

Rapport d'activité DARI 2020 – projet 0292

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

Rapport d'activité

Camille Risi

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

L.M.D. - février 2020

Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>2</b>
1.1	Vue d'ensemble du projet . . . . .	2
1.2	Bilan de notre consommation . . . . .	2
1.2.1	A l'IDRIS . . . . .	2
1.2.2	Sur Irène . . . . .	2
<b>2</b>	<b>Étude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ</b>	<b>3</b>
2.1	Entretien d'une version distribuée de LMDZ . . . . .	3
2.2	Organisation spatiale de la convection . . . . .	3
2.2.1	Simulations RCEMIP . . . . .	3
2.2.2	Étude des effets qui forcent la convection à s'organiser en bande zonale . . . . .	4
2.2.3	Impact de l'agrégation zonale de la convection sur l'étendue méridienne de la zone de convergence intertropicale . . . . .	4
2.2.4	Préparation de la campagne EUREC4A . . . . .	4
2.3	Influence des montagnes et de la stratosphère sur le climat . . . . .	6
2.4	Paramétrisation de la convection et phénomènes tropicaux . . . . .	6
2.4.1	Couches de réchauffement diurne, flux à l'interface et convection . . . . .	6
2.4.2	Impact du transport et des nuages convectifs sur la distribution et la variabilité des précipitations tropicales . . . . .	7
2.5	Microphysique des nuages de froids . . . . .	9
2.5.1	Brumes et précipitations en Antarctique . . . . .	9
2.5.2	Représentation des nuages hauts . . . . .	11
<b>3</b>	<b>Évaluation, amélioration et amélioration du modèle LMDZ-ORCHIDEE</b>	<b>11</b>
3.1	Suivi des versions et performances d'ORCHIDEE . . . . .	11
3.2	Couplages surfaces continentales - atmosphère . . . . .	11

<b>4</b>	<b>Isotopes de l'eau</b>	<b>11</b>
4.1	Applications régionales . . . . .	12
4.2	Compréhension des processus contrôlant la composition isotopique de la vapeur d'eau	12
4.2.1	Simulation avec LMDZ . . . . .	12
4.2.2	Simulations avec SAM . . . . .	12
4.2.3	Impact de l'organisation de la convection . . . . .	14

## 1 Introduction

### 1.1 Vue d'ensemble du projet

Le projet est centré sur le développement et l'utilisation du modèle de circulation générale LMDZ (section 2) et du modèle de surface continentale ORCHIDEE (section 3).

### 1.2 Bilan de notre consommation

#### 1.2.1 A l'IDRIS

Pour l'allocation A6, sur Ada, nous avons consommé 242 742 heures, soit 23% des 1 060 350 heures demandées. Sur Jean-Zay, sur une allocation restante de 617 000 heures, nous avons consommé 59 905 heures au 26 janvier 2020, soit 9.7%.

Le passage de Ada à Jean-Zay ne suffit pas à expliquer la sous-consommation. En effet, la plupart des membres du projet se sont vite adaptés à Jean-Zay. En fait, plusieurs membres ont eu peur de trop consommer comme c'était le cas l'année précédente, et se sont tournés vers d'autres projets pour leurs simulations les plus coûteuses.

Nous ne pouvons malheureusement pas donner les statistiques détaillées par thème cette année car nous n'avons plus accès à Ada.

#### 1.2.2 Sur Irène

Sur Irène, au contraire des machines de l'IDRIS, nous avons consommé plus que ce qui nous avait été alloué (tableau 1). En particulier, nous avons pris en main avec succès la version isotopique du modèle haute-résolution SAM, qui tourne à présent régulièrement sur Irène KNL.

thème	machine	heures allouées (k heures CPU)	heures con- sommées au 26 février 2020 (k heures CPU)	% de con- sommation par rapport à l'allocation initiale
<b>Étude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ : entretien d'une version distribuable</b>	Irène SKL	150	174	116%
<b>Etude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ : entretien d'une version distribuable</b>	Irène KNL	50	0	0%
<b>Isotopes de l'eau</b>	Irène KNL	150	216	144%
<b>Total</b>	Irène KNL	200	216	108%

TABLE 1 – Tableau comparant les heures de calcul initialement allouées et consommées sur Irène au 26 janvier 2020.

## 2 Étude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ

### 2.1 Entretien d'une version distribuable de LMDZ

Laurent Fairhead, Ionela Musat

Des simulations routinières de 1 mois sont lancées sur Jean-Zay et Irène pour vérifier que le modèle tourne et donne les résultats attendus dans différentes configurations (séquentielle, MPI, OMP, MPI/OMP, LMDZ seul, LMDZ couplé à ORCHIDEE) et sur les différentes machines.

### 2.2 Organisation spatiale de la convection

Sandrine Bony, Max Popp (post-doc), Ionéla Musat

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.

#### 2.2.1 Simulations RCEMIP

RCEMIP est un projet dédié à la comparaison d'une hiérarchie de modèles atmosphériques (General Circulation Model-GCM et Cloud Resolving Model-CRM) dans des configurations d'insolation

et/ou de températures de surface spatialement uniforme et sans rotation. Ce genre de simulations permet d'étudier la physique de l'atmosphère tropicale, et notamment l'organisation spatiale de la convection. Les buts de RCEMIP sont spécifiquement l'évaluation de la robustesse des comportements des modèles, des feedbacks nuageux, et de l'organisation spatiale de la convection, et la dépendance de l'organisation de la convection à la température de surface.

Après avoir mis en place la configuration et après avoir implémenté les diagnostics requis, nous avons trouvé des problèmes de stabilité du modèle IPSL-CM6 dans la configuration de RCEMIP. Nous sommes en ce moment en train d'en chercher la cause, et de mettre une configuration stable en place. Une fois cela fait et la configuration testée, nous réaliserons les simulations de production. Nous n'avons donc pas encore utilisé toutes les heures demandées, mais nous sommes optimistes que nous allons finaliser le projet avant la fin avril.

Des comparaisons préliminaires de la réponse des nuages au réchauffement dans une ancienne configuration d'équilibre radiatif-convectif (RCE) et dans une série d'autres configurations du même modèle IPSL-CM6 (RCE, aqua-planète avec rotation et gradients de température, AMIP, couplé océan-atmosphère) laisse entrevoir une grande robustesse de la réponse des nuages bas et des enclumes convectives à la température dans ce modèle. Ces résultats nous motivent pour résoudre les problèmes techniques et finaliser le projet.

### **2.2.2 Étude des effets qui forcent la convection à s'organiser en bande zonale**

Dans des simulations en équilibre radiatif-convectif, la convection a tendance à s'organiser en clusters, créant un état agrégé. Cette forme d'organisation de la convection a un grand effet sur l'état moyen de l'atmosphère et entraîne des circulations spécifiques à moyenne échelle qui maintiennent l'état agrégé. Cependant, sur Terre, le mode d'organisation dominant est celui d'une bande zonale, la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT). Cette organisation en bande zonale semble être liée au gradient méridien de température de surface, mais il n'est pas clair si les mécanismes qui forcent la ZCIT à s'organiser en bande sont les mêmes que ceux qui forcent l'organisation en clusters dans les simulations en équilibre radiatif-convectif. Pour aborder cette question nous voulions réaliser des simulations idéalisées dans lesquelles le modèle est initialisé dans un état agrégé en cluster de convection et des gradients de température et d'insolation sont imposés. A cause des problèmes techniques avec les simulations RCE, nous n'avons pas encore commencé à réaliser ces simulations. Peut-être pourrions-nous rattraper cela avant la fin avril, mais il est également possible que nous mettions de côté ce projet.

### **2.2.3 Impact de l'agrégation zonale de la convection sur l'étendue méridienne de la zone de convergence intertropicale**

Dans cette étude (Popp et Bony, 2019), qui valorisent des simulations que nous avons réalisées en 2018 sur Ada, nous avons démontré que des états plus agrégés suivant l'équateur sont associés à une zone de convergence intertropicale plus large et avec deux maxima de précipitation des deux côtés de l'équateur.

### **2.2.4 Préparation de la campagne EUREC4A**

La campagne EUREC4A est une initiative franco-allemande qui est en train d'avoir lieu entre le 20 janvier et le 20 février 2020 à la Barbade. EUREC4A vise à faire progresser la compréhension de l'interaction entre les nuages, la convection et la circulation à grande échelle et leur rôle dans le changement climatique. Dans ce cadre, des simulations avec LMDZ6 seront lancées (voir demande). Des simulations tests en préparation de cette campagne ont déjà été lancées.

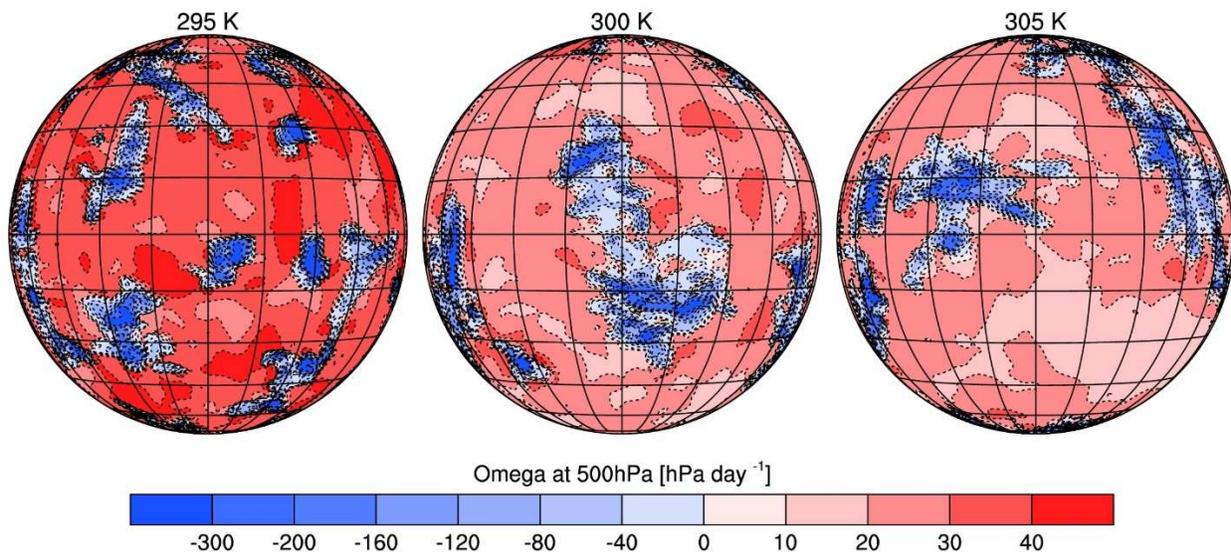


FIGURE 1 – Premiers résultats des simulations d'équilibre radiatif-convectif avec le modèle IPSL-CM6. Les figures montrent les vents verticaux à 500 hPa. Des valeurs positives indiquent des vents subsidents et les valeurs négatives des vents ascendants. Les trois simulations sont dans un état agrégé ce qui se manifeste par des petites régions de convections avec des vents ascendant très fort et par des grandes régions de subsidence faible.

## 2.3 Influence des montagnes et de la stratosphère sur le climat

F. Lott, L. Guez, D. Cugnet, B. Ribstein (post-doc), et S. Mailler

L'équipe « Dynamique et Physique de l'Atmosphère et de l'Océan » (DPAO), implantée à l'École 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. Elle s'intéresse en particulier à l'effet de la stratosphère, des montagnes, des ondes de gravité, et plus récemment des modifications en superficie des glaces Arctique.

L'année 2019 a été une année où nos simulations antérieures ont été valorisées. Les développements de la version stratosphérique de LMDZ, leurs insertions dans le modèle couplé IPSLCM6 nous ont permis de participer à de nombreuses initiatives internationales. A titre d'exemple, une série de modèles impliqués dans le programme « Quasi-Biennial Oscillation initiative » (QBOi) nous permettent de faire le bilan de notre connaissance de cette oscillation (Bushell et al. 2019, Stockdale et al. 2019) ainsi que de l'oscillation semi-annuelle dans la haute stratosphère et la basse mésosphère (Smith et al. 2019). Ces études montrent, entre autre, que les modèles ont du mal à simuler la descente de l'oscillation jusqu'au sommet de la troposphère (100hPa-70hPa), et que les prévisions du futur de la QBO, dans un climat qui change sont très diverses (Richter et al. 2019). Dans certains modèles elle accélère, dans d'autres elle ralentit voire disparaît (c'est le cas du modèle du LMD). Dans tous les modèles, la simulation de la QBO est due à une combinaison d'ondes paramétrées et d'ondes équatoriales simulées explicitement. Dans le domaine des ondes paramétrées LMDZ6 se distingue car il relie aujourd'hui directement les ondes de gravités à leur source dans la troposphère. Les études comparant les différents modèles montrent aussi que les ondes explicitement résolues (ondes équatoriales et marées) sont assez réalistes. Ceci est dû au fait que la résolution verticale des nouveaux modèles est bien en dessous du km dans la basse stratosphère, et que ces ondes sont moins liées à la variabilité de la convection dans les tropiques qu'on ne le pensait (Holt et al. 2019).

Les simulations que nous avons fait concernant la sensibilité du climat à la représentation des montagnes, ou à la représentation des ondes non-orographiques sont en cours de valorisation. Nos études sur la paramétrisation des montagnes d'échelle sous-maille, réconciliant couche limite et ondes de montagne au sens large sont encore en phase de maturation : la théorie ne permet pas encore de tester un formalisme dans le cadre d'une paramétrisation.

## 2.4 Paramétrisation de la convection et phénomènes tropicaux

### 2.4.1 Couches de réchauffement diurne, flux à l'interface et convection

Jean-Philippe Duvel, Hugo Bellenger, Lionel Guez, Xavier Perrot (postdoc)

Dans le cadre de l'ANR COCOA, nous avons lancé une étude sur la représentation des interactions océan-atmosphère dans le modèle LMDZ, en particulier sur l'impact des couches de réchauffement diurne (CRD) sur le déclenchement de la convection. Nous avons intégré une nouvelle paramétrisation des CRD dans la dernière version de LMDZ sur la base de l'étude de [Bellenger et al., 2017]. Cette nouvelle paramétrisation des CRD comporte également la représentation des lentilles d'eau douce résultant des précipitations.

Nous avons dans un premier temps caractérisé la réponse des paramétrisations des processus diabatiques de LMDZ aux couches de réchauffement diurne et à l'effet de peau froide représentés par Bellenger et al. (2017). Nous avons mené cette étude sur un cas 1D provenant des observations faites à bord du RV Revelle pendant la campagne Cindy-Dynamo en 2011. Nous avons pour cela optimisé les forçages sur une région de 50km de rayon autour du RV Revelle en coopération avec le Lawrence Livermore National Laboratory (Y. Zhang et S. Xie). La figure 2 illustre l'effet de la paramétrisation sur le cycle diurne moyen dans l'atmosphère. Autour de midi, la couche de réchauffement diurne chauffe la couche limite turbulente jusqu'à 980hPa (schéma de diffusion verticale, à gauche). Cette chaleur est transportée au-dessus de la couche limite par la convection de couche limite (schéma des thermiques, à droite).

Après avoir étudié en 1D la réponse de LMDZ à la paramétrisation de [Bellenger et al., 2017], nous avons lancé les premiers tests en 3D. La Figure 3 représente des cartes moyennes sur 30 mois de mars de différences entre la température à l'interface océan-atmosphère et la température de la couche mélangée océanique (typiquement 10-20m de profondeur) produites par la paramétrisation de [Bellenger et al., 2017] dans le modèle LMDZ6. L'effet de refroidissement de la peau (cool skin d'épaisseur 1 mm environ) domine largement avec des refroidissements de l'ordre de  $-0.3^{\circ}\text{C}$  dans les sub-tropiques (autour de  $20^{\circ}$  Nord et Sud). Près de l'équateur cet effet est compensé par l'apparition de couches de réchauffement diurne (diurnal warm layers) pendant la journée. Les couches de réchauffement diurnes surpassent l'effet de peau dans le Pacifique Est Equatorial où la température moyenne est augmentée de  $0.2-0.3^{\circ}\text{C}$ . Aux moyennes latitudes ( $40^{\circ}-60^{\circ}$  Nord et Sud), à l'exception notable des courants de bord ouest (Gulf stream et Kuroshio), le vent de surface plus fort induit un mélange plus important qui réduit l'effet de peau.

Nous prévoyons encore de faire 2 simulations de 50 ans afin d'évaluer l'impact climatique conjugué des couches de réchauffement diurne et de l'effet de peau froide et des réponses non linéaires de l'atmosphère (déclenchement de convection humide) que ces phénomènes occasionnent.

Il était prévu de faire 50 ans de simulations avec paramétrisation passive et 50 ans avec paramétrisation active. Un problème sur les fichiers de sorties dans la nouvelle version du LMDZ nous a empêché d'effectuer les simulations prévues. L'intégralité des heures seront consommées d'ici Avril 2020 une fois ce problème résolu.

#### **2.4.2 Impact du transport et des nuages convectifs sur la distribution et la variabilité des précipitations tropicales**

Catherine Rio, Frédéric Hourdin, Jean-Yves Grandpeix

En 2019 plusieurs séries de simulations globales de 3 ans ont été réalisées avec le modèle LMDZ en résolution  $144 \times 142 \times 79$  afin de mieux comprendre l'impact des différents développements de la physique atmosphérique sur la distribution et la variabilité des pluies tropicales. Les modifications apportées à la version 5B du modèle LMDZ concernent différents aspects : modifications de la représentation du transport convectif dans la couche limite (mélange, fermeture) ; effet des rafales sur les flux de surface ; couplage entre la convection peu profonde et la convection profonde (déclenchement stochastique, partitionnement des thermiques dans la maille), amélioration des aspects thermodynamiques (phase glacée), introduction d'un nouveau code pour le transfert radiatif, et ré-ajustement des paramètres libres du modèle (en lien avec les processus de couche limite, de convection et nuageux). Les tests effectués sont présentés dans la table 2 et ont été réalisés par ajout successif depuis la version 5B jusqu'à la version 6A.

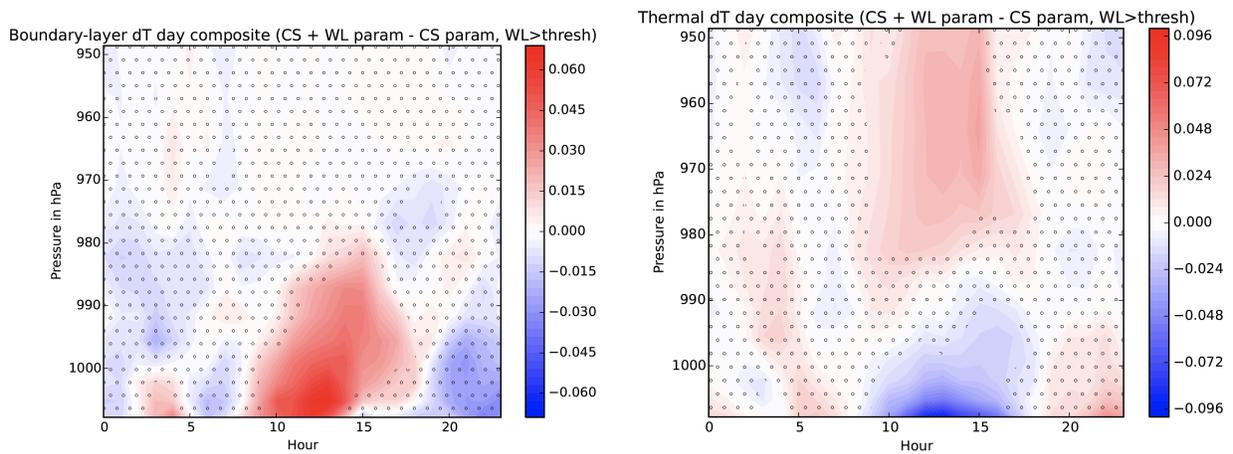


FIGURE 2 – Cycle diurne moyen des tendances en température (K/jour) simulé par le schéma de diffusion vertical (gauche) et le schéma du thermique (droite) du aux couches de réchauffement diurne seules pour le cas 1D CINDY-DYNAMO (90 jours) pour les jours où le cycle diurne de température de l’océan est supérieure à 1K. Les points marquent les régions où la tendance n’est pas différente de 0 à 99% (test de significativité de Student).

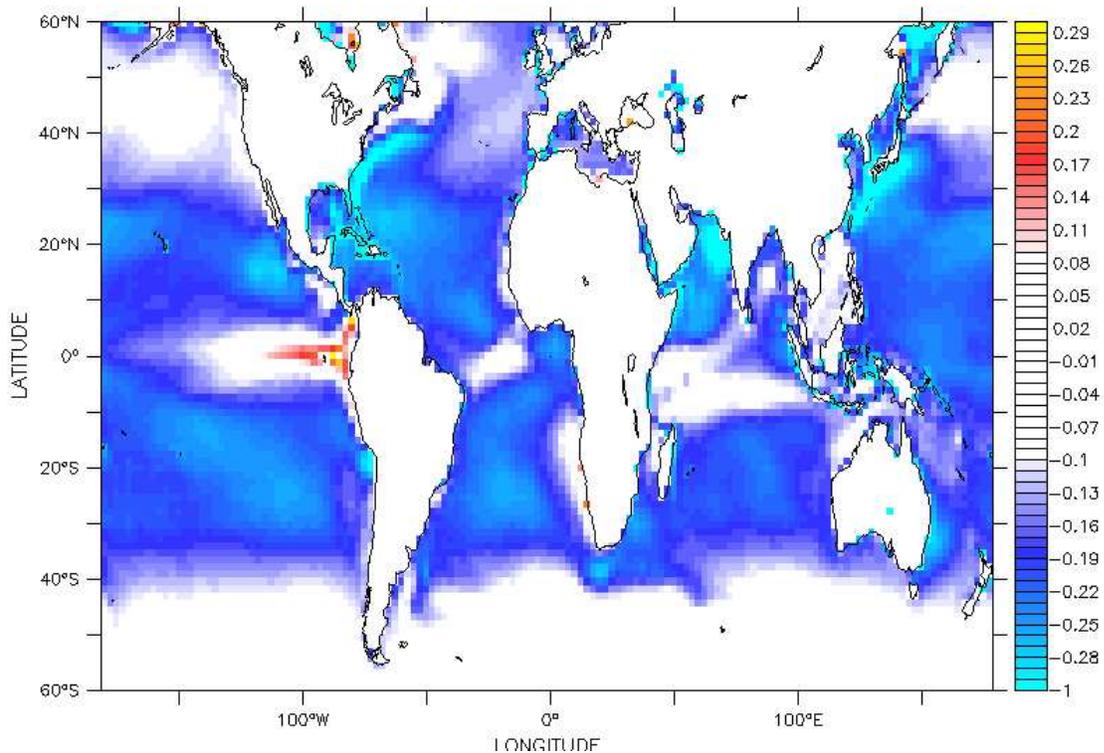


FIGURE 3 – Carte des différences de température de l’interface océanique moyenne (ensemble de 30 membres de simulations) pour le mois de mars calculées par la paramétrisation de [Bellenger et al., 2017] dans LMDZ6.

Référence NPv3.2	5B
Modifications du modèle du thermique	THERMIQUES
Thermodynamique de la glace	THERMO-ICE
Correction du calcul du qsat(T)	QSAT
Introduction de l'effet des rafales sur les flux de surface	GUST
Déclenchement stochastique de la convection profonde	STOCH
Partitionnement des thermiques (hors des poches froides)	SPLITTING
Nouveau schéma de rayonnement (RRTM)	RAYO
Tuning des paramètres de couche limite	TUNING-CL
Tuning des paramètres de convection	TUNING-CV
Tuning des paramètres nuageux	TUNING-CLD
Nouvelle physique	6A

TABLE 2 – Les tests effectués par ajouts successifs depuis la version LMDZ5B jusqu'à la version LMDZ6A.

Concernant la distribution moyenne des pluies tropicales, deux évolutions du modèle se dégagent en particulier : l'augmentation des pluies sur les continents, et en particulier sur l'Afrique de l'Ouest pendant la période de mousson, en meilleur accord avec les observations ; et une diminution importante de la pluie sur la warm pool et l'océan indien, en désaccord avec les observations. L'analyse des tests de sensibilité montre que les développements autour des schémas de convection tendent à diminuer la pluie, notamment au Sahel, en favorisant la convection peu profonde sur la convection profonde ; et que ce sont essentiellement les modifications liées à la thermodynamique de la glace, les paramètres contrôlant la couverture nuageuse et leur effet radiatif qui permettent l'augmentation des pluies sur le Sahel, comme illustré sur la figure 4. La diminution des pluies sur l'océan Indien et la warm pool est quant à elle essentiellement liée aux modifications apportées au modèle du thermique et à l'augmentation de la densité de poches froides sur océan.

Concernant la variabilité jour à jour des pluies tropicales, elle est fortement diminuée dans le modèle, en particulier sur océan, menant à une forte sous-estimation de la variabilité par rapport aux observations, notamment sur l'océan indien et la warm pool. Cette diminution s'explique une nouvelle fois principalement par les modifications apportées au modèle du thermique et à la densité des poches froides sur océan, en lien avec l'occurrence relative de convection peu profonde et de convection profonde sur la région.

Les futurs développements viseront donc en particulier la coexistence de convection peu profonde et de convection profonde sur la warm pool, ainsi que la représentation des nuages et de leurs effets radiatifs sur l'Afrique de l'Ouest.

## 2.5 Microphysique des nuages de froids

### 2.5.1 Brumes et précipitations en Antarctique

Jean-Baptiste Madeleine, F. Lemonnier (thèse)

Les heures demandées n'ont pas été consommées, car les simulations nécessaires se sont avérées moins coûteuses en temps de calcul que prévu et ont finalement été réalisées sur un mésocentre de calcul en local.

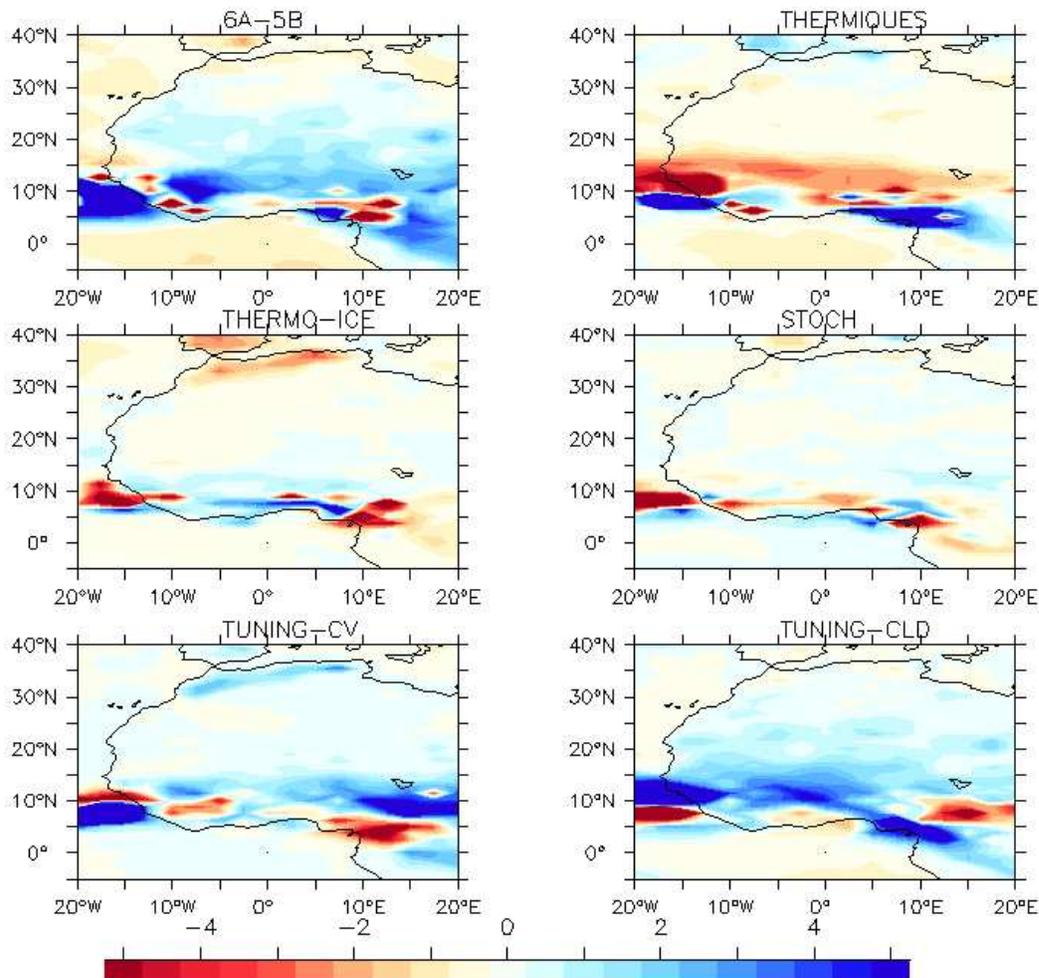


FIGURE 4 – Part relative de différents développements dans l'évolution de la pluie moyenne de mousson en Afrique de l'Ouest entre les versions 6A et 5B du modèle LMDZ (en haut à gauche) : effet de la modification du modèle du thermique (en haut à droite), de l'ajout de l'effet thermodynamique de la glace (au milieu à gauche), du déclenchement stochastique de la convection (au milieu à droite), des paramètres de tuning associés à la convection profonde (en bas à gauche) et des paramètres de tuning associés aux nuages (en bas à droite).

## 2.5.2 Représentation des nuages hauts

Marine Bonazzola

En 2019 nous avons finalisé notre travail sur les paramétrisations de vitesse de sédimentation de cristaux de glace, et sur les paramétrisations de rayons de cristaux de glace. Nous avons montré que certaines de ces paramétrisations, associées à des valeurs adéquates d'autres paramètres (comme la fraction de condensat convectif détrainé et la variance d'eau totale à l'intérieur de la maille), permettent d'améliorer la taille et l'émissivité des systèmes de nuages hauts. Ce travail a donné lieu à une publication acceptée dans le journal JAMES (Stubenrauch et al 2020).

Nous avons d'autre part commencé un travail de paramétrisation de grandeurs radiatives en introduisant dans LMDZ des relations (pour différents domaines de longueur d'onde) entre coefficients d'absorption de glace, albédo de simple diffusion et température, contenu en glace. L'objectif de ce travail est de rendre plus cohérent le traitement radiatif des nuages hauts et le traitement physique des cristaux de glace qui les constituent.

## 3 Évaluation, amélioration et amélioration du modèle LMDZ-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

Comme tous les ans, une batterie des tests automatiques permet de vérifier les versions successives du modèle ORCHIDEE et assurer son bon fonctionnement sur le calculateur Ada. Le modèle est testé avec les différents niveaux de compilation et différents nombre de tâche MPI pour détecter d'éventuelle 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 en mode libre et en mode guidé). Ces tests ont été effectués régulièrement pour évaluer les différentes mises à jour et amélioration du modèle de surface.

### 3.2 Couplages surfaces continentales - atmosphère

F. Cheruy, A. Ducharne, L. Mellul, J.L. Dufresne, J. Ghattas, L. Fairhead, Y. Zhao

Nous n'avons pas consommé cette année pour ce sous-thème par peur de sur-consommer comme en 2018. Nous avons préféré utiliser des simulations qui ont été faites dans le cadre de CMIP6, grâce auxquelles nous avons écrit une publication ([Cheruy et al., 2020]).

## 4 Isotopes de l'eau

*Consommation : 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 Applications régionales

Camille Risi, Xiaoyi Shi (doctorante)

Des simulations avec LMDZ-iso ont été comparées à des observations isotopiques in-situ et par satellite sur la Chine, dans le cadre de la thèse de Xiaoyi Shi. L'analyse des observations montre qu'à l'échelle saisonnière, la variabilité isotopique observée est liée à la fois à des processus de grande échelle contrôlant la composition isotopiques de la vapeur d'eau, et à des processus locaux tels que la ré-évaporation de la pluie ou des circulations locales. LMDZ est capable de simuler les variations isotopiques observées à l'échelle saisonnière, bien qu'il les sous-estime, mais pas aux échelles de temps plus courtes. Ceci s'explique par le fait que LMDZ est capable de simuler l'effet des processus à grande échelle, mais pas ceux des processus locaux. Un article est en révision pour *J. Geophys. Res.*

## 4.2 Compréhension des processus contrôlant la composition isotopique de la vapeur d'eau

### 4.2.1 Simulation avec LMDZ

Camille Risi, Joe Galewsky

Enregistrée dans des archives, la composition isotopique des précipitations informe sur les variations climatiques passés. Mesurée dans la vapeur d'eau, elle montre des variations que certains espèrent un jour exploiter pour mieux comprendre des processus atmosphériques et hydrologiques ([Galewsky et al., 2016]). Pour ces applications, il est nécessaire de comprendre les mécanismes contrôlant la composition isotopique de l'eau. Une première étape est de comprendre les mécanismes contrôlant la composition isotopique de la vapeur d'eau près de la surface des océans tropicaux, car elle alimente ensuite en eau toutes les autres régions de l'atmosphère.

Dans ce but, nous avons développé un modèle analytique de la couche sous-nuageuse, dont les paramètres peuvent être diagnostiqués à partir des simulations LMDZ. Ainsi, on peut décomposer la composition isotopique de la vapeur d'eau près de la surface en plusieurs composantes. L'altitude de l'air entraîné depuis la troposphère libre vers la surface apparait comme un facteur majeur contrôlant la composition isotopique dans les zones subsidentes des océans tropicaux. (figure 5). Ce travail a été publié dans *Atm. Chem. Phys.* (Risi et al 2019)

Ce travail avait été motivé par la visite de Joe Galewsky, de l'Université du Nouveau Mexique à Albuquerque. Nous avons ensuite approfondit l'effet des processus de mélange et d'entraînement sur la composition isotopique de l'eau, toujours à partir de simulation avec LMDZ. Galewsky et al (en prep) étudie le rôle de la force d'inversion (Estimated Inversion Strength EIS) dans le transport de vapeur d'eau de la couche limite marine vers la troposphère libre.

### 4.2.2 Simulations avec SAM

Camille Risi, Caroline Muller

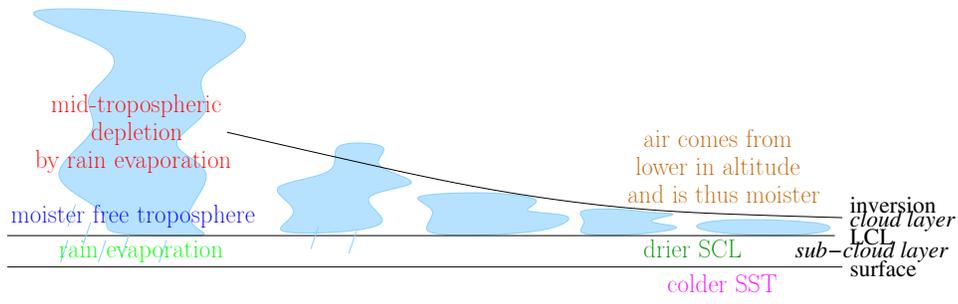
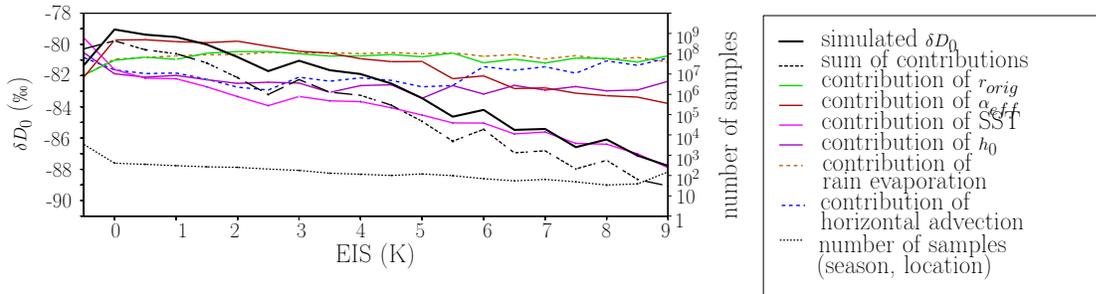


FIGURE 5 – Composites  $\delta D$  de la vapeur d’eau près de la surface des océans (noir) et ses différentes contributions (couleurs), en fonction de la force d’inversion (Estimated Inversion Strength EIS). L’EIS permet de séparer selon les différents types de nuages: stratus pour les EIS les plus fortes, puis strato-cumulus, cumulus, et cumulo-nimbus pour les EIS négatives. La figure du haut montre le On voit que dans les régions très convectives, la vapeur d’eau est plus pauvre principalement parce que la troposphère libre est plus humide (vert) et plus pauvre (rouge) et à cause de l’évaporation de la pluie (marron). Dans les zones très stables, la vapeur d’eau est plus pauvre principalement parce que la température est plus froide (rose), et l’altitude de l’air entrainé est plus basse (vert).

L'étude avec LMDZ a montré l'importance des processus de mélange. Or ceux-ci sont paramétrisés dans LMDZ. Pour résoudre explicitement la convection, nous avons pris en main avec succès la version isotopique du modèle haute résolution (Large eddy Simulation, LES) SAM ([Blossey et al., 2010, Moore et al., 2014]).

Dans les tropiques, on observe depuis longtemps que la composition isotopique de la pluie et de la vapeur près de la surface est d'autant plus appauvrie en isotopes lourds que le taux de précipitation est fort. On appelle cela l'amount effect. Les études essayant de comprendre les mécanismes de l'amount effect, à partir d'observations ou de modèles 1D ou 3D avec convection paramétrisée, ont mis en lumière le rôle des descentes insaturées ([Risi et al., 2008]) et de l'évaporation de la pluie ([Worden et al., 2007]). plusieurs simulations à l'équilibre radiatif-convectif ont été réalisées, à 750m et 200m de résolutions, avec différentes vitesses verticales de grande échelle et différentes températures de surface. Le bilan d'eau de la couche sous nuageuse est analysé et les différents facteurs contrôlant la composition isotopique sont décortiqués grâce à un modèle analytique reproduisant le comportement des simulations avec SAM.

Nous trouvons que le principal mécanisme asséchant l'air et appauvrissant la vapeur d'eau près de la surface des océans est le fait que les panaches ascendants se concentrent préférentiellement dans des zones du domaine où l'air est plus humide et plus riche (figure 6). Ce mécanisme joue aussi un rôle majeur dans l'amount effect (figure 7). Ce mécanisme n'est pas représenté dans les modèles avec convection paramétrisée comme LMDZ.

D'autre part, nous trouvons que l'amount effect n'a lieu que si l'augmentation de précipitation est d'origine dynamique (par le biais de la vitesse verticale de grande échelle). Si l'augmentation de précipitation est d'origine thermodynamique (par le biais de la température de surface), alors la composition isotopique de la vapeur d'eau s'enrichit au lieu de s'appauvrir (figure 8).

Un article (Risi et al en prep) est en cours de rédaction.

### 4.2.3 Impact de l'organisation de la convection

Joe Galewsky, Caroline Muller

Des simulations avec SAM-iso ont été lancées pour comparer la composition isotopique de la vapeur d'eau simulée dans des cas où la convection est sous forme agrégée ou désagrégée (figure 9). Dans les cas où la convection est agrégée, on observe un appauvrissement très fort de la vapeur d'eau dans les zones sans convection. Des études plus poussées sont en cours pour comprendre les raisons de cet appauvrissement : est-il lié à la subsidence d'air sec ? A l'évaporation de la pluie ? A l'évaporation à la surface de l'océan ?

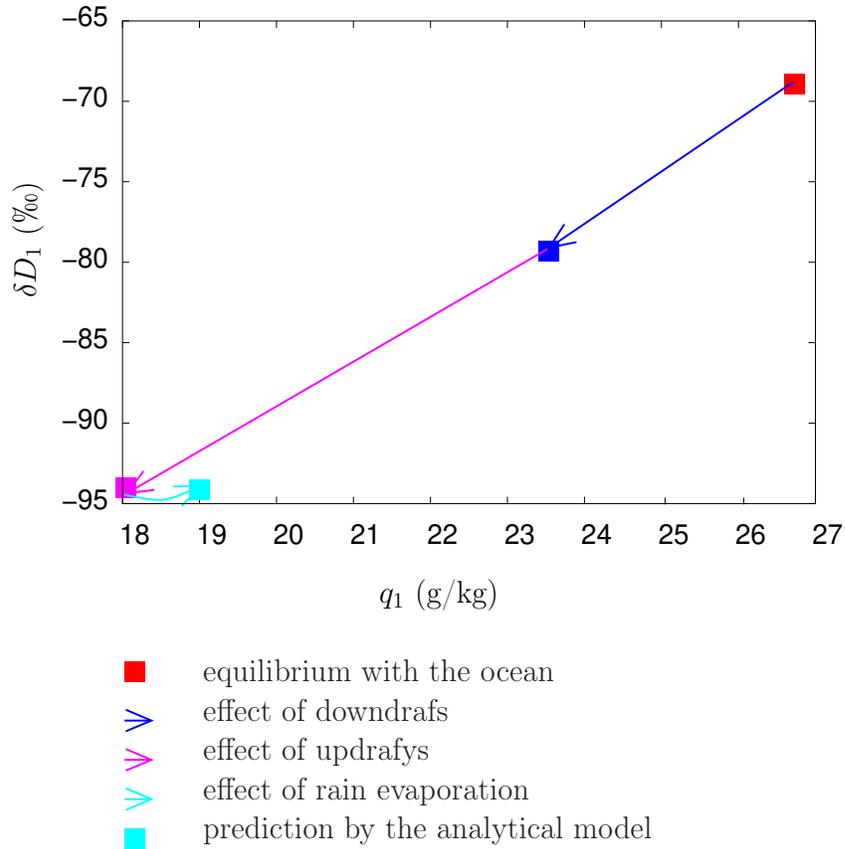


FIGURE 6 –  $\delta D$  de la vapeur d'eau en fonction de l'humidité près de la surface de l'océan prédit par un modèle analytique dont les paramètres sont diagnostiqués des simulations SAM-iso. Le carré rouge montre l'air qui serait en équilibre avec l'océan, et le carré cyan montre la simulation de contrôles. Les flèches bleues, magenta et cyan montrent les effets des descentes, des panaches ascendants et de l'évaporation de la pluie respectivement.

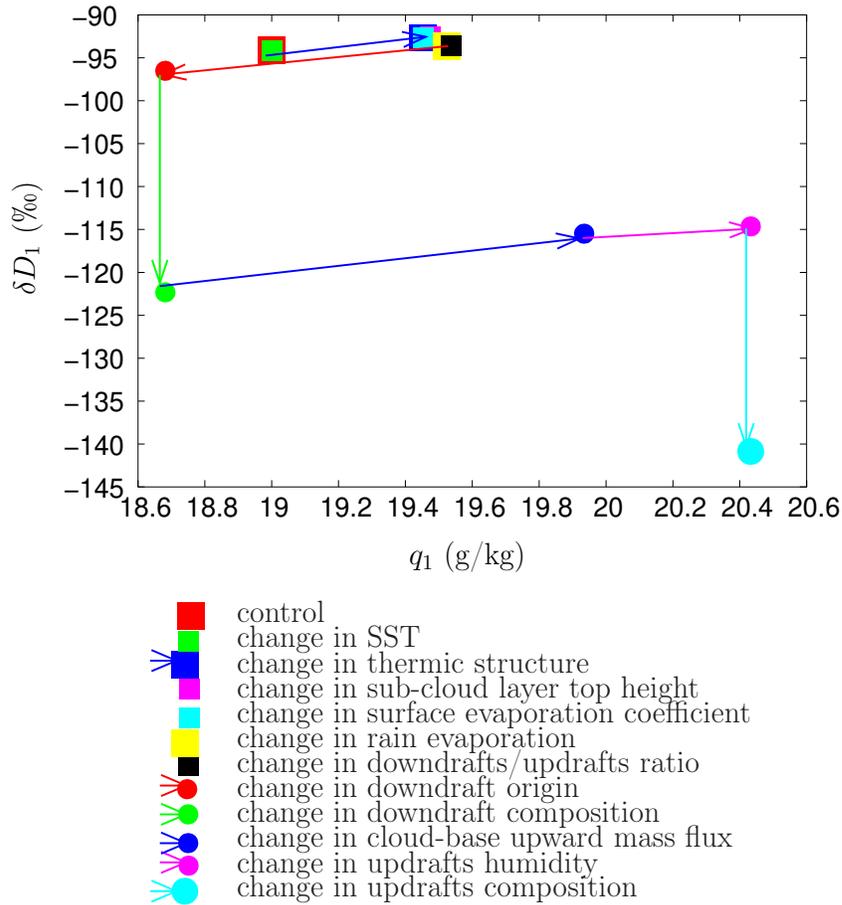


FIGURE 7 –  $\delta D$  de la vapeur d'eau en fonction de l'humidité près de la surface de l'océan prédit par un modèle analytique dont les paramètres sont diagnostiqués des simulations SAM-iso. Le carré rouge montre la simulation de contrôle, tandis que le rond cyan montre la simulation avec une ascendance de grande échelle de -60 hPa/d. Les marqueurs intermédiaires et les flèches montrent la modification des paramètres un par un. On voit que quand l'ascendance est plus forte, l'air est plus humide principalement parce que les flux de masse à la base du nuage sont plus faibles, et la vapeur d'eau est plus pauvre parce que les descentes sont plus appauvries et les panaches ascendants sont plus enrichies.

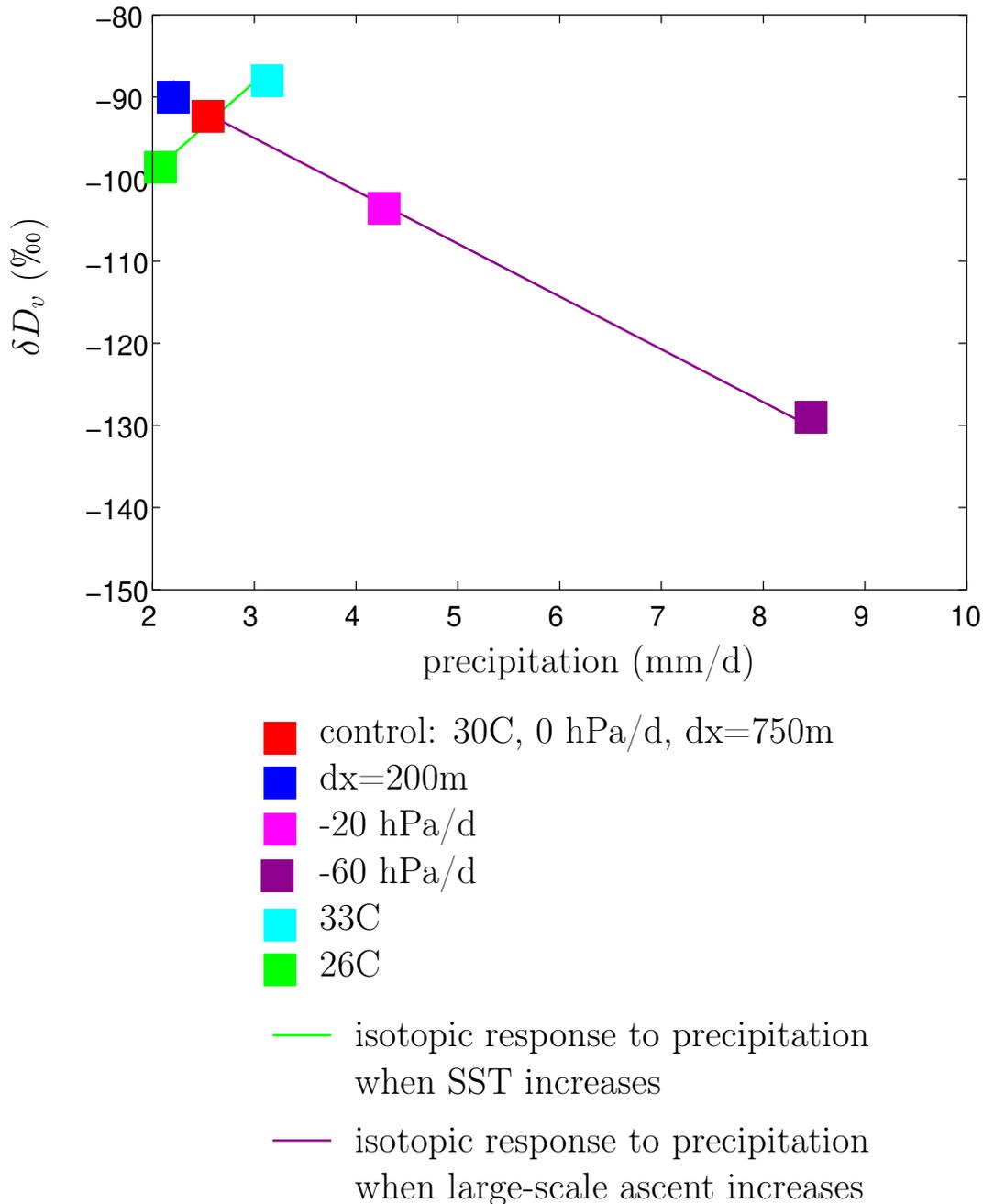


FIGURE 8 –  $\delta D$  de la vapeur d'eau près de la surface de l'océan simulée en moyenne sur tout le domaine par SAM, en fonction du taux de précipitation, pour différentes simulations. On voit que quand le taux de précipitation augmente pour des raisons thermodynamiques (à cause de changements de SST, le  $\delta D$  de la vapeur d'eau augmente (ligne verte), alors que quand le taux de précipitation augmente pour des raisons dynamiques (vitesse verticale de grande échelle à 500 hPa de 0 hPa/d, -20 hPa/d et -60 hPa/d), le  $\delta D$  de la vapeur d'eau diminue (ligne mauve). On voit aussi que les résultats sont robustes par rapport à la résolution horizontale.

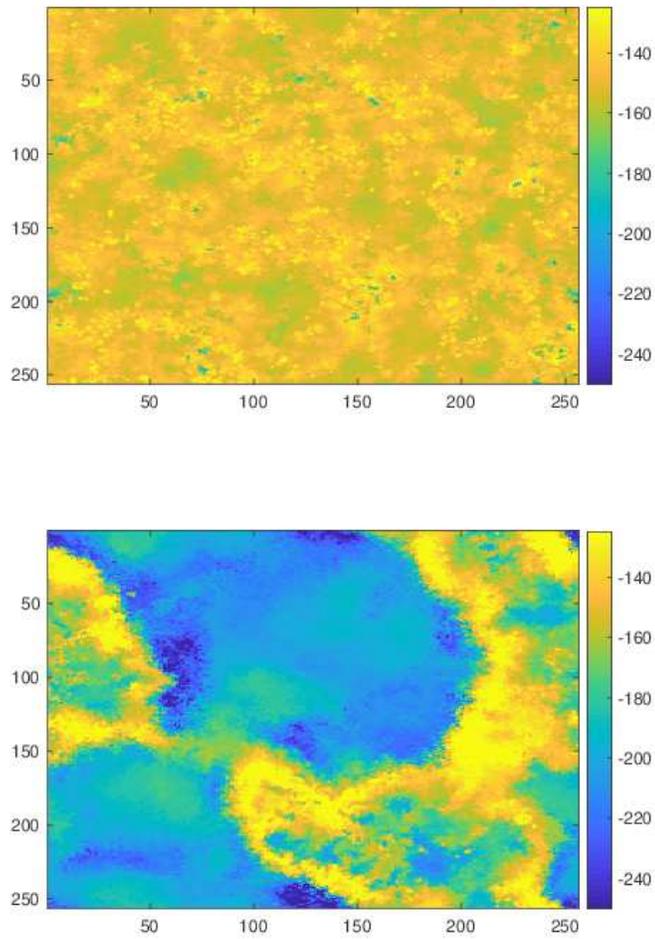


FIGURE 9 – Carte du  $\delta D$  de la vapeur d'eau près de la surface simulé par SAM-iso dans un cas aggravée (en haut) et désagrégé (en bas).

## 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. 17 publications récentes sont ainsi liées au projet.

1. B. Ayarzagüena, A. J. Charlton-Perez, A. H. Butler, P. Hitchcock, I. R. Simpson, L. M. Polvani, N. Butchart, E. P. Gerber, L. Gray, B. Hassler, P. Lin, F. Lott, E. Manzini, R. Mizuta, C. Orbe, S. Osprey, D. Saint-Martin, M. Sigmond, M. Taguchi, E. M. Volodin, S. Watanabe (**accepté**) : Uncertainty in the response of sudden stratospheric warmings and stratosphere-troposphere coupling to quadrupled CO<sub>2</sub> concentrations in CMIP6 models, *J. Geophys. Res. Atmos.*
2. Botsyun S., Sepulchre P., Donnadieu Y., Risi C., Licht, A and Caves, J. (**2019**) Revisited Paleoaltimetry Data Show Low Tibetan Plateau Elevation during the Eocene. *Science*.
3. A. C. Bushell, J. A. Anstey, N. Butchart, Y. Kawatani, S. M. Osprey, J. H. Richter, F. Serva, P. Braesicke, C. Cagnazzo, C.-C. Chen, H.-Y. Chun, R. R. Garcia, L. J. Gray, K. Hamilton, T. Kerzenmacher, Y.-H. Kim, F. Lott, C. McLandress, H. Naoe, J. Scinocca, T. N. Stockdale, S. Watanabe, K. Yoshida, S. Yukimoto (**soumis**) : The Quasi-Biennial Oscillation in global climate models : present-day conditions, soumis à *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*
4. Cauquoin, A, C Risi, E Vignon (**2019**). Importance of the advection scheme for the simulation of water isotopes over Antarctica by atmospheric general circulation models : a case study for present-day and Last Glacial Maximum with LMDZ-iso. *Earth Planet. Sci. Lett.* .doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115731
5. Cugnet D., de la Camara A., Lott F., Millet C., Ribstein B., (**2019**) : Non-orographic Gravity Waves : Representation in Climate Models and Effects on Infrasound. In : Le Pichon A., Blanc E., Hauchecorne A. (eds) *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*. Springer, Cham, DOI [https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5\\_27](https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_27)
6. Holt, F. Lott, R. R. Garcia, G. N. Kiladis, J. A. Anstey, P. Braesicke, A. Bushell, N. Butchart, C. Cagnazzo, C.-C. Chen, H.-Y. Chun, K. Hamilton, Y. Kawatani, T. Kerzenmacher, Y.-H. Kim, C. McLandress, H. Naoe, S. Osprey, J. Richter, J. Scinocca, F. Serva, S. Versick, S. Watanabe, K. Yoshida, S. Yukimoto (**soumis**) : An evaluation of tropical waves and wave forcing of the QBO in the QBOi models, soumis à *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*
7. Lott, F., B. Deremble, and C. Soufflet (**soumis**) : Mountain waves produced by a stratified boundary layer flow. Part I : Hydrostatic case. *Journal of the Atmospheric Sciences*
8. Morrison et al. (**2019**). Cloud response to Arctic sea ice loss and implications for feedbacks in the CESM-LE and IPSL climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(2), 1003-1020.
9. Popp, M. and S. Bony (**2019**) : The impact of convective clustering on the width of the tropical rain belt. *Nature Communications*, 10 : 4261, <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12167-9>
10. J. Riboldi, F. Lott, F. d'Andrea and G. Rivière (**soumis**) : No trend in phase speed of Rossby waves during recent decades of Arctic Amplification, *Nature Geoscience*.
11. Richter, JH, N. Butchart, Y. Kawatani, A. Bushell, L. Holt, J. Anstey, F. Serva, I. R. Simpson, S. Osprey, K. Hamilton, P. Braesicke, C. Cagnazzo, C.-C. Chen, R. R. Garcia, L. J. Gray, T. Kerzenmacher, F. Lott, C. MacLandress, H. Naoe, J. Scinocca, T. N. Stockdale, S. Watanabe, K. Yoshida, S. Yukimoto (**soumis**) : Response of the quasi-biennial oscillation to a warming climate in global climate models, soumis au *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*
12. Risi, Camille, Joe Galewsky, Marion Benetti, Gilles Reverdin, Florent Brient (**2019**) Controls on the water vapor isotopic composition near the surface of tropical oceans and role of boundary layer mixing processes. *Atm. Chem. Phys.* <https://doi.org/10.5194/acp-2019-254>

13. Risi, C, Muller, C, Blossey, P. (**en préparation**). Controls on the water vapor isotopic composition near the surface of tropical oceans: results from large-eddy simulations
14. Shi, X, Risi, C, Pu, T, Lacour, J.-L., Kong, Y, Wang,K, He, Y, Xia, D. (**en révision**). Variability of isotope composition of precipitation in the Southeastern Tibetan Plateau from the synoptic to seasonal time scale, *J. Geophys. Res.*
15. A.K. Smith, L.A. Holt , R.R. Garcia, J.A. Anstey, F. Serva, N. Butchart, S. Osprey, A.C. Bushell, Y. Kawatani , Y-H Kim, F. Lott, P. Braesicke, C. Cagnazzo, C-C Chen, H-Y Chun, L. Gray , T Kerzenmacher, H Naoe, J Richter, S Versick , V Schenzinger, S Watanabe 8 , K Yoshida, (**2020**): The equatorial stratospheric semiannual oscillation and time-mean winds in QBOi models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, In press.
16. Stockdale, T, Y.-H. Kim, J. A. Anstey, F. Palmeiro, N. Butchart, A. Scaife, M. Andrew, A. C. Bushell, C. Bushell, , M. Dobrynin, J.-G. Serano, K. Hamilton, Y. Kawatni, F. Lott, C. McLandress, H. Naoe, S. Osprey, H. Pohlmann, J. Scinocca, S. Watanabe, K. Yoshida and S. Yukimoto (**soumis**) : Prediction of the quasi-biennial oscillation with a multi-model ensemble of QBO-resolving models, soumis à *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*
17. Stubenrauch, C., J., & Bonazzola, M. (**accepté**), New clud system metrics to assess bulk ice cloud schemes in a GCMn DOI : 10.1029/2019MS001642, accepté par *J. Advanc. Model. Earth Sys.*

## Références

- [Bellenger et al., 2017] Bellenger, H., Drushka, K., Asher, W., Reverdin, G., Katsumata, M., and Watanabe, M. (2017). Extension of the prognostic model of sea surface temperature to rain-induced cool and fresh lenses. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(1) :484–507.
- [Blossey et al., 2010] Blossey, P. N., Kuang, Z., and Romps, D. M. (2010). Isotopic composition of water in the tropical tropopause layer in cloud-resolving simulations of an idealized tropical circulation. *J. Geophys. Res.*, 115 :D24309, doi :10.1029/2010JD014554.
- [Cheruy et al., 2020] Cheruy, F., Ducharne, A., Hourdin, F., Musat, I., Vignon, E., Gastineau, G., and Bastrikov, V. (2020). Improved near surface continental climate in IPSL-CM6 by combined evolutions of atmospheric and land surface physics . *JAMES*. submitted.
- [Galewsky et al., 2016] Galewsky, J., Steen-Larsen, H. C., Field, R. D., Worden, J., Risi, C., and Schneider, M. (2016). Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle. *Reviews of Geophysics*, 54(4) :809–865.
- [Moore et al., 2014] Moore, M., Kuang, Z., and Blossey, P. N. (2014). A moisture budget perspective of the amount effect. *Geophys. Res. Lett.*, 41 :1329–1335, doi :10.1002/2013GL058302.
- [Risi et al., 2008] Risi, C., Bony, S., and Vimeux, F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition (O18 and D) of precipitation and water vapor in the Tropics : Part 2 : Physical interpretation of the amount effect. *J. Geophys. Res.*, 113 :D19306, doi :10.1029/2008JD009943.
- [Worden et al., 2007] Worden, J., Noone, D., and Bowman, K. (2007). Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle. *Nature*, 445 :528–532.