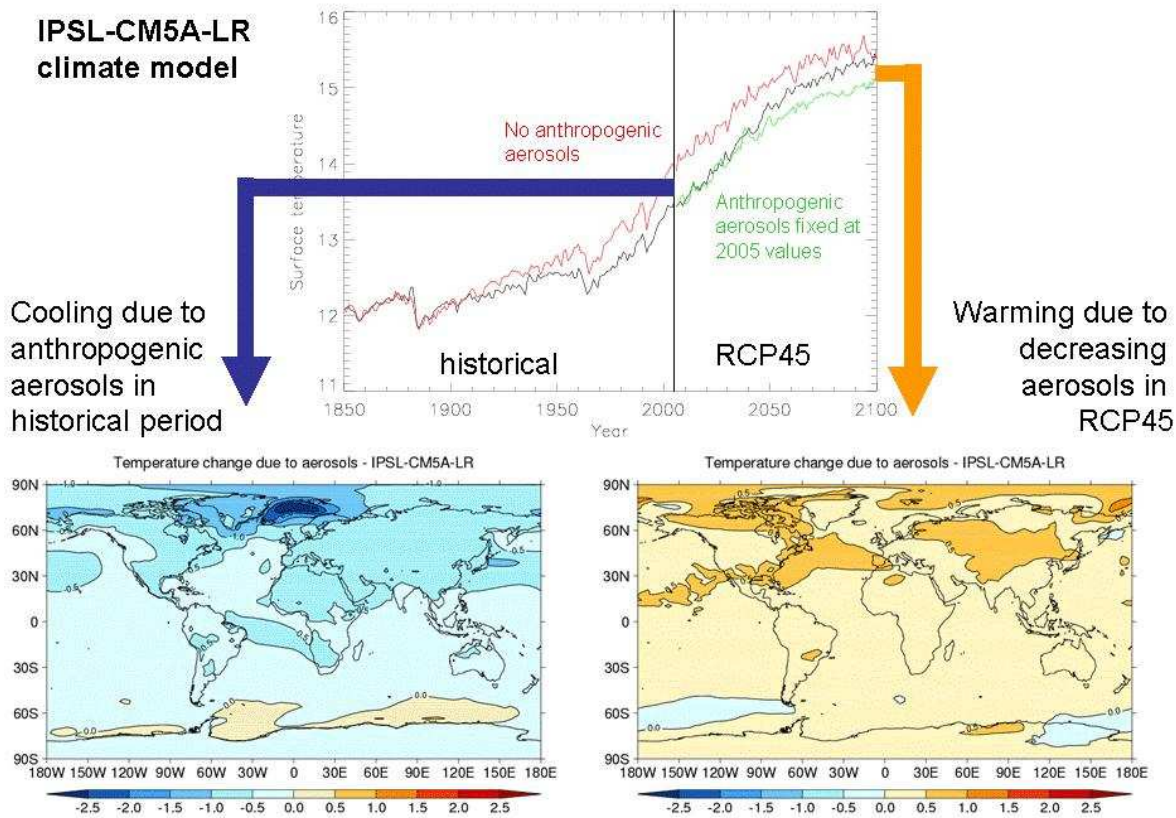


Figure 7: Evolution des températures avec et sans aérosols anthropiques pour la période historique et sous l'hypothèse du scénario RCP4.5. Le réchauffement climatique est plus important en l'absence (courbe rouge) qu'en présence (courbe noire) d'aérosols anthropiques. La diminution des émissions d'aérosols dans le futur induira un réchauffement supplémentaire (différence entre les courbes noire et verte). Ce réchauffement futur n'a pas une distribution géographique qui est complètement symétrique de celle du refroidissement dû aux aérosols dans le run historique.

3 Impact des ondes longues planétaires et des anomalies interannuelles de vents sur la variabilité des températures en Atlantique tropical.

Malick Wade, Amadou Thierno Gaye, Marta Martin del Rey, Belen R. de Fonseca, Alban Lazar

Consommation : 141 h CPU sur Ada

L'année 2013 a permis essentiellement de progresser sur l'étude de la variabilité du climat tropical liée au couplage air-mer de type « Atlantic Nino ». Ce mode de variabilité est considéré comme le mode l'Atlantique équatorial comparable à ENSO, c'est à dire qu'il correspond à des réchauffements du centre et de l'Est de la bande équatoriale, de période, variable, de quelques années. Deux types d'événements Atlantic Nino ont été repéré dans les observations : l'un, monopolaire (l'anomalie de

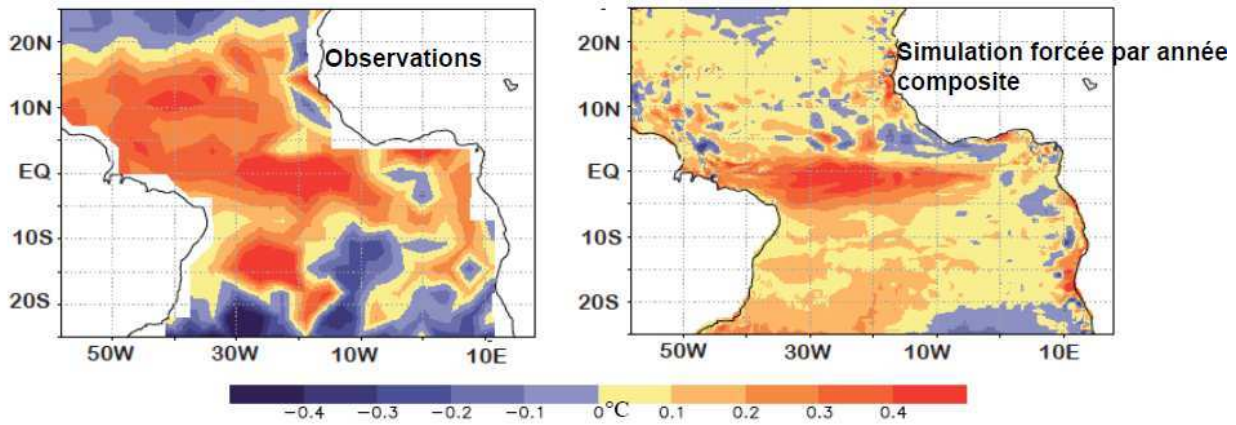


FIG. 8 – Champ composite de Juillet des anomalies de SST pour les années avec un NINO atlantique ($^{\circ}\text{C}$) de 1970 à 2001, pour les observations(gauche), et la simulation NEMO ATL TROP1/4 $^{\circ}$ (droite)

réchauffement interannuel couvre toute la zone tropicale de l’Atlantique) et l’autre, dipolaire (les anomalies des tropiques de l’hémisphère nord sont négatives à l’opposé de la zone équatoriale et les tropiques sud).

Pour étudier la réponse océanique durant ces deux types d’événement, après le spin-up de la configuration NEMO ATL TROP1/4 $^{\circ}$, deux jeux de vents de surface (NCEP) correspondant chacun aux deux types ont forcé le modèle d’océan durant 30 ans (1970-2001). Les flux sont restés sous forme climatologique pour le moment. Les simulations ont été analysées et se trouvent statistiquement être assez réalistes pour le composite de type monopolaire d’été (figure 8), et moins en hiver, suggérant l’importance supérieure des flux de chaleur air-mer en cette saison de préconditionnement.

Les deux simulations multi-décennales permettront d’être chacune exploitée pour réaliser des test de sensibilité à la modification de tout ou partie des forçages. L’approche par forçage composite ne permet pas cependant de suffisamment distinguer les 2 types d’événements, et pour mieux les étudier il a été décidé de choisir des années particulières, puis d’en perturber le forçage.

4 Evolution, validation et utilisations du modèle ORCHIDEE

4.1 Suivi des versions et performances d’ORCHIDEE

Josefine Ghattas

Consommation : 4000 heures CPU sur Ada

Un batterie des tests automatiques a été mise en place pour vérifier les versions sucesives du modèle ORCHIDEE et assurer son bon fonctionnement sur le calculateur ada. Le modèle est testé avec des différents niveau de compilations et avec différents nombres de tache MPI pour détecter d’éventuelle erreurs introduites involontairement dans le code. Differentes configurations du modèle, en forcé et en couplé avec LMDZ, sont lancées pour couvrir les diveres possibilités d’utilisation d’ORCHIDEE. Cette batterie de tests a été lancée environ 40 fois depuis sa création, ce qui correspond en moyenne à une ou deux fois par semaine. Cela correspond à un ou deux lancement par nouvelle version du modèle.

	REF98	2xCO2
CO2 concentrations	365 ppm	730 ppm
SSTs	Interannual mean of 1988-2007 AMIP maps	Interannual mean of 1988-2007 AMIP maps + SST anomaly after 70 years of +1 %CO2 /yr, leading to double CO2 concentration

TAB. 2 – Différences entre les expériences REF98 et 2xCO2.

4.2 Couplage LMDZ-ORCHIDEE : interactions surface atmosphère

Frédérique Cheruy , Agnès Ducharne et Aurélien Campoy (thèse)

Consommation : 36 000 heures CPU sur Ada

Impact de l’hydrologie du sol sur le climat simulé par LMDZ-OR Dans le cadre de la thèse d’Aurélien Campoy, nous avons poursuivi notre étude de l’influence de l’hydrologie du sol (modèle de sol ORC2 à 2 couches vs. ORC11 avec un schéma diffusif à 11 couches ; condition limite à la base du sol de drainage libre, vs. fond imperméable vs. saturation forcée dans la colonne de sol) sur le climat. Jusque-là, nous nous étions intéressés au climat présent, sur l’Europe, en mode zoomé-guidé (Cheruy et al., 2013 ; Campoy et al., 2013). Nous avons généralisé ces études dans des simulations de type AMIP (maillage régulier, pas de guidage atmosphérique, SST forcées), en climat présent et modifié par une augmentation en gaz à effet de serre. Ce travail a reçu un financement de la région IDF (projet R2DS HYDROSL) et du Labex L-IPSL.

Nous avons comparé plusieurs expériences idéalisées avec la physique standard de LMDZ et une discrétisation 96x95x39. Chaque expérience comprend deux simulations « climatologiques » de 30 ans, REF98 et 2xCO2, utilisant toutes deux la carte de végétation et les aérosols de 1998, mais avec différentes concentrations en CO₂ et SSTs (Table 2). Les différentes expériences diffèrent par leur paramétrisation de l’hydrologie du sol : C2 (ORC2 avec un sol de 2m), C4 (ORC2 avec un sol de 4m, comme dans les simulations CMIP5), C11 (ORC11 avec un sol de 2m).

En moyenne sur les continents, en climat récent ou futur, nous trouvons une augmentation importante de l’évaporation de C2 à C4 à C11, ce qui entraîne une augmentation des précipitations (par recyclage de l’évaporation), et un refroidissement des basses couches de l’atmosphère (Table 3). Une classification en 6 zones climatiques a confirmé la sensibilité du climat simulé à l’hydrologie du sol, mais n’a pas permis de mettre en évidence l’impact de cette dernière sur le réchauffement moyen du climat 2xCO2 (sensibilité climatique), même dans la zone « tempérée humide » où le biais chaud des modèles CMIP5 semble lié à la fraction évaporative (Cheruy et al., in prep, figure 10).

Remarque : Compte tenu des délais imposés par la thèse d’A. Campoy, du manque de recul pour le calcul sur Ada, la plupart de ces simulations ont été faites « in extremis » sur Vargas alors qu’il avait été proposé de les effectuer sur Ada.

Evaluation du modèle de couplé LMDZOR avec différentes configurations de la physique atmosphérique et de l’hydrologie. Nous avons poursuivi l’évaluation de LMDZOR en mode global. Outre le nouveau module d’hydrologie, nous avons utilisé les derniers développements de la physique atmosphérique, incluant les travaux de N. Rochetin sur le déclenchement stochastique

simulation	REF98			2xCO2		
version du modèle	C2	C4	C11	C2	C4	C11
Evaporation (mm/d)	1,27	1,37	1,54	1,17	1,27	1,47
précipitation (mm/d)	2.19	2.28	2.44	2.17	2.25	2.42
Runoff (mm/d)	0,92	0,93	0,90	0,98	1,00	0,95
Air temperature (°C)	14,02	13,98	13,14	16,98	17	16,07
ΔT_a (°C)	-	-	-	+2,96	+3,02	+2,96
ΔP (mm/d)	-	-	-	+0,02	-0,03	-0,02

TAB. 3 – Principales différences entre les expériences réalisées, en moyenne sur 30 ans et sur l'ensemble des continents (en excluant l'Antarctique et le Groenland).

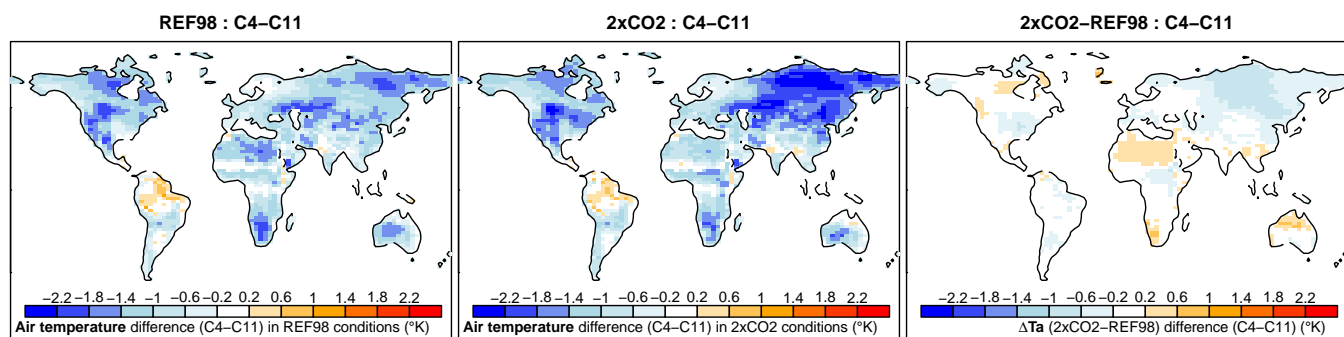


FIG. 9 – Différences de température de l'air entre les versions C4 et C11 du modèle ORCHIDEE, en moyenne annuelle sur les régions continentales, dans les conditions REF98 (droite), 2xCO2 (centre) et pour la différence entre 2xCO2 et REF98. La version C4 correspond à ORCHIDEE à 2 couches avec une profondeur de sol de 4m, tandis que C11 correspond à ORCHIDEE à 11 couches avec une profondeur de sol de 2m.

de la convection. Cet ultime développement permet de simuler, non plus des pluies convectives à occurrence journalière, mais des pluies intermittentes plus conformes à l'observation. De cette façon, le couplage avec le sol peut également s'effectuer de façon plus réaliste, permettant aux couches superficielles du sol de s'assécher entre deux événements pluvieux, ce qui peut en retour affecter significativement la variabilité de la convection (e.g. Taylor et al. 2005). Ces simulations sont en cours d'analyse (thèse S. Ait Mesbah) sur l'Afrique de l'Ouest où nous disposons de nombreuses observations à la surface (couche limite, conditions de surface, bilan énergétique) récoltées lors du projet AMMA. En parallèle, des expériences de sensibilités ont été effectuées avec la version «trunk» d'Orchidée, destinée à être intégrée au modèle de climat de l'IPSL (post doc F. Wang dans le cadre du projet EMBRACE).

Rôle du couplage humidité des sols / atmosphère dans les projections climatiques.

Nous avons participé à l'expérience multi-modèles GLACE-CMIP5 pour explorer l'impact des retroactions humidité des sols/climats dans les simulations CMIP5. Les premiers résultats concernent les impacts de l'assèchement accru projeté aux échelles régionales pour la fin du 21ème siècle. Les projections de changement d'humidité du sol affectent significativement différentes régions en été (boréal comme austral). Des effets importants et cohérents sont mis en évidence sur la température, en particulier sur les extrêmes (de 1-1.5K sur la température moyenne et 2K sur les températures extrêmes journalières). Dans l'hémisphère nord, les précipitations moyennes et extrêmes sont également affectées dans la plupart des modèles mais les résultats sont moins cohérents que pour la température. Une relation directe entre les changements de refroidissement évaporatifs et les changements de température moyenne et extrême est mise en évidence dans la région méditerranéenne. Le changement projeté d'humidité contribue jusqu'à 25 % au changement de température extrême.

Nous avons prévu d'enrichir le jeu de simulations de GLACE avec des simulations utilisant le nouveau modèle d'hydrologie et les derniers développements de la physique atmosphérique. Faute de pouvoir réaliser ces simulations dans un temps utile pour la première analyse GLACE-CMIP5, nous avons préféré renoncer provisoirement à cette expérience.

4.3 Evolution des débits sur le bassin amazonien en changement climatique

Matthieu Guimberteau, Agnès Ducharne, Philippe Ciais

Consommation : 916 heures CPU sur Ada

Influence de l'hydrologie sur les débits amazoniens Des simulations avec le modèle ORCHIDEE ont permis de confronter, sur le bassin amazonien et 5 de ses sous-bassins, les bilans hydrologiques simulés par 2 types de modèles de sol d'ORCHIDEE : le modèle de sol conceptuel à 2 couches (ORC2) et le modèle de sol diffusif à 11 couches (ORC11). Ils sont chacun couplés à plusieurs modules (routage, plaines d'inondation, carbone) et forcés par les mêmes données météorologiques. De manière générale, le bilan d'eau annuel à long terme (30 ans) du bassin amazonien n'est pas modifié par la paramétrisation hydrologique. En revanche, la contribution des réservoirs de stockage d'eau est différente entre les 2 modèles de sol. Cette étude sera soumise prochainement (Guimberteau et al en préparation).

Le modèle ORC11 simule une meilleure variation de stockage d'eau total sur le bassin (saisonnière et interannuelle) que le modèle ORC2 quand on compare les résultats simulés avec les données satellitaires GRACE (corrélations de 0.85 et 0.90 avec le ORC2 et ORC11, respectivement). La plus

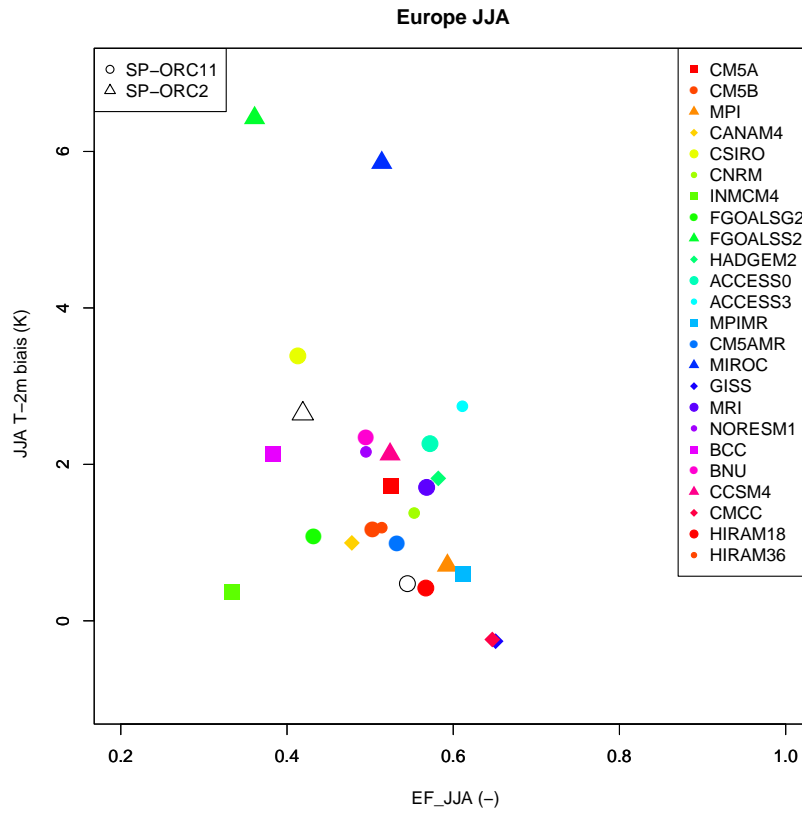


FIG. 10 – Biais moyen en température des différents modèles CMIP5 (AMIP) en fonction de la fraction évaporative. Les simulations AMIP effectuées avec la physique standard et OR2 ou OR11 sont superposées. On voit la diminution du biais avec OR11.

grande capacité de stockage d'eau dans le sol ainsi que la représentation physique du partitionnement ruissellement/drainage dans le modèle ORC11, confèrent une plus forte dynamique de stockage d'eau dans le sol comparée au modèle ORC2. Cette différence influence directement le flux d'évapotranspiration (ET) en saison sèche au sud-est du bassin amazonien (+17% en ET avec ORC11). Le modèle de sol ORC11 permet d'alimenter l'ET durant les 3 mois secs du bassin du Xingu à la différence du ORC2 qui limite l'ET en fin de période sèche. La paramétrisation du modèle de sol peut donc s'avérer déterminante pour représenter les flux d'eau en période sèche au sud du bassin amazonien d'autant que les basses eaux du fleuve Xingu durant cette saison tendraient à devenir encore plus faibles dans le futur (Guimberteau et al 2013).

Plus généralement, sur l'ensemble du bassin amazonien, nous avons mis en évidence l'impact de la durée de la saison sèche (DSL) sur les flux simulés en ET issus des 2 modèles de sol. Le modèle ORC11 simule quasiment toujours plus d'ET que le modèle ORC2 (fig. 11a) surtout quand la DSL devient supérieure à 3 mois (fig. 11b). Cela concerne 30% des points de grille du domaine (fig. 11a). Le stress hydrique du couvert végétal qui est moindre dans le modèle ORC11, permet une plus forte transpiration en relation avec l'augmentation du LAI. Au-delà d'une durée de saison sèche supérieure à 8 mois (quasiment aucun point de grille concerné, Fig. 11a), le stress hydrique est tel que la paramétrisation du sol n'a plus d'importance sur les flux d'ET (Fig. 11b).

D'autre part, deux simulations globales ont permis d'étendre l'étude comparative des 2 modèles de sol à l'ensemble des surfaces continentales.

Contribution au projet AMAZALERT Nous avons continué à remplir les objectifs du projet européen AMAZALERT (Raising the alert about critical feedbacks between climate and long-term land use change in the Amazon, <http://www.eu-amazalert.org/home>). Deux simulations de la période 1715-2008, l'une sans changement de l'utilisation des terres et l'autre avec, ont été réalisées en mode forcé ou offline (sans GCM) sur le bassin amazonien. Elles sont destinées à être confrontées aux observations et aux simulations provenant d'autres LSMs du projet. Ces 2 simulations ont nécessité une mise à l'équilibre des réservoirs de carbone sur 300 ans, à l'aide du spinup analytique récemment développé.

4.4 Sensibilité de l'évaporation potentielle au changement climatique

Jan Polcher, Anaïs Barella-Ortiz (thèse)

Consommation : 280 heures CPU sur Ada

Cette année, nous avons finalisé la préparation d'un article sur la sensibilité de l'évaporation potentielle au changement climatique (Barella-Ortiz et al en révision, fig 12). L'évaporation potentielle (ETP) est l'évaporation qu'il y aurait à la surface d'une eau libre. C'est la base de la plupart des estimations de l'évaporation. Estimer les variations d'ETP en changement climatique est donc un premier pas pour estimer les variations d'évaporation réelle, avec des applications pour la productivité des plantes par exemple.

La sensibilité de l'évaporation potentielle aux différentes variables atmosphériques, qui sont modifiées par le changement climatique, a été décomposée. Nous avons aussi analysé la sensibilité des résultats à la méthode utilisée pour le calcul de l'évaporation potentielle. Les approximations faites par certaines méthodes, comme la neutralité de l'atmosphère, réduisent la sensibilité de l'évaporation potentielle au changement climatique.

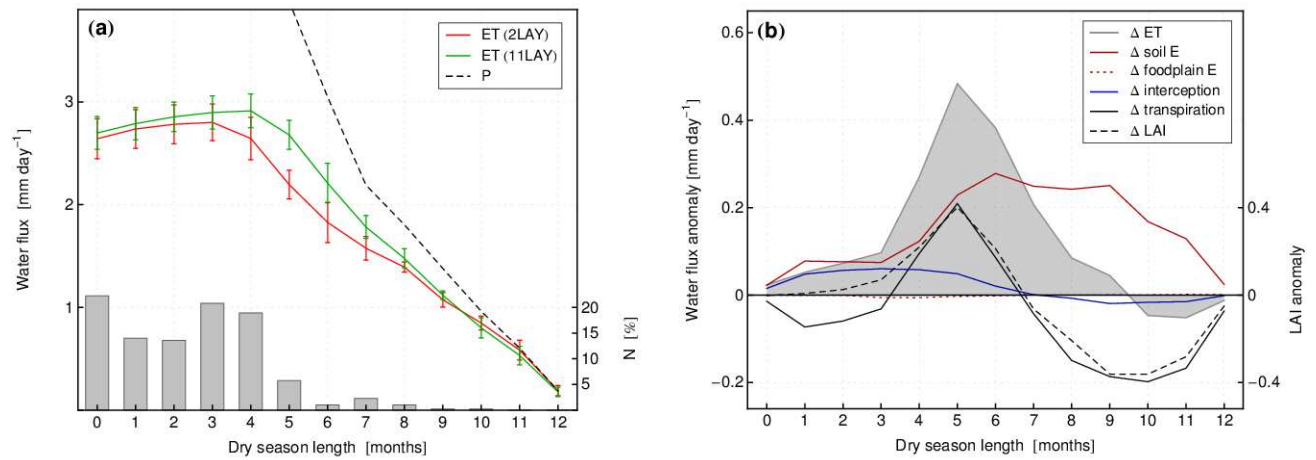


FIG. 11 – (a) Evapotranspiration (ET) moyenne annuelle (mm/j), simulée par les 2 modèles de sol ORC2 et ORC11, en fonction de la longueur de la saison sèche (DSL en mois), sur le bassin amazonien. DSL est définie comme le nombre moyen de mois pendant lequel $P < 2\text{mm/j}$ dans une année moyenne. Les valeurs sont obtenus pour chaque point de grille du domaine individuellement. La densité des points de grille (N en %) concernés pour une DSL donnée est représentée par les histogrammes. (b) Différences moyenne annuelle en ET et ses composantes (mm/j) ainsi qu'en LAI entre ORC11 et ORC2 en fonction de DSL, sur le bassin amazonien.

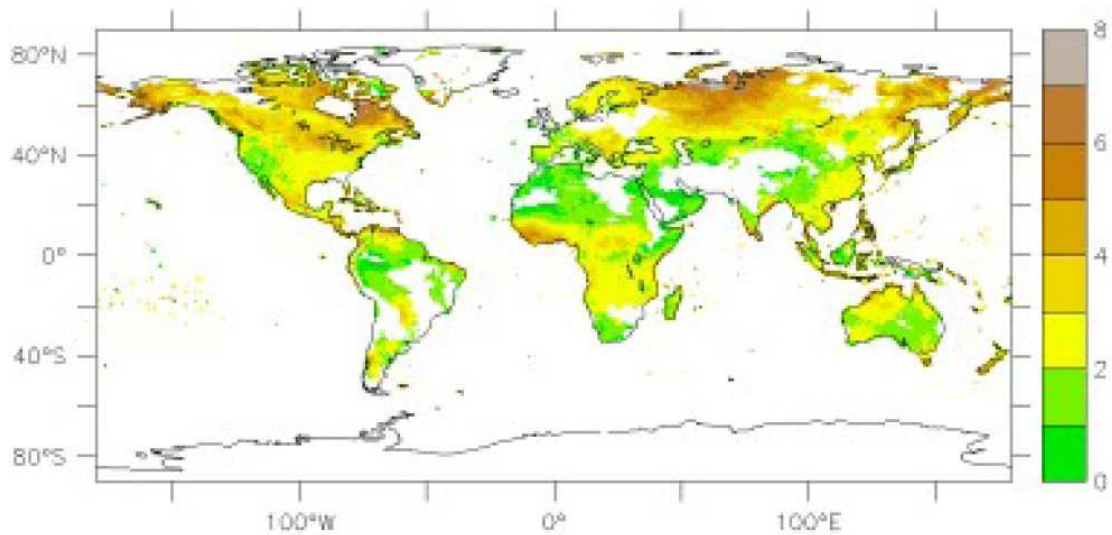


FIG. 12 – Tendence d'augmentation de l'évaporation potentielle en changement climatique, en %/décennie.

5 Isotopes de l'eau

Camille Risi, You He (thèse), Francesca Guglielmo (post-doc), Victor Gryazin (post-doc),
Obbe Tuinenbourg (post-doc)

Consommation : 6 000 heures CPU sur Ada

Les isotopes stables de l'eau (HDO , $H_2^{18}O$, $H_2^{17}O$) peuvent être utilisés pour mieux comprendre les processus hydrologiques atmosphériques et continentaux et mieux évaluer leur représentation dans les modèles de climat. Ils ont été implémentés dans les modèles LMDZ et ORCHIDEE depuis plusieurs années, conduisant aux modèles appelés LMDZ-iso et ORCHIDEE-iso.

Une partie importante des simulations prévues en 2013 ont été réalisées à la dernière minute sur Vargas, afin de pouvoir continuer à travailler en 2013 malgré les difficultés du passage à Ada. La majeure partie des travaux de cette année résumés ci-dessous s'appuient sur ces simulations. Une fois les difficultés du portage à Ada surmontées pour la version standard de LMDZ, nous avons ré-introduit les isotopes de l'eau dans la version la plus à jour de LMDZ. Ce travail a été terminé en septembre 2013 et c'est seulement depuis cette date que la consommation sur Ada a enfin pu commencer.

5.1 Evaluation du recyclage continental

Le recyclage continental joue un rôle très important dans le cycle de l'eau et dans les rétroactions continent-atmosphère, mais ce rôle diffère fortement entre les différents modèles. Nous avons étudié le rôle du recyclage continental dans la variabilité intrasaisonnière de l'humidité, et avons exploré la possibilité d'utiliser des mesures isotopiques de vapeur d'eau pour contraindre ce rôle (Risi et al 2013a). Pour cela, nous avons exploité des simulations avec LMDZ-iso et avec traçage de l'eau, en distinguant vapeur d'eau océanique, continentale évaporée par le sol nu et continentale transpirées par la végétation (figure 13).

5.2 Applications paléo-climatiques

Dans le cadre du projet ANR Isotropic, nous essayons de mieux comprendre les signaux isotopiques enregistrés dans les archives tropicales (glaciers, spéléothèmes...). Diverses simulations avec LMDZ-iso ont été comparées et un article est en préparation (Risi et al en préparation).

D'autre part, LMDZ-iso est le premier modèle de circulation générale à inclure l' $H_2^{17}O$, en plus des autres isotopes plus communs. Nous avons évalué la distribution simulée de ce nouveau traceur par comparaison aux données et analysé les facteurs contrôlant cette distribution (Risi et al 2013b).

5.3 Collaborations autour d'études isotopiques régionales

Les simulations LMDZ-iso à l'IDRIS sont très utilisées pour diverses applications régionales, dans l'Arctique (Sime et al 2013, Steen-Larsen et al 2013, Steen-Larsen et al soumis, Bonne et al soumis, Casado et al 2013), en Antarctique (Winkler et al 2013), au Tibet (Eagle et al 2013, Gao et al accepté, Gao et al soumis, He et al en préparation), dans l'Atlantique Nord (Ortega et al 2013), en Sibérie (Pommier et al en préparation, Gryazin et al en préparation), en Afrique de l'Ouest (Tremoy et al soumis). Elles sont aussi utilisées pour des comparaisons aux données satellites (Frankenberg et al 2013) et pour le traçage de l'eau (Jouzel et al 2013).

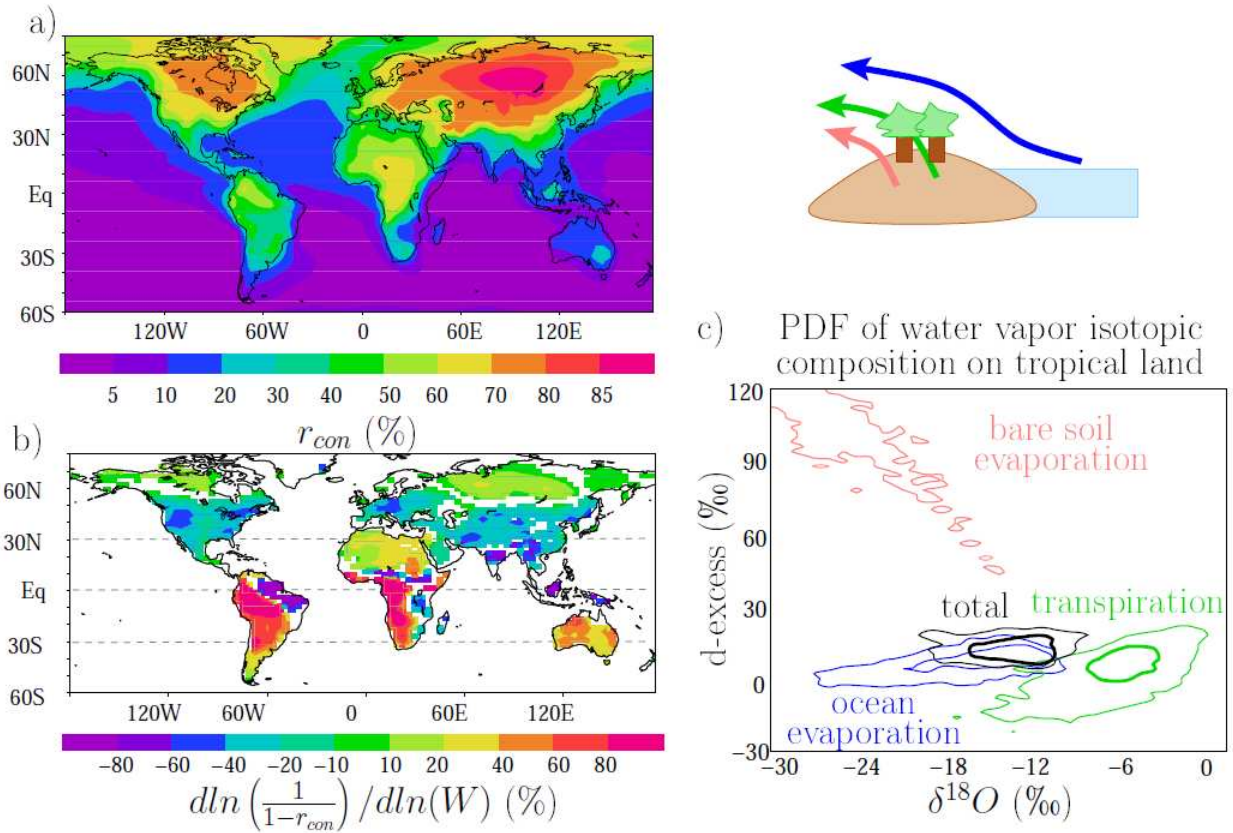


FIG. 13 – a) Pourcentage de la vapeur d’eau, intégrée sur la colonne atmosphérique, qui provient du recyclage continental, en moyenne en été boréal. Dans les zones les plus continentales, comme la Sibérie, ce pourcentage dépasse 80%. b) Pourcentage des variations journalières de vapeur d’eau, intégrée sur la colonne atmosphérique, qui est liée à des variations de recyclage continental, en été boréal. Les valeurs négatives signifient que les événements de forte humidité sont liés à une contribution océanique plus forte, tandis que les valeurs positives signifient que les événements de forte humidité sont liés à un recyclage continental plus fort. c) Composition isotopique (le $\delta^{18}O$ quantifie la concentration en $H_2^{18}O$, tandis que le d-excess quantifie l’enrichissement relatif en HDO par rapport à celui en $H_2^{18}O$) de la vapeur d’eau dans les basses couches (noir), et dans la vapeur d’eau provenant de différentes origines (couleurs). Les distributions de probabilité sont calculées à partir de valeur mensuelles sur toute une année et sur tous les points de grille continentaux et tropicaux. On voit que les différentes origines de la vapeur d’eau ont une signature isotopique bien distincte.

5.4 Evaluation des processus convectifs et nuageux

Dans le cadre du projet ANR CONV-ISO, nous essayons d'étudier les processus convectifs et nuageux associés à la MJO (Madden-Julian Oscillation) et d'évaluer leur représentation dans les modèles de climat en combinant des mesures d'humidité, de nuages et d'isotopes de l'eau.

La MJO est le principal mode de variabilité dans l'atmosphère tropicale. Les modèles de climat ont toutefois beaucoup de mal à en simuler les principales caractéristiques. La MJO impliquant des processus convectifs, nuageux, radiatifs et dynamiques, les difficultés des modèles à simuler la MJO peuvent traduire une difficulté à simuler ces processus et leurs interactions. Le but de ce projet est de comprendre quels sont les processus clés à représenter dans un modèle pour qu'il simule correctement la MJO, et de suggérer des pistes d'améliorations de modèles. Les mesures isotopiques peuvent être utiles dans ce but car elles permettent d'identifier les processus humidifiants et asséchants (figure 14).

Pour cela, des tests de sensibilité sont réalisés tout d'abord en mode guidé par les vents des réanalyses. Nous testons en particulier les paramètres qui conduisent à un changement des processus humidifiants et asséchants. Le partitionnement entre précipitation convective et précipitation stratiforme apparaît comme un facteur important contrôlant la composition isotopique.

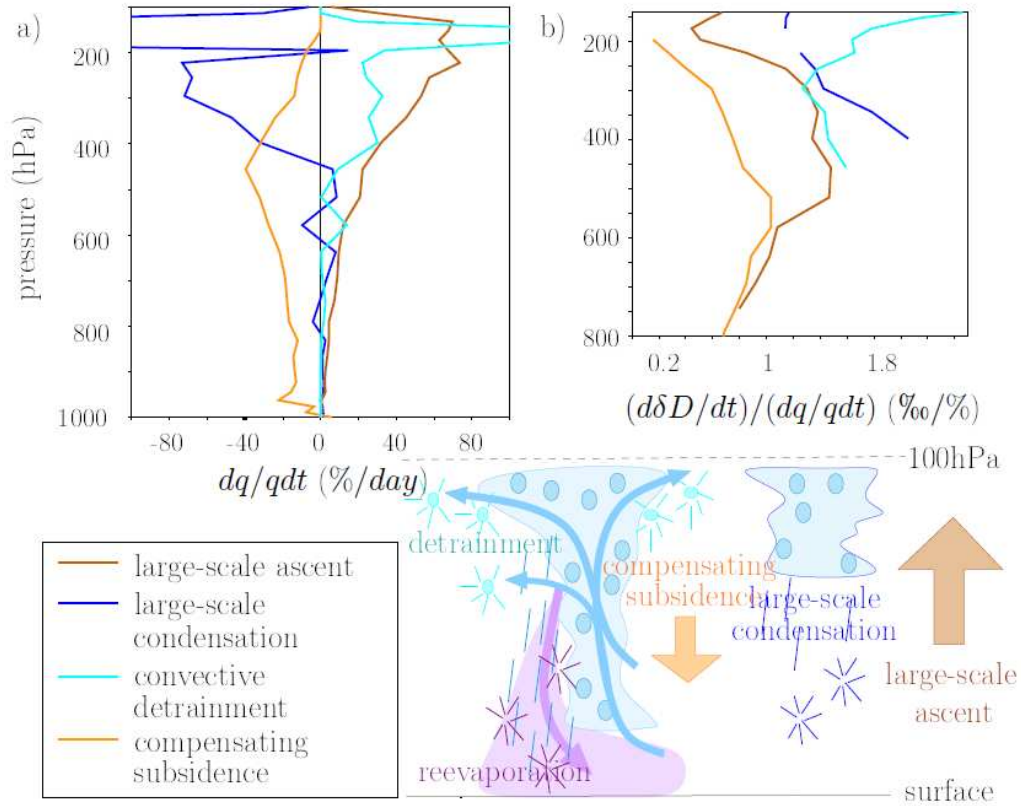


FIG. 14 – a) Tendances d’humidité associée à différents processus dans l’atmosphère tropicale (moyenne 15°S-15°N), dans LMDZ. On voit qu’il y a un équilibre entre les processus asséchants (subsidence compensatoire de la convection, condensation grande échelle) et humidifiants (détrainement de la convection, ascendance grande échelle). b) Tendances en δD divisées par la tendance en humidité. On voit que les différents processus humidifiants n’ont pas le même effet sur le δD : le détournement est beaucoup plus enrichissant que l’ascendance grande échelle pour une humidification donnée. De même, les différents processus asséchants n’ont pas le même effet sur le δD : la condensation de grande échelle est beaucoup plus appauvrissante que la subsidence compensatoire pour un assèchement donné.

Publications récentes liées au projet

1. Barella-Ortiz, A and Polcher, J and Tuzet, A and Laval, K. Potential Evaporation Estimation through an Unstressed Surface Energy Balance and its Sensitivity to Climate Change, **accépté** par HESS
2. Bellenger, H. and J. P. Duvel, **2012** : The event-to-event variability of the boreal winter MJO, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L08701, doi :10.1029/2012GL051294.
3. Bonne, J-L, V Masson-Delmotte, O Cattani, M Delmotte, C Risi, H Sodemann, HC Steen-Larsen. The isotopic composition of water vapour and precipitation in Ivittuut, Greenland. **soumis à ACPD**
4. Campoy (**2013**). Influence de l'hydrologie souterraine sur la modélisation du climat à l'échelle régionale et globale, Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6, 195 pp.
<http://www.lmd.jussieu.fr/%7Eacamlmd/CampoyManuscrit.pdf>
5. Campoy A, Ducharne A, Chérury F, Hourdin F, Polcher J, Dupont JC (2013). Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model. *JGR-Atmospheres*. **Sous presse**.
6. Casado, M. , P. Ortega, V. Masson-Delmotte, C. Risi, D. Swingedouw, V. Daux, D. Genty, F. Maignan, N. Viovy, O. Solomina, B. Vinther, P. Yiou (**2013**). Impact of precipitation intermittency on NAO-temperature signal in proxy records. *Clim. Past*, doi :10.5194/cp-9-871-2013
7. Charlton-Perez, A.J., M. Baldwin, T. Birner, R.X. Black, A.H. Butler, N. Calvo, N.A. Davis, E.P. Gerber, N. Gillett, S. Hardiman, J. Kim, K. Krueger, Y.-Y. Lee, E. Manzini, B. A. McDaniel, L. Polvani , T. Reichler , T.A. Shaw , M. Sigmund , S.-W. Son , M. Tohey , L. Wilcox , S. Yoden , B. Christiansen , F. Lott, D. Shindell , S. Yukimoto , S. Watanabe (**2013**) : On the lack of stratospheric variability in low-top versions of the CMIP5 models, *J. Geophys. Res.*, 118., 6, 2494-2505.
8. Chérury F., Campoy A., Dupont J-C., Ducharne A., Hourdin F., Haefelin M., Chiriaco M., Idelkadi A. (**2013**). Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory. *Climate Dynamics*, 40, 2251-2269, doi :10.1007/s00382-012-1469-y
9. Cheruy F., F. Hourdin, A. Ducharne :Physical origins of the continental mid-latitude summer warm bias in CMIP5 simulations, impact on climate projections. **En préparation**.
10. Dufresne, J.-L., et al. (**2013**). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, vol. 40, 9-10, 2123-2165, doi :10.1007/s00382-012-1636-1.
11. Duvel, J. P., H. Bellenger, G. Bellon and M. Rемаud (**2013**). An event-by-event assessment of tropical intraseasonal perturbations for general circulation models, *Climate Dynamics*, 40, 857-873, doi : 10.1007/s00382-012-1303-6.
12. R. Eagle, C. Risi, J. Mitchell, J. Eiler, U. Seibt, D. Neelin, G. Li, A. Tripathi (**2013**). High regional climate sensitivity over continental China inferred from glacial-recent changes in temperature and the hydrologic cycle, *PNAS*. doi : 10.1073/pnas.1213366110
13. Fermepin, S and Bony, S, Inuence of low-cloud radiative effects on tropical circulation and precipitation. **En préparation** pour *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*
14. Frankenberg, C, Wunch, D, Toon, G, Risi, C, Scheepmaker, R, Lee, J-E, and Worden, J (**2013**). Water vapor isotopologues retrievals from high resolution GOSAT short-wave infrared spectra, *Atmos. Meas. Tech.*, doi :10.5194/amt-6-263-2013

15. Gao, J., V. Masson-Delmotte, C. Risi, Y. He, T. Yao, N. Wang. What controls southern Tibetan Plateau precipitation $\delta^{18}O$ at seasonal and intra-seasonal scales? **révisé** pour EPSL.
16. Guimberteau M., Ciais P., Ducharne A., Boisier J.P., Peng S., Verbeeck H. and deWeirdt M. Dry season length impacts the sensitivity of Amazonian water budget and phenology to soil hydrology parametrization. **En préparation** pour Geoscientific Model Development
17. Guimberteau M., Ronchail J., Espinoza J. C., Lengaigne M., Sultan B., Polcher J., Drapeau G., Guyot J.-L., Ducharne A. and Ciais P. (2013) : Future changes in precipitation and impacts on extreme streamflow over Amazonian sub-basins, Environ. Res. Lett. 8 014035, doi :10.1088/1748-9326/8/1/014035
18. Y. He, C. Risi, J. Gao, V. Masson-Delmotte, T. Yao, J. Worden, C. Frankenberg, G. Cesana. Impact of atmospheric convection on the isotopic composition of Tibetan precipitation using a combination of satellite data and atmospheric general circulation modeling. **En préparation** pour Clim. Past
19. Hourdin F., M-A Foujols, F. Codron, V. Guemas, J-L Dufresne, S. Bony, S. Denvil, L.Guez, F. Lott, J. Ghattas, P. Braconnot, O. Marti, Y. Meurdesoif, L. Bopp, 2013 : Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model, Climate Dynamics, 40, Issue 9-10, 2197-2192, DOI : 10.1007/s00382-012-1411-3.
20. Jouzel, J, Delaygue, G, Landais, A, Masson-Delmotte, V, Risi, C, Vimeux, F. Water isotopes as tools to document oceanic sources of continental precipitation. **soumis** à Water Resources Res.
21. Lott, F. S. Denvil , N. Butchart, C. Cagnazzo , M. Giorgetta, S. Hardiman, E. Manzini, T. T. Krishmer , J.-P. Duvel, P. Maury, J. Scinocca, S. Watanabe, S. Yukimoto, 2013 : Kelvin and Rossby gravity wave packets in the lower stratosphere of some high-top CMIP5 models, **Soumis** à J. Geophys. Res.
22. Lott, F. and L. Guez 2013 : A stochastic parameterization of the gravity waves due to convection and impact on the equatorial stratosphere, J. Geophys. Res., 118, 16, 8897-8909. DOI : 10.1002/jgrd.50705
23. Lott, F., L. Guez, and P. Maury 2012 : A stochastic parameterization of non-orographic gravity waves : Formalism and impact on the equatorial stratosphere, Geophys. Res. Lett., 39, L06807, doi :10.1029/2012GL051001.
24. Maury, P. and F. Lott, 2013, On the presence of equatorial waves in the lower stratosphere of a general circulation model, **soumis** à Atmospheric Chemistry Physics Discussion.
25. Maury, P. , F. Lott, L. Guez, and J.-P. Duvel (2013). Tropical variability and stratospheric equatorial waves in the IPSLCM5 model, Climate Dynamics, 40 : 2332-2344, 11-14.DOI 10.1007/s00382-011-1273-0
26. Nguyen, M. and O. Boucher. Evaluation of a subgrid-scale parametrisation for water vapour in the upper troposphere through ground-based observation of contrail occurrence at the SIRTA site. **En préparation** pour Atmospheric Chemistry and Physics.
27. P. Ortega, D. Swingedouw, V. Masson-Delmotte, C. Risi, B. Vinther, P. Yiou, R. Vautard, K. Yoshimura. Quantifying atmospheric signals in Greenland ice cores : insights from the weather regime approach. **Révisé** pour J. Geophys. Res.
28. M Pommier, J-L Lacour, C. Risi, F-M. Bréon, C. Clerbaux, P-F. Coheur, K. Gribanov, D. Hurtmans, J. Jouzel, V. Zakharov. Observation of lowermost tropospheric D by IASI over the

Western Siberia : Comparison with a GCM. **En préparation** pour Atmospheric Chemistry Physics Discussion.

29. Risi, C, Noone, D, Frankenberg, C, Worden, J. (2013). The role of continental recycling in intra-seasonal variations of continental moisture as deduced from model simulations and water vapor isotopic measurements. *Water Resources Res.* DOI :10.1002/wrcr.20312
30. Risi, C, Landais, A, Winkler, R, Vimeux, F. (2013). Can we determine what controls the spatio-temporal distribution of d-excess and 17O-excess in precipitation using the LMDZ general circulation model? *Clim. Past* doi :10.5194/cp-9-2173-2013
31. Risi, C, Bony, S, Vimeux, F, Yoshimura, K, Buening, N. What controls the isotopic composition of precipitation recorded in tropical archives? **En préparation** pour *Clim. Past*.
32. Seneviratne, S. Micah Wilhelm, Tanja Stanelle, B. van den Hurk, S. Hagemann, A. Berg, F, Cheruy, M. E. Higgins, A. Meier, V. Brovkin, M. Claussen, A. Ducharne, J.-L Dufresne, Kirsten L. Findell, J. Ghattas, D. M. Lawrence, S. Malyshev, M. Rummukainen, and B. Smith (2013). Impact of soil moisture-climate feedbacks on CMIP5 projections : First results from the GLACE-CMIP5 experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1–6, doi :10.1002/grl.50956.
33. L. C. Sime, C. Risi, J. C. Tindall, J. Sjolte, E. W. Wolff, V. Masson-Delmotte, E. Capron (2013). Warm climate isotopic simulations : What do we learn about interglacial signals in Greenland ice cores ?. *Quaternary Science Reviews*doi :10.1016/j.quascirev.2013.01.009
34. H. C. Steen-Larsen, et al. (2013). Continuous monitoring of summer surface water vapour isotopic composition above the Greenland Ice Sheet. *Atm. Chem. Phys.*, doi :10.5194/acp-13-4815-2013
35. Tandour P., M. Pulido, and F. Lott, 2013 : Offline parameter estimation using EnKF and maximum likelihood error covariance estimates : Application to a subgrid-scale orography parameterization, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **Soumis**.
36. Vial J., T.J. Osborne, and F. Lott (2013). Sudden stratospheric warmings and tropospheric blockings in a multi-century simulation of the IPSL-CM5 coupled climate model, *Clim. Dynamics*, 40, 2401-2414. DOI : 10.1007/s00382-013-1675-2.
37. R. Winkler, A Landais, C Risi, M Baroni, A Ekaykin, J Jouzel, J-R Petit, F Prie, B Minster, S Falourd (2013). Interannual variation of water isotopologues at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapor, *PNAS*. doi : 10.1073/pnas.1215209110
38. T. Yao, V. Masson-Delmotte, J. Gao, L. Tian, W. Yu, X. Yang, C. Risi, C. Sturm, N. Kurita, Y. He, C Shi and S. Hou. A Review of Stable Isotope Studies in precipitation from observation stations and Ice Cores in Tibetan Plateau and surrounding regions. **Accépté** par *Rev. Geophysics*

Autres références

Popke, D., B. Stevens, and A. Voigt (2013), Climate and climate change in a radiative-convective equilibrium version of ECHAM6, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 1–14, doi :10.1029/2012MS000191.