

Rapport d'activité DARI 2015 – 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 2015

Table des matières

1 Etude des processus atmosphériques et de leur représentation dans les modèles de climat	3
1.1 Etude de l'organisation de la convection dans LMDZ en configuration d'équilibre radiatif-convectif	3
1.1.1 Mécanismes d'initiation de l'agrégation selon la température de surface	3
1.1.2 Dépendance de la fraction nuageuse des nuages hauts à la température de surface	4
1.2 Influence des montagnes et de la stratosphère sur le climat	8
1.3 Paramétrisation de la convection et phénomènes tropicaux	8
1.3.1 Impact du schéma de convection sur l'organisation de grande échelle de la convection	10
1.3.2 Impact du schéma de convection sur les dépressions tropicales	10
1.3.3 Impact du schéma de convection sur les pluies en Afrique de l'Ouest	10
1.4 Microphysique des nuages de froids	11
1.4.1 Représentation des nuages hauts et de la phase mixte	11
1.4.2 Brumes et précipitations en Antarctique	12
2 Variabilité des températures en Atlantique tropical	13
3 Evolution, validation et utilisations du modèle ORCHIDEE	14
3.1 Suivi des versions et performances d'ORCHIDEE	14
3.2 Couplage LMDZ-ORCHIDEE : interactions surface atmosphère	14
3.2.1 Evaluation du modèle de couplé LMDZOR avec différentes configurations de la physique atmosphérique et de l'hydrologie ; révision du modèle hydrothermodynamique de sol	16
3.2.2 Rôle du couplage humidité des sols/atmosphère dans les projections climatiques ; mieux comprendre les biais relevant de ce couplage dans les modèles de climat et les corriger	16

3.2.3	Préparation d'une configuration zoomée guidée de LMDZOR a haute résolution sur l'Europe.	16
3.3	Evolution des débits sur le bassin amazonien en changement climatique	17
3.3.1	Évaluation de la simulation des débits par les DGVMs (Modèles Globaux de Végétation Dynamique)	17
3.3.2	Projections de l'évolution des précipitations en Amazonie selon des simulations de modèles empiriques	17
4	Isotopes de l'eau	18
4.1	Travail en vue d'une pérennisation	18
4.2	Implémentation du cycle du Tritium	18
4.3	Evaluation des processus convectifs et nuageux	19
4.4	Applications paléo-climatiques et régionales	20
4.5	LMDZ au Cénozoïque	20

Introduction

Le projet est centré sur le développement et l'utilisation du modèle de circulation générale LMDZ (section 1), de la version isotopique LMDZ-iso (section 4, du modèle de surface continentale ORCHIDEE (section 3), et du modèle d'océan NEMO (section 2).

Cette année, nous avons moins consommé que prévu (tableau 1). Il s'agit probablement du « contre-coup » par rapport à l'année dernière, où nous avons manqué d'heures et où nous avons au contraire consommé près du double des heures initialement allouées.

thème	heures demandées et allouées (k heures CPU)	heures consommées au 13 octobre 2015 (k heures CPU)	% de consommation par rapport à l'allocation
Étude des processus atmosphériques et de leur représentation dans les modèles de climat	1280	358	28%
dont Organisation de la convection	871	97	11%
dont Montagnes, stratosphère et Convection	295	202	68%
dont Microphysique des nuages de glace	114	59	52%
Étude de la variabilité des températures en Atlantique tropical	4	0	0%
Évolution, validation et utilisation du modèle de surface continentale ORCHIDEE	245	96	39%
Isotopes de l'eau	462	297	64%
Total	1991	751	38%

TAB. 1 – Tableau comparant les heures de calcul demandées, allouées et consommées sur Ada au 13 octobre 2015. A cette date, la consommation théorique pour atteindre les 100% à la fin de l'année est de 78%

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

1.1 Etude de l'organisation de la convection dans LMDZ en configuration d'équilibre radiatif-convectif

Sandrine Bony, David Coppin

Consommation : 58 000 heures CPU sur Ada

L'étude de l'agrégation de la convection vise à mieux comprendre ce qui contrôle la forme que prend la convection et le lien entre cette agrégation et la circulation générale de l'atmosphère. Pour cela, nous nous plaçons dans un cadre très idéalisé : celui d'une aqua-planète en équilibre radiatif-convectif avec ensoleillement et température de surface océanique (SST) uniformes et fixés sur l'ensemble de la planète. Il n'y a pas de rotation. Un nombre croissant d'études réalisées avec des modèles de circulation générale (GCMs) (e.g. [Popke et al., 2013]) ou des Cloud-Resolving Models (e.g. [Bretherton et al., 2005], [Muller and Held, 2012], [Wing and Emanuel, 2014]) indiquent que dans certaines conditions l'équilibre radiatif-convectif peut être instable et donner lieu à l'émergence d'une circulation atmosphérique de grande échelle et à une organisation de la convection, un phénomène dénommé « auto-agrégation ». Ce phénomène suscite un grand intérêt dans la communauté scientifique (c'est par exemple l'une des quatre questions du WCRP Grand Challenge on Clouds, Circulation and Climate Sensitivity, Bony et al. 2015) car il est susceptible d'apporter un regard nouveau sur les mécanismes qui contrôlent la circulation atmosphérique tropicale, l'émergence de modes de variabilité tels que l'Oscillation de Madden-Julian (qui pourrait être une manifestation à grande échelle du phénomène d'auto-agrégation) et la sensibilité climatique (car l'état d'agrégation de la convection peut moduler significativement le bilan radiatif global de la Terre).

Cette année, nous avons utilisé LMDZ-5A en configuration RCE pour deux études complémentaires. Faute de temps, nous n'avons pas réalisé l'étude des mécanismes d'initiation de l'agrégation sur LMDZ-5B. Et contrairement à ce que nous avons prévu, la version LMDZ-6 du modèle étant toujours en phase de réglage, nous n'avons pas du tout pu reproduire l'étude sur LMDZ-6, ce qui explique que nous soyons très loin d'utiliser les ressources demandées l'an dernier (l'étude sur LMDZ-6 représentait à elle seule 88% des heures demandées).

1.1.1 Mécanismes d'initiation de l'agrégation selon la température de surface

Nous avons étudié les mécanismes d'initiation de l'agrégation :

- à basse SST (figure 1a)
- à haute SST (figure 1b)
- aux SST intermédiaires où elle est dépendante des conditions initiales.

Au cours de cette étude, nous avons implémenté de nombreuses modifications dans la physique de LMDZ-5A pour tester le rôle des effets radiatifs des nuages hauts et bas, pour tester le rôle de l'anomalie des flux de surface ou l'effet isolé de la SST sur l'initiation.

Nous avons ainsi mis en lumière que l'initiation de l'agrégation pour des températures de surface inférieures à 296K provient de l'interaction entre une subsidence de grande échelle (possible uniquement lorsque les effets radiatifs des nuages hauts sont activés) et les effets radiatifs des nuages bas. La subsidence permet la création de nuages bas qui refroidissent radiativement la couche limite et génèrent des poches froides associées à une circulation basse. Les poches froides concentrent la

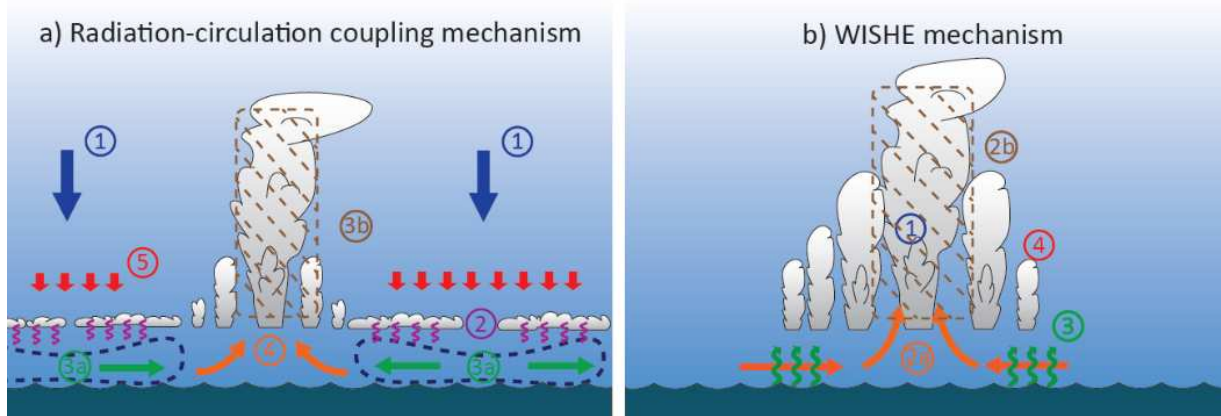


FIG. 1 – Schéma des mécanismes d’initiation à 292K (a) et 307K (b)

convection sur leurs bords. La circulation basse renforce la subsidence dans les zones sèches et agit ainsi comme une rétroaction positive sur la formation des nuages bas et donc sur l’agrégation.

Pour les températures de surface supérieures à 301K, les mécanismes d’initiation font intervenir les effets radiatifs des nuages hauts et une rétroaction via les flux de surface appelée Wind Induced Surface Heat Exchange (WISHE). Une zone de convection plus forte que les autres se développe et crée une convergence accrue à sa base. Cette convergence accrue entraîne une augmentation du vent et des flux de surface autour de la zone convective. Combinée aux effets radiatifs des nuages hauts qui rendent l’atmosphère plus instable, cette augmentation des flux de surface permet à la convection de se développer en périphérie de l’ancien système convectif et ainsi d’accroître sa taille tout en augmentant la convergence à sa base (ce qui amplifie ensuite le phénomène).

Pour la gamme de températures intermédiaires dont l’initiation de l’agrégation dépend des conditions initiales, nous avons mis en évidence un couplage entre les deux mécanismes. Ce couplage dépend de la température de surface des océans et de son effet sur les flux de surface mais aussi de l’intensité de la rétroaction des nuages bas.

Le rôle de chacun des mécanismes selon la SST est résumé dans la figure 2.

Un article récapitulant tous ces résultats vient d’être soumis au Journal of Advances in Earth Systems Modelling (JAMES).

1.1.2 Dépendance de la fraction nuageuse des nuages hauts à la température de surface

La seconde étude concerne la dépendance en température de la fraction nuageuse des nuages hauts et ses implications pour l’agrégation de la convection et les circulations grande-échelle de l’atmosphère. L’analyse de simulations RCE de trois GCMs (LMDZ, ECHAM, CAM) montre que la fraction nuageuse de nuages hauts diminue lorsque la SST augmente (cf figure 3 où les zones de forte précipitation indiquent les zones de nuages hauts). Ceci est dû à un mécanisme thermodynamique robuste : dans une atmosphère plus chaude, le sommet des nuages s’élève tout en restant à peu près à la même température (hypothèse FAT : Fixed Anvil Temperature). Pour une raison qui reste encore à expliquer, la stabilité statique au sommet des nuages augmente, ce qui diminue la convergence de masse induite par les effets radiatifs des nuages dans les zones de ciel clair et le dérainement d’eau autour des zones convectives dans la haute troposphère. Ceci a pour effet de diminuer la fraction nuageuse de nuages hauts (figure 4). Cette dernière est donc fortement contrôlée par la température troposphérique, de plus fortes températures entraînant une plus faible fraction de nuages hauts.

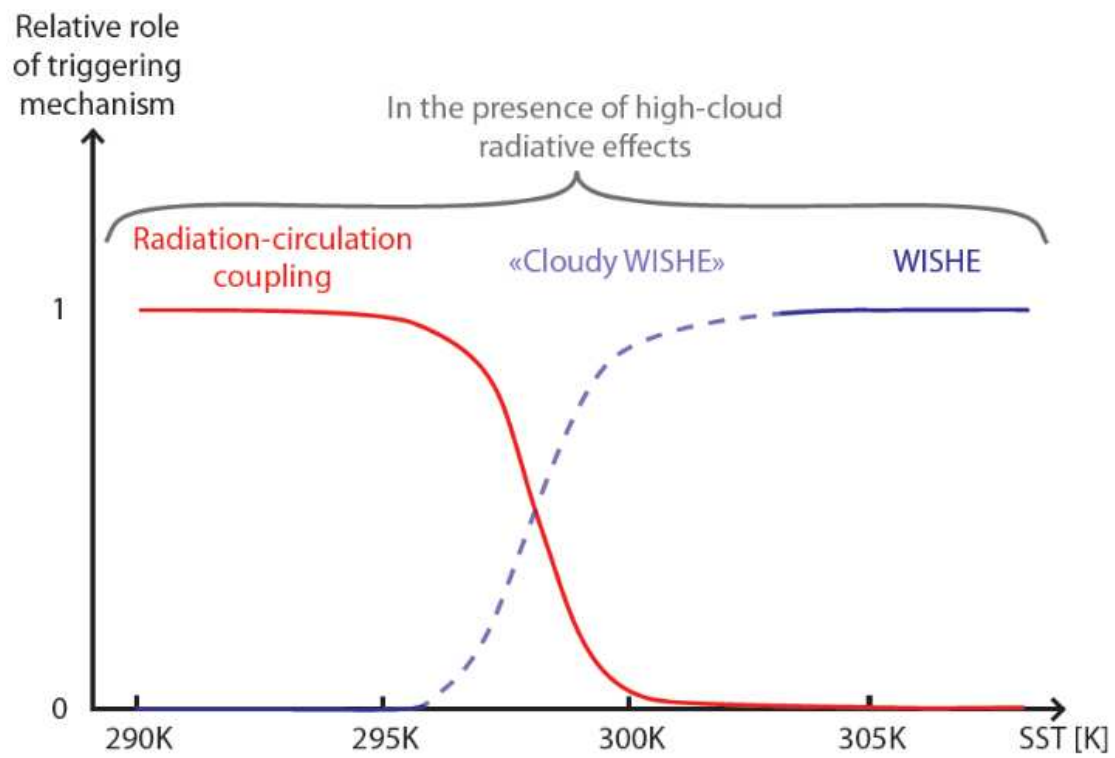


FIG. 2 – Probabilité schématisée du rôle de chaque mécanisme d'initiation de l'agrégation selon la température de surface de l'océan.

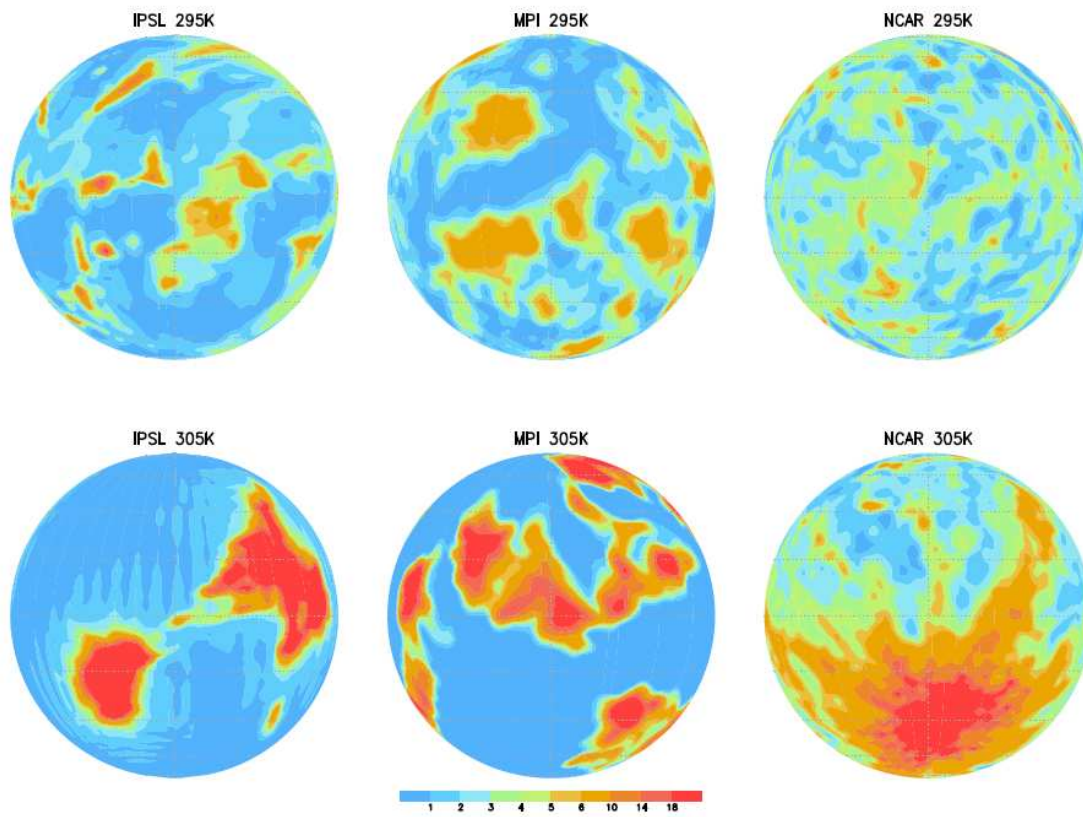


FIG. 3 – Précipitation mensuelle pour les modèles de l'IPSL (LMDZ), du MPI (ECHAM) et du NCAR (CAM) en aquaplanète RCE forcés par une SST de 295K (haut) et 305K (bas).

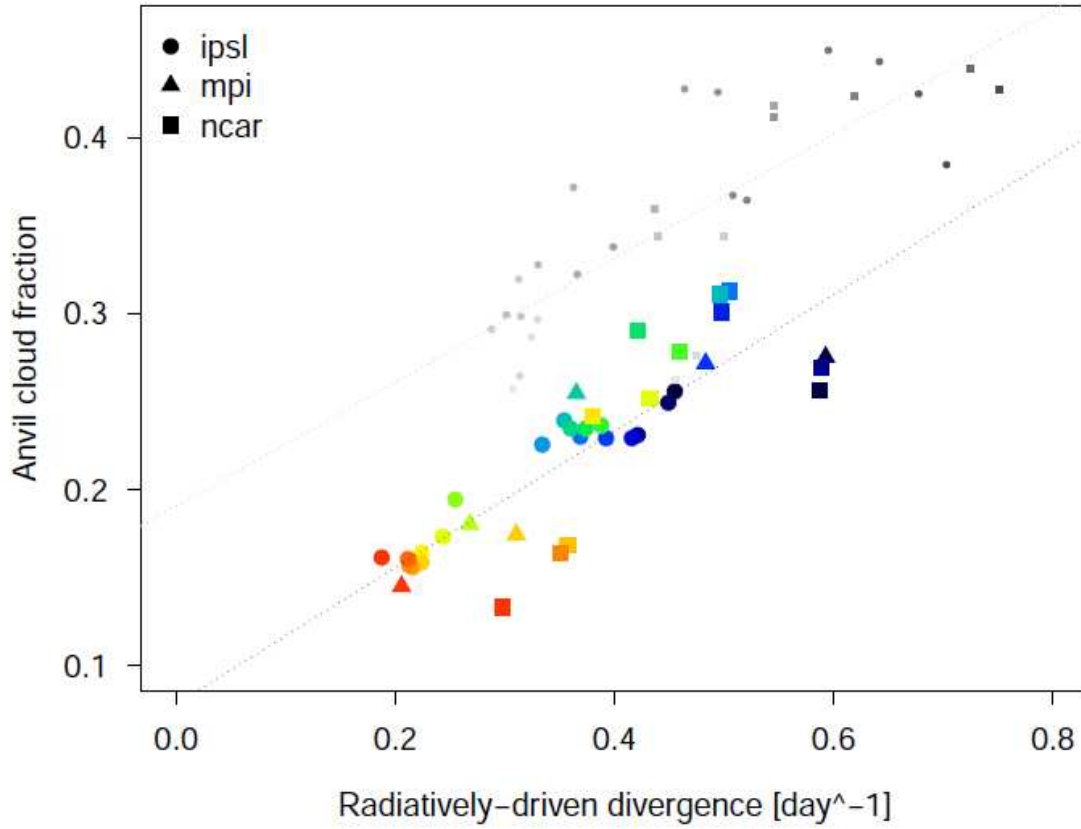


FIG. 4 – Relation entre la fraction de nuages hauts (enclumes) et la divergence de masse due aux effets radiatifs dans les trois GCMs forcés par une gamme de SSTs. Les couleurs allant du bleu au rouge correspondent à des SSTs croissantes. Chaque GCM est associé à une forme différente. La relation pour les mêmes simulations sans effets radiatifs des nuages est aussi indiquée (du noir au gris pour les SSTs croissantes).

Cet effet, aussi connu sous le nom d'effet Iris, a lieu que les effets radiatifs des nuages soient actifs ou non. Cependant, quand ils sont actifs radiativement, les nuages hauts diminuent le refroidissement radiatif de l'atmosphère. En réchauffant ainsi l'atmosphère, ils diminuent d'autant plus la fraction nuageuse des nuages hauts, ce qui impacte l'agrégation de la convection (figure 3) et les circulations atmosphériques grande-échelle.

Cette relation robuste entre les nuages hauts et la température de la troposphère explique pourquoi les effets radiatifs des nuages sont primordiaux pour le développement et le maintien de l'agrégation de la convection. Ils expliquent aussi pourquoi la surface couverte par la convection diminue quand la convection s'aggrave, et ce d'autant plus lorsque la SST est élevée.

Ces résultats font l'objet d'un article en préparation.

1.2 Influence des montagnes et de la stratosphère sur le climat

F Lott, L. Guez, A. Camara Illescas, et S. Mailler

Consommation : 136 000 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.

En ce qui concerne les montagnes, aucune simulation dédiée n'a été demandé ni faite cette année, mais nous avons continué l'analyse de la représentation des gouttes froides dans LMDZ et documenté comment les processus de petites échelles affectent les gouttes froides. L'article correspondant, Mailler et Lott 2015, a été accepté.

En ce qui concerne la stratosphère, la paramétrisation des ondes de gravité issues des fronts est maintenant publiée et largement testée dans le modèle LMDZ (De La Camara et Lott 2015). Son premier intérêt est d'être réaliste par rapport aux observations (De La Camara et al. 2014). Mais surtout, nous relient maintenant toutes les paramétrisations des ondes de gravité à leurs sources. Un autre aspect important est que nous proposons une interprétation théorique à l'amplitude des ondes présentes dans l'atmosphère moyenne, et selon une théorie de l'ajustement spontané développé entièrement au LMD ([Lott et al., 2010, Lott et al., 2012], Lott et al. 2015). Enfin dans le cadre de la préparation à l'exercice CMIP6, les différentes paramétrisations utilisées sont aujourd'hui opérationnelles, et testées dans LMDZ en mode forcé à des résolutions plus élevées, comme promis dans la demande de l'an passé (e.g. à une résolution 144x142x79, le haut du modèle étant à 1Pa). A titre d'exemple, la figure 5 montre l'histogrammes des périodes de l'oscillation quasi-biennale (QBO) dans le modèle à cette résolution. La moyenne est autour de 27 mois et la dispersion est substantielle, même si elle est moindre que dans les observations (non montrées). On voit aussi que la durée des périodes des QBO positive est légèrement plus grande que celle des QBO négatives. Cette asymétrie, absente dans les simulations à plus basse résolution horizontale, est probablement due à une meilleure représentation des ondes de Kelvin. Notons cependant que cette asymétrie, surtout importante à bas niveau, est moins marquée que dans les observations (non montrées).

1.3 Paramétrisation de la convection et phénomènes tropicaux

Jean-Philippe Duvel, Jean-Yves Grandpeix, Lionel Guez, Catherine Rio, Marine Remaud

Consommation : 66 000 heures CPU sur Ada

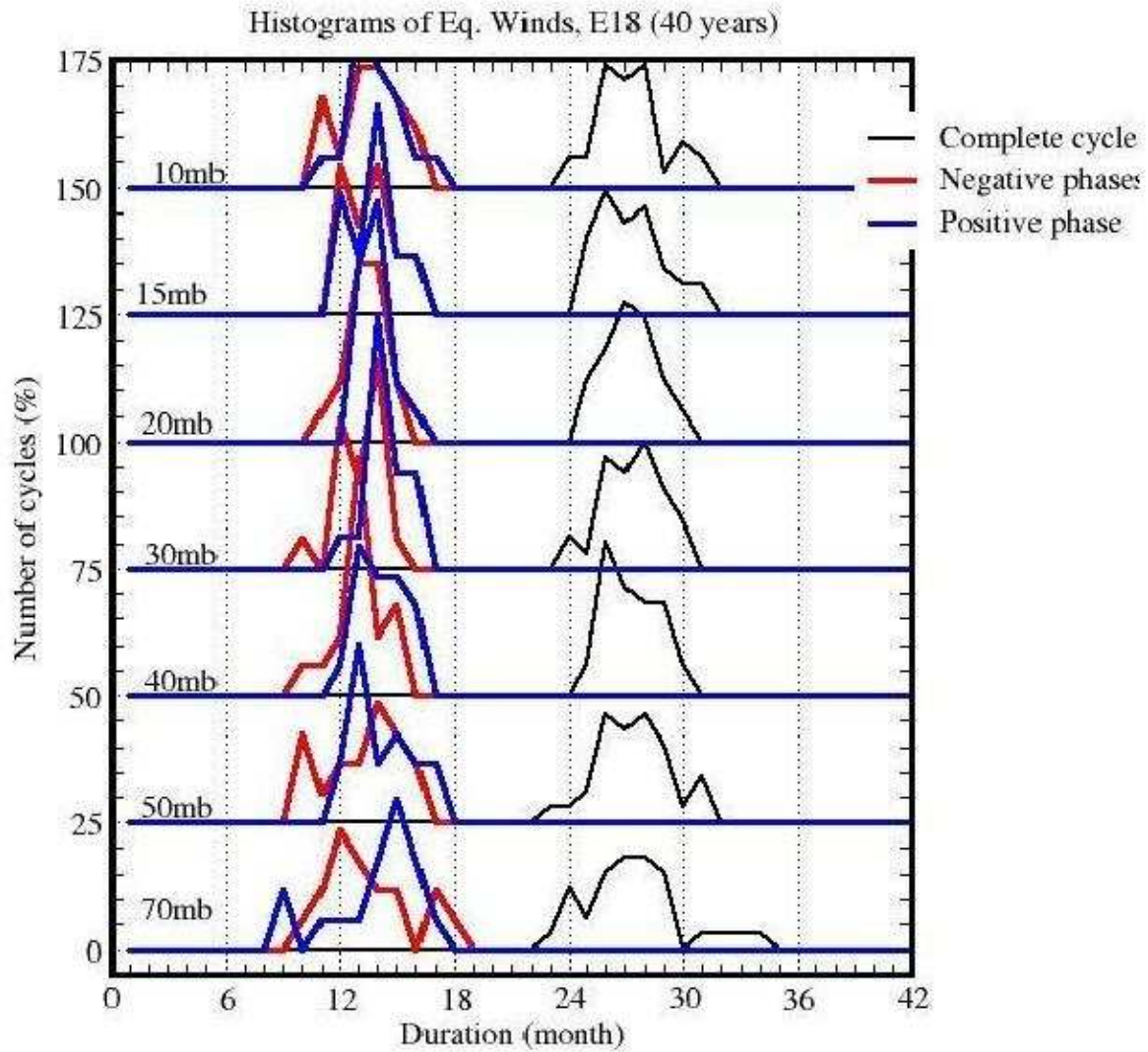


FIG. 5 – Histogrammes des périodes d'oscillation du vent zonal en moyenne zonale à l'équateur. Simulation LMDZ à résolution 144x143x72. Les ondes de gravité convectives sont paramétrées comme dans Lott et Guez (2013), et les ondes issues des fronts comme dans de La Camara and Lott (2015).

1.3.1 Impact du schéma de convection sur l'organisation de grande échelle de la convection

Nous avons poursuivi l'étude de l'impact de différents types d'inhibition de la convection sur l'organisation de grande échelle de la convection. Nous avons pour cela analysé l'impact de différents types de fermeture et d'entraînement du schéma de convection de Tiedtke sur la représentation des perturbations intrasaisonnières de type MJO. Différentes simulations ont été réalisées avec le modèle LMDZ forcé par des SST climatologiques (avec variation saisonnière). L'entraînement original basé sur le profil de convergence d'humidité a été remplacé par un entraînement dépendant de l'humidité relative de l'environnement. Cette modification a pour effet d'inhiber la convection dans une atmosphère sèche et de la favoriser en atmosphère humide. En réponse, la variabilité tropicale est augmentée à toutes les échelles de temps. Le cycle saisonnier des précipitations est mieux reproduit ainsi que la propagation vers l'Est et vers le Nord des perturbations intrasaisonnières. Cependant, notre analyse montre que cette dépendance de l'entraînement à l'humidité relative se révèle insuffisante pour organiser correctement la convection et pour donner des structures reproductibles et réalistes de la MJO. L'ajout d'une fermeture en CAPE accélère la propagation des perturbations intrasaisonnières et donne un état moyen plus réaliste. Un article est sur le point d'être soumis.

1.3.2 Impact du schéma de convection sur les dépressions tropicales

D'autre part, dans le cadre d'un projet entre le LMD et le Département des sciences de la Terre et de l'environnement de l'Université de Columbia (JP Duvel et A. Sobel), nous avons réalisés des simulations de type AMIP avec LMDZ zoomé sur l'Atlantique Nord ($0.75^\circ \times 0.75^\circ$) et forcé à la frontière par ERA-I. Le but est d'étudier la sensibilité de la représentation des dépressions tropicales au schéma de convection. Les mêmes perturbations de l'entraînement et de la fermeture du schéma de Tiedtke ont été testées et les résultats montrent une intensification significative des dépressions et de meilleures trajectoires avec le nouvel entraînement basé sur l'humidité relative de la colonne (figure 6). D'autres différences significative et très intéressantes concernent la sensibilité à l'entraînement de l'initiation et de la survie de ces dépressions sur l'Ouest Africain. Le nouvel entraînement tend en effet à affaiblir les dépressions sur la zone Soudanaise au Sud du continent qui étaient trop intenses dans le schéma original. Un article est sur le point d'être soumis.

1.3.3 Impact du schéma de convection sur les pluies en Afrique de l'Ouest

Enfin, nous avons également étudié l'impact de différents processus physiques sur la distribution des pluies en Afrique de l'Ouest et la circulation de mousson. Pour cela, nous avons utilisé une configuration allégée du modèle, zoomé sur l'Afrique à 100km de résolution, et guidée par les vents des ré-analyses à l'extérieur du zoom sur l'été 2006, correspondant à la période de la campagne AMMA (Analyse Multi-disciplinaire de la mousson africaine). La situation dynamique de grande-échelle étant ainsi contrainte, nous pouvons nous focaliser sur l'impact des processus physiques locaux sur la représentation de la mousson en partant d'une simulation de référence (NP correspondant à la version 5B de LMDZ) : transport non local via les thermiques associés à la formation des stratocumulus au-dessus du Golfe de Guinée (NPth), déclenchement plus difficile de la convection profonde en se basant sur le calcul de la probabilité qu'au moins un thermique de couche limite contenu dans une maille donnée dépasse un certain seuil en taille (NP^{thS}), revisite des processus de mélange entre les tours convectives profondes et leur environnement (NP^{thSmix0}), variation de l'humidité à saturation avec la température dans le processus de condensation grande-échelle (NP^{thSmix0qsat}), effet thermodynamique de la glace dans les processus de condensation et d'évaporation des nuages

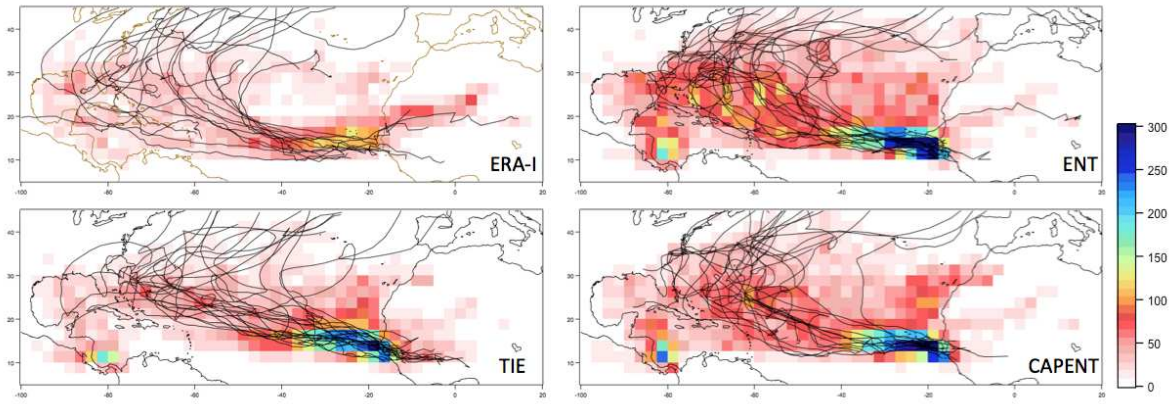


FIG. 6 – (Couleurs) Nombre d’occurrences des dépressions Atlantique (survie de plus de deux jours sur l’océan) par région de 2.5° sur 10 ans (2000-2009), c’est à dire le nombre de pas de temps de 6h avec un centre dépressionnaire situé sur la région pour : ERA-I; TIE (entraînement et fermeture basés sur la convergence d’humidité) ; ENT (entraînement basé sur l’humidité relative) et ; CAPENT (comme ENT mais avec une fermeture en CAPE). Les trajectoires des 20 dépressions les plus actives (maxima de ACE; Accumulated Cyclone Energy) sont également représentées.

convectifs et de grande-échelle (NPthSmix0qsatice). L’effet de ces différents processus sur le cycle diurne de la convection au Sahel ainsi que sur la distribution latitudinale des pluies (figure 7).

1.4 Microphysique des nuages de froids

1.4.1 Représentation des nuages hauts et de la phase mixte

Consommation : 25 000 heures CPU sur Ada

Jean-Baptiste Madeleine, Marine Bonazzola

Dans la dynamique d’amélioration de la représentation des nuages froids du modèle LMDZ, trois simulations ont été réalisées portant sur la température de la phase mixte des nuages hauts. L’intervalle de température dans lequel des gouttelettes d’eau liquide en surfusion sont présentes en-dessous de 0°C est essentiel pour bien représenter les propriétés radiatives des nuages dans les moyennes latitudes ainsi que dans les régions polaires. Dans ces nuages de phase mixte, des hydrométéores sous formes solides et liquides coexistent. Trois simulations de résolution $144 \times 142 \times 79$ de 10 ans de type AMIP ont été réalisées : une simulation de contrôle et deux tests de sensibilité à l’intervalle de température utilisé pour la phase mixte.

Ces expériences ont permis de montrer une forte sensibilité de la structure thermique de l’atmosphère à cet intervalle de température. La principale conclusion est la suivante : ajouter de la glace dans les nuages en réduisant l’intervalle de température de l’eau liquide en surfusion induit un chauffage des moyennes latitudes et un déplacement des jets vers les pôles. La structure des jets est représentée sur la Figure 8 de gauche ainsi que l’écart avec le vent zonal observé tiré des réanalyses sur la Figure 8 de droite. Deux dipôles correspondants à un décalage du jet sont visibles autour de $\pm 50^\circ$ de latitude sur la Figure 8 de droite. Le biais est moins marqué dans l’hémisphère d’hiver (à 60°N) que dans l’hémisphère d’été (vers 50°S). Ces expériences de sensibilité montrent en effet qu’il est possible d’améliorer la représentation des jets dans l’hémisphère d’hiver en utilisant une

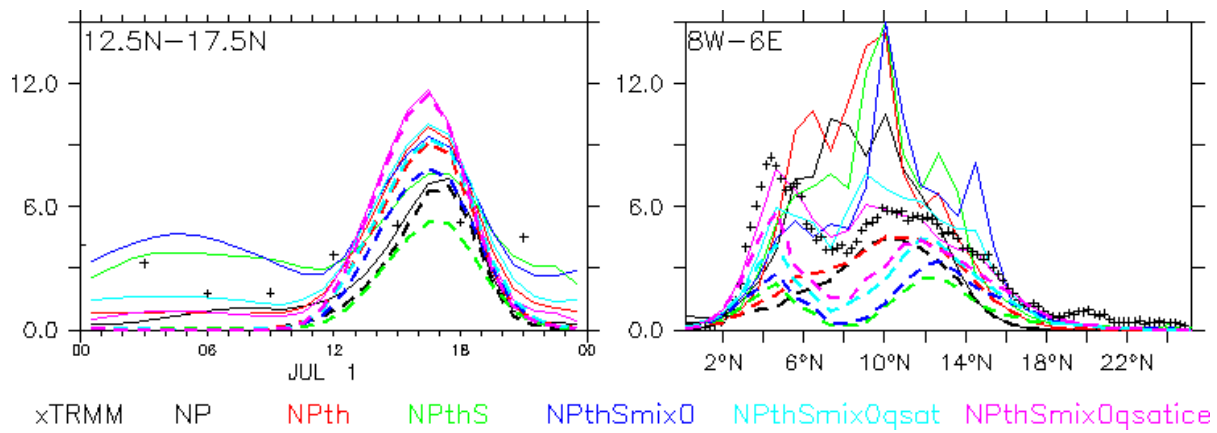


FIG. 7 – Impact de différents processus convectifs et nuageux sur la distribution des pluies en Afrique de l’Ouest. Gauche : Cycle diurne des précipitations totales (trait plein) et convectives (pointillés) moyennes au Sahel en juillet 2006. Droite : Distribution latitudinale des précipitations totales (trait plein) et convectives (pointillés) en juillet 2006 moyennée entre 10W et 10E. Comparaison aux pluies observées par TRMM (croix).

meilleure représentation de la phase mixte, mais qu’il est difficile d’améliorer le jet dans les deux hémisphères. Ceci montre la limite de l’utilisation d’une seule fonction pour l’ensemble du globe, et motive le développement d’une meilleure paramétrisation de la phase mixte.

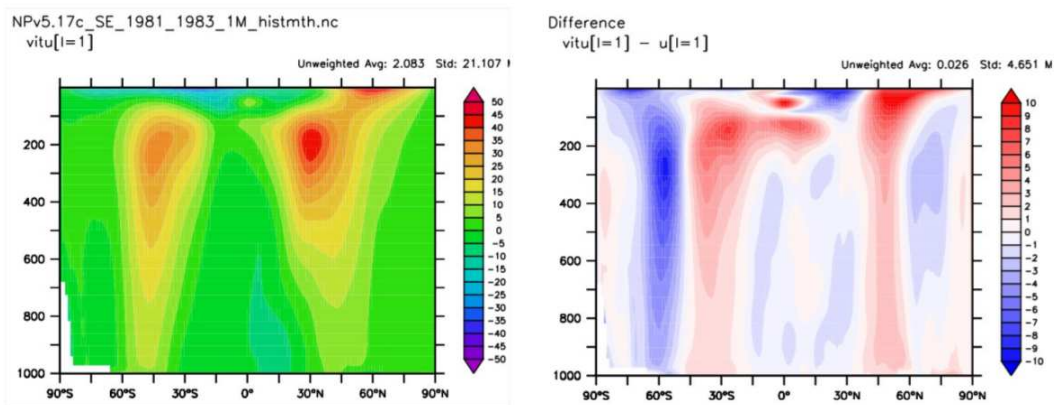


FIG. 8 – Gauche : Vent zonal tel que simulé lors d’un test de sensibilité à l’intervalle de température de la phase mixte en fonction de la latitude et de l’altitude (en coordonnées pression). Droite : Écart entre le vent simulé et le vent « observé » issu des réanalyses. Les deux figures montrent la moyenne pour le mois de Janvier.

1.4.2 Brumes et précipitations en Antarctique

Consommation : 18 000 heures CPU sur Ada

Jean-Baptiste Madeleine

Une simulation de résolution $144 \times 142 \times 79$ de 10 ans de type AMIP a été réalisée et analysée avec une attention particulière portée à l’Antarctique par le LMD et le LGGE (Laboratoire de

Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement de Grenoble). Une comparaison préliminaire des précipitations montre un bon accord avec les observations (voir Figure 9). Un important biais froid pouvant atteindre 5 K à la station Dôme C en hiver est cependant constaté dans le modèle à la surface, et l'origine de ce biais est actuellement recherchée.

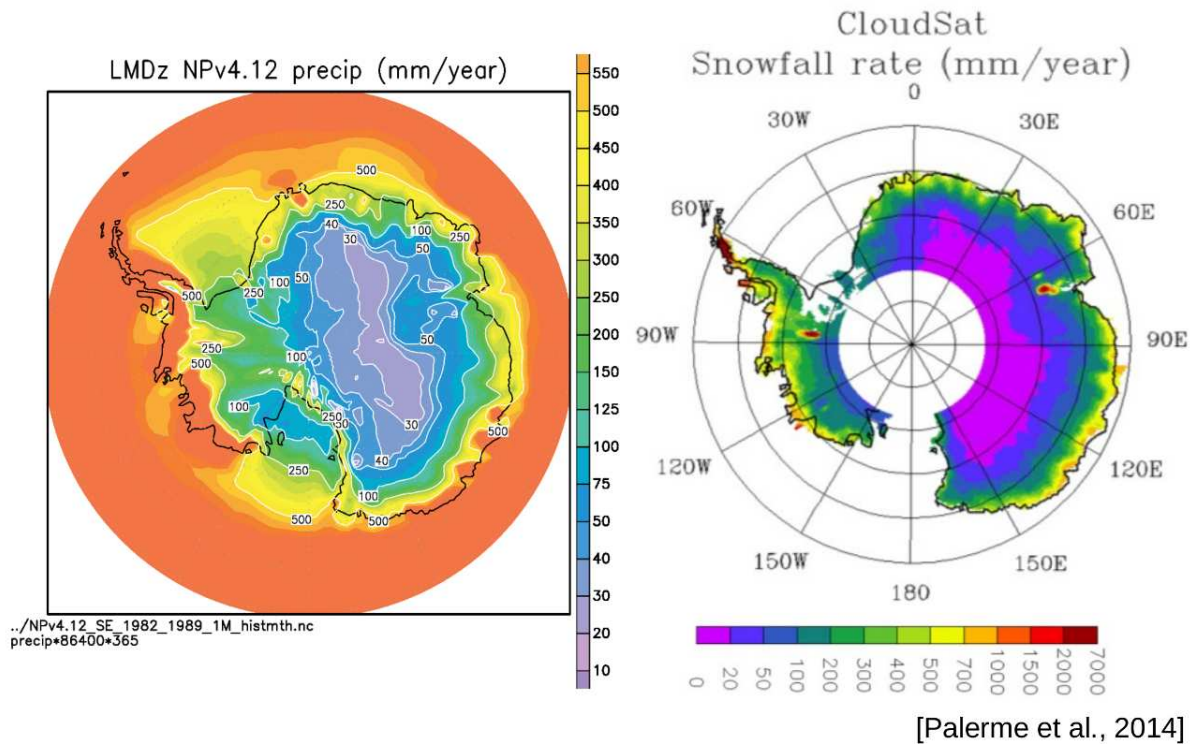


FIG. 9 – Précipitation annuelle (en mm par an) telle qu’observée par le satellite CloudSat (à droite) et simulée par la version 4.12 du modèle LMDZ (à gauche).

2 Variabilité des températures en Atlantique tropical

Marta Martin del Rey, Malick Wade, Alban Lazar

Consommation : 0 h CPU sur Ada

Aucune heure n’a été consommée car l’année a été dédiée à l’analyse des simulations réalisées l’année passée.

Durant la phase négative de l’oscillation multidécennale de l’Atlantique (AMO) des années 70-90, le «Niño Atlantique », le mode de variabilité interannuelle de l’Atlantique tropical comparable à l’ENSO du Pacifique, se développe selon deux types de distributions spatiales :

1. dans un cas, une anomalie des températures de surface de la mer (SST) chaude couvre l’ensemble du bassin tropical (le « Basin Wide » Atlantique Niño ou « BW-Atlantique », figure 10a) ;
2. dans l’autre l’anomalie équatoriale de SST positive est flanquée d’anomalies négatives au nord et au sud (le Canonique Atlantique Niño, ou « C-Atlantique », figure 10b).

Une simulation inter-annuelle avec le modèle d’océan NEMO en configuration régionale ATL-TROP025 de l’Atlantique tropical simule correctement ces deux modes de variabilité. Nous avons réalisé une étude en budget de chaleur des processus atmosphériques et océaniques impliqués dans le développement de ces deux modes.

Le Niño « BW-Atlantique » présente un réchauffement (refroidissement) de l’ensemble du bassin et est liée à ENSO de l’hiver précédent. Ce Niño Atlantique est précédé par un affaiblissement des deux systèmes de haute pression subtropicale (Sta Hélène et Açores) pendant l’automne et l’hiver précédents (figure 10c). Cet affaiblissement de la pression génère une réduction des alizés et dans le nord et le sud de l’Atlantique tropical, et par conséquent le réchauffement du bassin via la réduction des pertes de chaleur latente. Dans la bande équatoriale ces anomalies de pression de surface génèrent une convergence du vent, ce qui induit une convergence des courants océaniques un approfondissement de la thermocline, et le réchauffement de la bande équatoriale.

Le Niño « C-Atlantique » se caractérise par un réchauffement anormal de l’est de l’équateur entouré par des anomalies de SST négatives au nord et au sud de l’Atlantique équatorial. Il apparait sans rapport avec le ENSO en cours dans le Pacifique. Ce mode est précédé d’anomalies positives des pressions atmosphériques au niveau de la mer, qui donne lieu à une intensification des alizés (figure 10d), qui refroidit les tropiques (figure 10c). Sur la bande équatoriale, les anomalies de vents d’ouest associées génèrent un convergence des courants qui réchauffent la région équatoriale en réduisant l’upwelling équatorial. Ces processus sont analysés en détail par budget de chaleur.

Cette étude a été valorisée par la thèse de Marta Martin del Rey, par un article soumis et un autre en préparation.

3 Evolution, validation et utilisations du modèle ORCHIDEE

Le modèle de surface continentale ORCHIDEE est utilisé soit seul (offline), soit couplé avec LMDZ. On nomme LMDZOR la configuration couplée.

3.1 Suivi des versions et performances d’ORCHIDEE

Josefine Ghattas

Consommation : 5 000 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 Ada. Le modèle est testé avec différents niveaux de compilations et différents nombres de tache MPI pour détecter d’éventuelles erreurs introduites involontairement dans le code. Différentes configurations sont régulièrement lancées modèle pour tester les différents modes d’utilisations d’ORCHIDEE (forcé, couplé avec LMDZ avec plusieurs physiques). Ces tests doivent être effectués régulièrement pour évaluer les différentes mises à jour et amélioration du modèle de surface.

3.2 Couplage LMDZ-ORCHIDEE : interactions surface atmosphère

S. Ait Mesbah (doctorante), F. Cheruy, A. Ducharne, J.L. Dufresne, J. Ghattas, F. Wang (post-doc), L. Fairhead

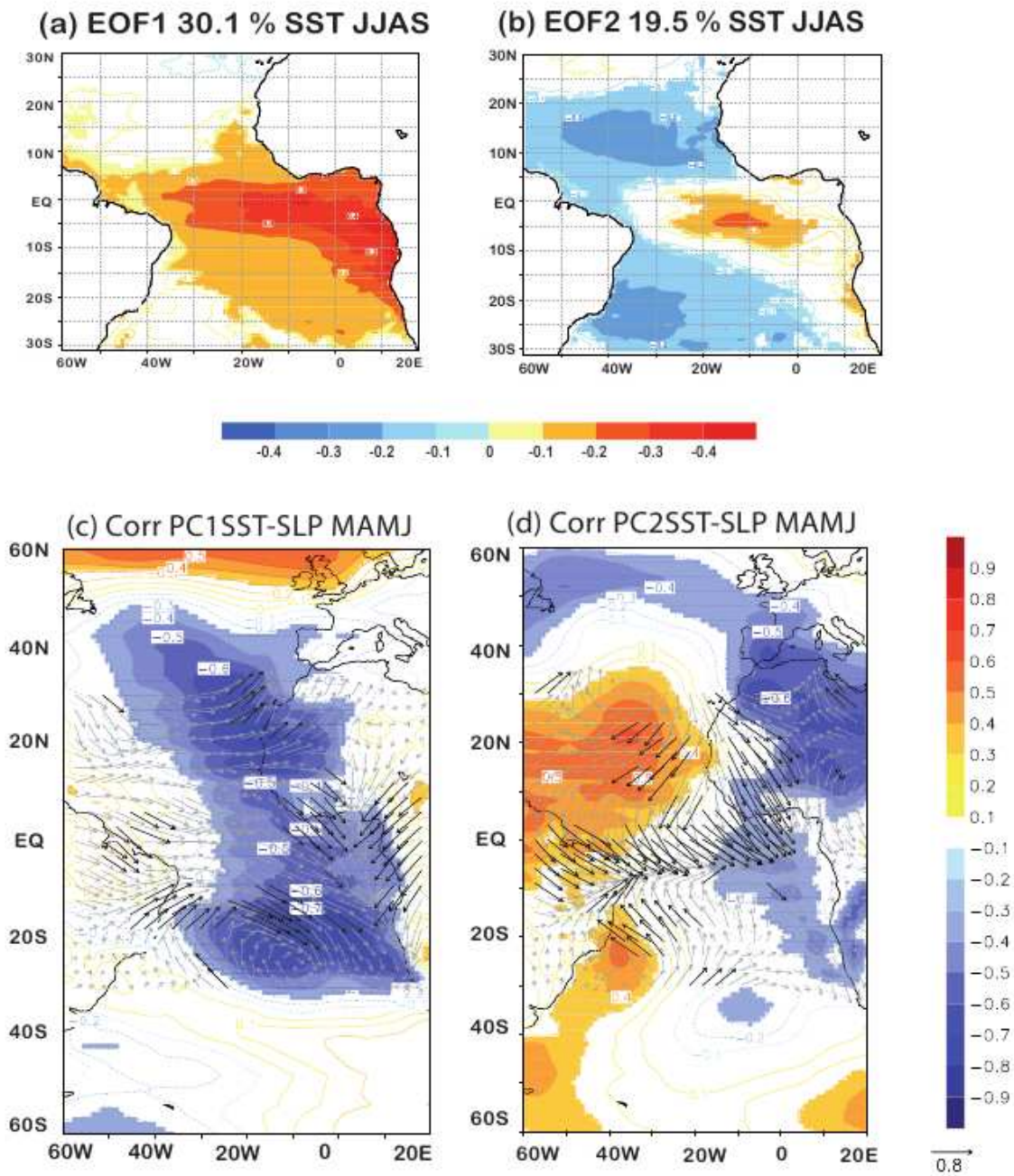


FIG. 10 – (ab) Modes de variabilité de la SST de l’Atlantique tropical en Juin-Juillet-Août-Septembre (JJAS) pendant la période 1965-1995 dans la simulation interannuelle NEMO-INTER : (a) « Basin-Wide », et (b) « Canonical » Atlantique Niño.

(c-d) Corrélation entre les anomalies de pression au niveau de la mer (SLP) en Mars-Avril-Mai-Juin et les composantes principales du « Basin-Wide » et « Canonical » Atlantique Niño.

FIG. 11 – Impact des nouvelles propriétés thermiques du sol sur la distribution de probabilité de l’amplitude diurne de température à l’échelle régionale (Sahara et Mid-West américain). La distribution de probabilité se déplace et s’étale vers les valeurs élevées, indiquant des amplitudes diurnes extrêmes plus probables.

3.2.1 Evaluation du modèle de couplé LMDZOR avec différentes configurations de la physique atmosphérique et de l’hydrologie ; révision du modèle hydro-thermodynamique de sol

Nous avons poursuivi l’évaluation de LMDZOR en mode global et continué les révisions du modèle de sol. Des tests sont en cours avec la physique atmosphérique en cours de développement (LMDZ6) et les dernières versions du modèle de sol. Celles-ci proposent une nouvelle discrétisation verticale du sol commune à l’humidité et à la température, une profondeur de sol accrue, des propriétés thermiques du sol dépendant de sa texture (3 ou 10 classes) et de l’humidité. Une paramétrisation du transport d’énergie par l’eau liquide dans le sol a également été ajoutée. L’accroissement de la profondeur du sol implique des temps de mise à l’équilibre des réservoirs d’eau relativement longs (près de 80 ans pour les sols les plus profonds dans les régions semi-arides). Des tests ont été effectués en mode forcé puis en mode couplé avec plusieurs versions de la physique atmosphérique en utilisant le guidage par des analyses pour pouvoir tester l’impact des modifications sur des simulations courtes (quelques dizaines d’années). Lors des tests, un impact sur la distribution de probabilité de la température de surface à l’échelle régionale et en particulier des valeurs extrêmes journalières a été mis en évidence (figure 11).

3.2.2 Rôle du couplage humidité des sols/atmosphère dans les projections climatiques ; mieux comprendre les biais relevant de ce couplage dans les modèles de climat et les corriger

Les simulations effectuées pour le projet GLACE ont continué d’être exploitées et ont donné lieu à plusieurs publications acceptées ou en révision.

L’expérience CAUSES (Clouds Above the United States and Errors at the Surface) a été conçue pour analyser les conditions qui conduisent au développement et au maintien du biais chaud et sec en été dans le centre des Etats-Unis dans les simulations faites par la plupart des modèles de climat qui ont participé à CMIP5 (y compris celui de l’IPSL). Elle est fondée sur l’approche dite « transpose-AMIP », où les conditions de développement du biais sont analysées dans des simulations courtes initialisées par des analyses météorologiques. Elle s’appuie sur les observations du site ARM-SGP situé au sud des Grandes Plaines aux Etats-Unis qui recueille des mesures détaillées et continues de la nébulosité, du bilan d’énergie à la surface et des précipitations. Nous avons effectué les simulations demandées par le projet CAUSES avec la version LMDZ5B-ORC11. Ces simulations sont en cours d’analyse.

3.2.3 Préparation d’une configuration zoomée guidée de LMDZOR a haute résolution sur l’Europe.

Les premiers tests effectués en essayant de profiter au maximum des possibilités qu’offre LMDZ de resserrer la grille (48x56x39, grossissement voisin de 20) pour atteindre des résolutions comparables à celles des modèles de climat régionaux sont en cours d’analyse. Il semble que pour maintenir des performances similaires à celles obtenues avec une grille régulière, il soit nécessaire de réduire le

facteur de grossissement et de travailler sur des grilles plus conséquentes. Une étude de sensibilité au nombre de point de la grille et au facteur de grossissement va être menée.

3.3 Evolution des débits sur le bassin amazonien en changement climatique

Matthieu Guimberteau, Philippe Ciais, Agnès Ducharne

Consommation : 162 heures CPU sur Ada

L'utilisation des ressources allouées par les machines de l'IDRIS a permis de mener à bien 2 études, chacune ayant donné lieu à une publication. La première (Yang et al., 2015) a été réalisée en partie dans le cadre du projet IMBALANCE-P (Effects of phosphorus limitations on Life, Earth system and Society) et la deuxième (Boisier et al., 2015, Nature Clim. Change) dans le cadre du projet EU-FP7 AMAZALERT (Raising the alert about critical feedbacks between climate and long-term land use change in the Amazon), achevé fin 2014.

3.3.1 Évaluation de la simulation des débits par les DGVMs (Modèles Globaux de Végétation Dynamique)

Nous avons étudié la capacité de 7 DGVMs, couplés à un modèle de routage, à simuler les débits de 16 grands fleuves sur 30 ans (Yang et al., 2015). De manière générale, les moyennes annuelles sont sous-estimées. Les cycles saisonniers des débits de bassins de basses et moyennes latitudes sont correctement simulés. En revanche, pour les bassins de hautes latitudes, le pic de débit est systématiquement sous-estimé à cause d'une mauvaise prise en compte de la dynamique de la fonte de la neige et de la glace dans les modèles. Excepté pour certains bassins de hautes latitudes et le bassin du Congo, la variabilité interannuelle observée est bien simulée par les modèles. Enfin, une comparaison de deux simulations prenant en compte ou pas le changement d'utilisation des terres montre que la tendance des débits est affectée par ce changement.

3.3.2 Projections de l'évolution des précipitations en Amazonie selon des simulations de modèles empiriques

Nous avons montré que nous pouvons reproduire les projections simulées par les modèles de climat de dernières générations (CMIP5) sur l'Amazonie à l'aide de modèles de précipitations empiriques. Ces modèles sont construits sur la base de relations empiriques entre les précipitations observées et des indicateurs de la circulation atmosphérique grande échelle. Ils sont ensuite utilisés pour contraindre les simulations des GCMs. Avec cette approche, nous avons montré que les projections des GCMs sous-estimaient les impacts anthropiques sur les précipitations en Amazonie et notamment sur l'évolution de la durée de la saison sèche. Les modèles empiriques simulent un allongement de la durée de la saison sèche en Amazonie pour la fin de siècle. De plus, durant le XXIème siècle, l'accroissement des surfaces du bassin amazonien soumises à une saison sèche de plus de 3 mois (figure 12a) est plus forte avec les modèles empiriques, comparée aux résultats de simulations par les GCMs qui surestiment d'ailleurs ces surfaces dès la fin du XXème siècle (figure 12b). L'évolution géographique de ces régions très stressées en eau pendant la saison sèche s'effectue vers des régions qui subissent aussi une forte pression en déforestation (figure 12c). Ainsi, ce résultat suscite une attention particulière au devenir de l'écosystème amazonien soumis aux effets combinés du changement climatique et du changement d'utilisation des terres.

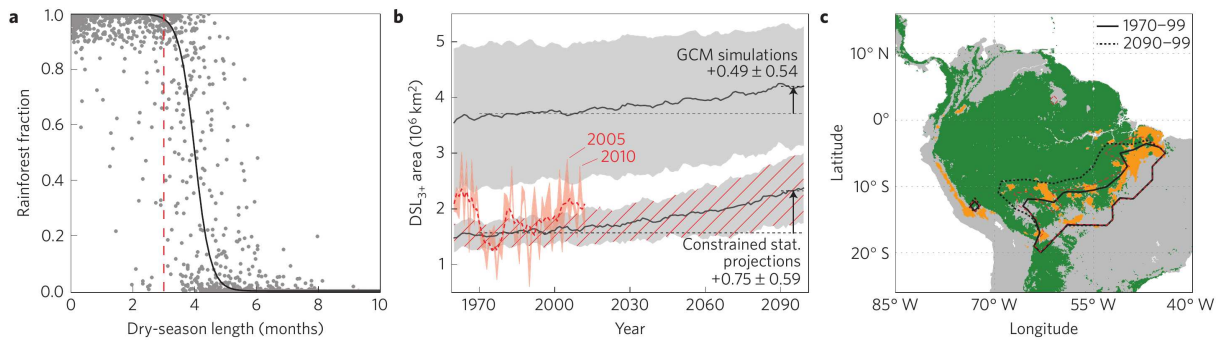


FIG. 12 – Changement de la longueur de la saison sèche amazonienne et impacts potentiels sur la forêt. a. Evolution de la fraction de l’aire de la forêt tropicale (25°S-25°N) en fonction de la durée moyenne de la saison sèche (DSL) d’après la couverture de végétation MODIS et les pluies GPCC (1980-2010). b. Evolution temporelle de l’aire du bassin amazonien soumise à une durée de saison sèche supérieure à 3 mois (DSL3+) selon si l’on utilise les précipitations observées (GPCC, courbe pointillée rouge), simulées (CMIP5, courbe noir + zone grisée) ou diagnostiquées (contraintes par les observations, courbe noir + zone grisée + stries rouge). c. Evolution spatiale de la DSL3+ selon si l’on utilise les précipitations observées (GPCC, pointillés rouge) ou diagnostiquées (trait noir plein : 1970-99 ; trait noir pointillé : 2090-99). Les zones de forêts et les aires déforestées sont représentées en vert et en orange, respectivement.

4 Isotopes de l’eau

Camille Risi, Obbe Tuinenbourg (post-doc), Alexandre Cauquoin (post-doc), Pierre Sepulchre, Yannick Donnadiou, Svetlana Betsyun

Consommation : 297 000 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 et atmosphériques et mieux évaluer leur représentation dans les modèles de climat. Ils sont implémentés dans le modèle LMDZ depuis 2008.

4.1 Travail en vue d’une pérennisation

Jusqu’à présent, la version isotopique de LMDZ, LMDZ-iso, est une branche parallèle à la version standard. Les isotopes doivent être réimplémentés dans les versions successives de LMDZ. En pratique, ce travail de mise à jour est lourd et est fait tous les 1 à 2 ans. Une réflexion a été lancée en vue d’une pérennisation des isotopes dans LMDZ. En 2015, les isotopes de l’eau, ainsi que n’importe quel traceur d’eau, ont été implémentés dans la partie dynamique de LMDZ de manière pérenne. L’algorithme a été validé dans diverses configurations : séquentiel, parallèle MPI et/ou OMP. La réflexion est en cours pour la partie physique de LMDZ.

4.2 Implémentation du cycle du Tritium

Consommation : 66 000 heures CPU sur Ada

Le tritium, sous sa forme HTO, est un traceur approprié des intrusions de masses d’air stratosphériques dans la basse troposphère car il est produit naturellement par l’interaction des radiations

cosmiques avec la haute atmosphère. En plus de cela, de grandes quantités de tritium provenant des séries de tests nucléaires durant les années 1950-60 ont également été injectées dans l’atmosphère (environ 520-550 kg, dont plus de 90% dans la stratosphère). Une fois produit, le tritium rentre dans le cycle hydrologique sous la forme HTO. Son temps de demi-vie est de $12,32 \pm 0,02$ ans. Grâce à sa production principalement dans la haute atmosphère, le tritium est un excellent marqueur des différents réservoirs (océan, stratosphère, troposphère). Par exemple, sa concentration (HTO/H₂O) dans la stratosphère 105 fois plus forte qu’au niveau de la surface, ceci en prenant seulement en compte le tritium naturel.

Nous avons déjà implémenté le tritium naturel (i.e. cosmogénique) afin d’évaluer le modèle et de pouvoir étudier les effets climatiques et les liens avec les entrées d’air stratosphériques sans l’effet masquant des grosses quantités de tritium anthropique. L’implémentation du tritium utilise la même architecture de modèle que pour les autres isotopes de l’eau. Un article a été publié dans *Earth and Planetary Science Letters* (Cauquoin et al., 2015) sur ce sujet, en collaboration avec le LSCE (Amaelle Landais, Philippe Jean-Baptiste et Élise Fourné).

Après avoir validé le modèle avec le tritium naturel, nous avons ajouté la partie anthropogénique (tritium produit par les bombes nucléaires). L’introduction de ce signal dans LMDZ-iso nous permet de nous intéresser de plus près à la dynamique globale du cycle hydrologique et plus particulièrement aux échanges entre la troposphère et la stratosphère. En effet, le tritium injecté par les bombes a produit un « pic de tritium » (ou « pic des bombes ») dans les précipitations (mesuré par l’IAEA, International Atomic Energy Agency). Depuis 1963-1965 et avec l’arrêt des essais nucléaires atmosphériques, le contenu en tritium des précipitations a décliné pour presque revenir à un niveau « pré-bombes » (niveau naturel). Ce caractère transitoire est dû à la décroissance radioactive du tritium ainsi qu’à la dynamique du cycle hydrologique (dilution du tritium par les océans). Ceci représente donc une très bonne opportunité d’étudier la dynamique du cycle hydrologique dans LMDZ. Nous avons ajouté en entrée du modèle une liste des essais nucléaires avec leur date, leur localisation ainsi que leur puissance (qui nous permet de déduire le tritium rejeté dans l’atmosphère), ainsi qu’un fichier de forçage pour la concentration de HTO à la surface des océans sur la période 1940-2008. Nous utilisons pour le moment la même résolution que précédemment (96x71x39). La comparaison avec les données de l’IAEA est prometteuse (figure 13). En testant l’amplitude du pic des bombes et le temps d’élimination de ce tritium anthropogénique, nous pouvons nous intéresser à l’intensité de l’advection verticale modélisée par LMDZ-iso et à mieux contraindre la dynamique du cycle de l’eau. Un article est en cours d’écriture pour la revue *Atmospheric Chemistry and Physics*.

4.3 Evaluation des processus convectifs et nuageux

Consommation : 23 000 heures CPU sur Ada

Les travaux dans le cadre du projet ANR CONV-ISO, dans lequel nous essayons d’utiliser la composition isotopique de la vapeur d’eau pour mieux comprendre les processus humidifiants et asséchants la troposphère, se sont poursuivis. L’article sur l’interprétation de l’évolution isotopique au cours d’événements MJO (oscillation de Madden-Julian, [Madden and Julian, 1972]) a été finalisé et accepté (Tuinenburg et al 2015). Suite à cet article, de nombreux tests de sensibilité ont été lancés. Leur analyse a pris un peu de retard du fait du départ du post-doc Obbe Tuinenburg et du congé maternité de Camille Risi.

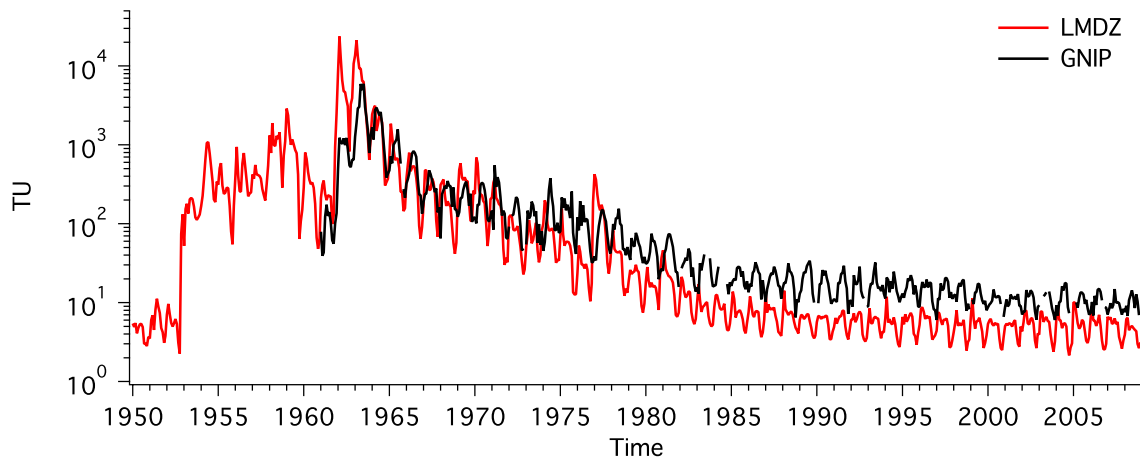


FIG. 13 – Comparaison de la quantité de tritium (exprimée en TU pour Tritium Units et correspondant à un rapport T/H de 10-18) dans les précipitations simulée par LMDZ-iso (rouge) à Vienne avec les données de l’IAEA (noir).

4.4 Applications paléo-climatiques et régionales

Consommation : 40 000 heures CPU sur Ada

Plusieurs simulations zoomées sur le plateau tibétain ont été valorisée par des publications : Day et al 2015, Gao et al 2015, He et al 2015 et Shen et al 2015. Par exemple, en combinant LMDZ-iso zoomé avec des données satellitaires, He et al 2015 analyse les différents processus qui affectent la composition isotopique de la vapeur d’eau le long des trajectoires de l’océan indien aux glaciers tibétains.

Plusieurs simulations ont été mises à jour pour comparer à des campagnes récentes, dans le cadre de plusieurs collaborations. Par exemple, Bonne et al 2015 a analysé l’évolution de la composition isotopique de la vapeur d’eau le long des trajectoires vers le Groenland au cours d’une vague de chaleur en Arctique en été 2012.

Plusieurs simulations zoomées sur l’Indonésie et sur les Etats-Unis au dernier maximum glaciaire (LGM) ont été tentées, dans le cadre d’une collaboration avec des collègues de l’Université de Californie à Los Angeles. Les simulations ont tournées pour l’actuel, mais pour le LGM, nous nous sommes malheureusement heurtés jusqu’à présent à des problèmes d’instabilité numérique que nous essayons de résoudre.

4.5 LMDZ au Cénozoïque

Consommation : 168 000 heures CPU sur Ada

Dans le cadre de la thèse de Svetlana Botsyun, le rôle de la surrection du Plateau Tibétain et de l’Himalaya, l’influence du changement de concentration on CO₂ atmosphérique, ainsi que l’influence des modifications de paléogéographie au cours du Cénozoïque sur le cycle de l’eau et la composition isotopique des précipitations sont étudiés. Pour cela, des simulations avec LMDZ-iso en mode zoomé ont été réalisées. Sur l’actuel, cette configuration permet de simuler de manière satisfaisante la distribution spatiale du $\delta^{18}O$ de la précipitation (fig 14). LMDZ-iso a été forcé avec quatre paléogéographies reconstruites pour le Cénozoïque (55, 42, 30, 15 millions d’années avant

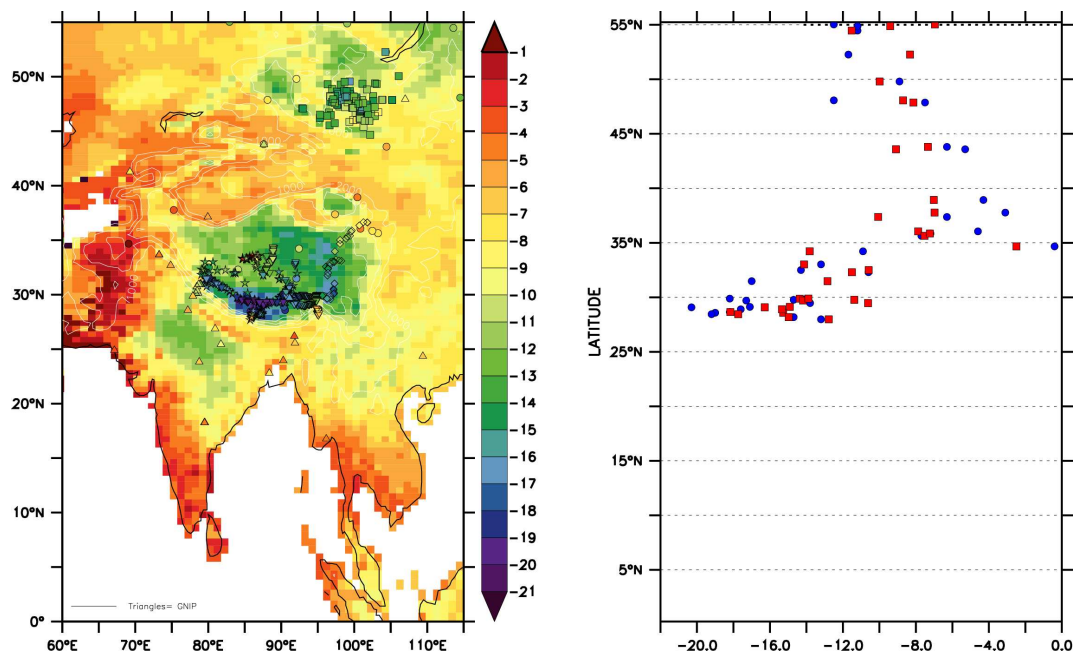


FIG. 14 – Simulation zoomée du $\delta^{18}O$ dans les précipitations par LMDZ-iso pour l'actuel, et comparaison avec les données.

notre ère). Ces paléogéographies sont caractérisées par le déplacement progressif du subcontinent Indien vers le nord et par le retrait de la Parathétys, ancêtre de la Méditerranée dont la présence peut avoir largement influencé les régimes de pluies sur le Plateau Tibétain. Pour les simulations plus « réalistes » nous utilisons les températures océaniques d'un modèle couplé (FOAM) et la distribution de la végétation d'un modèle de végétation (LPJ).

Pour quantifier l'impact de la surrection du Plateau Tibétain sur le $\delta^{18}O$ pour les simulations Eocene (42Ma) et Oligocene (30Ma), nous avons testé plusieurs scénarios de surrection du Plateau (Fig. 15, Fig. 16). Confrontées à des archives paléo-climatiques et isotopiques, ces simulations permettent (i) de discuter de la pertinence de la relation $\delta^{18}O$ -altitude en Asie pour contraindre la paléo-altimétrie, (2) de contraindre le scénario temporel de surrection du Plateau, (3) de comprendre quels sont les mécanismes principaux à l'origine des changements de précipitations et de $\delta^{18}O$ au cours des 50 derniers millions d'années sur l'Asie.

L'Eocène (42Ma) est une période pour laquelle l'élévation du Plateau Tibétain reste le plus discuté. L'analyse des différences climatiques entre l'Eocène et l'actuel a été réalisée afin de comprendre les mécanismes climatiques qui font varier le $\delta^{18}O$ sur la région asiatique. Nous avons réalisé 7 simulations de sensibilité dans le cadre du contexte Eocène : pour tester l'impact de surrection de Plateau Tibétain (3 simulations) (Fig. 15), la rôle de retrait Parathetys (1 simulation), les changements de concentration en CO_2 et la température de la surface de l'océan (3 simulations). Nous avons démontré que la relation $\delta^{18}O$ -altitude connaît de fortes variations latitudinales, liées aux différentes dynamiques atmosphériques de mousson et de vents d'ouest, mais aussi des variations temporelles, liées aux changements orographiques du plateau et à la migration latitudinale du sous-continent indien.

Ces études font l'objet de 2 articles en préparation.

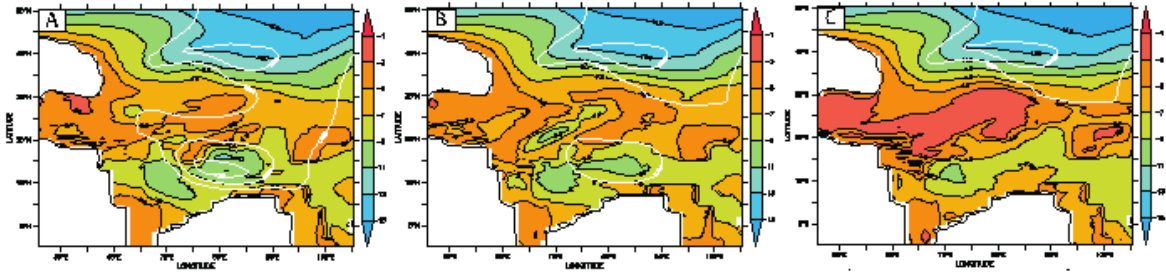


FIG. 15 – Simulation zoomée du $\delta^{18}O$ dans les précipitations par LMDZ-iso pour 30Ma avec A) 100% de la topographie du Plateau Tibétain B) 50% de la topographie du Plateau Tibétain C) 0% de la topographie du Plateau Tibétain.

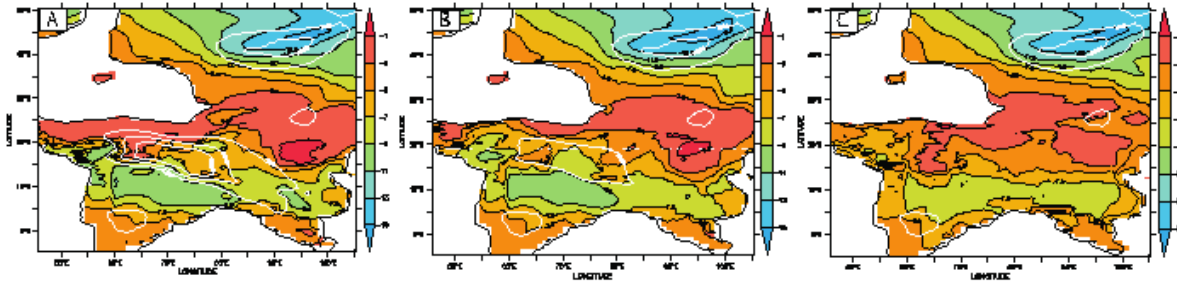


FIG. 16 – Simulation zoomée du $\delta^{18}O$ dans les précipitations par LMDZ-iso pour 42 Ma avec A) 100% de la topographie du Plateau Tibétain B) 50% de la topographie du Plateau Tibétain C) 0% de la topographie du Plateau Tibétain.

Publications récentes liées au projet

Nous ne listons ici que les articles les plus récents, qui n'étaient pas encore dans le rapport précédent ou dont le statut a changé depuis.

1. S. Ai t-Mesbah, J. L. Dufresne, F. Cheruy, F. Hourdin (2015). The role of thermal inertia in the representation of mean and diurnal range of surface temperature in semiarid and arid regions. *Geophys. Res. Letters*. 10.1002/2015GL065553
2. Alexis Berg, Benjamin R. Lintner, Kirsten Findell, Sonia I. Seneviratne, Bart van den Hurk, Agnès Ducharne, Frédérique Chéruy, Stefan Hagemann, David M. Lawrence, Sergey Malyshev, Arndt Meier, and Pierre Gentine (2015) : Interannual Coupling between Summertime Surface Temperature and Precipitation over Land : Processes and Implications for Climate Change. *J. Climate*, 28, 1308–1328. doi : <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00324.1>
3. Berner, J. , U. Achatz, I. Batte, A. de la Cámara, D. Crommelin, H. Christensen, M. Colangeli, S. Dolaptchiev, C. L.E. Franzke, P. Friederichs, P. Imkeller, H. Järvinen, S. Juricke, V. Kitsios, F. Lott, V. Lucarini, S. Mahajan, T. N. Palmer, C. Penland, J.S. Von Storch, M. Sakradžija, M. Weniger, A. Weisheimer, P. D. Williams, J.-I. Yano, 2015 : Stochastic Parameterization : Towards a new view of Weather and Climate Models, **Soumis** au *Bull. Amer. Soc.*
4. Boisier J.P., Ciais P., Ducharne A. and Guimberteau M. (2015) : Projected strengthening of Amazonian dry season by constrained climate model simulations, *Nature Clim. Change*, 5, 656-660, doi :10.1038/nclimate2658
5. Bony, S., B. Stevens, D. M. W. Frierson, C. Jakob, M. Kageyama, R. Pincus, T. G. Shepherd, S. C. Sherwood, A. P. Siebesma, A. H. Sobel, M. Watanabe, and M. J. Webb (2015), Clouds, circulation and climate sensitivity, *Nature Geoscience*, 8 (4), 261-268, doi :10.1038/ngeo2398.
6. Bony, S, D Coppin, B Stevens, T Becker, K Reed, B Medeiros and A Voigt : The temperature dependence of high-cloud amount and its implications for convective aggregation and large-scale circulations. **En préparation**.
7. Bonne, J., H. C. Steen-Larsen, C. Risi, M. Werner, H. Sodemann, J. Lacour, X. Fettweis, G. Cesana, M. Delmotte, O. Cattani, P. Vallelonga, H. A. Kjær, C. Clerbaux, Á. E. Sveinbjörnsdóttir, and V. Masson-Delmotte (2015), The summer 2012 Greenland heat wave : In situ and remote sensing observations of water vapor isotopic composition during an atmospheric river event. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 2970–2989. doi : 10.1002/2014JD022602.
8. Botsyun S., Risi C., Sepulchre P. and Donnadieu Y. What controls the isotopic composition of precipitation over Tibetan Plateau and Himalayas through time? **En préparation** pour *J. Geophys. Res.*
9. Botsyun S., Sepulchre P., Donnadieu Y., Risi C. and Naveau P. Spatial and temporal heterogeneity of $\delta^{18}O$ - elevation relationship in precipitation over the Tibetan Plateau and the Himalayas : consequences for paleoaltimetry estimates. **En préparation** pour *Clim. of the Past*
10. Cauquoin, A., Jean-Baptiste, P., Risi, C., Fourné, E., Stenni, B., and Landais, A. (2015) The global distribution of natural tritium in precipitation simulated with an Atmospheric General Circulation Model and comparison with observations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 427, 160-170. doi :10.1016/j.epsl. 2015.06.043.
11. Cauquoin, A., Jean-Baptiste, P., Risi, C., Fourné, E., Stenni, B., and Landais, A. Modeling the global bomb-tritium transient signal with an Atmospheric General Circulation Model : a promising method to evaluate the dynamics of the hydrological cycle in the models and its link with stratospheric air intrusions. **En préparation** pour *Atmos. Chem. Phys.*

12. Coppin, D., and S. Bony : Mechanisms governing the initiation of convective self-aggregation in a global circulation model run in radiative-convective equilibrium, **soumis** à *Journal of Advances in Modelling Earth Systems*.
13. Day, J, Fung, I and Risi, C. (2015) Weak Coupling of July-August Precipitation between India and East Asia. *J. Climate*, 28, 4330-4356
14. de la Camara, A. , F. Lott and A. Hertzog (2014) : Intermittency in a stochastic parameterization of non-orographic gravity waves, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, doi :10.1002/2014JD022002
15. A. de la Camara and F. Lott (2015) : A parameterization of gravity waves emitted by fronts and jets, *Geophys. Res. Letters*. 42, doi :10.1002/2015GL063298
16. Duvel, J.P., L. Guez, S. J. Camargo and A. H. Sobel : Role of the Convective Scheme in Modeling Initiation and Intensification of Tropical Depressions over the North Atlantic. **En préparation.**
17. Gao, J, et al. (2015) Southern Tibetan Plateau ice core $\delta^{18}O$ reflects abrupt shifts in atmospheric circulation in the late 1970s. *Clim Dyn*, 10.1007/s00382-015-2584-3
18. Guimberteau M.,_Ciais P.,_Ducharne A. : Influence of rainfall rate on the surface hydrology and vegetation of Mato Grosso, Amazonia, **soumis** à *Geophys. Res. Lett.*
19. Y. He, C. Risi, J. Gao, V. Masson-Delmotte, T. Yao, J. Worden, C. Frankenberg, G. Cesana (2015). Impact of atmospheric convection on the isotopic composition of Tibetan precipitation using a combination of satellite data and atmospheric general circulation modeling. *J. Geophys. Res.*, 120 :3852–3871, DOI : 10.1002/2014JD022180
20. Jasechko, S, Lechler, A, Pausata, F S R, Fawcett, P J, Gleeson, T, Cendron, D I, Galewsky, J, LeGrande, A N, Risi, C, Sharp, Z D, Welker, J M, Werner, M, Yoshimura, K (2015). Late-glacial to late-Holocene shifts in global precipitation $\delta^{18}O$. *Clim. Past* , 11, 1375-1393, 2015
21. Lazar A., M. Wade, A.C. Peter, C. Deltel. Thermal impacts of coast ally trapped planetary waves along african coasts at intra-seasonal scale. **En préparation.**
22. M. Martín-Rey, I. Polo, B. Rodríguez-Fonseca, A. Lazar. On the influence of the Subtropical Highs in the development of Atlantic Niños. **En préparation.**
23. May W, A. Meier, M Rummukainen, A. Berg, F. Chéruy, S. Hagemann (2015) : Contributions of soil moisture interactions to climate change in the tropics in the GLACE–CMIP5 experiment, *Clim Dyn*, DOI 10.1007/s00382-015-2538-9
24. F. Lott, C. Millet, and J. Vanneste (2015) : Inertia-gravity waves in inertially stable and unstable sheared flows, *J. Fluid Mech.*, 775, 223-240
25. S. Mailler and F. Lott (2015) : Impact of Subgrid-scale Orography on Equatorial Angular Momentum Budget and the Cold Surges in a General Circulation Model, *Monthly Weather Review*, In press.
26. Martín del Rey, M (2015). Tropical Atlantic influence on the Pacific : Air-sea interactions and modulations, PhD Thesis, UCM, Madrid. (<https://www.educacion.gob.es/teseo/mostrarResult.do?ref=359025>)
27. Martín-Rey M, I Polo, B Rodríguez-Fonseca, A Lazar and T Losada (2015b) On the different configurations of the Atlantic Niño phenomenon under negative AMO phases, *J Clim* (**soumis**)
28. Martín-Rey M, I Polo, B Rodríguez-Fonseca and A Lazar (2015c) Air-sea interactions and oceanic processes in the development of different Atlantic Niño patterns (**en préparation**)

29. Masson-Delmotte, H.C. Steen-Larsen, P. Ortega, D. Swingedouw, T. Popp, B.M. Vinther, H. Oerter, A.E. Sveinbjornsdottir, J.E. Box, S. Falourd, X. Fettweis, H. Gallée, E. Garnier, J. Jouzel, A. Landais, B. Minster, N. Paradis, A. Orsi, C. Risi, M. Werner, H. Gudlaugsdottir, and J.W.C. White (2015). Recent changes in North West Greenland climate documented by NEEM shallow ice core data and simulations, and implications for past temperature reconstructions. *The Cryosphere*. 9, 1481-1504
30. Rемаud, M. and J.P. Duvel : Sensitivity of the MJO to closure and entrainment of the convective scheme in LMDZ, **en préparation**.
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.* (déjà présenté dans de multiples conférences)
32. Risi, C, Worden, J, Lacour, J-L, Tuinenburg, O, Rio, C. Evaluating the relative roles of deep convection, shallow convection and large-scale condensation parameterizations in climate models using water isotopic measurements. **En préparation** pour *Atm. Chem. Phys.* (déjà présenté dans de multiples conférences)
33. S S.P. Shen, T. Yao, C. Risi, N. Tafolla, Y He. Reconstruction of precipitation delta18O over the Tibetan Plateau since 1910. **Accepté** par *J. Geophys. Res.*
34. Tuinenburg, O, C. Risi, J.-L. Lacour, M. Schneider, A. Wiegeler, J. Worden, N. Kurita, J.P. Duvel, N. Deutscher, S. Bony, P.F. Coheur, C. Clerbaux (2015). Moist processes during MJO events as diagnosed from water isotopic measurements from the IASI satellite. **Accepté** par *J. Geophys. Res.*
35. Voigt, A., S. Bony, J.-L. Dufresne, and B. Stevens : Robust partitioning of inter-hemispheric atmospheric energy transport in comprehensive climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **En révision**
36. F. Wang, F. Cheruy, J.L. Dufresne: The improvement of soil thermodynamics and its effects on land surface meteorology in the IPSL climate model. **En révision** pour *Geophys. Model Dev.*
37. Yang H., Piao S., Zeng Z., Ciais P., Yin Y., Friedlingstein P., Sitch S., Ahlström A., Guimberteau M., Huntingford C., Levis S., Levy P., Huang M., Li Y., Li X., Lomas M., Peylin P., Poulter B., Viovy N., Zaehle S., Zeng N., Zhao F. and Wang L. (2015): Multi-criteria evaluation of discharge simulation in Dynamic Global Vegetation Models, *J. Geophys. Res.*, 120, 7488-7505, doi:10.1002/2015JD023129

Autres références

Références

- [Bretherton et al., 2005] Bretherton, C. S., Blossey, P. N., and Khairoutdinov, M. (2005). An Energy-Balance Analysis of Deep Convective Self-Aggregation above Uniform SST. *J. Atmos. Sci.*, 62 :4273-4292.
- [Lott et al., 2012] Lott, F., Guez, L., and Maury, P. (2012). A stochastic parameterization of non-orographic gravity waves, formalism and impact on the equatorial stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 39 :L06807, doi :10.1029/2012GL051001.

- [Lott et al., 2010] Lott, F., Plougonven, R., and Vanneste, J. (2010). Gravity waves generated by sheared potential-vorticity anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67 :doi : <http://dx.doi.org/10.1175/2009JAS3134.1>.
- [Madden and Julian, 1972] Madden, R. A. and Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period,. *J. Atmos. Sci.*, 29 :1109–1123.
- [Muller and Held, 2012] Muller, C. J. and Held, I. M. (2012). Detailed investigation of the self-aggregation of convection in cloud-resolving simulations. *J. Atmos. Sci.*, 69 :2551–2565, doi : <http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-11-0257.1>.
- [Popke et al., 2013] Popke, D., Stevens, B., and Voigt, A. (2013). Climate and climate change in a radiative-convective equilibrium version of ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(1) :1–14.
- [Wing and Emanuel, 2014] Wing, A. A. and Emanuel, K. A. (2014). Physical mechanisms controlling self-aggregation of convection in idealized numerical modeling simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(1) :59–74.