



Une plongée dans la dynamique mésos-échelle des atmosphères planétaires

HDR. Habilitation à Diriger des Recherches.

Aymeric SPIGA

Université Pierre et Marie Curie

Contact: aymeric.spiga@upmc.fr

Présentée devant le jury composé de

Présidente :	Mme Laurence Picon	UPMC
Rapporteurs:	M. Agustín Sánchez-Lavega	UPV Bilbao
	Mme Chantal Staquet	Univ. Grenoble
	M. Eric Chassefière	Univ. Paris Saclay
Examineurs:	Mme Thérèse Encrenaz	CNRS
	M. Peter Read	Univ. Oxford

Septembre 2016

Sommaire

English summary	1
Introduction	3
Parti-pris éditorial	3
Thème de recherche	3
Plan	4
1 Vents catabatiques : un voyage d'Olympus Mons aux pôles de Mars	7
De l'omniprésence des vents de pente sur Mars	7
Impacts climatique et géologique	7
Rôle central dans les régions polaires	9
2 L'intense turbulence de couche limite de jour sur Mars	15
Un marqueur des différences entre Terre et Mars	15
Des tourbillons convectifs aux diables de poussière	17
Rafales et conséquences	18
3 Ondes de gravité dans l'atmosphère de Mars	21
Un élément de variabilité essentiel	21
L'interprétation des nuages de CO ₂	21
Source convective	25
4 De Mars à Vénus: du rôle majeur de la radiation sur les mouvements convectifs dans les atmosphères planétaires	27
Des phénomènes exotiques	27
Mélange nocturne dans les nuages : de Mars à Vénus	27
Fusées de poussière sur Mars	30
5 De la modélisation méso-échelle aux paramétrisations dans les modèles climatiques globaux de Mars	33
Description de l'approche	33
Panaches et mélange	34
Cycle de la poussière	37
Perspectives	38
6 Vers des simulations méso-échelle globales ? L'ouverture par les planètes géantes	41
Le meilleur laboratoire de simulations méso-échelle globales	41
De l'exploration des planètes géantes par les observations	41
Débuter la construction du GCM des planètes géantes	42
Du bon choix de coeur dynamique	44

Une riche dynamique pour des perspectives étendues	46
Conclusion	49
Bibliographie : articles publiés	49
Bibliographie : articles soumis	55
Bibliographie : articles en préparation	57
Bibliographie : sélection d'abstracts	59
Sélections de publications	63
5 publications représentatives des activités après doctorat	63
Publications en rapport direct avec (co-)encadrements	64
Publications en collaboration avec doctorants	64
Curriculum vitae détaillé	65

English summary

My research domain lies in between astrophysics and geophysical fluid dynamics. My research goal is to broaden the knowledge on planetary atmospheres in the Solar System by creating innovative climate computer models. I use models as both predictive and interpretative tools to complement the spacecraft exploration of planetary atmospheres – to which I also participate. I have worked with a hierarchy of atmospheric modeling tools, ranging from the global to the local scale: Global Climate Models (GCM), Regional Climate Models (RCM), Large-Eddy Simulations (LES).

Those climate models for planets are developed as a group effort at Laboratoire de Météorologie Dynamique. My specific and unmatched expertise within my team is my ability to reach unprecedented spatial scales with atmospheric models: either by creating RCM and LES simulators for planetary atmospheres, or by running GCMs at refined spatial resolution compared to usual applications. My past research activities gave birth to two new modeling tools:

1. Following a harvest of observations of atmospheric phenomena left unresolved by Mars GCMs, my PhD work gave birth to a new, versatile mesoscale model for Mars by adapting a terrestrial RCM dynamical core to Mars, and coupling it to the existing physical packages in the LMD Mars GCM. I employed this model as a RCM to study slope winds, with applications to geology and glaciology; gravity waves, to explain mysterious high-altitude CO₂ clouds; and dust storms, to highlight for the first time their deep convective nature; and as a LES model to study turbulence in the Planetary Boundary Layer, including dust devils. In the process, I improved the physical packages in the LMD Mars GCM by using RCM and LES to better account for unresolved dynamical processes in GCMs.
2. Following the unprecedented sets of atmospheric observations by Cassini, I created a new GCM for Saturn based on the next-generation icosahedral dynamical core DYNAMICO developed at LMD. A seasonal radiative model tailored for Saturn's troposphere and stratosphere (and currently being validated for Jupiter too) has been built for the GCM. I used this Saturn GCM with a spatial resolution down to 1/4° to study Saturn's eddies, waves & jets.

In the future, the first line of research will be extended to other planetary environments (starting with Venus) to obtain a “generalized RCM+LES” tool to study turbulence, convection, and gravity waves in a variety of planetary environments. The second line of research demonstrates that solving outstanding questions in planetary atmospheres now require GCM simulations performed with the fine spatial resolutions hitherto employed in RCM: what has started as a project for giant planets will be extended for terrestrial planets. Those novel modeling tools will be used to face the new challenges posed by recent and near-future spacecraft observations.

Introduction

Parti-pris éditorial

Le contenu du manuscrit de demande d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR) n'étant pas soumise à des contraintes particulières, il convient tout d'abord de préciser le parti-pris éditorial du présent document. J'ai choisi de présenter un résumé de mes travaux de recherche en adoptant un angle relativement personnel, en mettant l'accent à la fois sur les résultats scientifiques, les passerelles entre les divers sujets qui m'ont intéressés, le faisceau d'acteurs qui y a contribué et le contexte de collaborations correspondant. J'ai ainsi pris le parti de ne citer en références que les articles dont je suis auteur ou co-auteur, laissant le soin au lecteur de consulter lesdits articles pour y trouver les références de la littérature qui m'ont inspiré ou guidé dans mes propres travaux de recherche. Toujours dans l'optique d'une certaine concision dans mon propos, le présent document ne comporte pas de développements très détaillés sur les résultats scientifiques : seules des idées maîtresses sont discutées. Le choix des figures est calqué sur ce parti-pris éditorial.

Thème de recherche

J'effectue mes recherches au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD, unité mixte de recherche 8539) dans l'équipe Atmosphères Planétaires, basée sur le campus parisien de l'Université Pierre et Marie Curie où je suis actuellement maître de conférences. Mon thème de recherche est à la croisée de l'astrophysique et de la dynamique des fluides géophysiques. J'étudie la dynamique des atmosphères planétaires par la construction et l'exploitation de modèles numériques innovants qui répondent à de nouvelles exigences d'exploration planétaire, à laquelle je participe par une analyse des données des missions spatiales. Mon objectif en terme de connaissance est d'explorer, dans une démarche de planétologie comparée, la variété des phénomènes météorologiques à la fois en fonction de l'échelle spatiale (de la petite à la grande échelle) et de l'environnement planétaire (des planètes telluriques aux géantes).

Abordons brièvement les résultats obtenus pendant ma thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie sous la direction de François Forget. Mon doctorat a débuté par des travaux de télédétection avant de s'achever sur la construction d'un nouveau modèle météorologique pour Mars. Mon premier résultat a été la cartographie inédite de la pression atmosphérique par télédétection infrarouge via l'instrument OMEGA à bord de la mission Mars Express^{1,2}, qui a contribué à montrer sur Mars l'intense activité météorologique à des fines échelles que les modèles de climat global existant ne pouvaient résoudre (Figure 1). J'ai donc entrepris, en mettant à profit mon travail de modélisation avec le modèle Weather Research and Forecast (WRF) en stage de master sur la dynamique des ondes de gravité dans la Cordillère des Andes³, la construction d'un modèle dit méso-échelle capable de résoudre les circulations atmosphériques sur Mars à fine résolution spatiale et de caractériser la structure en température, des vents et des nuages⁵. Le modèle méso-échelle résolvant les

terrains accidentés de Mars, il est apparu nécessaire d'y intégrer un modèle de l'insolation sur les terrains inclinés spécifique aux atmosphères poussiéreuses comme Mars⁴.

Plan

Ce document relate mes travaux de recherche depuis l'obtention de ma thèse (fin 2008) jusqu'à présent (fin août 2016). J'ai ainsi employé le modèle méso-échelle martien développé au cours de ma thèse pour étudier à la fois les phénomènes météorologiques dominant

- ☞ l'atmosphère proche de la surface : vents catabatiques la nuit (Chapitre 1), turbulence convective de couche limite le jour (Chapitre 2), avec à chaque fois des applications en géologie et glaciologie ;
- ☞ la troposphère et la mésosphère : ondes de gravité (Chapitre 3), notamment leur lien avec les nuages exotiques de CO₂ dans l'atmosphère de Mars, et mouvements convectifs originaux causés par le forçage radiatif des aérosols (poussières et particules nuageuses, Chapitre 4), ce qui m'a permis, entre autres, d'ouvrir des perspectives sur Vénus.

Ces résultats sur les phénomènes méso-échelle sont à remettre dans un contexte de climat global : je détaille ainsi dans le chapitre 5 comment les travaux méso-échelle martiens ont permis d'améliorer la représentation des phénomènes non résolus (paramétrisations sous-maille) dans le modèle de climat global (*Global Climate Model*, GCM) développé dans l'équipe au LMD. J'achève mon propos en abordant dans le chapitre 6 la nécessité de réaliser des simulations méso-échelle globales pour les planètes géantes (Saturne en tête), ce qui ouvre d'ailleurs de nouvelles perspectives en modélisation des planètes telluriques. Cette séparation en chapitre a été choisie comme une possibilité parmi de multiples : j'ai, par exemple, beaucoup travaillé sur la formation des nuages dans les atmosphères planétaires et ce point transparaît dans chacun des chapitres plutôt que dans un chapitre dédié que le sujet aurait amplement mérité.

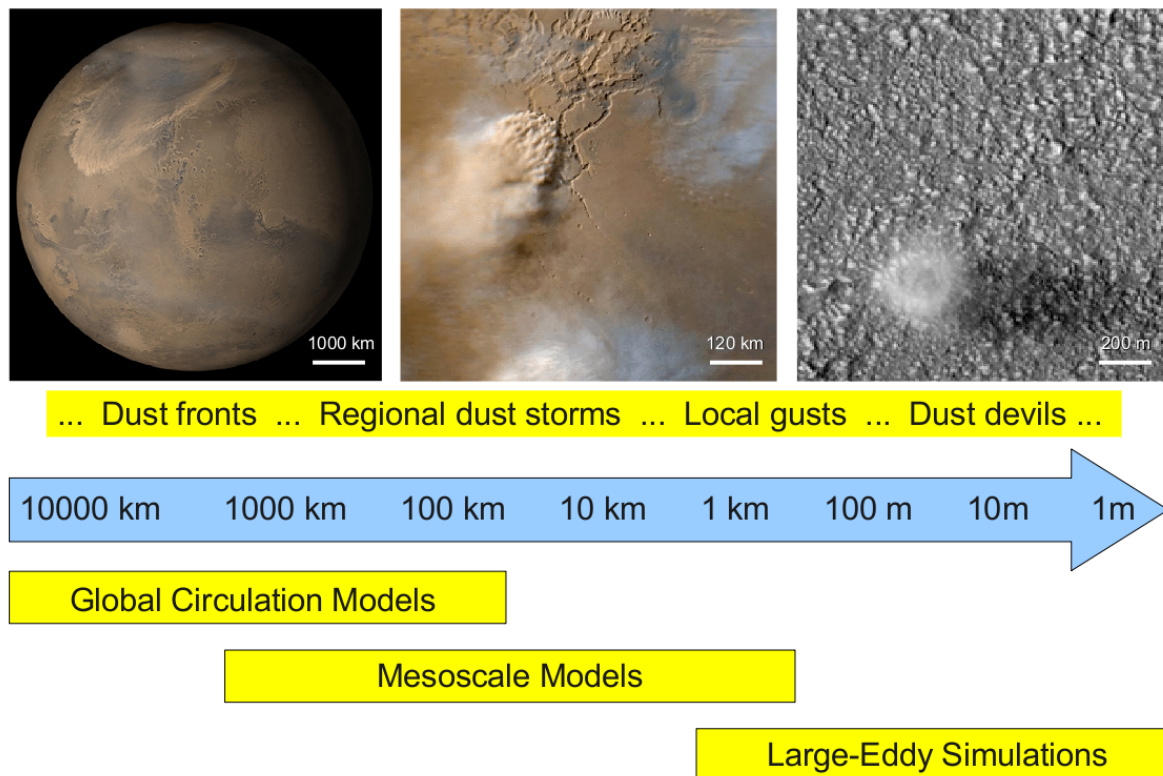


Figure 1: ***A chaque échelle son modèle adapté.*** Les échelles spatiales typiques des phénomènes météorologiques martiens sont indiquées sur la flèche bleue du milieu, avec trois exemples relatifs au cycle des poussières donnés par les images du haut (gauche : front de poussière, caméra MOC ; milieu : tempête de poussière régionale, caméra MARCI ; droite : diable de poussière, caméra HiRISE). La hiérarchie de modèles météorologiques adaptés à chacune des échelles est indiquée par les bandes jaunes du bas : modèle climatique global (GCM pour Global Climate Model), modèle méso-échelle à aire limitée, simulations aux grands tourbillons (LES pour Large-Eddy Simulations).

1 Vents catabatiques : un voyage d'Olympus Mons aux pôles de Mars

De l'omniprésence des vents de pente sur Mars

Mes travaux de doctoraux ont démontré que l'atmosphère de Mars est sujette à de forts vents catabatiques (*katabatic winds*) proche de la surface des pentes topographiques⁵. Ces vents se forment en raison des inversions stables de température dans les premières dizaines de mètres au dessus du sol, provoquées par le fort refroidissement radiatif nocturne (ils ont donc un homologue de jour, lié aux inversions instables, nommés vents anabatiques). Ces inversions sont présentes sur tout le relief topographique : l'atmosphère de Mars étant très ténue, la surface reste proche de l'équilibre radiatif avec une contribution minime du flux de chaleur sensible, ce qui confère une température de surface similaire en haut des montagnes, sur les plaines, en bas des cratères . . .

Cette situation martienne est très distincte de celle communément rencontrée sur Terre à proximité des reliefs¹³. Sur Mars, chaque montagne, chaque cratère, chaque pente un tant soit peu prononcés sont soumises chaque nuit à des vents catabatiques marqués, analogues aux vents de la calotte antarctique en temps clair. Sur Terre, les événements de vents catabatiques n'apparaissent que dans des conditions synoptiques bien déterminées et atteignent que très rarement les $40 - 50 \text{ m s}^{-1}$ de leurs analogues martiens. Il n'est dès lors pas surprenant que l'influence des vents catabatiques sur les processus de surface (géologie et glaciologie) sur Mars ait pu être le premier axe fructueux d'application de mes travaux doctoraux de modélisation méso-échelle sur Mars.

Impacts climatique et géologique

Un premier champ d'application directe des prédictions de vent à méso-échelle a consisté à illustrer l'érosion éolienne sur les pentes des volcans et cratères martiens sous l'effet des vents catabatiques. Deux aspects distincts sont dignes d'intérêt.

- ☞ D'une part, la mise en suspension de particules de poussières depuis la surface vers l'atmosphère est une des questions clé du climat martien, puisque ces particules jouent un rôle climatique essentiel par leur propriétés de diffusion / absorption dans le visible et l'infrarouge. En exploitant les possibilités de haute résolution spatiale offertes par le GCM de l'Open University (United Kingdom, où j'ai effectué mon post-doctorat avec Stephen Lewis), nous avons pu mettre en évidence que les vents catabatiques / anabatiques martiens sont dominants sur les composantes synoptiques au-dessus de (nombreux) terrains accidentés martiens, donc sont à même de jouer un rôle central dans le bilan global de soulèvement de poussières depuis la surface⁶. Ces travaux n'ont pas été poursuivis comme ils le méritaient, mais j'ai l'intention de relancer ces études, inspiré par les récents progrès vers la haute résolution du GCM martien du LMD⁵⁴ et

les perspectives ouvertes par le nouveau coeur dynamique icosahédrique développé au LMD (voir Chapitre 6).

- ☞ D'autre part, l'érosion éolienne de la surface de Mars donne naissance à des signatures géologiques caractéristiques : stries (*wind streaks*), champs de dune, etc ... J'ai été amené sur ce sujet à collaborer avec Takenori Toyota, un doctorant de l'Université de Tokyo (Japon) encadré par Kei Kurita, rencontrés à l'occasion d'une école d'hiver au Japon début 2010. Ces collègues ont documenté par imagerie visible depuis l'orbite la distribution spatiale et les variations temporelles de stries particulières (appelés *spire streaks*) sur les pentes du volcan éteint Pavonis Mons. Nous avons ensuite été capables de montrer l'excellente corrélation entre les directions de vent dominant indiquées par ces structures et les vents catabatiques prédits par mon modèle méso-échelle martien (Figure 2), ce qui suggère fortement non seulement le rôle de l'érosion dans leur formation, mais également un mode de formation plutôt nocturne¹⁷.

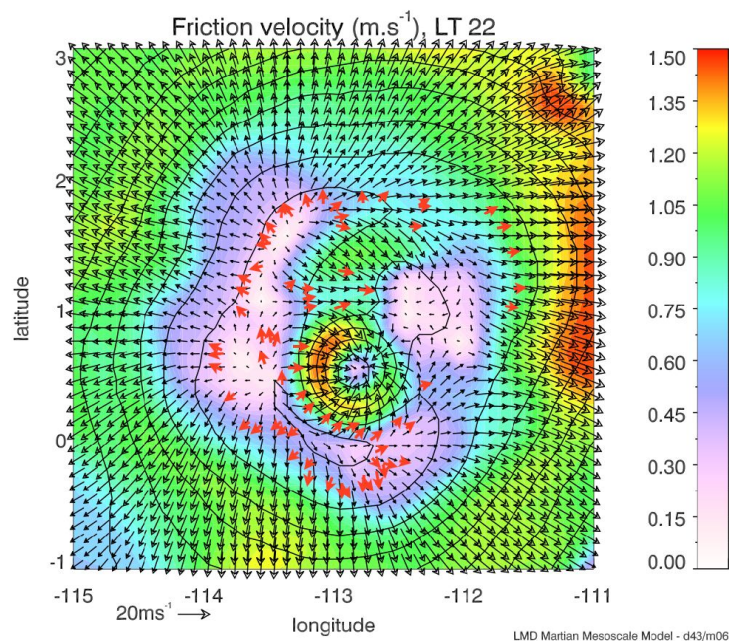


Figure 2: ***Les structures géologiques sur les pentes des volcans indiquent le sens des vents catabatiques.*** Les vents proche-surface d'une simulation méso-échelle du volcan Pavonis Mons sont indiqués par des vecteurs sur un champ coloré représentant la topographie. Les flèches rouges indiquent le sens du vent dominant déduit des spire streaks observées à la surface sur les pentes du volcan.

L'impact des vents catabatiques sur la surface de Mars n'est pas uniquement éolien, mais également thermique. J'ai ainsi découvert que l'on pouvait expliquer par la modélisation méso-échelle que les contrastes de température de surface observés par télédétection infrarouge à proximité de terrains accidentés martiens (falaises d'Olympus Mons et autres volcans éteints de Tharsis, pentes d'Amazonis Planitia et Lycus Sulci, remparts des cratères dans Utopia Planitia) sont causés par un chauffage intense par les vents catabatiques (Figure 3), plutôt que par une différence d'inertie thermique des sols, interprétation communément admise d'études de géologie¹⁴. Si l'augmentation de température de surface causée par

les vents est attribuée de façon erronée à l'inertie thermique des sols (reliée à leur nature, notamment granularité), cette dernière est surestimée au point de questionner l'analyse géologique des sols martiens dans les régions très pentues (et l'histoire racontée par ces sols). Les vents catabatiques martiens chauffent la surface jusqu'à +20 K par une double action thermique : premièrement, un chauffage adiabatique est causé par l'effet compressif des vents catabatiques descendant les pentes ; deuxièmement, ce chauffage peut être source d'augmentation de la température de surface car les vents catabatiques causent une augmentation du flux de chaleur sensible au dessus des pentes martiennes. Nous avons vu précédemment que ce dernier était négligeable pour la plupart des terrains martiens et que la surface est à l'équilibre radiatif, hypothèse effectuée par les modèles de thermique du sol utilisés pour déduire l'inertie thermique de mesures de température de surface. J'ai montré que cette idée communément admise n'était pas vraie dans les régions accidentées. D'une façon plus générale, il n'est pas possible d'aborder les processus de surface martiens sans étudier son atmosphère.

Les deux axes qui précèdent peuvent être considérés sous un angle lagrangien : l'impact respectivement éolien et thermique des vents catabatiques / anabatiques est relié simplement à l'évidence qu'ils transportent de la quantité de mouvement et de la chaleur. Il est donc tout aussi évident que, dans un cratère, ces systèmes de vents vont transporter des espèces chimiques vers l'intérieur du cratère chaque nuit et l'extérieur chaque jour. L'étude de ces phénomènes a trouvé un regain d'intérêt depuis l'arrivée en 2012 de l'astromobile (*rover*) Curiosity dans le cratère équatorial Gale. J'ai récemment travaillé sur ce sujet avec Liam Steele post-doctorant à l'Open University sous la direction de mes collaborateurs Matthew Balme et Stephen Lewis. Mon modèle méso-échelle a été mis à sa disposition pour étudier l'impact des phénomènes de transport mentionnés ci-dessus sur la distribution de vapeur d'eau dans le cratère Gale qui, couplé à des modèles de régolithe représentant l'adsorption d'eau dans le sol martien, permettent d'interpréter les variations d'humidité mesurées à bord de Curiosity. Il apparaît que le transport régional de vapeur d'eau est une combinaison de l'influence des vents de pente causés à la fois par les remparts du cratère (imposant un fort cycle diurne), mais également par la limite de dichotomie équatoriale entre les hauts plateaux cratérisés du Sud et les basses plaines basaltiques du Nord⁵⁶.

Rôle central dans les régions polaires

J'ai principalement abordé jusqu'ici les vents catabatiques sur Mars dans les régions de basses et moyennes latitudes. Ils sont d'une importance capitale également dans les régions polaires, comme nous avons pu le montrer par un faisceau d'études en collaboration avec des géologues et des glaciologues.

Les vents catabatiques qui descendent sur les pentes des calottes polaires résultent d'un équilibre entre accélération catabatique, friction et (principale différence par rapport aux régions aux plus basses latitudes) accélération de Coriolis. Cette dernière force cause une déviation des vents par rapport à la ligne de plus grande pente. Comment vérifier alors les prédictions du modèle méso-échelle ? Quelles sont les implications en terme de transport de particules ? J'ai débuté une collaboration avec Marion Massé, alors doctorante à l'Université de Nantes (sous la direction d'Olivier Bourgeois et Stéphane Le Mouëlic), qui travaillait avec diverses observations spectroscopiques des régions polaires nord. Nous avons tout d'abord constaté (Figure 4) l'excellent accord entre les directions de vent prédites par mon modèle méso-échelle et celles déduites de signatures géologiques sur la calotte (principalement des

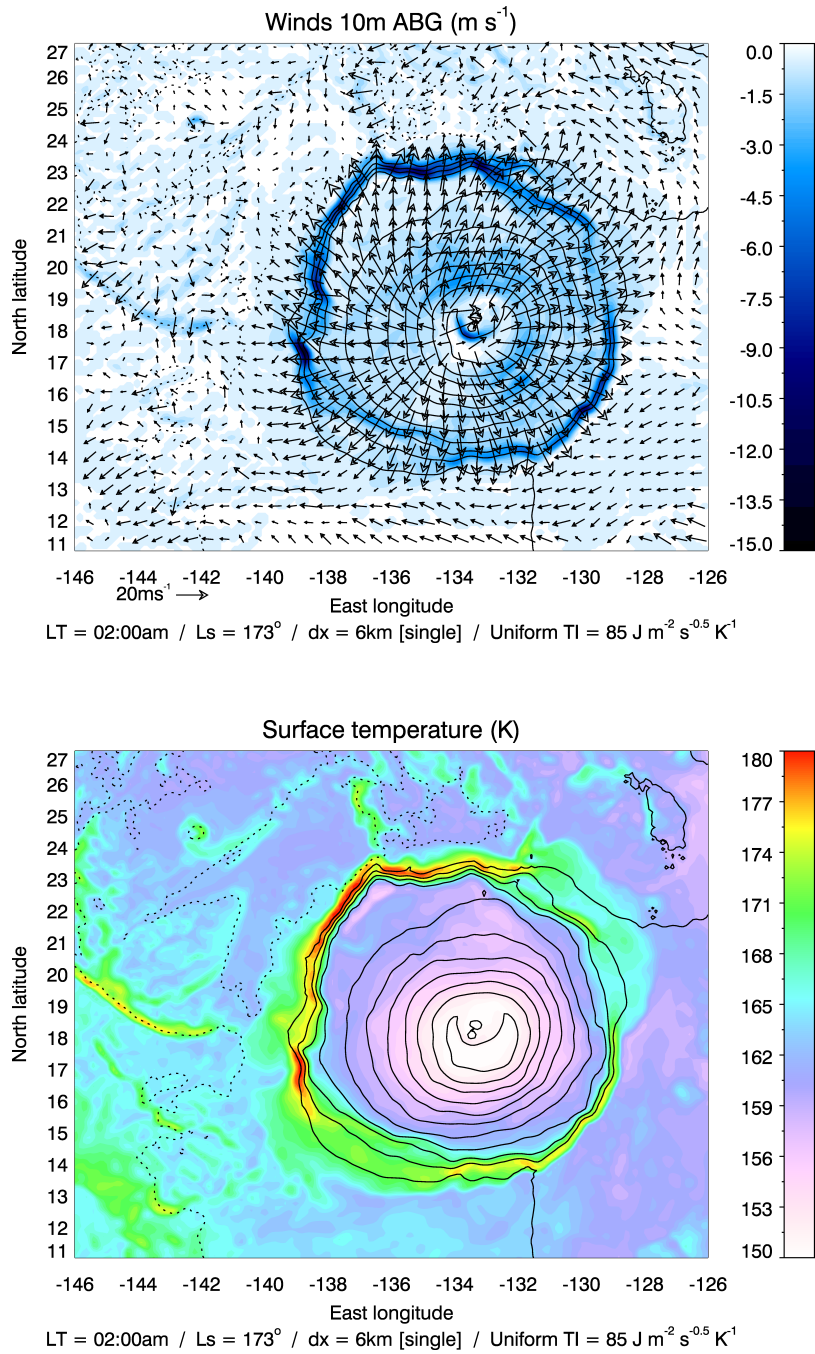


Figure 3: *Les vents catabatiques réchauffent la base des pentes des obstacles topographique martiens (ici, Olympus Mons). Les vents catabatiques qui dévalent les pentes du volcan éteint Olympus Mons la nuit sont reproduits par modélisation méso-échelle (figure du haut : vecteurs pour les vents horizontaux, échelle bleue pour les vents verticaux, lignes de niveau pour la topographie). Les simulations ont permis de découvrir un chauffage significatif de la surface (figure du bas : couleurs pour la température de surface) formant un “anneau chaud” à la base des pentes d’Olympus Mons, a priori inattendu puisque l’inertie thermique de la surface est supposée constante sur toute la scène dans cette simulation.*

stries de glace, *frost streaks*). Une fois ce résultat acquis, nous avons pu conclure que les vents catabatiques jouaient un rôle primordial dans le transport de fines particules de gypse présentes à la fois sur la calotte polaire nord et les champs de dune alentour²³. L'ablation de matériel par les vents paraît particulièrement efficace sur les pentes sous le vent des crevasses géantes (*troughs*) qui strient la calotte polaire ; par ailleurs les analyses de Marion Massé ont permis de fonder que les particules de gypse (seul ou agrégés à de la glace) composant les champs de dune à l'extérieur de la calotte (*Circumpolar Dune Field*) proviennent initialement de cette calotte, suggérant par là-même le lien avec le transport vers l'extérieur de la calotte imposé par les vents catabatiques. Ces travaux se poursuivent actuellement dans le cadre du projet ANR ExoDunes dirigé par Sébastien Rodriguez, avec les travaux de thèse de Laura Fernandez à l'IPGP sous la direction de Clément Narteau, qui entendent comparer les vents catabatiques et circumpolaires prédits par mon modèle aux régimes de vents déduits, par une méthode novatrice, des orientations de champs de dunes à proximité de la calotte polaire nord.

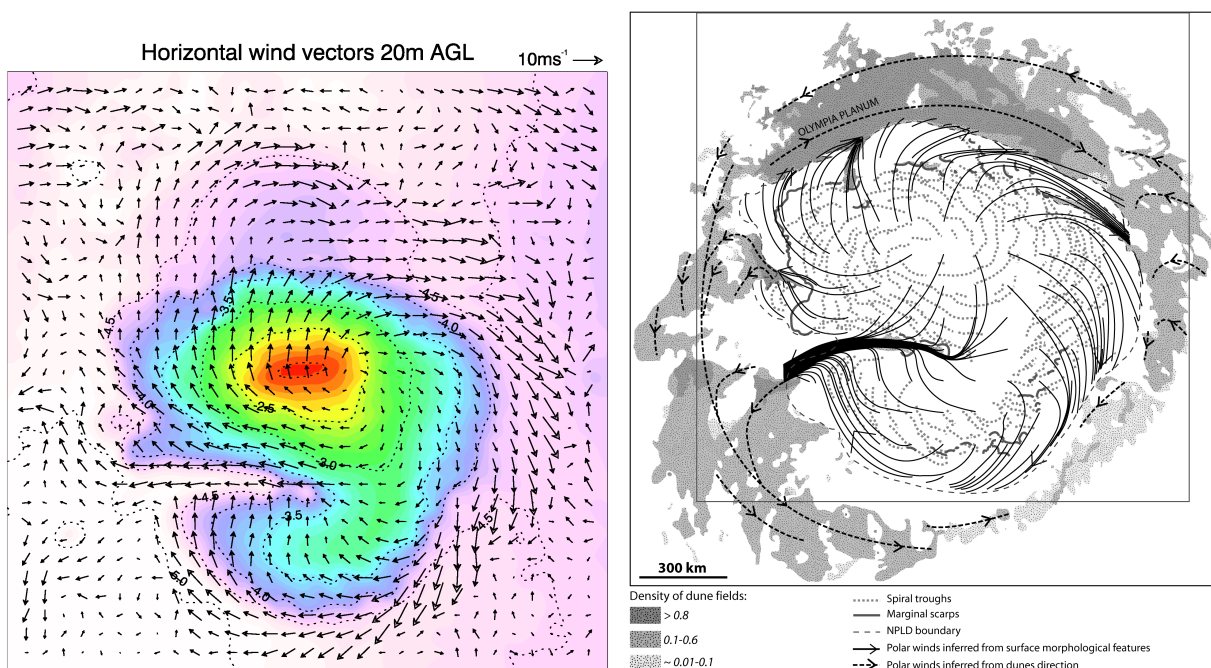


Figure 4: **La calotte polaire martienne nord est le siège de vents catabatiques dominants.** Les résultats d'une simulation méso-échelle des vents (vecteurs) au-dessus du dôme de la calotte polaire nord (topographie en couleur) sur la figure de gauche peuvent être comparés aux lignes de champ des circulations déduites de la cartographie des stries de glace et des champs de dune (figure de droite).

En parallèle, étant donné le rôle thermique des vents catabatiques¹⁴, il est permis de s'interroger sur la possible interaction des vents avec les dépôts de glace de CO_2 et H_2O des calottes polaires. Ainsi, la calotte saisonnière polaire de CO_2 , composant principal de l'atmosphère martienne, voit sa température fixée par l'équilibre gaz-solide. Les vents catabatiques qui soufflent sur les pentes marquées de cette calotte en hiver ne peuvent donc pas chauffer la surface dans cette configuration : le flux de chaleur sensible induit par les vents catabatiques entraîne plutôt une augmentation de la sublimation du CO_2 . Dans ce contexte se sont révélées particulièrement intéressantes les observations de Thomas Appéré, alors doc-

torant de l'Université de Grenoble sous la direction de Bernard Schmitt, qui a employé le spectro-imageur OMEGA à bord de Mars Express pour suivre l'évolution des dépôts saisonniers de CO₂ et d'H₂O sur la calotte nord de l'hiver au printemps¹². La signature spectrale de la calotte saisonnière de CO₂ est assez largement masquée par le fin dépôt saisonnier de glace d'eau lié au piège froid de la glace de CO₂, sauf sur les pentes des crevasses géantes (*troughs*) de la calotte permanente qui montrent des réapparitions soudaines et marquée de la signature de la glace de CO₂. Nous avons interprété ce phénomène comme étant le résultat des forts vents catabatiques qui subliment cette couche superficielle de glace d'eau sur ces pentes⁶⁴ (une érosion de cette couche par les vents serait également possible, mais reste probablement limitée par l'adhérence des particules de glace au dépôt).

Le contexte observationnel a été favorable pour étendre au passé de Mars l'analyse de l'impact présent des vents catabatiques dans les régions polaires. Les observations radar à bord de Mars Reconnaissance Orbiter, qui révèlent la séquence temporelle d'évolution des dépôts glaciaires, ont permis à Jack Holt de l'Université du Texas à Austin aux États-Unis, et son doctorant d'alors Isaac Smith, de remettre sur le devant de la scène une hypothèse de formation des crevasses géantes de Mars qui avait été abandonnée depuis deux décennies au profit d'autres hypothèses : les vents catabatiques, dont les directions au pôle nord sont (étrangement et quasi-parfaitement) perpendiculaires aux crevasses géantes. Il faut insister sur la nécessité de parfois sortir de sa zone de confort pour aller s'asseoir dans des sessions de conférences hors de son sujet d'expertise, car c'est ainsi que j'ai été amené à rencontrer Jack Holt et Isaac Smith et démarrer ainsi une collaboration fructueuse qui se poursuit aujourd'hui.

Soutenu par des financements de la commission franco-américaine Fulbright, Isaac Smith est venu travailler sous ma direction pendant 3 mois pendant son doctorat, puis 9 mois en post-doctorat, pendant lesquels nous avons oeuvré à l'établissement d'un scénario plausible pour expliquer la migration des crevasses géantes³⁰. La stratigraphie radar montre que les crevasses géantes paraissent remonter la pente des calottes polaires au cours des temps géologiques : il est possible d'interpréter ce type de formation comme des *cyclic steps*, couches sédimentaires superposées migrant dans le sens inverse de l'écoulement sous l'effet (stabilisateur pour le dépôt) d'un ressaut hydraulique. Pour les crevasses géantes martiennes, l'écoulement est le courant catabatique et le ressaut hydraulique est le phénomène de Loewe (ressaut catabatique, *katabatic jump*) fréquemment rencontré aux ruptures de pentes côtières du continent antarctique sur Terre. Nous avons pu trouver des preuves de ressaut catabatique polaire sur Mars par la présence en imagerie visible dans les crevasses géantes de nuages bas, fins et allongés (que nous avons nommés *trough clouds*) de même morphologie que le ressaut supposé et l'instabilité de passage de l'écoulement catabatique (étudié en détail grâce à la modélisation méso-échelle) d'un régime Froude sous-critique à un régime sur-critique causé par la rupture de pente au sein au sein des crevasses géantes (Figure 5). J'ai par ailleurs démontré par des simulations méso-échelle supplémentaires à très haute résolution (utilisant cinq domaines emboîtés afin d'atteindre une résolution suffisante au sein d'une crevasse) que de tels ressauts se formaient bien dans la configuration observée (travaux non encore publiés⁶⁶). La migration des crevasses géantes se fait ainsi par sublimation de glace d'eau du côté sous le vent, transport de vapeur d'eau dans le courant catabatique, avant que le ressaut hydraulique n'induisse, par refroidissement adiabatique, la formation d'un nuage précipitant (le *trough cloud* observé) qui dépose la glace du côté face au vent. Autrement dit, nous avons démontré par une combinaison d'observations et de modélisation méso-échelle que les *trough clouds* apparemment anodins sont la preuve présente de la mi-

gration des crevasses géantes sous l'effet des vents catabatiques, dont l'histoire est retracée par la stratigraphie radar.

Toujours avec Isaac Smith, nous avons mené et publié dans les régions polaires sud une étude⁴³ similaire aux régions polaires nord³⁰ (combinant étude des nuages allongés dans les crevasses et modélisation méso-échelle de l'écoulement catabatique). Les conclusions sont identiques à celles obtenues dans la calotte polaire nord, à ceci près que les régions d'apparition des événements nuageux suit une tendance saisonnière claire en semblant accompagner la limite de la calotte saisonnière de CO₂ : la modélisation méso-échelle nous indique qu'à l'influence des vents catabatiques s'ajoute l'effet des circulations thermiques directes (du type des brises de terre/mer sur Terre, où le rôle du sol froid est joué par la calotte saisonnière de CO₂ et celui du sol chaud par le sol nu chauffé pendant la journée). Il a donc été possible, d'une manière encore plus nette que dans le cas des nuages de la calotte polaire nord, de relier l'activité saisonnière des nuages et intensité des vents catabatiques. Ce lien reste à faire dans les régions polaires nord, où les nuages dans les crevasses n'apparaissent qu'à une saison bien particulière (à savoir peu avant l'été nord). Les mécanismes expliquant ce phénomène ne sont pas tout à fait éclairés par nos simulations méso-échelle à l'heure actuelle, donc requièrent un effort de recherche supplémentaire à l'avenir.

En plus de ces travaux sur les grandes crevasses polaires sur Mars (qui n'ont pas d'équivalent sur Terre), Clémence Herny doctorante à l'Université de Nantes sous la direction d'Olivier Bourgeois (avec qui je collabore dans le cadre de l'ANR précitée ExoDunes) a montré³² par une analyse d'observations similaire à celles précitées que des ondes de sédimentation, de moindre amplitude verticale et de plus courte longueur d'onde horizontale que les grandes crevasses, sont présentes sur la calotte polaire martienne nord. Ces structures sont analogues aux dunes de glace en Antarctique et l'analyse morphologique et spectrométrique montre qu'elles sont en phase d'accumulation nette ; par ailleurs leur analyse par stratigraphie radar révèle un scénario de migration sous l'effet de mécanismes différentiels d'accumulation / ablation contrôlés par les vents catabatiques de manière similaire aux processus en jeu dans les grandes crevasses, à ceci près qu'au sein des petites ondulations l'ablation n'est qu'une accumulation réduite sous l'effet de la sublimation dans la face sous le vent.

J'ai, enfin, participé à une réflexion avec Charles Brothers (autre doctorant de Jack Holt à l'Université du Texas à Austin) pour étendre les conclusions obtenues par la modélisation pour les calottes polaires actuelles de Mars au passé de ces régions ; ma contribution sur ce thème consiste à réaliser des simulations méso-échelle utilisant la topographie ancienne mesurée par radar pour déterminer les paléo-régimes de vent catabatique. Combinant mesures radar, imagerie visible et simulations méso-échelle, Charles Brothers a ainsi montré qu'un petit monticule de glace en marge de la calotte polaire nord avait pu se former par transport de matériel depuis les remparts environnants et qu'une fois élevé le monticule a lui-même causé une transformation des courants catabatiques qui a mis fin à sa formation par érosion / déposition²⁶. Dans d'autres travaux, nous avons discuté du rôle probablement prépondérant des mécanismes d'érosion / déposition dans la formation de l'intégralité du scénario de formation de la calotte polaire nord⁴⁰, tout en concluant que des simulations GCM ou méso-échelle beaucoup plus poussées et réalistes étaient nécessaires pour avancer sur cet axe de recherche.

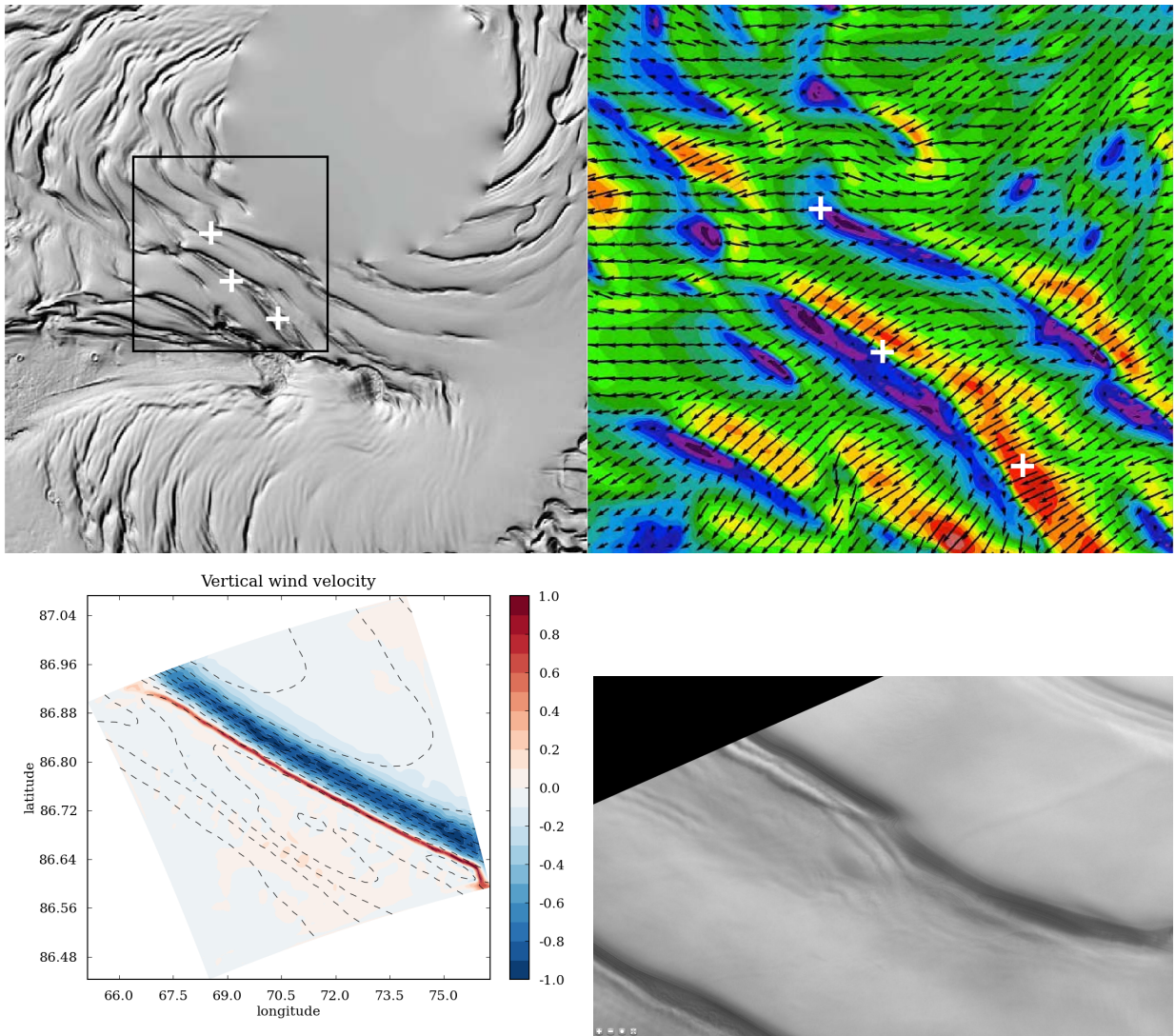


Figure 5: *Les nuages allongés dans les crevasses géantes du pôle nord de Mars sont des ressauts catabatiques qui jouent un rôle dans la migration de la glace sur les calottes. La quasi-intégralité de la calotte polaire nord est représentée en haut à gauche par une image noir et blanc ombrageant les contrastes topographiques locaux pour les souligner : on remarque les crevasses géantes qui balafrent la surface de la calotte et modulent les courants catabatiques qui dévalent les pentes (image en haut à droite avec vecteurs pour les vents horizontaux proche-surface et couleurs pour l'intensité du vent, rouge intense, bleu faible). La variation le long de la rupture de pente du nombre de Froude associé à ces courants traduit les conditions d'un ressaut catabatique, qui est reproduit par simulation méso-échelle à très haute résolution (figure en bas à gauche montrant en couleur la vitesse verticale dans un cinquième domaine emboîté situé dans une crevasse, typiquement à l'emplacement d'une des croix blanches sur la figure en haut à droite) et explique la structure longiligne et la localisation dans les crevasses des trough clouds (image en bas à droite obtenue par imagerie visible).*

2 L'intense turbulence de couche limite de jour sur Mars

Un marqueur des différences entre Terre et Mars

Après avoir discuté des vents catabatiques qui sont un phénomène plutôt nocturne, je présente dans ce chapitre les intenses circulations de couche limite sur Mars en journée – c'est-à-dire la dynamique de l'instabilité convective proche de la surface. Mes travaux sur le sujet font directement suite à la possibilité ouverte en thèse⁵ de réaliser des simulations aux grands tourbillons (*Large-Eddy Simulations, LES*) en employant le modèle méso-échelle martien à une résolution de quelques dizaines de mètres. Je dispose ainsi d'un outil numérique pour résoudre les panaches turbulents, structures composant la partie de plus grande échelle du spectre turbulent et responsable de 80 à 90% du mélange dans la couche limite. Ce nouvel outil est venu compléter les modèles développés dans la communauté depuis un peu moins d'une décennie, comme je l'ai résumé en participant à un article de revue sur la couche limite martienne¹⁶.

Comme sur Terre, la turbulence convective de couche limite sur Mars domine la dynamique atmosphérique proche de la surface. Elle est néanmoins plus intense sur Mars que sur Terre : l'altitude du sommet de la couche mélangée atteint typiquement 5 km contre 1 km sur Terre, et l'énergie cinétique turbulente comme les flux verticaux turbulents de chaleur (*vertical eddy heat flux*) sont un ordre de grandeur plus élevés sur Mars¹³. Cette différence quantitative provient d'inversions de température de proche surface extrêmement sur-adiabatiques sur Mars (15 K à hauteur d'humain), causées par la faible inertie thermique de la surface et le caractère ténu de l'atmosphère qui lui confère un temps de réponse radiative beaucoup plus rapide que sur Terre. Le dernier point nous renseigne sur une autre différence, qualitative, majeure : si la couche limite convective terrestre est forcée par le flux de chaleur sensible, les conditions martiennes rendent ce dernier moins dominant et ouvrent la voie à un contrôle radiatif de la turbulence de couche limite, via l'absorption par le CO₂ (et, en moindre mesure, par les aérosols de poussière et la vapeur d'eau) de la radiation infra-rouge émise par le sol.

J'ai montré par des simulations aux grands tourbillons¹⁰ que ce contrôle radiatif de la couche limite explique une conclusion très surprenante des observations par occultations radio de David Hinson de l'Université de Stanford et SETI Institute en Californie (États-Unis), avec qui j'ai initié une collaboration lors de mon post-doctorat à l'Open University avec Stephen Lewis. En contraste total avec la situation terrestre, les couches de mélange proches de la surface sont plus épaisses sur les plateaux des hautes altitudes que dans les basses plaines (Figure 6). La surface martienne est proche de l'équilibre radiatif : la température de surface varie peu avec l'altimétrie (à insolation et propriétés thermophysiques de surface égales) et, par ailleurs, le taux de chauffage dans l'infrarouge (contribution dominante du taux de chauffage) subit des variations très modérées avec la pression. Ainsi, l'atmosphère de moindre densité en haut des montagnes (à plus basse pression), recevant

un chauffage diabatique identique à l'atmosphère de plus grande densité dans les basses plaines, devient le théâtre d'une convection plus vigoureuse. L'inverse se produit sur Terre car, en l'absence en général de forçage radiatif conséquent, le bilan thermique de la couche limite découle d'une simple conservation lagrangienne de la température potentielle, dont la conversion dans le formalisme eulérien fait apparaître un taux de chauffage adiabatique par advection turbulente de chaleur (la traduction juste au-dessus de la surface de ce terme n'est autre que le flux de chaleur sensible). Le bilan thermique sur Terre n'est donc pas dépendant d'un terme inverse en pression, contrairement à tout bilan incluant un terme de chauffage diabatique (tel, sur Mars, la contribution radiative). Ainsi, alors que les flux verticaux turbulents de chaleur vont décroissant sur Terre (la convection réchauffe l'atmosphère dans la couche limite), ils ne le sont sur Mars qu'à partir d'une certaine altitude, car en deçà la convection doit refroidir l'atmosphère pour évacuer le chauffage radiatif en son sein. J'ai d'ailleurs montré¹⁰ que le cas martien impose de généraliser la définition de la vitesse convective turbulente w_* construite initialement sur le seul cas terrestre.

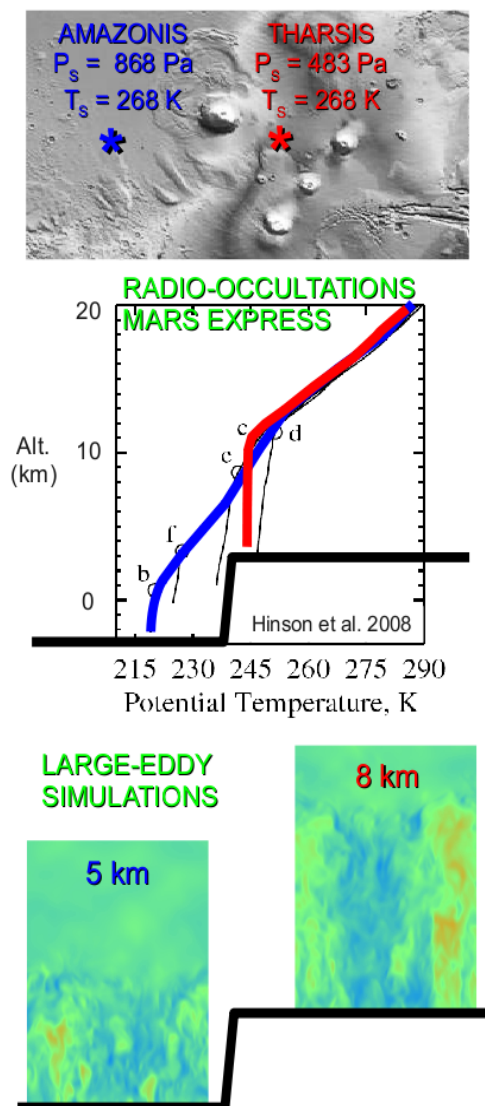


Figure 6: *La convection de couche limite est plus soutenue sur les hauts plateaux martiens que dans les basses plaines.* La figure du haut donne la localisation de deux tels exemples, respectivement Tharsis Planitia – sur un site équidistant des volcans éteints Olympus Mons (Figure 3) et Pavonis Mons (Figure 2) – et Amazonis Planitia. Les profils de température potentielle obtenus par radio-occultation à bord de Mars Express sont reportés sur la figure du milieu, montrant une profondeur de la couche mélangée inversement corrélée à l'altitude topographique. Les simulations aux grands tourbillons reportées sur la figure du bas, avec les couleurs représentant les panaches ascendants et subsidants prédits, reproduisent bien la tendance observée. Une analyse détaillée montre que ce comportement inversé par rapport à celui connu sur Terre est à mettre sur le compte du contrôle radiatif de la convection de couche limite sur Mars.

Des tourbillons convectifs aux diables de poussière

Disposer d'un modèle aux grands tourbillons résolvant les mouvements turbulents de la couche limite martienne de manière réaliste est intéressant à plus d'un titre. Parmi ces phénomènes résolus, je me suis notamment intéressé aux tourbillons convectifs d'un rayon de quelques mètres à quelques centaines de mètres, qui donnent naissance aux diables de poussière (*dust devils*) lorsqu'ils soulèvent et transportent de la poussière dans leur structure vorticale hélicoïdale (Figure 7). Ces phénomènes sont très fréquents sur Mars. Le résultat précité sur l'activité plus intense de couche limite dans les hauts plateaux m'a d'ailleurs permis d'expliquer que l'on observe des diables de poussière jusqu'aux caldeiras des volcans éteints : les rafales turbulentes plus intenses compensent la perte en pouvoir de soulèvement causée par la densité atmosphérique plus faible à haute altitude⁶.

Cet intérêt pour les diables de poussière date de mon post-doctorat à l'Open University, où je me suis vu proposer de participer à des campagnes d'observation des analogues terrestres de ces phénomènes dans le désert d'Arizona, combinant relevé de l'activité des diables de poussière et mesures des vents par mâts météorologiques. Cette campagne, si ce n'est l'apport de la vision de la réalité du terrain qui me faisait un peu défaut, a permis d'établir deux résultats principaux, qui ont trouvé une application sur Mars :

- ☞ Il existe une corrélation des vents régionaux ambiants aux vitesses de translation des diables de poussière¹⁹ (avec un résultat meilleur pour une fenêtre de lissage des vents de 2 heures plutôt que 20 minutes). Si en direction l'accord est excellent, les vitesses de déplacement des diables de poussière sont 10 à 20% plus rapides que les vitesses de vent ambiant à une altitude de 10 mètres au-dessus de la surface : le vent ambiant suivi par les *dust devils* en translation est donc probablement celui à quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface. Avec Dennis Reiss de l'Institut de Planétologie de Münster en Allemagne, nous avons relié les vents prédits par les GCMs martiens aux directions de propagation des diables de poussière martiens déduites d'une méthode originale de comparaison à 1 minute d'intervalle des images des caméras de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter³⁹. Les résultats sont essentiellement similaires à l'étude terrestre, au détail près que les diables de poussière se déplacent environ deux fois plus vite que les vents prédits dans la couche limite par notre GCM martien. Cela prouve une fois de plus l'importance à accorder à l'avenir aux mesures de vent sur Mars.
- ☞ Les statistiques observées des tailles des diables de poussière penchent en faveur d'une loi de distribution de type exponentielle plutôt qu'une loi de puissance⁹, même si les biais d'observation empêchent de trancher avec certitude. Cette question est en fait assez centrale car elle peut nous éclairer sur les lois statistiques qui naissent de l'organisation de la convection et, in fine, nous permettre de développer des moyens de prédire le flux de poussière associé à l'activité des diables de poussière (une source importante, du moins sur Mars, de la couverture permanente de poussières dans l'atmosphère). Je poursuis d'ailleurs des travaux de modélisation aux grands tourbillons à très haute résolution pour mettre en évidence les lois de répartition des tailles des tourbillons convectifs (et dépressions associées) : ces travaux, qui restent à publier, montrent que la loi de puissance semble plus appropriée que la loi exponentielle⁶⁶.

Ces contributions viennent compléter un travail actif de la communauté sur le sujet : en une dizaine d'années, sur Terre comme sur Mars, nous sommes passés d'études préliminaires de modélisation à des simulations permettant d'explorer la statistique d'une nombreuse

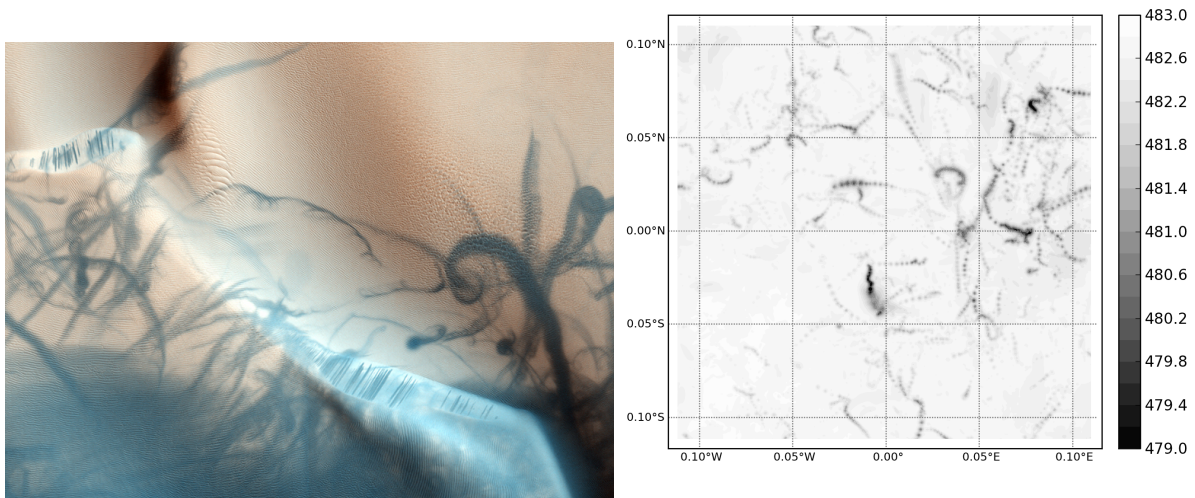


Figure 7: *Les modèles aux grands tourbillons résolvent les tourbillons convectifs de couche limite, qui donnent naissance aux diables de poussière (dust devils) capables de laisser les traces de leur passage sur certains terrains martiens. Un exemple d'un tel site est donné sur la figure de gauche, montrant un champ de dunes sur les plaines d'Arabia Terra photographié par la caméra HiRISE à bord de Mars Reconnaissance Orbiter. Les modèles aux grands tourbillons reproduisent bien ces phénomènes et leur variabilité spatiale, comme en atteste la figure de droite qui montre le minimum de pression (révélateur du passage d'un tourbillon convectif) atteint en chacun des points de la grille spatiale des simulations aux grands tourbillons, effectuées à une résolution de 50 mètres.*

population de tourbillons résolus. J'ai récemment résumé dans un article de revue ces progrès dans la représentation des tourbillons convectifs et les diables de poussière par la modélisation aux grands tourbillons⁴⁵ et participé également, dans le même ouvrage, à des articles discutant de la longue tradition d'observations de ces phénomènes⁴⁸ et de leur impact sur le transport de particules jusqu'à l'échelle globale⁴⁷. Les diables de poussière sont un bon exemple de recherche sur un phénomène qui n'est anecdotique qu'en apparence et constitue en réalité un marqueur essentiel de l'activité des couches limites terrestre et martienne. Les perspectives restent nombreuses, comme de réaliser des simulations aux grands tourbillons avec transport d'une poussière radiativement active par les circulations résolues.

Rafales et conséquences

Plus généralement, les simulations aux grands tourbillons permettent d'examiner l'activité turbulente dans la couche limite de jour, qui inclut les tourbillons convectifs, mais également les rafales (*gusts*) et fluctuations turbulentes. Fait que j'ai d'ailleurs pu illustrer en interprétant les variations de pression observées sur un terrain désertique : les simulations aux grands tourbillons reproduisent les dépressions intenses et rapides associées aux tourbillons convectifs, mais prédisent également une signature périodique associée à l'advection des cellules convectives polygonales par le vent d'environnement²⁴. Par leur capacité à caractériser

l'activité turbulente sur Mars, mes simulations aux grands tourbillons ont éveillé l'intérêt de la communauté sur de multiples applications, en lien notamment avec les missions spatiales vers Mars :

- ✎ Nous avons réalisé des études de prédiction des conditions d'atterrissage (*Entry, Descent and Landing*) des sondes martiennes⁶², en utilisant une combinaison de simulations méso-échelle (pour les conditions régionales) et de simulations aux grands tourbillons (pour la turbulence de couche limite). Ces activités m'ont d'ailleurs permis d'encadrer de jeunes ingénieurs de recherche sortis d'école (Vincent Bourrier, Arnaud Colaïtis, Tanguy Bertrand, Margaux Vals, qui ont tous poursuivi leur mission par un doctorat) et de participer à la production de nombreuses notes techniques dans le cadre d'activités contractuelles avec l'industrie spatiale (Thales Alenia Space Italy). Nous travaillons ou avons travaillé ainsi sur l'atterrissage des sondes Schiaparelli (Agence Spatiale Européenne, atterrissage prévu à l'automne 2016), ExoMars Rover (Agence Spatiale Européenne et Roscosmos, atterrissage prévu en 2020), InSight (NASA / CNES, atterrissage prévu fin 2018). Si ces travaux sont essentiellement guidés par les impératifs techniques de nos contractants, des applications scientifiques en ont découlé. Par exemple, nous avons réalisé une inter-comparaison des résultats de nos simulations aux grands tourbillons⁶⁵ pour la saison et le site d'atterrissage de Schiaparelli avec ceux de Scot Rafkin du SouthWest Research Institute à Boulder, Colorado (États-Unis). Avec Tanguy Bertrand, nous achevons actuellement l'analyse minutieuse des résultats et l'écriture d'un article qui entend démontrer que des différences substantielles existent entre des modèles dont le forçage radiatif et autres conditions de simulation sont rigoureusement identiques⁴⁹. Loin de discréditer les efforts de modélisation, ces résultats appellent un effort particulier, resté malheureusement lacunaire, d'obtention de données sur la variabilité turbulente dans l'atmosphère martienne.
- ✎ Pour rebondir sur la dernière remarque, j'ai pu mettre les simulations aux grands tourbillons au service d'une preuve de concept du LIDAR vent MarBLL³⁶ (*Mars Boundary Layer LIDAR*) proposé par Franck Montmessin (collaborateur de longue date, membre du laboratoire LATMOS) pour la mission astromobile Mars 2020 de la NASA. Grégoire Déprez, doctorant de Franck Montmessin, a ainsi pu déduire des simulations aux grands tourbillons des conditions synthétiques d'observation réaliste de l'atmosphère martienne par MarBLL et conclure que des informations très précises à la fois sur les fluctuations turbulentes et les vents régionaux pouvaient être obtenues⁵⁸. Si l'instrument MarBLL n'a malheureusement pas été retenu par la NASA pour Mars 2020, son potentiel pour les missions d'avenir vers Mars reste entier.
- ✎ La mission américaine InSight embarquera en 2018 le sismomètre français SEIS. Je me suis rapproché à cette occasion des équipes de l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP, Philippe Lognonné et ses doctorants Yasuhiro Nishikawa et Balthasar Kenda) et de l'Institut Supérieur de l'Aérospatiale et de l'Espace à Toulouse (ISAE, Naomi Murdoch et David Mimoun). Mes modélisations aux grands tourbillons sont employées pour prédire le bruit sismique causé par la turbulence atmosphérique dans les mesures que réalisera le sismomètre SEIS à bord d'InSight : les conclusions de la mission seront donc très riches puisqu'il sera possible de détecter (et utiliser pour sonder le sol proche de la surface) la déformation sismique de la surface liée au passage de diables de poussière à proximité d'InSight, y compris à distance, hors

de portée des baromètres embarqués⁵¹. Le signal sismique des fluctuations atmosphériques turbulentes (rafales y compris) pourra également être décorrélé du signal sismique des processus intérieurs à l'aide des mesures précises de pression réalisées à bord d'InSight⁵³. Ces possibilités s'étendent d'ailleurs à la circulation globale dont l'excitation de modes propres d'oscillation de la surface pourra très probablement être détectée dans le murmure sismique (*hum*) basse fréquence capté par SEIS à bord d'InSight⁶⁰, ainsi qu'aux ondes acoustiques-gravité qui auront une signature sismique détectable sur Mars, particulièrement la nuit sous l'effet d'un guide d'onde causé par les inversions atmosphériques stables nocturnes proche de la surface⁵⁰. Les mesures de sismologie d'InSight auront donc des applications en terme de mesure indirecte de la dynamique atmosphérique martienne, un axe de recherche sur lequel je vais continuer de me positionner à l'avenir.

3 Ondes de gravité dans l'atmosphère de Mars

Un élément de variabilité essentiel

Dans les deux premiers chapitres, j'ai illustré la variabilité méso-échelle proche de la surface sur Mars, mais elle est également significative à plus haute altitude par l'activité des ondes de gravité. Les ondes de gravité, dont l'origine dynamique est la force de rappel de la force de flottaison, sont un phénomène méso-échelle courant dans toutes les atmosphères planétaires, Terre comprise (j'ai d'ailleurs débuté mes activités de recherche en stage de master en examinant leurs sources dans la région de la Cordillère des Andes³). Le forçage dynamique qu'elles induisent à grande échelle lorsqu'elles déferlent les rendent centrales dans l'étude du climat global d'une planète.

La signature des ondes de gravité peut être mise en évidence dans le champ de pression, comme j'ai pu le faire dans mes travaux de thèse sur la mesure de la pression par télédétection via le spectro-imageur OMEGA à bord de la sonde Mars Express¹. Il se trouve que lesdites signatures s'accompagnaient de structures ondulatoires dans la luminescence (*airglow*) causée par l'émission d'un état excité de l'oxygène à $1.27 \mu\text{m}$ (par photolyse de l'ozone), également détectable par OMEGA. Je me suis donc rapproché de Francesca Altieri de l'IAPS à Rome (Italie), spécialiste du sujet, qui disposait d'observations de luminescence à $1.27 \mu\text{m}$ dans les régions circumpolaires sud qui montraient une profusion de structures ondulatoires rappelant fortement des fronts d'onde de gravité (Figure 8). J'ai donc effectué des simulations méso-échelle dédiées dans ces régions (testant par la même occasion le comportement du modèle dans la haute troposphère / basse mésosphère de Mars) pour mettre en évidence que l'activité des ondes de gravité était bien marquée dans les latitudes $55-75^\circ\text{S}$ indiquées par les observations (par une source qui peut être frontale, topographique et/ou agéostrophique). En outre, l'intensité simulée des perturbations de température et de densité induites par ces ondes de gravité (tout à fait en accord avec les observations par accélérométrie lors de séquences de freinage par l'atmosphère *aerobraking* de sondes martiennes telles que Mars Global Surveyor) permettait bien d'expliquer les signatures de luminescence observées¹⁸. Cette étude a démontré que, tout comme sur Terre, les observations de luminescence sont une méthode puissante pour détecter la propagation d'ondes de gravité dans l'atmosphère de Mars.

L'interprétation des nuages de CO_2

La mésosphère martienne, baignée d'ondes de gravité, est par ailleurs le théâtre d'énigmatiques nuages de glace de CO_2 de haute altitude. Ces nuages ont été mis en évidence (entre autres nombreuses observations) par le travail des collègues du laboratoire LATMOS Franck Montmessin et Anni Määttänen sur les données du spectro-imageur OMEGA⁷, qui ont démontré la variabilité spatiale et saisonnière très particulière des nuages de CO_2 :

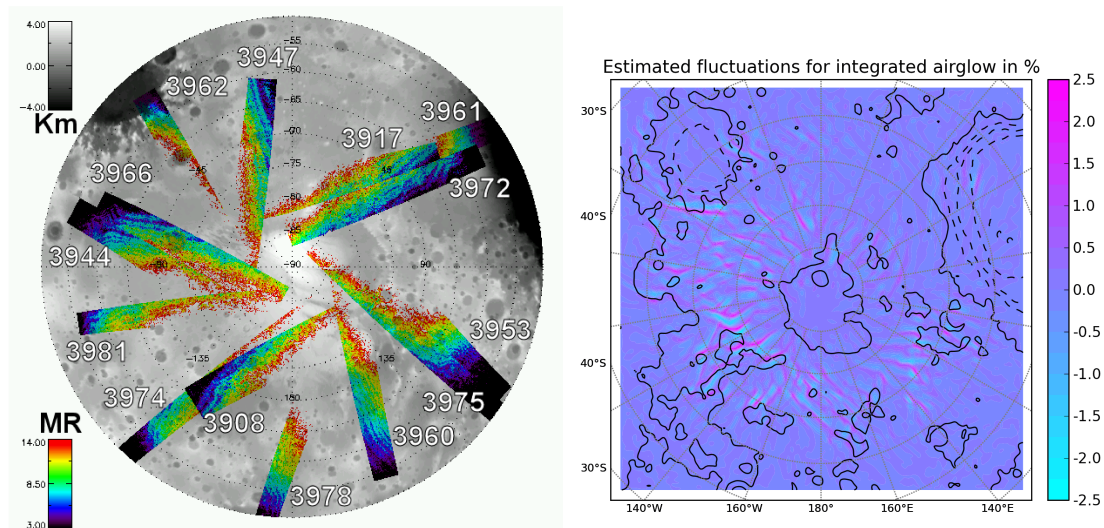


Figure 8: *Une combinaison d’observations de luminescence d’un état excité de O_2 et de modélisation méso-échelle permet de caractériser des latitudes privilégiées d’émission d’ondes de gravité dans l’hémisphère sud de Mars. Les fronts d’onde caractéristiques des ondes de gravité peuvent être observés dans les cartes du spectro-imageur OMEGA à $1.27 \mu\text{m}$ reproduites à gauche : les latitudes préférentielles de détection sont clairement mises en évidence, mais la couverture limitée en latitude et les phénomènes de saturation du signal aux hautes latitudes ne permettent pas de trancher. En estimant les fluctuations attendues de luminescence à partir des variations de température / densité simulées par modélisation méso-échelle (figure de droite), il apparaît néanmoins que l’amplitude des fluctuations observées peut être expliquée et que les latitudes $55 - 75^\circ\text{S}$ sont bien des régions privilégiées pour l’émission d’ondes de gravité.*

nuages à l’équateur (avec certaines longitudes plus favorables que d’autres) aux alentours du solstice d’été nord et aux moyennes latitudes autour du solstive d’hiver nord. Les nuages de CO_2 dans la mésosphère de Mars sont des phénomènes nuageux inhabituels puisque le composant principal de l’atmosphère condense et la formation des nuages n’est pas limitée par la quantité de vapeur, mais par les conditions de température et la microphysique des particules de glace de CO_2 . La présence de ces nuages dans la mésosphère martienne, et *a fortiori* leur variabilité, indique donc que la température atmosphérique est suffisamment basse pour permettre leur formation. Le profil thermique d’entrée obtenu par la sonde Pathfinder (et plus récemment par Curiosity) a montré que les températures mésosphériques pouvaient se trouver sous la température de condensation du CO_2 , mais ces observations ne valent que pour une région très localisée et non l’ensemble des régions touchées par le phénomène.

Un premier progrès pour comprendre la variabilité des nuages de CO_2 a été obtenu par Francisco Gonzalez-Galindo de l’Instituto de Astrofísica de Andalucía à Grenade (Espagne) en effectuant des simulations employant le GCM de Mars développé dans notre équipe avec une extension verticale permettant de couvrir l’ensemble de la mésosphère/thermosphère. Le résultat clé de son étude¹⁵, à laquelle j’ai participé, est d’avoir montré que la variabilité spatiale et saisonnière des nuages de CO_2 sur Mars s’accorde très bien avec les régions

mésosphériques les plus froides prédites par le GCM, et dénote une influence majeure, dans les latitudes équatoriales, de la propagation de marées thermiques (ondes planétaires forcées par le cycle diurne solaire). Il restait néanmoins un problème, et non des moindres : si le GCM martien prédit bien que l'atmosphère est la plus froide dans les régions, altitudes, et saisons d'apparition des nuages de CO₂ mésosphériques, la température atmosphérique prédite reste significativement au-dessus de la température de condensation du CO₂.

Plusieurs indices suggéraient que les ondes de gravité étaient l'élément manquant pour expliquer la présence de poches froides mésosphériques propices à la formation de nuages de CO₂. Tout d'abord, l'exact même mécanisme a permis d'expliquer la présence de cirrus particulièrement épais dans la mésosphère terrestre (travaux de Vincent Noël, alors au Laboratoire de Météorologie Dynamique). Ensuite, la morphologie des nuages de CO₂ est plutôt cirriforme, mais montre souvent un aspect plus épais et potentiellement façonné par des fronts d'onde de gravité (parfois les nuages sont si épais et d'apparence cumuliforme que la possibilité d'une convection provoquée par la condensation du CO₂ a été évoquée⁷). Enfin, les perturbations de température provoquées par les ondes de gravité observées sur Mars pouvaient permettre de refroidir l'atmosphère suffisamment pour favoriser la condensation du CO₂. Je me suis donc attelé à l'exploration de ce scénario par la modélisation méso-échelle²⁰, ce qui a nécessité de réhausser le toit du modèle et d'activer les paramétrisations spécifiques adaptées à la mésosphère / thermosphère martienne, ce que j'ai effectué avec l'aide de Francisco González-Galindo et Miguel-Ángel López-Valverde au cours d'une visite scientifique de 3 mois à l'IAA à Grenade (bourse de la région Junta de Andalucía). J'ai pu ainsi montrer par des simulations méso-échelle idéalisées que, dans une situation de grande échelle où les ondes de marée thermique refroidissent significativement la mésosphère martienne, la propagation d'ondes de gravité (dans le cas d'une excitation par un vent soutenu et une montagne de taille moyenne typiques de Mars) est à même de provoquer un refroidissement de plus de 10 K permettant de faire passer le profil de température mésosphérique simulé par le GCM sous la température de condensation du CO₂ (Figure 9). En outre, la plupart des régions et saisons comportant des nuages de CO₂ sont caractérisées par des conditions de température et vent de grande échelle propices à la propagation des ondes de gravité jusqu'à la mésosphère, sans atteindre de déferlement par niveau critique ou instabilité convective (point que j'ai montré en adaptant un indice de saturation tiré d'études terrestres sur le sujet).

Les ondes de gravité sont donc un élément clé de la formation des nuages de CO₂ sur Mars²⁰ et agissent de concert avec les ondes de marée thermique¹⁵ pour former des poches froides mésosphériques propices à la formation de nuages de CO₂. Il restait néanmoins un dernier élément d'explication de la formation des nuages de CO₂ : si de telles poches froides ont des températures sous la température de condensation du CO₂, est-ce que ces conditions de sur-saturation induisent une microphysique des nuages de CO₂ favorable à leur formation ? J'ai sur ce sujet collaboré aux travaux de thèse de Constantino Listowski réalisés sous la direction de ma collègue Anni Määttänen au laboratoire LATMOS. Mes profils thermiques mésosphériques résultant de la propagation des ondes de gravité²⁰ ont servi à caractériser l'atmosphère martienne dans leur modèle microphysique détaillé de la croissance des particules de glace de CO₂ en conditions de sur-saturation. Constantino Listowski a ainsi montré qu'il était possible de reproduire la croissance de cristaux de glace de CO₂, dans les poches froides induites par les ondes de gravité, avec des rayons conformes aux observations et fortement contrôlés par les conditions de température³⁴. Un autre résultat important de l'étude est le fait que le nuage se dissipe très rapidement dès lors

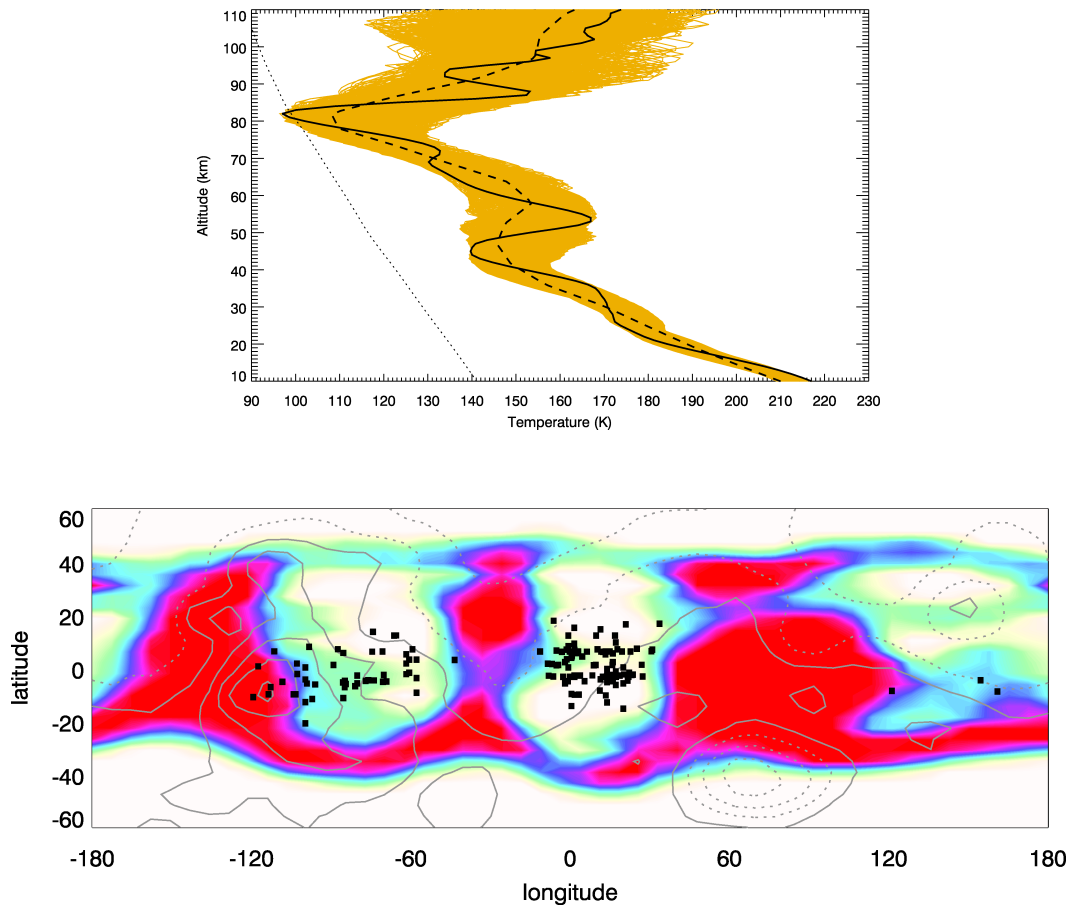


Figure 9: *Les ondes de gravité sont un facteur essentiel d'apparition de poches froides propices à la formation de nuages de CO₂ dans la mésosphère de Mars. Premièrement, la modélisation méso-échelle idéalisée de la propagation d'ondes de gravité typiques de la troposphère à la mésosphère montre que les perturbations de température associées (enveloppe orange) font passer la température prédite par les modèles de climats globaux (ligne tiretée) sous le profil de condensation du CO₂ (ligne pointillée) composant atmosphérique principal, comme en atteste le profil exemple tracé en trait plein. Deuxièmement, l'étude des conditions de stabilité et vent à l'échelle globale permet de distinguer des zones plutôt propices à la propagation des ondes de gravité jusque la mésosphère martienne sans déferlement par saturation ou niveau critique (couleur blanche à opposer à la couleur rouge sur la carte du bas). Ces régions particulières correspondent aux régions où les nuages de CO₂ mésosphériques ont été observés (points noirs sur la carte du bas).*

que la poche froide se résorbe suite à la propagation verticale de l'onde de gravité, ce qui achève d'expliquer la forte corrélation entre nuages de CO₂ et activité des ondes de gravité. Enfin, une ouverture de cette étude a été de constater que les épaisseurs optiques des nuages de CO₂ formés étaient beaucoup plus faibles qu'observées, à moins d'inclure un apport de noyaux de condensation de type météoritique – ce qui pourrait expliquer que la variabilité interannuelle des nuages de CO₂ s'est révélée relativement irrégulière dans les observations.

Source convective

Une perspective d'avenir d'étude des ondes de gravité dans les atmosphères planétaires nécessite d'anticiper un peu sur le propos du chapitre 4 présentant mes travaux sur les mouvements de convection originaux sur Mars et Vénus. Les mouvements de convection sont connus pour émettre des ondes de gravité par les perturbations dynamiques qu'ils induisent : l'on parle de sources non-orographiques par opposition à la source orographique, où des ondes sont générées par l'interaction entre un vent régional et les obstacles topographiques. Sur Terre, ces sources non-orographiques sont l'objet d'une attention particulière et revêtent, du fait de la relative fugacité des mouvements convectifs, une difficulté plus grande à être caractérisées que la source orographique. Dans les atmosphères planétaires également, elles sont omniprésentes. Je constate d'ailleurs que les mouvements de convection induisent l'émission d'ondes de gravité dans chacune des simulations méso-échelle, ou aux grands tourbillons, décrites dans le chapitre 2 qui précède et dans le chapitre 4 qui suit. Ainsi, une conséquence importante des travaux présentés dans ces chapitres sera d'aider à l'avenir à mieux caractériser les sources non-orographiques d'ondes de gravité : convection de couche limite¹⁰, nuages de glace d'eau⁶⁷ et tempêtes de poussière²⁵ sur Mars ; convection dans la couche de nuages d'acide sulfurique sur Vénus⁵² ; et même, pour anticiper le propos du chapitre 6, orages convectifs géants sur Saturne⁴⁶.

4 De Mars à Vénus: du rôle majeur de la radiation sur les mouvements convectifs dans les atmosphères planétaires

Des phénomènes exotiques

Dans ce chapitre, j'illustre l'idée qu'étudier les mouvements convectifs dans les atmosphères planétaires permet d'élargir le point de vue terrestre où la majorité de tels mouvements naissent soit de la présence d'une surface chauffée en journée (forçage radiatif indirect), soit de la chaleur latente dégagée par la condensation des nuages (forçage humide). Sur Mars et sur Vénus, des mouvements convectifs peuvent naître du forçage directe par la radiation. Nous avons en fait déjà vu une telle manifestation au chapitre 2 : la convection de couche limite martienne se différencie de la couche limite terrestre en étant forcée à la fois par le flux de chaleur de sensible et un terme d'absorption radiative dans les couches atmosphériques proches de la surface, ce qui donne naissance notamment à un comportement par rapport à la topographie diamétralement opposé de celui constaté sur Terre^{10,13}. Non seulement les mouvements convectifs sur Mars ne se cantonnent pas à la couche limite, mais j'ai montré qu'au moins deux types d'aérosols, par leur influence radiative, peuvent donner lieu à ce type de mouvements.

Mélange nocturne dans les nuages : de Mars à Vénus

Je commence par un projet relativement récent, qui n'est pas encore complètement publié. Tout est parti d'un contact de David Hinson de l'université de Stanford, avec qui j'avais eu l'occasion de collaborer pour expliquer la variabilité des couches de mélange de jour proche de la surface dans ses profils obtenus par radio-occultations. Cette fois, en revisitant ses profils nocturnes, il a remarqué que les inversions de température à quelques dizaines de kilomètres de la surface, caractéristiques du refroidissement radiatif imposé par les nuages de glace d'eau, sont en fait si marquées que ce sont des couches de mélange (cela avait échappé pendant une décennie à toute la communauté, David Hinson y compris, car personne n'avait tracé les profils de température potentielle qui permettent de détecter les couches de mélange par simple inspection visuelle). J'ai participé aux discussions de son article décrivant ces effets³³ en proposant de conclure que les nuages de glace d'eau sur Mars sont sujets à des mouvements de convection nocturnes, la déstabilisation du profil thermique étant provoquée par le refroidissement radiatif des nuages par émission infra-rouge (déstabilisation par le sommet de la couche de mélange et non par la base comme dans le cas de la convection de couche limite discutée au chapitre 2). En ce sens, cette convection est l'analogue des mouvements convectifs associés à la présence de nuages sur Terre (par exemple dans les

couches limites marines surmontées de nuages subissant un refroidissement radiatif).

Suite aux observations par radio-occultation, j'ai entrepris de mettre à profit les paramétrisations de l'effet radiatif des nuages construites pour les simulations du GCM martien de l'équipe^{22,38} en les employant dans des simulations méso-échelle régionales (Figure 10) et dans des simulations aux grands tourbillons. Par les simulations méso-échelle, j'ai mis en évidence que la profondeur observée des couches de mélange nocturnes, ainsi que leur altitude et région d'apparition, étaient très bien reproduites par la modélisation, qui permettait par ailleurs de les relier sans ambiguïté à l'effet radiatif des nuages de glace d'eau⁶⁷. Par les simulations aux grands tourbillons, j'ai mis en évidence la vigueur des mouvements de convection qui soutiennent les couches de mélange nocturnes observées par radio-occultation – les vitesses verticales sont analogues à celles rencontrées dans la couche limite terrestre et pourraient indiquer un mode original de précipitation des particules de glace. Il me reste beaucoup de travail pour parachever ces simulations, inédites dans la communauté, avant de les publier mais elles apparaissent très prometteuses.

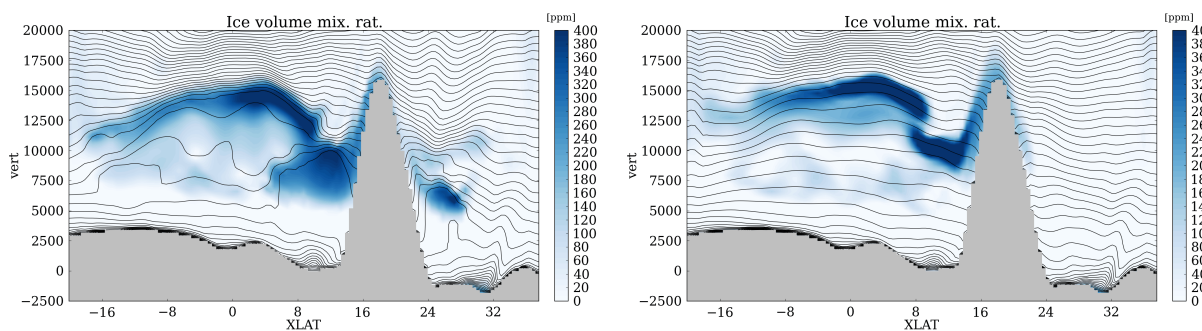


Figure 10: *Le refroidissement radiatif des nuages de glace d'eau sur Mars cause des couches de mélange nocturnes dans la basse troposphère. Les deux figures montrent le résultat de simulations méso-échelle avec le cycle de l'eau activé, que traduit la formation de nuages nocturnes indiquée par les nuances de bleu (rapport de mélange volumique de glace d'eau). Les lignes de niveau représentent quant à elles la température potentielle : le cas simulé en incluant l'effet radiatif des nuages (gauche) montre, au contraire du cas simulé n'incluant pas cet effet (droite), la présence de couches mélangées profondes sous la couche de nuages. Ces simulations sont réalisées dans une région et à une saison où les radio-occultations montrent de telles couches mélangées, dont les propriétés sont en accord avec les caractéristiques des phénomènes simulés.*

Les couches de mélange nocturnes provoquées par l'influence radiative des nuages de glace d'eau rappellent la couche mélangée associée aux aérosols nuageux d'acide sulfurique dans la mésosphère de Vénus (47-55 km). J'ai récemment débuté un projet de modélisation méso-échelle sur Vénus, inspiré par de telles analogies de planétologie comparée et par la volonté de mettre mon expertise de modélisation méso-échelle au service d'autres communautés. Les applications potentielles de modélisation méso-échelle sur Vénus sont nombreuses : couche nuageuse convective, ondes de gravité, impact de ces circulations méso-échelle sur la super-rotation de sa mésosphère. Le projet est actuellement soutenu par Maxence Lefèvre qui effectue, après un stage de Master 2, une thèse sous la direction de Sébastien Lebonnois et moi-même dans notre équipe au Laboratoire de Météorologie Dynamique. Le travail de Maxence Lefèvre a consisté tout d'abord en des simulations aux grands tourbillons tri-

dimensionnelles (une première) de la couche nuageuse convective de Vénus⁵² par un forçage simple et non évolutif employant les taux de chauffage calculés dans le GCM de Vénus développé par Sébastien Lebonnois au LMD (Figure 11).

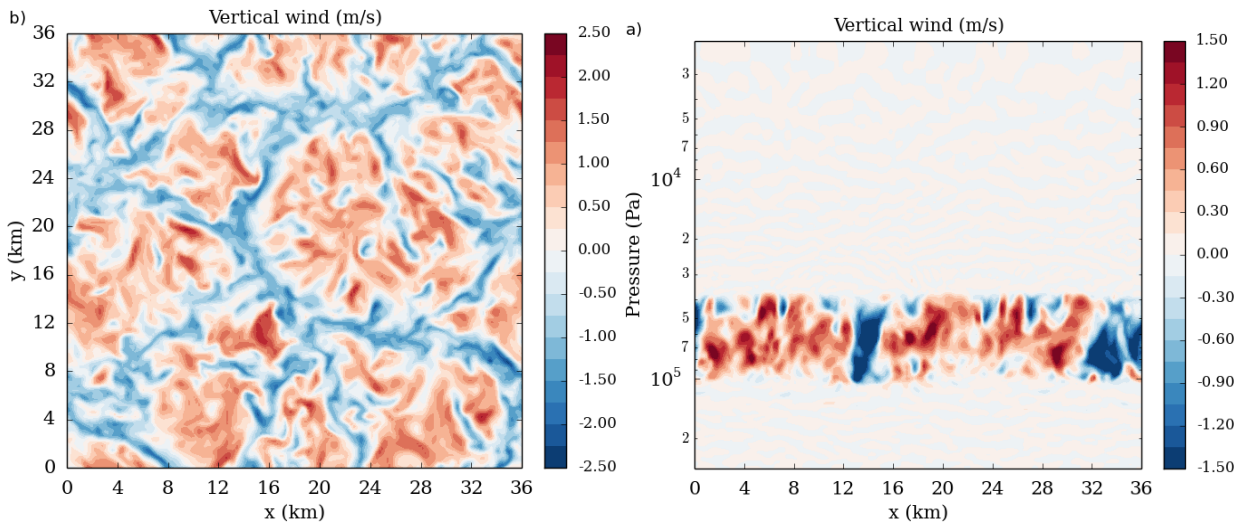


Figure 11: ***La couche de nuages d'acide sulfurique de Vénus à ~ 50 km d'altitude voit des panaches convectifs se développer et s'organiser en des cellules de convection.*** Les simulations aux grands tourbillons tri-dimensionnelles effectuées en tenant compte du forçage à la fois radiatif et par la dynamique de grande échelle permettent de résoudre ces panaches et d'élucider leur étendue verticale (figure de gauche) et leur organisation horizontale (figure de droite). Les vitesses verticales et la profondeur de la couche de mélange sont compatibles avec les mesures in-situ par ballon et les profils obtenus par radio-occultations, bien que les simulations sous-estiment ces deux quantités, ce qui doit être amélioré dans des études futures.

L'origine convective de la couche nuageuse de Vénus est en réalité plus complexe que suggéré au début de ce paragraphe : elle est déstabilisée par la base par absorption de rayonnement infra-rouge émis par les couches atmosphériques inférieures (ressemblant en cela à la couche limite martienne) et est stabilisée par le haut par absorption de rayonnement visible par les aérosols nuageux d'acide sulfurique (forçage radiatif au sommet comme les couches de mélange nocturnes dans les nuages de glace d'eau martiens, quoique ces dernières sont au contraire déstabilisées par émission de rayonnement dans l'infrarouge). Ce dernier terme est celui qui explique que la convection dans la couche de nuages sur Vénus est relativement plus faible de jour et proche de l'équateur. Nous avons également intégré aux simulations un terme de chauffage dynamique correspondant à la compression / détente adiabatique de la circulation de Hadley simulée par le GCM Vénus. Par ses simulations, Maxence Lefèvre a ainsi démontré l'organisation de la convection dans la couche de nuages en cellules de convection polygonales, avec des vitesses verticales en accord avec les observations ballon Vega disponibles⁵². La variabilité diurne et spatiale a également été explorée et se distingue de la littérature existante du fait de l'inclusion du terme de dynamique de grande échelle qui joue un rôle non négligeable par rapport aux termes radiatifs. Nous avons également pu montrer, en analysant le flux convectif de chaleur, qu'aux ascendances chaudes et subsidences froides qui dominent le transport dans la couche de mélange, s'ajoutent une couche d'entraînement au sommet causée par des ascendances froides (analogue au cas des

couches limites terrestre et martienne), ainsi qu'une couche d'entraînement à la base causée par les subsidences chaudes (sans équivalent ni sur Terre ni sur Mars). La présence de ces deux couches d'entraînement explique que la couche convective de nuages d'acidité sulfurique sur Vénus présente la particularité d'émettre des ondes de gravité à sa base et à son sommet.

Fusées de poussière sur Mars

Après ce détour (riche d'enseignements et de perspectives pour l'avenir) sur Vénus, je reviens sur Mars pour discuter d'un deuxième impact crucial des aérosols sur les mouvements convectifs : le chauffage radiatif par les poussières en suspension dans l'atmosphère par absorption du rayonnement incident solaire. L'effet de ce phénomène sur les profils thermiques au cours des grandes tempêtes de poussière, et les conséquences sur la dynamique atmosphérique de grande échelle, est bien connu. En revanche, la dynamique méso-échelle des tempêtes de poussière locale restait peu abordée. J'ai donc entrepris des simulations méso-échelle d'un événement type tempête de poussière locale qui avait été observé proche de l'équateur par ma collègue Anni Määttänen du laboratoire LATMOS dans les données du spectro-imageur à bord de Mars Express. J'ai pour cela adapté mon modèle méso-échelle pour qu'il soit capable de transporter des aérosols de poussière radiativement actifs, un progrès rendu possible par le travail de thèse de mon collègue Jean-Baptiste Madeleine sur le GCM martien de l'équipe. Au début du projet, j'ai pu compter sur le soutien de Julien Faure en stage de master 2.

J'ai ainsi démontré que les tempêtes de poussière locale peuvent, dans les conditions propices, être le siège de mouvements de convection profonde (par opposition à la convection de couche limite dite, parfois de façon un peu impropre, peu profonde) tout comme les cumulonimbus sur Terre, à ceci près que la flottaison n'est pas causée par le chauffage par dégagement de chaleur latente, mais par l'absorption du rayonnement solaire incident par les particules de poussière²⁵. La rétro-action positive entre mouvements verticaux et quantité de poussière transportée cause des vitesses verticales cent fois plus élevées que les ascendances globales dans l'atmosphère (type cellule de Hadley). J'ai donc proposé d'appeler ces phénomènes des "fusées de poussière" (*rocket dust storms*) ou, pour adopter un terme aussi scientifiquement exact qu'un peu inesthétique, des conio-cumulonimbus. Tout comme les quasi-analogues terrestres que sont les pyro-cumulonimbus, les fusées de poussière martiennes injectent en une après-midi une quantité significative de poussière dans la haute troposphère de Mars (30-50 km), qui peuvent être ensuite transportées et dispersées par les circulations horizontales (Figure 12).

J'ai proposé que ce mécanisme explique la présence de couches détachées de poussière, détectées à ces altitudes par le spectromètre Mars Climate Sounder à bord de Mars Reconnaissance Orbiter, qui restent à ce jour un défi posé à notre compréhension de l'atmosphère martienne. Les couches détachées de poussière générées par les fusées de poussière persistent plusieurs jours, puisque la couche s'élève à nouveau sous l'effet des mouvements convectifs le jour suivant, faisant plus que contre-balancer la chute par sédimentation la nuit. En outre, l'activité de ces fusées de poussière est supposée être maximale aux basses latitudes durant la saison claire (de la fin de l'hiver nord à la fin de l'été nord), ce qui correspond au maximum de charge en poussière dans la haute troposphère tropicale tel que découvert par Mars Climate Sounder. Les implications de mes travaux sur les fusées de poussière sont par ailleurs nombreuses : liens entre climat martien et cycle des poussières, transport vertical à méso-échelle et conséquences sur l'exploration robotique et humaine de Mars. Le concept

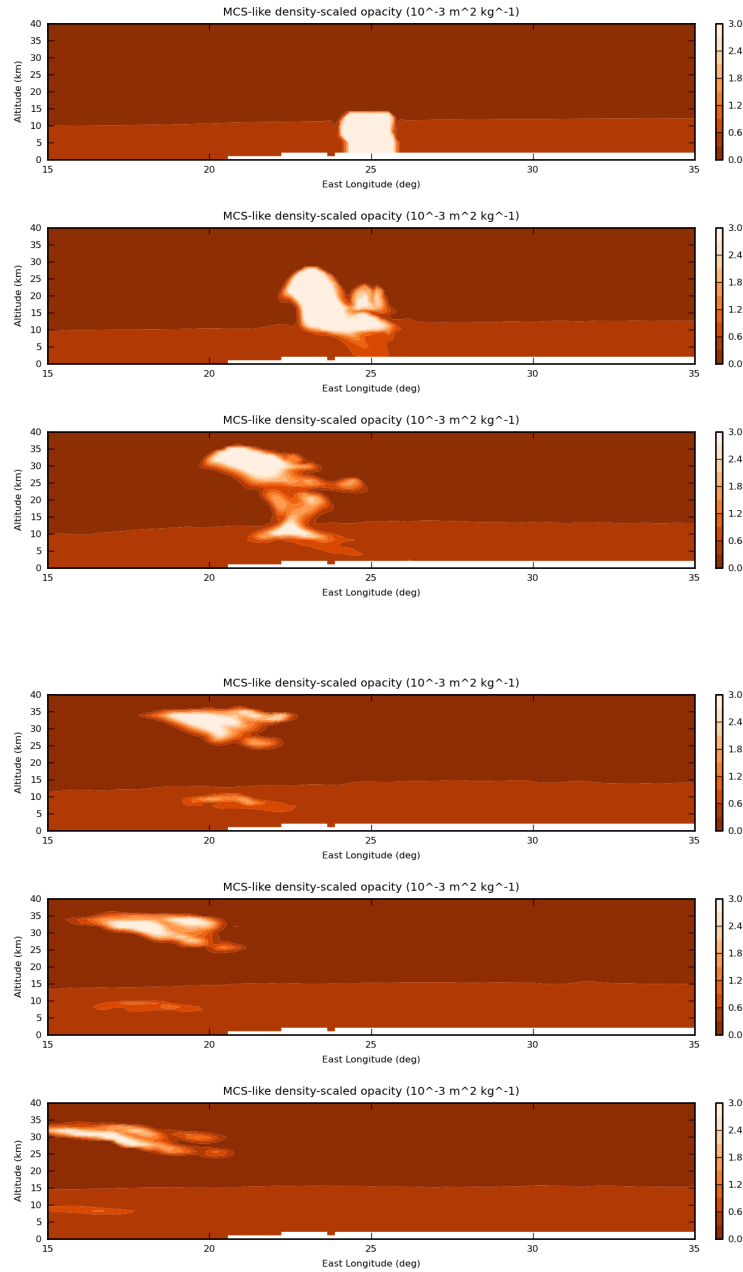


Figure 12: *D’une “fusée de poussière” à une couche détachée de poussière sur Mars.* La modélisation méso-échelle permet de donner des éléments nouveaux sur l’évolution de tempête de poussière locale, telle celle observée à la fin de l’été nord par l’instrument OMEGA à bord de Mars Express. Les figures montrent chaque 2 heures du début de l’après-midi à minuit l’épaisseur optique normalisée (proportionnelle au rapport de mélange des particules de poussière). Une tempête de poussière locale évolue d’abord en un événement de convection profonde très marqué sous l’effet du chauffage par absorption du rayonnement incident par les poussières en suspension, une “fusée de poussière” (rocket dust storm) ; puis, le soir venu en une couche détachée de poussière sous l’effet combiné des vents horizontaux et de l’arrêt du forçage radiatif soutenant la flottaison initiale de la tempête. De telles couches détachées de poussière ont été observées par Mars Climate Sounder à bord de Mars Reconnaissance Orbiter et leur origine reste débattue actuellement. Les fusées de poussière sont donc un des modes plausibles de formation de ces couches détachées de poussière.

de fusées de poussière pourrait également aider à la compréhension de la croissance des tempêtes de poussière martiennes (du local au régional, voire au synoptique pour expliquer les grandes tempêtes de poussière martiennes, *planet-encircling dust events*) en constituant l'équivalent de ce que le cumulonimbus terrestre est aux systèmes convectifs à méso-échelle.

5 De la modélisation méso-échelle aux paramétrisations dans les modèles climatiques globaux de Mars

Description de l'approche

Mon propos jusqu'ici a consisté à discuter de la dynamique méso-échelle, principalement de Mars, en considérant la circulation synoptique et globale comme une contrainte quasiment externe et une donnée d'environnement supposée immuable aux échelles de temps rapides des circulations régionales et locales. Il s'agit évidemment d'un parti-pris discutable pour de nombreuses raisons, la principale étant que les phénomènes à méso-échelle, locaux ou régionaux, ont une influence sur la dynamique globale par les transports de chaleur, de quantité de mouvement, d'aérosols qu'ils induisent. Il y a alors deux manières principales, bien distinctes, de prendre en compte ces effets méso-échelle sur la dynamique des atmosphères planétaires aux larges échelles :

1. le GCM fonctionne avec une résolution spatiale ne permettant pas de résoudre les-dits phénomènes méso-échelle : dans cette situation, ils doivent être paramétrisés, autrement dit représentés par des modèles simplifiés dans la physique du modèle au même titre que le transfert radiatif par exemple ;
2. le GCM fonctionne à haute résolution spatiale en résolvant une partie des phénomènes méso-échelle et, de fait, leur influence sur l'écoulement atmosphérique aux grandes échelles : dans ce cas, nulle paramétrisation pour la dynamique méso-échelle résolue n'est nécessaire (en activer ferait même courir le risque de prendre en compte les effets deux fois, ou du moins d'une manière erronée) et, dans l'idéal de machines de calcul suffisamment puissantes, rend l'approche méso-échelle avec des modèles à aire limitée potentiellement caduque (à l'exclusion des simulations aux grands tourbillons).

J'ai tout d'abord développé la première approche pour Mars (ce chapitre), avant de développer la seconde pour la circulation des planètes géantes (chapitre 6 ci-après).

La première approche de travail sur les paramétrisations dans les GCMs est l'une des applications les plus souvent évoquées d'un modèle méso-échelle régional : puisqu'il permet d'étudier les phénomènes non résolus par un GCM, il ouvre la possibilité d'améliorer les paramétrisations des effets sous-maille dans ces modèles. J'ai souhaité par mes travaux apporter une illustration pratique de cet axe de recherche en participant à l'amélioration du GCM martien développé dans mon laboratoire d'adoption, avec des retombées utiles plus généralement pour la communauté (notamment via les déclinaisons climatologiques des travaux de modélisation de notre laboratoire, comme la Mars Climate Database maintenue par Ehouarn Millour⁷¹ ou les bases de données basées sur l'assimilation de données maintenues par Luca Montabone et Stephen Lewis³⁶). Cette contribution est tout à fait

naturelle dans l'équipe dont je fais partie : du fait que la physique du modèle méso-échelle est héritée de, et partagée avec, le GCM martien du LMD (à quelques détails près), j'ai directement trouvé un intérêt à suivre les améliorations notables qu'ont été le transport interactif de la poussière martienne menée par mon collègue Jean-Baptiste Madeleine et l'effet radiatif des nuages de glaces d'eau par le même collègue et le doctorant Thomas Navarro^{22,35,38}. Les travaux mentionnés précédemment dans le chapitre 4 sur les fusées de poussière²⁵ et les couches mélangées nocturnes^{33,67} en sont la conséquence directe.

Mes activités sur le sujet ont débuté par la prise en compte dans la physique des modèles (GCM et méso-échelle) des variations d'insolation sur les pentes dans les conditions atmosphériques chargées en poussière caractéristiques de Mars⁴. Incorporé à la physique du GCM martien du LMD, et de son dérivé uni-colonne sans dynamique, ce modèle a permis des applications directes pour des études de stabilité des glaces de pente menées en collaboration lors de mon post-doctorat avec des géologues de Brown University aux États-Unis^{8,11}. L'une de ces études, menée par Mathieu Vincendon désormais à l'Université Paris-Sud (Orsay), a notamment montré que des dépôts saisonniers de CO₂ sur les remparts de cratère à des latitudes anormalement basses sont expliqués par la présence de glace d'eau sous la surface, très probablement un vestige du dernier âge glaciaire martien. Une conclusion aussi claire n'a été permise que par la démonstration qu'aucun effet atmosphérique, tel l'effet de la diffusion des poussières martiennes sur les pentes prise en compte dans mon modèle, ne pouvait expliquer le cycle saisonnier des dépôts de CO₂ observés.

Panaches et mélange

Le grand projet auquel je me suis attelé ensuite, en intégrant un poste permanent au LMD, a été d'améliorer les paramétrisations de couche limite des modèles martiens (GCM et modèle régional méso-échelle). J'ai décrit dans le chapitre 2 l'apport des simulations aux grands tourbillons dans la description des panaches turbulents (également appelés thermiques, *thermals* en anglais) au sein de la couche limite de jour sur Mars¹⁰, simulations qui sont donc toutes indiquées pour améliorer la prise en compte du mélange de couche limite non résolu dans les modèles type GCM et méso-échelle régional. Le problème se présente comme suit. En schématisant au premier ordre la distribution des mouvements turbulents dans la couche limite de jour, les panaches turbulents, parmi les plus larges structures résolues par les simulations aux grands tourbillons, constituent la turbulence non-locale (dite aussi organisée) qui peut opérer un mélange depuis la couche limite proche-surface (*surface layer*) jusqu'à plusieurs kilomètres au-dessus de la surface. Par contraste, les autres mouvements turbulents (dont une partie seulement est résolue par les simulations aux grands tourbillons) constituent la turbulence locale qui n'induit pas de mélange vertical de grande ampleur. Aucun de ces mouvements n'est résolu par les modèles type GCM et méso-échelle régional, d'où la nécessité du recours à des paramétrisations de couche limite.

La turbulence locale, étant donné la nature du mélange réalisé, est représentée classiquement par un schéma de diffusion turbulente. Pour représenter le mélange opéré par la turbulence non-locale, les méthodes varient, allant de l'ajustement convectif (méthode la plus grossière, celle qui prévalait dans le GCM martien auparavant) à l'adaptation d'un schéma de diffusion par l'ajout d'un terme de contre-gradient. Une méthode alternative proposée dans la dernière décennie consiste à représenter le mélange non-local de manière plus physique par un modèle du thermique (*thermal plume model*) où les panaches turbulents sont explicitement représentés dans la paramétrisation (et pas seulement le mélange qu'ils

induisent). Etant donné la puissance des panaches turbulents sur Mars, tels que prédits par mes simulations aux grands tourbillons, un tel modèle paraît exactement taillé pour Mars. Il se trouve que par ailleurs que, parmi les meilleurs spécialistes de ces techniques sur Terre, se trouvent Catherine Rio et Frédéric Hourdin de l'équipe de modélisation du climat au LMD. La feuille de route du projet collaboratif s'est donc révélée limpide et, de plus, j'ai reçu le renfort d'Arnaud Colaïtis, ingénieur de recherche sorti d'école que j'ai encadré sur ce projet.

Nous avons donc adapté le modèle du thermique du GCM terrestre au GCM martien en calibrant cette paramétrisation à l'aide de simulations aux grands tourbillons²⁸. Ce travail a donné naissance à une nouvelle paramétrisation dans les modèles martiens du LMD (Figure 13), à ce jour la seule déclinaison martienne du modèle des thermiques dans la communauté, et riche d'enseignements sur la démarche de modélisation de l'atmosphère martienne.

- Le modèle du thermique terrestre a dû être modifié puisque la convection turbulente de couche limite sur Mars s'avère être si puissante (avec des subsidences jouant un rôle dans le transport qui ne peut être négligé) que l'analogie entre modèle du thermique et paramétrisations de cumulus a dû être poussée plus loin en incluant trois compartiments équivalents dans la paramétrisation (ascendance, environnement, subsidence) alors que seuls les deux premiers sont inclus dans les modèles du thermique terrestres.
- Par rapport à d'autres paramétrisations, le modèle du thermique martien reproduit correctement toutes les caractéristiques de la couche limite de jour sur Mars prédites par les simulations aux grands tourbillons : couche de mélange (température potentielle et profondeur), forte inversion sur-adiabatique proche de la surface, région de dépassement des ascendances (*convective overshoot*) au sommet de cette couche. Le modèle du thermique martien reproduit très bien les variations de couche limite avec l'altitude ; telles que discutées dans le chapitre 2, ce qui devrait permettre à l'avenir d'évaluer leur impact sur la circulation de grande échelle (par exemple, l'établissement possible d'une circulation de Walker⁶³).
- Du fait que les caractéristiques des panaches sont paramétrisées, le modèle du thermique martien a permis d'ajouter à la Mars Climate Database, base de données tirées de simulations avec notre GCM martien⁷¹, des diagnostics de quantités turbulentes clé pour décrire la couche limite convective en journée (profondeur de la couche limite, vitesse caractéristique des ascendances, flux de chaleur convectif).

A l'occasion de ces travaux sur un modèle des thermiques²⁸, nous avons également oeuvré pour améliorer le modèle de couche limite proche-surface (*surface layer*) martien en le basant sur le formalisme de similarité de Monin-Obukhov. Ce modèle inclut de plus des fonctions de stabilité de Richardson (cruciales dans la couche limite martienne, où la proche-surface est très instable le jour et très stable la nuit) et la contribution des rafales turbulentes (*gustiness*) aux échanges entre surface et atmosphère, par exemple le flux de chaleur sensible. Ces améliorations ont permis d'obtenir un meilleur accord entre les modèles et les mesures *in-situ* des différents atterrisseurs sur Mars, tout en offrant une manière auto-cohérente d'extrapoler la température et les vents aussi proches que possible de la surface à partir des prédictions de vent au premier niveau du modèle (deux-trois mètres au-dessus de la surface). Il reste néanmoins beaucoup de travail à l'avenir pour améliorer la représentation des processus dans la couche limite proche-surface martienne. Une première voie de recherche possible est la remise en question du modèle de Monin-Obukhov dans le cas de Mars où les flux

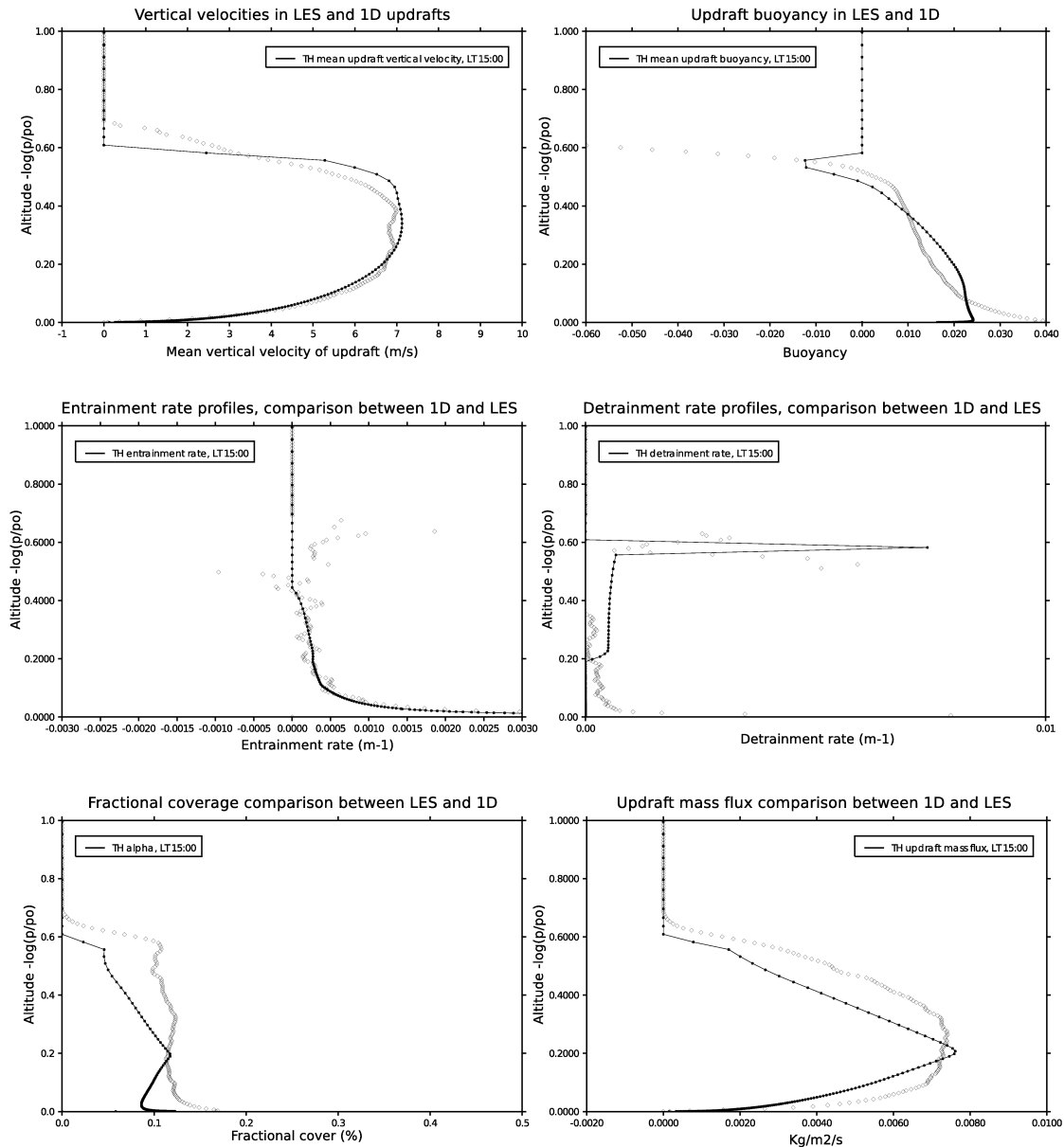


Figure 13: *Le modèle du thermique martien est une paramétrisation du mélange turbulent de couche limite qui se distingue par la représentation de la physique sous-jacente des panaches convectifs. Les figures comparent les résultats d'une simulation aux grands tourbillons (diamants) à ceux obtenu employant le modèle du thermique (traits pleins), ce qui permet de juger les bonnes performances de ce dernier. De gauche à droite et de bas en haut : vitesse verticale moyenne, flottaison des ascendances, taux d'entraînement, taux de déentraînement, fraction couverte par les ascendances, flux de masse dans les ascendances. Utiliser une telle paramétrisation dans un GCM ouvre la possibilité d'une évaluation au premier ordre de quantités accessibles uniquement par des (plus coûteuses) simulations aux grands tourbillons.*

radiatifs très proches de la surface ne peuvent être négligés (des discussions ont commencé à la fois avec Pierre Gentine de l'Université de Columbia à New York, auteur de travaux sur ce thème sur Terre ; et avec Jean-Paul Huot retraité de l'Agence Spatiale Européenne qui travaille sur le sujet sur Mars).

Cycle de la poussière

Une seconde voie de recherche possible dans les études proche-surface est l'avènement de paramétrisations sous-maille de soulèvement de la poussière qui prendraient en compte toute la variabilité turbulente. Il s'agit d'une question clé du climat martien, puisqu'il n'est toujours pas bien connu comment la poussière martienne se met en suspension depuis la surface vers l'atmosphère. Nous avons discuté de ce sujet dans un article⁴² en collaboration avec David Mulholland de l'Université de Reading (et son ancien directeur de thèse Peter Read de l'Université d'Oxford) et Constantino Listowski alors doctorant au laboratoire LATMOS. Il nous est apparu que, par rapport à d'autres améliorations comme la prise en compte de la variabilité en rugosité de surface, ou de la stabilité atmosphérique sur l'efficacité du soulèvement, l'effet des rafales turbulentes était le plus à même d'assurer une amélioration de la paramétrisation du soulèvement de la poussière dans un modèle GCM. Pour donner un ordre d'idée, des simulations aux grands tourbillons effectuées avec un vent d'environnement de 30 m s^{-1} indiquent que la vitesse de friction maximale causée par les rafales turbulentes est plus de deux fois la vitesse de friction d'environnement, et que tout point du domaine simulé voit la vitesse de friction atteindre 1.5 fois la valeur d'environnement au moins une fois dans l'après-midi (Figure 14). En prenant en compte ces effets dans une simulation GCM (au premier ordre, avec une variabilité turbulente uniforme typique, en attendant des paramétrisations plus élaborées), nous avons pu montrer une augmentation globale du soulèvement d'un ordre de grandeur, à la fois en terme de flux et de régions activées, ainsi qu'une modification du cycle saisonnier de ce soulèvement. La carte de flux en moyenne annuelle montre en outre un très bon accord avec les régions de Mars connues pour leur forte activité en terme de tempêtes de poussière.

Après avoir discuté de la contribution des rafales turbulentes dans le soulèvement de la poussière, impossible de poursuivre sans mentionner les possibilités ouvertes, à leur tour, par mes simulations méso-échelle sur le transport à haute altitude par les fusées de poussière (*rocket dust storm*). Etant donné que ces processus sont à même de créer les couches détachées de poussière découvertes il y a quelques années dans l'atmosphère martienne, elles-mêmes modifiant le climat global de Mars, il était alors naturel de démarrer un projet sur la paramétrisation de ces fusées de poussière dans le GCM martien du LMD pour que lesdites couches détachées apparaissent dans le modèle⁷². Ce projet auquel je collabore a été débuté par Tanguy Bertrand, alors ingénieur de recherche dans l'équipe, avant d'être repris par Chao Wang, doctorant chinois en co-tutelle dans l'équipe sous la direction de François Forget. Les résultats⁶¹ montrent le succès de l'entreprise, à ceci près que les couches détachées de poussière au printemps ne sont pas assez marquées par rapport aux observations, ce qui laisse entrevoir la nécessité d'adjoindre une paramétrisation, par exemple, du soulèvement / transport par les vents de pente non résolus par le GCM et qui pourraient jouer un rôle primordial dans le déclenchement des fusées de poussière les plus efficaces en terme d'intensité et d'altitude de transport.

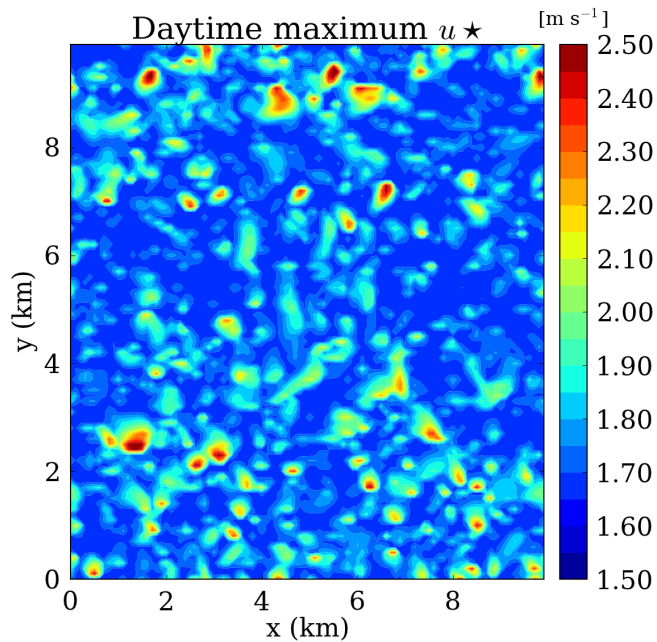


Figure 14: **Mouvements turbulents et contrainte de soulèvement sur Mars.** La figure montre le maximum de vitesse de friction u_* (racine carrée de la contrainte de soulèvement normalisée par la masse volumique) pour chacun des points de grille d'une simulation aux grands tourbillons effectuée avec un vent d'environnement de 30 m s^{-1} ($u_* \sim 1 \text{ m s}^{-1}$). Tout point atteint une valeur de vitesse de friction d'au moins 1.5 fois la valeur d'environnement, avec des maxima à 2 à 2.5 fois (rafales turbulentes et tourbillons convectifs). Ces effets sous-maille doivent être paramétrisés dans les GCMs martiens pour étudier le soulèvement de la poussière.

Perspectives

J'ai beaucoup insisté ici sur la poussière qui est l'agent climatique principal du climat de Mars (l'équivalent de la vapeur d'eau sur Terre, si un parallèle devait être trouvé), mais les nuages de glace d'eau sont un autre élément pour lequel une paramétrisation sous-maille peut légitimement se concevoir. Il y a deux raisons à cela : d'une part ils ont, je l'ai évoqué précédemment, un impact radiatif significatif^{22,38} et, d'autre part, des observations réalisées par mon collègue Jean-Baptiste Madeleine à l'aide du spectro-imageur OMEGA ont montré la grande variabilité méso-échelle des nuages de glace d'eau²¹. Pour illustrer une partie de ces effets à méso-échelle, Alizée Pottier, doctorante au LATMOS sous la direction de Franck Montmessin et au LMD sous la direction de François Forget, a réalisé des simulations GCM de Mars à une résolution de 60 km, triplement plus fine qu'habituellement réalisé par la communauté. Si ce raffinement ne change pas formellement les prédictions du cycle de l'eau global sur Mars, il met en évidence une richesse de nébulosité méso-échelle avec une influence notable des fronts et des vents de pente⁵⁴, soulignant l'apport de simulations globales à haute résolution pour l'étude du climat martien.

J'achèverai cette description de mes travaux sur la modélisation climatique globale de Mars en mentionnant deux manques assez prégnants en terme d'application de travaux à méso-échelle vers la grande échelle, qui transparaissent aisément du propos des chapitres 1 et 3. Premièrement, il me faudra considérer l'inclusion d'une paramétrisation de l'effet des vents de pente dans le GCM martien, qui pourra être calibrée par les travaux de modélisation méso-échelle effectués sur une variété de terrain accidentés sur Mars. Travaux qu'il s'agira de compléter, pour effectuer la synthèse des chapitres 1 et 2, par des simulations aux grands tourbillons des circulations de pente de jour comme de nuit. Deuxièmement, je me dois de participer à l'inclusion et au réglage d'une paramétrisation de l'effet des ondes de gravité sur la dynamique et la structure thermique, notamment sur la mésosphère et la thermosphère martiennes (travaux en cours de Gabriela Gilli post-doctorante dans l'équipe). Comme discuté en fin de chapitre 3, la contribution des sources non-orographiques est une piste clé

à explorer, d'autant qu'une paramétrisation stochastique de cette contribution dans le GCM terrestre a été développée par François Lott au sein même de mon laboratoire. Ce chantier doit également débiter sur Vénus étant donné les avancées en modélisation méso-échelle sur le sujet⁵².

6 Vers des simulations méso-échelle globales ? L'ouverture par les planètes géantes

Le meilleur laboratoire de simulations méso-échelle globales

Comment représenter l'effet des phénomènes méso-échelle à l'échelle globale ? Comme rappelé dans l'introduction du chapitre 5 qui précède, sur Mars j'ai employé les résultats des simulations méso-échelle pour construire des représentations simplifiées de ces effets dans les paramétrisations physiques des GCMs. Une autre approche, qu'il est désormais possible d'imaginer depuis quelques années avec les progrès de la puissance des ordinateurs et de la parallélisation des codes, est simplement de raffiner la résolution spatiale d'un GCM pour commencer à résoudre les phénomènes de petite échelle et leur effet sur la dynamique globale (les phénomènes turbulents restant inaccessibles pour le moment aux simulations globales).

Il est un type de planètes où cette approche revêt même un caractère quasiment inévitable : les planètes géantes, où les structures de grande échelle visibles (bandes alternées, anticyclones géants telle la grande tache rouge de Jupiter) résultent d'une cascade d'énergie inversée des petites échelles vers les grandes échelles, organisée par la rotation rapide de ces corps, d'où le nom parfois employé de turbulence géostrophique où l'échelle des tourbillons (*eddies*) considérés est bien plus grande que celle des tourbillons en turbulence classique (chapitre 2). Comme les tailles typiques des perturbations (indiquée par le rayon de déformation de Rossby) sur les planètes géantes sont du même ordre de grandeur que sur Terre pour des planètes d'un rayon dix fois supérieur, les simulations globales type GCM de ces corps doivent être des simulations réalisées à haute résolution, autrement dit des simulations méso-échelle réalisées avec un modèle global.

De l'exploration des planètes géantes par les observations

Le projet de construire un GCM pour les planètes géantes Jupiter et Saturne est né par ailleurs dans un contexte observationnel très favorable – y compris d'ailleurs dans l'énergie déployée pour proposer des missions futures, tel l'envoi d'une sonde parachutée dans les profondeurs de Saturne³⁷. La mission Cassini qui orbite le système de Saturne depuis 2004 jusque 2017 a obtenu une moisson de résultats acquis sur plus d'un tiers d'une année Saturne, montrant combien sa troposphère et sa stratosphère étaient traversées de phénomènes dynamiques aussi intenses qu'originaux : courant-jet polaire hexagonal, "collier de perles" (*string of pearls*) aux moyennes latitudes, orages convectifs (dont la remarquable Grande Tache Blanche *Great White Spot* de 2010 qui a induit un chauffage stratosphérique considérable), oscillations équatoriales analogues à l'oscillation quasi-biennale sur Terre (*Quasi-Biennial Oscillation*, QBO), transport interhémisphérique d'espèces d'hydrocarbures. Quant

à Jupiter, la mission Juno se prépare en cet été 2016 à des survols qui permettront d'élargir la connaissance de sa composition et de sa dynamique atmosphérique.

Mon implication dans l'étude des planètes géantes est donc passée, dans ce contexte, par un rapprochement avec les collègues du laboratoire LESIA de l'Observatoire de Meudon. Nous avons notamment avec Thierry Fouchet de ce laboratoire obtenu un financement du programme Émergence-UPMC pour encadrer la thèse de Mélody Sylvestre qui portait sur des mesures via le spectromètre CIRS à bord de la sonde Cassini et une participation aux travaux de construction du GCM pour les planètes géantes. J'ai par ailleurs co-encadré en post-doctorat dans notre équipe Sandrine Guerlet (co-encadrement avec elle-même, puisqu'elle était porteuse de son projet "retour post-doctorat" de l'ANR) dont les travaux de doctorat sous la direction du même Thierry Fouchet ont porté sur l'analyse des données du spectromètre CIRS également. Nous avons été rejoints ensuite par Mikel Indurain, jeune ingénieur de recherche sorti d'école, venu nous épauler sur les questions pratiques et scientifiques de modélisation GCM. Une équipe s'est ainsi constituée sous ma responsabilité pour débiter le projet de GCM des planètes géantes sous les meilleures auspices.

Ce contexte très favorable a également été vecteur de collaborations sur l'interprétation de nouvelles observations de Saturne. Par exemple, j'ai récemment participé à l'interprétation des données du spectrographe TEXES, monté sur le télescope américain IRTF, obtenues par Thierry Fouchet. Les résultats illustrent ô combien la réaction dynamique dans la stratosphère de Saturne a été intense suite à la Grande Tâche Blanche de 2010 : nous avons proposé un scénario expliquant la formation du chauffage stratosphérique soudain par la saturation des ondes de gravité émises par les mouvements convectifs (comme de nombreux analogues planétaires, voir chapitre 3) et nous avons mis en évidence une onde planétaire de nombre d'onde zonal 2 dans la haute stratosphère, résultant soit d'ondes de marée thermique forcées par la perturbation stratosphérique chaude, soit d'ondes de Rossby⁴⁶. La liste des phénomènes dynamiques à interpréter avec des outils de modélisation sur Saturne s'allonge donc continuellement.

Débuter la construction du GCM des planètes géantes

La première étape de construction du GCM pour Saturne a été de développer des paramétrisations physiques, principalement de transfert de rayonnement, rapides et précises afin de reproduire la majorité des caractéristiques radiatives observées de l'atmosphère de Saturne, y compris l'effet de l'ombre des anneaux dans la stratosphère³¹. L'idée principale que j'ai proposée est de capitaliser sur les efforts réalisés conjointement dans notre équipe (par Robin Wordsworth surtout, puis Jérémy Leconte et Benjamin Charnay, tous post-doctorants de François Forget dans l'équipe) dans la construction d'un transfert de rayonnement universel basé sur la technique des k -correlés qui remplace les bandes d'absorption par une distribution de probabilité d'absorption plus aisée à mettre en place numériquement. J'ai pu constater la puissance de cette approche en contribuant à des études menées, par les post-doctorants précités, sur l'étude des contours de la zone habitable, à la fois interne où les effets combinés d'effet de serre et de condensation peuvent conduire à de nouveaux états d'équilibre climatiques²⁹, ou externe via l'exemple de l'influence de l'effet de serre, des continents, de la rotation planétaire sur le climat de la Terre primitive préservée d'une glaciation malgré un Soleil moins lumineux qu'actuellement²⁷.

Nous avons donc, Sandrine Guerlet en tête étant donné sa connaissance des processus

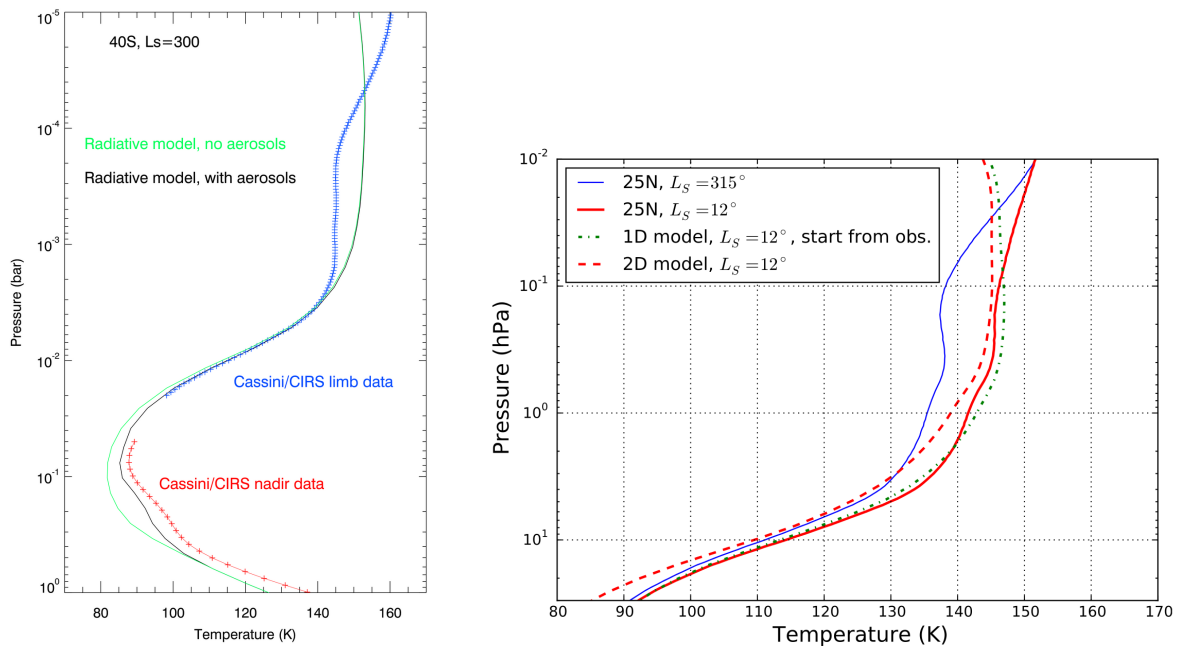


Figure 15: **Un modèle radiatif saisonnier pour Saturne, comparé aux observations du spectromètre CIRS sur la mission Cassini.** Sur la figure de gauche, un profil typique de l’atmosphère de Saturne de la troposphère à la stratosphère est représenté, où l’on constate une bonne reproduction de l’inversion de température stratosphérique contrôlée par absorption du méthane et émission des hydrocarbures (méthane, éthane, acétylène), ainsi que du “coude” troposphérique induit par l’absorption de rayonnement par les aérosols. La figure de droite illustre les capacités du modèle radiatif à reproduire les variations saisonnières dans la stratosphère de Saturne : le profil en pointillés verts montre notamment que le modèle reproduit avec un bon accord le profil observé par CIRS à $L_s=12^\circ$ en étant initialisé avec le profil observé à $L_s=315^\circ$.

radiatifs dans les planètes géantes, entrepris d’appliquer ce schéma générique aux k -corrélés à Saturne pour obtenir un modèle radiatif saisonnier troposphérique et stratosphérique pour cette planète³¹. La discrétisation en longueur d’onde a été optimisée pour représenter les bandes d’absorption et d’émission du méthane et des hydrocarbures, éléments essentiels pour décrire la stratosphère de Saturne ; la sensibilité aux paramètres spectroscopiques, aux abondances d’hydrocarbures, aux propriétés des aérosols, à l’ombre des anneaux, au flux de chaleur interne a été explorée. Un effort particulier a été réalisé pour prendre en compte l’impact radiatif des aérosols dans le modèle, ce qui d’ailleurs a permis de mettre en évidence le chauffage d’été et refroidissement d’hiver par les aérosols d’hydrocarbures dans les régions polaires de Saturne⁴¹. Les résultats du modèle radiatif ont ensuite été comparés favorablement aux profils thermiques (verticaux et méridionaux) obtenus par l’instrument CIRS à bord de la sonde Cassini (Figure 15). Nous avons mis en évidence que le modèle radiatif reproduisait un minimum local de température sous les anneaux dans la stratosphère (de 10 – 20 K) qui n’est pas présent dans les observations, suggérant l’influence d’autres processus (par exemple dynamiques). Le modèle radiatif saisonnier a également été employé pour montrer que l’anomalie stratosphérique chaude constatée après la Grande Tâche Blanche de 2010 s’est bien refroidie radiativement après sa formation, bien que son évolution

au long terme subisse probablement une influence dynamique par ailleurs.

Notre doctorante Mélody Sylvestre a, quant à elle, employé ce modèle radiatif saisonnier pour interpréter ses observations CIRS au printemps nord⁴⁴, qui mettaient en évidence les variations saisonnières de température par rapport aux observations en hiver obtenues par Sandrine Guerlet pendant sa thèse. Notamment, le modèle radiatif se révèle en défaut pour reproduire le fort chauffage de la basse stratosphère nord entre l’hiver et le printemps, chauffage par ailleurs absent dans l’hémisphère sud. En outre, les variations saisonnières d’hydrocarbures (éthane C_2H_6 , acétylène C_2H_2 , propane C_3H_8) se révèlent, de façon surprenante, peu marquées dans la stratosphère, tout comme les variations méridionales de l’éthane et du propane, ce que les modèles photochimiques existants ne peuvent expliquer. Tous ces indices convergent dans le sens d’une dynamique très active dans la stratosphère de Saturne, avec potentiellement l’existence d’une circulation méridienne stratosphérique analogue à la circulation de Brewer-Dobson sur Terre, fondant un peu plus la nécessité de comprendre les processus en jeu à l’aide d’un GCM.

Du bon choix de coeur dynamique

Une fois construit ce modèle radiatif à la fois précis et rapide pour Saturne, nous avons entrepris avec Mikel Indurain et Ehouarn Millour de l’interfacer avec le coeur dynamique parallèle LMDz développé au laboratoire et employé dans tous les GCM de planètes telluriques, afin de parachever la construction d’un GCM complet pour Saturne. Si cette tâche n’a pas fait apparaître d’obstacles techniques majeurs, en pratique le modèle LMDz s’est révélé trop limité en terme de performances, notamment sur l’élément crucial pour monter en résolution que s’avère être le comportement du modèle pour un grand nombre de processeurs en parallèle (exprimé par l’anglicisme “scalabilité” tiré de *scalability*). Pour donner un élément de comparaison, l’échelle d’interaction dynamique typique qu’est le rayon de déformation de Rossby est de 20° de longitude sur Terre, il est seulement 1° dans les planètes géantes, rendant les simulations globales capables de résoudre les tourbillons donnant naissance aux jets 4 ordres de grandeur plus coûteuses (renforcé par le fait qu’une simulation annuelle sur Saturne est 30 fois plus coûteuse qu’une simulation terrestre). Or, nous n’avons pu atteindre pour des durées de simulation pertinentes pour les applications scientifiques de Saturne que la résolution d’ 1° avec le modèle LMDz, ce qui ne permettait de ne résoudre qu’une petite partie des tourbillons méso-échelle de l’atmosphère de Saturne, avec l’indéniable inconvénient de rendre ces structures très dépendantes de la diffusion numérique nécessaire dans un GCM pour éviter l’accumulation d’énergie aux petites échelles⁶⁸. Nous avons tenté de contourner ce problème en imposant une relaxation vers la structure observée des vents zonaux dans la troposphère, afin de pouvoir nous concentrer sur les processus stratosphériques, mais cette solution, malgré quelques éléments intéressants (étude du courant polaire de forme polygonale, apparition d’ondes planétaires ressemblant à des signaux observés), s’est révélée insatisfaisante au long terme en posant des problèmes difficiles à résoudre (conservation du moment cinétique, méconnaissance des variations verticales de vent zonal). Nous avons donc abandonné l’interfaçage avec le coeur dynamique LMDz, bien que ce dernier nous ait permis de mieux cerner les besoins en terme de résolution pour répondre aux énigmes dynamiques ouvertes par l’exploration de Saturne.

Il est donc clairement apparu que les hautes résolutions à atteindre pour représenter le spectre des tourbillons et ondes de fine échelle dans l’atmosphère de Saturne nécessitait un solveur dynamique innovant. J’ai eu la chance de compter sur un contexte favorable, et

surtout sur l'expertise de collaborateurs au sein même du laboratoire et de l'Institut Pierre-Simon Laplace, pour pouvoir rebondir et trouver le coeur dynamique qui convenait pour le GCM de Saturne. Soutenu par le projet ANR HEAT sur une tâche (*work package*) dont j'ai la charge, et par une délégation CNRS à mi-temps, j'ai fait équipe avec Thomas Dubos au LMD à Polytechnique et Yann Meurdesoif du laboratoire LSCE au CEA, qui développent DYNAMICO, un nouveau solveur dynamique de maillage planétaire icosahédrique adapté au calcul massivement parallèle (c'est-à-dire ayant les bonnes propriétés de conservation et de scalabilité). L'intérêt était mutuel puisque les avancées du développement de DYNAMICO rendaient nécessaires des projets scientifiques permettant de tester le modèle dans des configurations à la fois extrêmes en terme de résolution et relativement simples en terme de physique du modèle (ni surface, ni océan). Le cas des géantes gazeuses Saturne et Jupiter était donc idéal de ce point de vue.

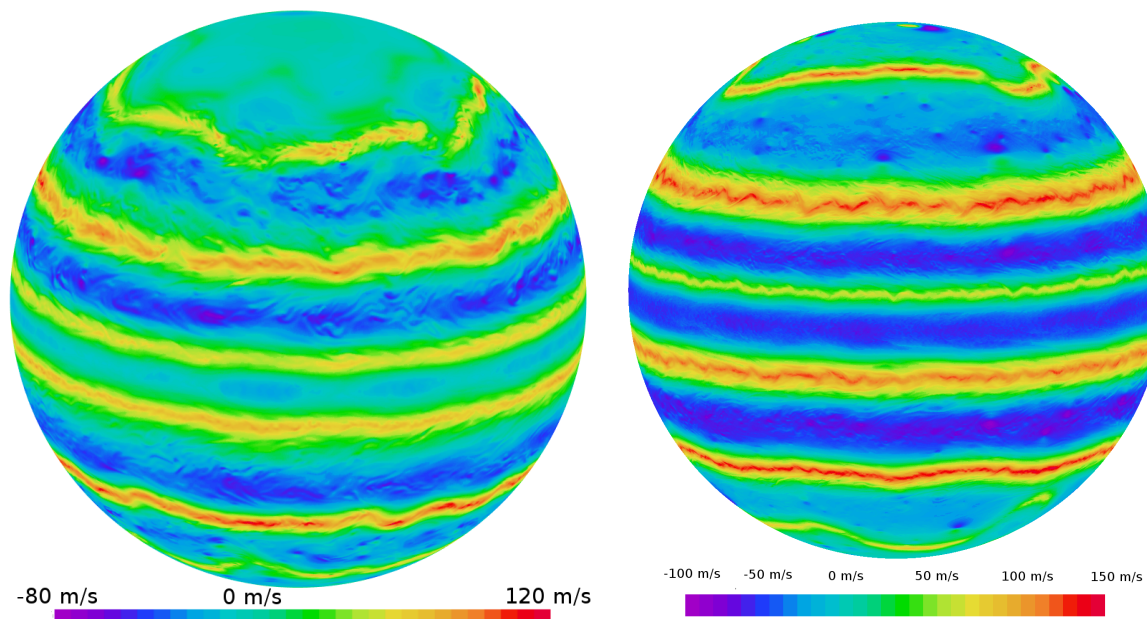


Figure 16: *Simulations globales à haute résolution de la dynamique atmosphérique dans la troposphère de Saturne.* Les deux figures représentent le vent zonal à une pression de 1 bar simulé par le GCM Saturne employant le coeur dynamique DYNAMICO couplé aux paramétrisations physiques de Saturne (Figure 15) à des résolutions de $1/4^\circ$ (gauche) et $1/8^\circ$ (droite) en longitude / latitude. Ces simulations ont été effectuées à l'occasion d'un Grand Défi CINES. Une alternance latitudinale de courants-jets apparaît spontanément dans ces simulations sous l'effet du développement de tourbillons (eddies) et de la cascade inverse d'énergie en turbulence géostrophique. Les divers phénomènes (vortex ou ondes) composant le spectre des tourbillons peuvent être distingués sur les figures. Les vitesses des jets des moyennes latitudes correspondent aux observations, néanmoins ni le jet équatorial en super-rotation de 450 m s^{-1} ni le jet polaire hexagonal nord ne sont reproduits.

Nous avons donc, Mikel Indurain et Ehouarn Millour en tête, interfacé DYNAMICO avec nos paramétrisations physiques pour les planètes géantes⁷⁰. Un élément de contexte supplémentaire nous a permis de progresser très vite sur ce projet : notre GCM ainsi créé pour Saturne a été sélectionné par le Centre Informatique National de l'Enseignement

Supérieur (CINES) pour un Grand Défi (dotation exceptionnelle de 10 millions d’heures de calcul à utiliser en deux mois, à comparer aux plus classiques 2 millions d’heures de calcul d’un gros projet d’équipe à utiliser sur un an) qui nous donnait accès avant son ouverture à la machine de calcul massivement parallèle OCCIGEN. Nous avons ainsi pu mettre à profit cette profusion d’heures de calcul pour tester le modèle DYNAMICO-Saturne à très haute résolution et obtenir des simulations de la circulation de la troposphère et de la stratosphère de Saturne à des résolutions spatiales inégalées dans la littérature (du $1/2^\circ$ au $1/8^\circ$ en latitude/longitude) ce qui permet de pleinement représenter les tourbillons et ondes qui donnent naissance aux courants-jets, cyclones et anticyclones sur Saturne (Figure 16). Les réglages des simulations de ce Grand Défi n’étaient pas optimisés pour une exploitation scientifique, néanmoins ces simulations nous ont appris beaucoup sur le comportement de notre nouveau GCM DYNAMICO-Saturne sur des machines massivement parallèle (avec une scalabilité parfaite constatée jusque 60.000 coeurs).

Une riche dynamique pour des perspectives étendues

Je suis actuellement en train de parfaire les simulations avec le modèle DYNAMICO-Saturne et leur analyse pour soumettre prochainement une publication de référence sur le sujet⁵⁷. Après le grand défi Saturne, et en menant un travail d’équipe avec tous les chercheurs et ingénieurs précités, j’ai effectué une série étendue de simulations au $1/2^\circ$ pour déterminer les réglages du modèle les plus propices à une analyse dynamique poussée (les résultats restent sensibles au choix de la dissipation numérique, dans la mesure où seulement une partie du spectre des tourbillons est résolue au $1/2^\circ$). Je suis ainsi parvenu, pour la première fois, à réaliser des simulations globales de Saturne, de la troposphère à la stratosphère, avec une résolution horizontale de $1/2^\circ$ sur dix années de cette planète (Figure 17).

En partant d’une planète initialement dénuée de vent, je montre que les simulations GCM de Saturne reproduisent un système de courants-jets alternés offrant des ressemblances satisfaisantes avec les observations en terme de nombre, d’intensité et de largeur. J’obtiens par ailleurs par le biais de la modélisation la confirmation que ces jets sont forcés par les tourbillons (*eddy-driven*) avec un taux de conversion énergétique des tourbillons vers l’écoulement moyen en accord avec les estimations tirées des mesures de vent par imagerie à bord de Cassini. Avant d’atteindre au bout de plusieurs années de simulation leur position d’équilibre dynamique, les courants-jets subissent une migration vers les pôles qui peut être attribuée à une déstabilisation par instabilité barotrope ou barocline. Par ailleurs, je mets en évidence dans ces simulations la présence à l’équateur d’ondes planétaires de Rossby-gravité se propageant vers l’est et de Rossby se propageant vers l’ouest, ressemblant à des ondes similaires sous les tropiques terrestres. Enfin, mes simulations mettent en évidence une circulation méridienne stratosphérique entre les deux tropiques, qui s’inverse avec les saisons, bien qu’il reste à relier cette circulation avec les variations des quantités d’hydrocarbures dans la stratosphère mentionnées précédemment.

Il est intéressant de constater que, malgré ces bons résultats, les simulations GCM de Saturne ne prédisent qu’une faible super-rotation pour le jet équatorial, en désaccord avec les vitesses observées de $400 - 450 \text{ m s}^{-1}$; ensuite, si dans la stratosphère équatoriale les simulations prédisent un empilement vertical de jets forcés par les ondes, la propagation de ces jets alternés suivant la verticale, qui forme la QBO observée sur Saturne, n’est pas reproduite. Je pense que des simulations ultérieures prenant en compte une paramétrisation de l’impact des phénomènes convectifs dans la troposphère de Saturne (notamment sur

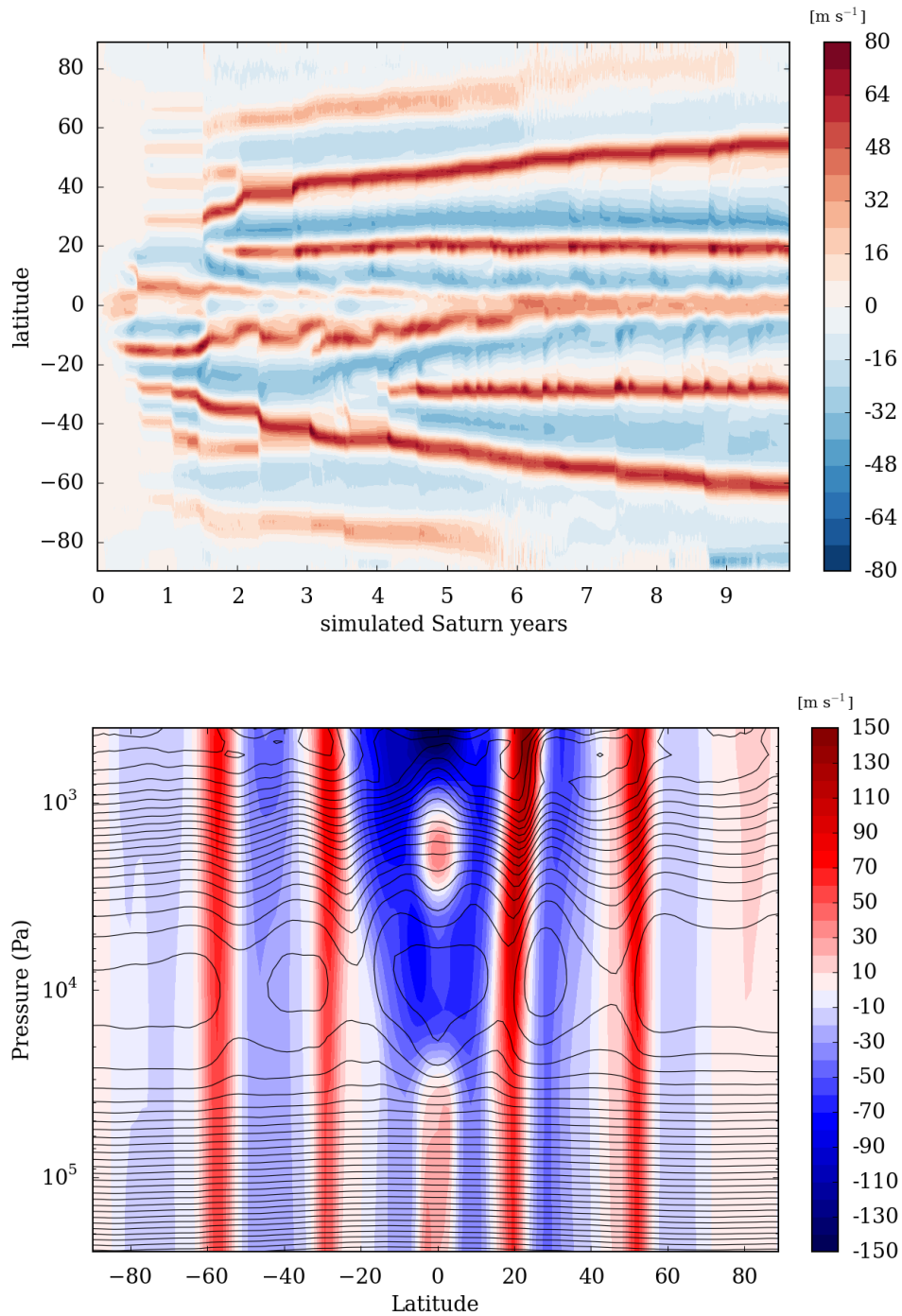


Figure 17: *Une simulation haute résolution globale de Saturne sur une durée inédite.* Les progrès de la parallélisation des codes et de la puissance de calcul permettent d'envisager de produire des simulations globales de Saturne avec une résolution horizontale de $1/2^\circ$ prédisant l'évolution dynamique sur 10 ans Saturne (1 an Saturne = 30 ans terrestre). L'évolution temporelle des courants-jets simulés par le GCM Saturne est reportée sur la figure en haut via la moyenne zonale du vent zonal et donne des informations sur les mécanismes (fusion de jets, migration vers les pôles) qui expliquent la position et le nombre de jets sur Saturne. La figure en bas présente la structure verticale et méridienne de la même quantité, mettant à jour l'influence de la dynamique atmosphérique sur le champ de température (contours) et l'existence d'un jet stratosphérique équatorial.

l'activité des ondes équatoriales) pourraient résorber ces désaccords avec les observations, à condition de raffiner la résolution verticale dans la stratosphère du modèle pour tenter de reproduire des éléments de similitude avec l'oscillation équatoriale type QBO observée. Je prévois d'encadrer dans les prochains mois un post-doctorant financé par le projet ANR HEAT mentionné ci-dessus.

Dans mes simulations GCM Saturne, le jet polaire est très fortement déstabilisé par les perturbations et ne montre pas du tout de prédominance du mode zonal 6 qui lui confère son aspect hexagonal vu depuis l'orbite. Travailler à un meilleur réalisme des simulations GCM est primordial pour améliorer la compréhension de l'hexagone polaire de Saturne, mais ce phénomène est une bonne illustration des possibilités complémentaires ouvertes par une approche conjointe théorique et idéalisée. Nous avons récemment développé une telle approche⁵⁵ en collaboration avec Masoud Rostami, doctorant sous la direction de Vladimir Zeitlin au LMD à l'École Normale Supérieure. Une analyse de stabilité linéaire montre que le mode zonal $n=6$ est prédominant au nord (pour des valeurs raisonnables de rayon de déformation de Rossby), mais que le jet polaire sud plus éloigné du pôle est sujet à des modes dominants plus longs ce qui explique que l'hexagone de Saturne soit uniquement observé au nord. De plus, des simulations non-linéaires avec un modèle aux eaux peu profondes tournant (*rotating shallow water*) ont montré que les interactions dynamiques entre le vortex polaire central et le jet circumpolaire pendant le développement de leur instabilité barotrope étaient un élément clé de la persistance de la structure hexagonale de ce dernier, ce qui est un résultat nouveau et pourrait donner des pistes d'amélioration future pour reproduire le phénomène dans notre GCM de Saturne.

Mon travail sur ces simulations des planètes géantes n'en est clairement qu'à ses débuts. En plus des pistes évoquées dans le paragraphe précédent, j'ai commencé à réaliser des simulations de Saturne de référence à une résolution horizontale de $1/4^\circ$ qui s'avère être la résolution idéale puisque, bien que coûteuse numériquement, elle reste praticable sur les moyens de calcul nationaux et permet de résoudre la majeure partie des tourbillons donnant naissance aux jets et aux vortex observés sur Saturne. J'ai prévu également, dans le sillage de la mission Juno, d'étendre les simulations dynamiques réalisées sur Saturne à l'environnement de Jupiter avec ma collègue Sandrine Guerlet qui a réalisé l'adaptation du modèle radiatif développé pour Saturne³¹ au cas de Jupiter⁵⁹. Malgré ce travail considérable qui reste à effectuer, y compris conjointement dans le développement de DYNAMICO, il m'apparaît comme évident que coupler les paramétrisations physiques des atmosphères planétaires au cœur dynamique haute résolution DYNAMICO permet de construire des modèles de climat global pouvant fonctionner avec des résolutions réservées précédemment aux modèles méso-échelle, ce qui ouvre évidemment de telles possibilités pour les environnements de Mars, Vénus et Titan que je ne manquerai pas d'explorer.

Conclusion

Le résumé de mes travaux montre que j'ai su élargir mon champ d'action de recherche de l'atmosphère de Mars vers d'autres corps planétaires comme Vénus et les planètes géantes, de la modélisation méso-échelle régionale vers des questions de dynamique globale, et d'applications en physique de l'atmosphères vers des perspectives dans d'autres disciplines. Ce n'est pas néanmoins mon intention d'empreindre mes propos d'auto-satisfaction. Premièrement, je n'insisterai jamais assez sur le rôle central que le travail d'équipe et les collaborations ont joué dans ces activités. Deuxièmement, beaucoup de travail reste à effectuer pour atteindre l'objectif de comprendre la variabilité méso-échelle des atmosphères planétaires. Troisièmement, si tant est qu'il faille exprimer une certaine satisfaction envers son activité de recherche passée, ce n'est qu'à la condition que celle-ci soit réinvestie pour trouver l'énergie d'évoluer continûment à la lisière de sa propre zone de confort. Une Habilitation à Diriger des Recherches me permettrait ainsi de poursuivre mes travaux en ouvrant la possibilité de recruter et former des doctorants et post-doctorants sur de nouveaux défis.

De nombreuses perspectives ont été ouvertes dans chacun des chapitres de ce document. Il serait inutile de les détailler à nouveau ici, néanmoins je peux achever mon propos en les résumant en quelques idées maîtresses à développer dans des travaux futurs :

- ☞ transformer les modèles de climat global des atmosphères planétaires en modèles méso-échelle globaux ;
- ☞ construire un modèle aux grands tourbillons plus versatile pour explorer la diversité des phénomènes de convection dans les atmosphères planétaires ;
- ☞ élargir par des collaborations les applications des modèles innovants développés pour en faire de véritables vecteurs de découverte ;
- ☞ participer à l'obtention de données toujours plus riches d'exploration des environnements planétaires.

Si le lecteur me pardonne un dernier paragraphe à la tonalité plus personnelle, je crois que le mélange d'excitation et d'effroi qui m'accompagne en dressant cette liste est la meilleure preuve qu'il est désormais temps d'oublier les succès ou échecs passés et de me mettre au travail afin d'avoir une chance de pouvoir participer modestement à l'avenir radieux de la planétologie, au sein et hors notre système solaire. Comme l'a écrit Alexandre Grothendieck dans ses Récoltes et Semailles, *l'adulte découvre, en ces rares instants où il a oublié ses peurs et son savoir, quand il regarde les choses ou lui-même avec des yeux grands ouverts, avides de connaître, des yeux neufs – des yeux d'enfant.*

Publications (revues à comité de lecture)

- [1] A. [Spiga](#), F. Forget, B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet. Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer: 2. Meteorological maps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112(E11):8–+, 2007.
- [2] F. Forget, A. [Spiga](#), B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet. Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer: 1. Retrieval method. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112(E11):8–+, 2007.
- [3] A. [Spiga](#), H. Teitelbaum, and V. Zeitlin. Identification of the sources of inertia-gravity waves in the Andes Cordillera region. *Annales Geophysicae*, 26:2551–2568, 2008.
- [4] A. [Spiga](#) and F. Forget. Fast and accurate estimation of solar irradiance on Martian slopes. *Geophys. Res. Lett.*, 35:L15201, 2008.
- [5] A. [Spiga](#) and F. Forget. A new model to simulate the Martian mesoscale and microscale atmospheric circulation: Validation and first results. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114:E02009, 2009.
- [6] A. [Spiga](#) and S. R. Lewis. Martian mesoscale and microscale wind variability of relevance for dust lifting. *International Journal of Mars Science and Exploration*, 5:146–158, 2010.
- [7] A. Määttänen, F. Montmessin, B. Gondet, F. Scholten, H. Hoffmann, F. González-Galindo, A. [Spiga](#), F. Forget, E. Hauber, G. Neukum, J.-P. Bibring, and J.-L. Bertaux. Mapping the mesospheric CO₂ clouds on Mars: MEx/OMEGA and MEx/HRSC observations and challenges for atmospheric models. *Icarus*, 209:452–469, 2010.
- [8] G. A. Morgan, J. W. Head, F. Forget, J.-B. Madeleine, and A. [Spiga](#). Gully formation on Mars: Two recent phases of formation suggested by links between morphology, slope orientation and insolation history. *Icarus*, 208:658–666, 2010.
- [9] A. V. Pathare, M. R. Balme, S. M. Metzger, A. [Spiga](#), M. C. Towner, N. O. Renno, and F. Saca. Assessing the power law hypothesis for the size-frequency distribution of terrestrial and martian dust devils. *Icarus*, 209:851–853, 2010.
- [10] A. [Spiga](#), F. Forget, S. R. Lewis, and D. P. Hinson. Structure and dynamics of the convective boundary layer on Mars as inferred from large-eddy simulations and remote-sensing measurements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136:414–428, 2010.
- [11] M. Vincendon, J. Mustard, F. Forget, M. Kreslavsky, A. [Spiga](#), S. Murchie, and J.-P. Bibring. Near-tropical subsurface ice on Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 37:L01202, 2010.

- [12] T. Appéré, B. Schmitt, Y. Langevin, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, A. **Spiga**, B. Gondet, and J.-P. Bibring. Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116(E15):5001, 2011.
- [13] A. **Spiga**. Elements of comparison between Martian and terrestrial mesoscale meteorological phenomena: Katabatic winds and boundary layer convection. *Planetary and Space Science*, 59:915–922, 2011.
- [14] A. **Spiga**, F. Forget, J.-B. Madeleine, L. Montabone, S. R. Lewis, and E. Millour. The impact of Martian mesoscale winds on surface temperature and on the determination of thermal inertia. *Icarus*, 212:504–519, 2011.
- [15] F. González-Galindo, A. Määttänen, F. Forget, and A. **Spiga**. The martian mesosphere as revealed by co2 clouds observations and general circulation modeling. *Icarus*, 216:10–22, 2011.
- [16] A. Petrosyan, B. Galperin, S. E. Larsen, S. R. Lewis, A. Määttänen, P. L. Read, N. Renno, L. P. H. T. Rogberg, H. Savijärvi, T. Siili, A. **Spiga**, A. Toigo, and L. Vázquez. The Martian atmospheric boundary layer. *Reviews of Geophysics*, 49:3005, 2011.
- [17] T. Toyota, K. Kurita, and A. **Spiga**. Distribution and time-variation of spire streaks at Pavonis Mons on Mars. *Planetary and Space Science*, 59:672–682, 2011.
- [18] F. Altieri, A. **Spiga**, L. Zasova, G. Bellucci, and J.-P. Bibring. Gravity waves mapped by the OMEGA/MEX instrument through O₂ dayglow at 1.27 μm : Data analysis and atmospheric modeling. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 117(E16):0, 2012.
- [19] M. R. Balme, A. V. Pathare, S. M. Metzger, M. C. Towner, S. R. Lewis, A. **Spiga**, L. Fenton, N. O. Renno, H. M. Elliot, F. A. Saca, T. Michaels, P. Russell, and J. A. Verdasca. Field measurements of horizontal forward motion velocities of terrestrial dust devils: towards a proxy for ambient winds on mars and earth. *Icarus*, 221(2):632–645, 2012.
- [20] A. **Spiga**, F. González-Galindo, M.-Á. López-Valverde, and F. Forget. Gravity waves, cold pockets and CO₂ clouds in the Martian mesosphere. *Geophys. Res. Letters*, 39:2201, 2012.
- [21] J.-B. Madeleine, F. Forget, A. **Spiga**, M. J. Wolff, F. Montmessin, M. Vincendon, D. Jouglet, B. Gondet, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Schmitt. Aphelion water-ice cloud mapping and property retrieval using the OMEGA imaging spectrometer onboard Mars Express. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 117(E16):0, 2012.
- [22] J.-B. Madeleine, F. Forget, E. Millour, T. Navarro, and A. **Spiga**. The influence of radiatively active water ice clouds on the Martian climate. *Geophys. Res. Lett.*, 39:23202, 2012.
- [23] M. Massé, O. Bourgeois, S. Le Mouélic, C. Verpoorter, A. **Spiga**, and L. Le Deit. Wide distribution and glacial origin of polar gypsum on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 317:44–55, 2012.

- [24] A. **Spiga**. Comment on "observing desert dust devils with a pressure logger" by Lorenz (2012) - insights on measured pressure fluctuations from large-eddy simulations. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 1(2):151–154, 2012.
- [25] A. **Spiga**, J. Faure, J.-B. Madeleine, A. Määttänen, and F. Forget. Rocket dust storms and detached dust layers in the Martian atmosphere. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 118:746–767, April 2013.
- [26] T. C. Brothers, J. W. Holt, and A. **Spiga**. Orbital radar, imagery, and atmospheric modeling reveal an aeolian origin for Abalos Mensa, Mars. *Geophysical Research Letters*, 40:1334–1339, 2013.
- [27] B. Charnay, F. Forget, R. Wordsworth, J. Leconte, E. Millour, F. Codron, and A. **Spiga**. Exploring the faint young Sun problem and the possible climates of the Archean Earth with a 3-D GCM. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 118(D17):10414, 2013.
- [28] A. Colaïtis, A. **Spiga**, F. Hourdin, C. Rio, F. Forget, and E. Millour. A thermal plume model for the Martian convective boundary layer. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 118:1468–1487, 2013.
- [29] J. Leconte, F. Forget, B. Charnay, R. Wordsworth, F. Selsis, E. Millour, and A. **Spiga**. 3D climate modeling of close-in land planets: Circulation patterns, climate moist bistability, and habitability. *Astronomy Astrophysics*, 554:A69, 2013.
- [30] Isaac B. Smith, John W. Holt, Aymeric **Spiga**, Alan D. Howard, and Gary Parker. The spiral troughs of Mars as cyclic steps. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(9):1835–1857, 2013.
- [31] S. Guerlet, A. **Spiga**, M. Sylvestre, M. Indurain, T. Fouchet, J. Leconte, E. Millour, R. Wordsworth, M. Capderou, B. Bezard, and F. Forget. Global climate modeling of Saturn's atmosphere. Part I: Evaluation of the radiative transfer model. *Icarus*, 238:110–124, 2014.
- [32] C. HERNY, M. Massé, O. Bourgeois, S. Carpy, S. Le Mouélic, T. Appéré, I. B. Smith, A. **Spiga**, and S. Rodriguez. Sedimentation waves on the Martian North Polar Cap: Analogy with megadunes in Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 403:56–66, 2014.
- [33] D. P. Hinson, S. W. Asmar, D. S. Kahan, V. Akopian, R. M. Haberle, A. **Spiga**, J. T. Schofield, A. Kleinböhl, W. A. Abdou, S. R. Lewis, M. Paik, and S. G. Maalouf. Initial results from radio occultation measurements with the Mars Reconnaissance Orbiter: A nocturnal mixed layer in the tropics and comparisons with polar profiles from the Mars Climate Sounder. *Icarus*, 243:91–103, 2014.
- [34] C. Listowski, A. Määttänen, F. Montmessin, A. **Spiga**, and F. Lefevre. Modeling the microphysics of CO₂ ice clouds within wave-induced cold pockets in the Martian mesosphere. *Icarus*, 237:239–261, 2014.
- [35] J.-B. Madeleine, J. W. Head, F. Forget, T. Navarro, E. Millour, A. **Spiga**, A. Colaïtis, A. Määttänen, F. Montmessin, and J. L. Dickson. Recent Ice Ages on Mars: The

- role of radiatively active clouds and cloud microphysics. *Geophysical Research Letters*, 41:4873–4879, 2014.
- [36] L. Montabone, K. Marsh, S. R. Lewis, P. L. Read, M. D. Smith, J. Holmes, A. **Spiga**, D. Lowe, and A. Pamment. The Mars Analysis Correction Data Assimilation (MACDA) Dataset V1.0. *Geoscience Data Journal*, 1:129–139, 2014.
- [37] O. Mousis, L. N. Fletcher, J.-P. Lebreton, P. Wurz, T. Cavalié, A. Coustenis, R. Courtin, D. Gautier, R. Helled, P. G. J. Irwin, A. D. Morse, N. Nettelmann, B. Marty, P. Rousselot, O. Venot, D. H. Atkinson, J. H. Waite, K. R. Reh, A. A. Simon, S. Atreya, N. André, M. Blanc, I. A. Daglis, G. Fischer, W. D. Geppert, T. Guillot, M. M. Hedman, R. Hueso, E. Lellouch, J. I. Lunine, C. D. Murray, J. O’Donoghue, M. Rengel, A. Sánchez-Lavega, F.-X. Schmider, A. **Spiga**, T. Spilker, J.-M. Petit, M. S. Tiscareno, M. Ali-Dib, K. Altwegg, S. J. Bolton, A. Bouquet, C. Briois, T. Fouchet, S. Guerlet, T. Kostiuk, D. Lebleu, R. Moreno, G. S. Orton, and J. Poncey. Scientific rationale for Saturn’s in situ exploration. *Planetary and Space Science*, 104:29–47, 2014.
- [38] T. Navarro, J.-B. Madeleine, F. Forget, A. **Spiga**, E. Millour, F. Montmessin, and A. Määttänen. Global Climate Modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and radiatively active water ice clouds. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 2014.
- [39] D. Reiss, A. **Spiga**, and G. Erkeling. The horizontal motion of dust devils on Mars derived from CRISM and CTX/HiRISE observations. *Icarus*, 227:8–20, 2014.
- [40] T. C. Brothers, J. W. Holt, and A. **Spiga**. Planum Boreum basal unit topography, Mars: Irregularities and insights from SHARAD. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 120:1357–1375, 2015.
- [41] S. Guerlet, T. Fouchet, S. Vinatier, A. A. Simon, E. Dartois, and A. **Spiga**. Stratospheric benzene and hydrocarbon aerosols detected in Saturn’s auroral regions. *Astronomy and Astrophysics*, 580:A89, 2015.
- [42] D. P. Mulholland, A. **Spiga**, C. Listowski, and P. L. Read. An assessment of the impact of local processes on dust lifting in martian climate models. *Icarus*, 252:212–227, 2015.
- [43] I. B. Smith, A. **Spiga**, and J. W. Holt. Aeolian processes as drivers of landform evolution at the South Pole of Mars. *Geomorphology*, 240:54–69, 2015.
- [44] M. Sylvestre, S. Guerlet, T. Fouchet, A. **Spiga**, F. M. Flasar, B. Hesan, and G. L. Bjoraker. Seasonal changes in Saturn’s stratosphere inferred from Cassini/CIRS limb observations. *Icarus*, 258:224–238, 2015.
- [45] A. **Spiga**, E. Barth, Z. Gu, F. Hoffmann, J. Ito, B. Jemmett-Smith, J. Ito, M. Klose, S. Nishizawa, S. Raasch, S. Rafkin, T. Takemi, D. Tyler, and W. Wei. Large-eddy simulations of dust devils and convective vortices. *Space Science Reviews*, accepted:–, 2016.
- [46] T. Fouchet, T. K. Greathouse, A. **Spiga**, L. N. Fletcher, S. Guerlet, J. Leconte, and G. S. Orton. Stratospheric aftermath of the 2010 Storm on Saturn as observed by the TEXES instrument. I. Temperature structure. *Icarus*, 277:196–214, 2016.

- [47] M. Klose, B. C. Jemmett-Smith, H. Kahanpää, M. Kahre, P. Knippertz, M. T. Lemon, S. R. Lewis, R. D. Lorenz, L. D. V. Neakrase, C. Newman, M. R. Patel, D. Reiss, A. **Spiga**, and P. L. Whelley. Dust Devil Sediment Transport: From Lab to Field to Global Impact. *Space Science Reviews*, 2016.
- [48] R. D. Lorenz, M. R. Balme, Z. Gu, H. Kahanpää, M. Klose, M. V. Kurgansky, M. R. Patel, D. Reiss, A. P. Rossi, A. **Spiga**, T. Takemi, and W. Wei. History and Applications of Dust Devil Studies. *Space Science Reviews*, 2016.

Manuscripts soumis

- [49] T. Bertrand, A. **Spiga**, S. Rafkin, A. Colaitis, F. Forget, and E. Millour. An intercomparison of Large-Eddy Simulations of the Martian convective boundary layer obtained by two distinct models. *Geoscientific Model Development* (submitted), 2016.
- [50] R. Garcia, Q. Brissaud, L. Rolland, R. Martin, D. Komatitsch, and A. **Spiga**. Finite-difference modeling of acoustic and gravity wave propagation in Mars atmosphere: application to infrasounds emitted by meteor impacts. *Space Science Reviews* (revision submitted), 2016.
- [51] B. Kenda, P. Lognonné, A. **Spiga**, T. Kawamura, S. Kedar, W. B. Banerdt, and R. D. Lorenz. Modeling of ground deformation and shallow surface waves generated by Martian Dust Devils and perspectives for near-surface structure inversion. *Space Science Reviews* (submitted), 2016.
- [52] M. Lefèvre, A. **Spiga**, and S. Lebonnois. Three-dimensional turbulence-resolving modeling of the Venusian convective cloud layer and induced gravity waves. *Journal of Geophysical Research, Planets* (submitted), 2016.
- [53] N. Murdoch, B. Kenda, T. Kawamura, A. **Spiga**, D. Mimoun, and P. Lognonné. Estimations of the seismic pressure noise on Mars determined from Large Eddy Simulations and demonstration of pressure decorrelation techniques for the InSight mission. *Space Science Reviews* (submitted), 2016.
- [54] A. Pottier, F. Forget, F. Montmessin, T. Navarro, A. **Spiga**, E. Millour, A. Szantai, and J.-B. Madeleine. The Martian Water Cycle Simulated With A High Resolution Global Climate Model. *Icarus* (revision submitted), 2016.
- [55] M. Rostami, V. Zeitlin, and A. **Spiga**. On the dynamical nature of Saturn's North Pole hexagon. *Icarus* (submitted), 2016.
- [56] L. Steele, M. Balme, S. R. Lewis, and A. **Spiga**. The water cycle and regolith-atmosphere interaction around Gale crater, Mars. *Icarus* (submitted), 2016.

Manuscrits en préparation

NB: Ces manuscrits présentent un degré d'achèvement $\geq 50\%$

- [57] A. [Spiga](#), S. Guerlet, Y. Meurdesoif, M. Indurain, E. Millour, T. Dubos, M. Sylvestre, and T. Fouchet. Global climate modeling of Saturn's atmosphere. Part II: jets, eddies and waves in Saturn's troposphere and stratosphere from multi-annual high-resolution simulations. *Icarus* (in preparation), 2017.
- [58] G. Déprez, T. Bertrand, F. Montmessin, D. Bruneau, F. Forget, and A. [Spiga](#). The MARS Boundary Layer Lidar (MARBLL): observation strategies and performance predictions. *Planetary and Space Science* (in preparation), 2017.
- [59] S. Guerlet, A. [Spiga](#), and T. Fouchet. A radiative-convective model of Jupiter's middle atmosphere. *Icarus* (in preparation), 2017.
- [60] Y. Nishikawa, P. Lognonné, K. Kurita, A. [Spiga](#), and T. Bertrand. Estimation and detection of Mars' background free oscillations excited by Martian global atmospheric perturbations. *Space Science Reviews* (in preparation), 2017.
- [61] C. Wang, T. Bertrand, F. Forget, A. [Spiga](#), and E. Millour. Investigating the formation of detached layers of dust on Mars with a global climate model. *Journal of Geophysical Research, Planets* (in preparation), 2017.

Sélection d'abstracts longs

NB: Les résumés longs sélectionnés présentent des travaux non publiés à ce jour

- [62] A. [Spiga](#), V. Bourrier, F. Forget, E. Millour, L. Montabone, J.-B. Madeleine, L. Solovyeva, M.-C. Desjean, J.-P. Huot, S. R. Lewis, et al. Atmospheric hazards for entry, descent and landing of future missions to mars: numerical simulations of fine-scale meteorological phenomena http://www.lmd.jussieu.fr/~aslmd/spiga_ices_abstract.pdf. *40th International Conference on Environmental Systems*, 2010.
- [63] S. R. Lewis, D. P. Hinson, and A. [Spiga](#). The depth of the convective boundary layer and implications for a Walker-like circulation on Mars <http://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2011/EPSC2011-1197.pdf>. *EPSC-DPS Joint Meeting*, 2011.
- [64] T. Appéré, B. Schmitt, S. Douté, A. [Spiga](#), Y. Langevin, F. Forget, A. Pommerol, B. Gondet, and J.-P. Bibring. Seasonal Water Frost: Minor Component But Major Role During the Spring Retreat of the Northern Seasonal Deposits on Mars <http://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2012/EPSC2012-944.pdf>. *European Planetary Science Congress*, 2012.
- [65] T. Bertrand, A. [Spiga](#), S. Rafkin, A. Colaitis, F. Forget, and E. Millour. LMD-SWRI Martian Mesoscale and Microscale Models Intercomparison for Exomars Landing Characterization http://www-mars.lmd.jussieu.fr/oxford2014/abstracts/bertrand_oxford2014.pdf. *Mars Atmosphere: Modelling and Observation, 5th International Workshop*, 2014.
- [66] A. [Spiga](#), T. Bertrand, I. Smith, A. Colaitis, L. Montabone, J.-B. Madeleine, E. Millour, and T. Navarro. Devils, Plumes, Rockets, Jumps: The "Funky" Mars http://www-mars.lmd.jussieu.fr/oxford2014/abstracts/spiga_oxford2014.pdf. *Mars Atmosphere: Modelling and Observation, 5th International Workshop*, 2014.
- [67] A. [Spiga](#), J.-B. Madeleine, D. Hinson, T. Navarro, and F. Forget. The impact of radiatively active water-ice clouds on Martian mesoscale atmospheric circulations <http://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2014/EPSC2014-636.pdf>. *European Planetary Science Congress*, 2014.
- [68] M. Indurain, E. Millour, A. [Spiga](#), S. Guerlet, and F. Hourdin. A study of sensitivity to dissipation in a Global Climate Model of Saturn <http://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2014/EPSC2014-351.pdf>. *European Planetary Science Congress*, 2014.
- [69] F. Montmessin, M. Patel, F. Forget, D. Bruneau, D. Coscia, S. Lewis, C. Flamant, A. [Spiga](#), A. Määttänen, C. Howe, G. Deprez, T. Bertrand, S. Maurice, M. Kahre, J. Abshire, R. Lorenz, B. Faure, M.-S. Clerc, P. Sengenes, P. Gilbert, and J.-B. Madeleine. The MARs Boundary Layer Lidar Experiment: Mars Winds

at last! http://www-mars.lmd.jussieu.fr/oxford2014/abstracts/montmessin_oxford2014.pdf. *Mars Atmosphere: Modelling and Observation, 5th International Workshop*, 2014.

- [70] A. **Spiga**, S. Guerlet, Y. Meurdesoif, M. Indurain, E. Millour, T. Dubos, M. Sylvestre, J. Leconte, and T. Fouchet. Waves and eddies simulated by high-resolution Global Climate Modeling of Saturn's troposphere and stratosphere <http://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2015/EPSC2015-881.pdf>. *European Planetary Science Congress*, 2015.
- [71] E. Millour, F. Forget, A. **Spiga**, T. Navarro, J.-B. Madeleine, L. Montabone, A. Pottier, F. Lefevre, F. Montmessin, J.-Y. Chaufray, M. A. Lopez-Valverde, F. Gonzalez-Galindo, S. R. Lewis, P. L. Read, J.-P. Huot, M.-C. Desjean, and MCD/GCM development Team. The Mars Climate Database (MCD version 5.2) <http://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2015/EPSC2015-438.pdf>. *European Planetary Science Congress*, 2015.
- [72] C. Wang, T. Bertrand, F. Forget, A. **Spiga**, and E. Millour. Investigating the formation of detached layers of dust on Mars with a global climate model <http://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2015/EPSC2015-471.pdf>. *European Planetary Science Congress*, 2015.

Sélections de publications

5 publications représentatives des activités après doctorat

- ☞ [Elements of comparison between Martian and terrestrial mesoscale meteorological phenomena: Katabatic winds and boundary layer convection](#)¹³
A. Spiga
Planetary and Space Science, 2011
Lien: http://www.lmd.jussieu.fr/~aslmd/pub/REF/2011P_26SS...59..915S.pdf

- ☞ [Gravity waves, cold pockets and CO2 clouds in the Martian mesosphere](#)²⁰
A. Spiga, F. González-Galindo, M.-Á. López-Valverde, and F. Forget
Geophysical Research Letters, 2012
Lien: <http://www.lmd.jussieu.fr/~aslmd/pub/REF/2012GeoRL..39.2201S.pdf>

- ☞ [Rocket dust storms and detached dust layers in the Martian atmosphere](#)²⁵
A. Spiga, J. Faure, J.-B. Madeleine, A. Määttänen, and F. Forget
Journal of Geophysical Research (Planets), 2013
Lien: <http://www.lmd.jussieu.fr/~aslmd/pub/REF/2013JGRE..118..746S.pdf>

- ☞ [Global climate modeling of Saturn's atmosphere. Part I: Evaluation of the radiative transfer model](#)³¹
S. Guerlet, A. Spiga, M. Sylvestre, M. Indurain, T. Fouchet, J. Leconte, E. Millour, R. Wordsworth, M. Capderou, B. Bézard, and F. Forget
Icarus, 2014
Lien: <http://www.lmd.jussieu.fr/~aslmd/pub/REF/2014Icar..238..110G.pdf>

- ☞ [Large-Eddy Simulations of dust devils and convective vortices](#)⁴⁵
A. Spiga, E. Barth, Z. Gu, F. Hoffmann, J. Ito, B. Jemmett-Smith, M. Klose, S. Nishizawa, S. Raasch, S. Rafkin, T. Takemi, D. Tyler, W. Wei
Space Science Reviews, 2016 (accepted)
Lien: <http://www.lmd.jussieu.fr/~aslmd/pub/REF/2016SSRv.pdf>

Publications en rapport direct avec (co-)encadrements

- ☞ Stage M2 ou emploi CDD ingénieur
 - 2011: Julien Faure²⁵
 - 2011-2012: Arnaud Colaïtis²⁸
 - 2012-2014: Tanguy Bertrand⁴⁹ (soumis)
- ☞ Doctorat
 - 2012-2015: Mélody Sylvestre^{31,44}
 - 2015-2018: Maxence Lefèvre⁵²
- ☞ Post-doctorat
 - 2012-2014: Isaac Smith^{30,43}
 - 2012-2014: Sandrine Guerlet³¹

Publications en collaboration avec doctorants

- ☞ 2011: Thomas Appéré¹², Université de Grenoble
- ☞ 2011: Takenori Toyota¹⁷, Université de Tokyo (Japon)
- ☞ 2012: Marion Massé²³, Université de Nantes
- ☞ 2013: Benjamin Charnay²⁷, Université Pierre et Marie Curie
- ☞ 2013: Charles Brothers^{26,40}, Université d'Austin au Texas (États-Unis)
- ☞ 2014: Thomas Navarro³⁸, Université Pierre et Marie Curie
- ☞ 2014: Constantino Listowski^{34,42}, Université de Versailles Saint Quentin
- ☞ 2014: Clémence Herny³², Université de Nantes
- ☞ 2016 (soumise): Alizée Pottier⁵⁴, Université de Versailles Saint Quentin
- ☞ 2016 (soumise): Balthasar Kenda^{51,53}, Université Paris-Diderot
- ☞ 2016 (soumise): Masoud Rostami⁵⁵, École Normale Supérieure
- ☞ 2017 (en préparation): Chao Wang⁶¹, Université Pierre et Marie Curie
- ☞ 2017 (en préparation): Yasuhiro Nishikawa⁶⁰, Université de Tokyo (Japon)
- ☞ 2017 (en préparation): Grégoire Déprez⁵⁸, Université de Versailles Saint Quentin

Curriculum vitae détaillé

Aymeric Spiga

Planétologie
Dynamique de l'atmosphère

Laboratoire de Météorologie Dynamique
Université Pierre et Marie Curie

✉ aymeric.spiga@upmc.fr
Researcher ID O-4858-2014 / ORCID 0002-6776-6268

Etat-civil 6 Juin 1980 (Français)
Situation PACS, 1 enfant né en Février 2014

Site web www.lmd.jussieu.fr/~aspiga
Twitter @aymeric_spiga

Déroulement de carrière

Depuis 2010 **Maître de conférences**, Université Pierre et Marie Curie.
2009 - 2010 **Chercheur post-doctorant**, Open University, Milton Keynes, UK.

Formation

2016 (soumis) **Habilitation à Diriger des Recherches**, Université Pierre et Marie Curie.
2005 - 2008 **Doctorat en Planétologie**, Université Pierre et Marie Curie, (dir: F. Forget).
2004 - 2005 **Master en Sciences de l'Atmosphère**, Université Pierre et Marie Curie, (mention très bien).
2003 - 2005 **Diplôme d'ingénieur en environnement**, École Nationale des Ponts et Chaussées.
2000 - 2005 **Diplôme d'ingénieur**, École Polytechnique.

Mobilité

2013 - 2015 **Délégation (mi-temps)**, Centre National de la Recherche Scientifique.
2013 **Bourse de visite scientifique**, Center for Planetary Science (Japan), 10 jours.
2010 **Bourse de visite scientifique**, Junta de Andalucia (Spain), 3 mois.

Distinctions et Prix

2012 - 2016 **Prime d'Investissement en Recherche**, Université Pierre et Marie Curie.
2009 **Meilleure thèse en Sciences de la Terre et de l'Univers, Espace**, Fondation EADS.

Projets ou programmes de recherche

2015 - 2018 **HEAT**, Agence Nationale de la Recherche, CoI + financement PostDoc, 30% temps.
2014 - 2015 **Saturne-Dynamico**, Grand défi CINES, PI, Allocation exceptionnelle 10 Gh CPU.
2014 - 2016 **NASA Grants**, Statut de collaborateur (non financé) sur 2 projets, 10% temps.
2013 - 2017 **ExoDunes**, Agence Nationale de la Recherche, CoI, 12% temps.
2012 - 2015 **OMAGE**, Agence Nationale de la Recherche, CoI + encadrement PostDoc, 25% temps.
2012 - 2015 **Saturne**, Programme de recherche Émergence UPMC, PI + encadrement PhD, 25% temps.

Encadrement

2015 - 2018 **Maxence Lefèvre**, Doctorant, Bourse du ministère.
2013 - 2014 **Isaac Smith (USA)**, Post-doctorant, Bourse de la Commission Fulbright.
2012 - 2015 **Mélody Sylvestre**, Doctorante, Bourse Émergence, Université Pierre et Marie Curie.
2012 - 2014 **Sandrine Guerlet**, Post-doctorante, Bourse Agence Nationale de la Recherche.
Depuis 2009 **Étudiants & Professionnels**, 6 ingénieurs de recherche, 3 étudiants Master, 6 étudiants licence.

Participation à des jurys de thèse (hors encadrement)

2015 **Examineur**, Clémence Herry (Université de Nantes).
2015 **Examineur**, Vincent Hue (Université de Bordeaux).

Responsabilités en recherche

- Depuis 2015 **Co-directeur *InSight Atmospheres Science Group***, *InSight (Mars)*, + CoI sismomètre SEIS.
Depuis 2013 **Associé scientifique**, *Cassini (Saturn)*, CIRS spectrometer.
Depuis 2011 **Co-Investigateur**, *ExoMars lander*, capteurs météorologiques DREAMS.
2011-2014 **Rapporteur**, *NASA Solar System Group, Mars Data Analysis and Fundamental Research*.
2010 **Membre de panel**, *Mars Network Mission, European Space Agency*.
2005 - 2011 **Co-Investigateur**, *Mars Express*, spectromètre OMEGA.

Activités d'enseignement et pédagogie

- Thèmes **Planétologie, Climatologie, Thermodynamique, Informatique**, répartition L/M \approx 60%/40%.
Depuis 2016 **Création et responsabilité d'UE**, *Planétologie*, Master Géosciences de l'ENS.
Depuis 2012 **Création et responsabilité d'UE**, *Informatique pour la Planétologie*, Master de Planétologie.
2014 - 2016 **Création et responsabilité d'UE**, *Climats et Paléoclimats*, Licence de Sciences de la Terre.
2014 - 2016 **Création et responsabilité d'UE**, *Sciences de l'Atmosphère et de l'Océan*, Licence de Chimie.
Depuis 2010 **Innovation pédagogique**, *Résolution de problèmes (avec J.-M. Courty)*, Licence de Physique.

Responsabilités administratives

- Depuis 2015 **Correspondant comités d'experts**, *UFR Terre, Environnement, Biodiversité*.
Depuis 2014 **Responsable UPMC**, *Master 2 inter-universitaire de Planétologie d'Île-de-France*.
Depuis 2013 **Correspondant Temps de Service section 37**, *UFR Terre, Environnement, Biodiversité*.
Depuis 2012 **Membre élu**, *Conseil de l'UFR Terre, Environnement, Biodiversité, UPMC*.
2005 - 2009 **Membre élu**, *Conseil du Laboratoire de Météorologie Dynamique*.
2005 - 2008 **Membre nommé**, *École Doctorale des Sciences de l'Environnement*.

Bases de données et codes pour la communauté

- Depuis 2014 **eduplanet**, *Interface simplifiée à un modèle de climat planétaire destinée à l'enseignement*.
Depuis 2013 **mcd-python**, *Interface HTML/Python de la Online Mars Climate Database, \approx 30 requêtes / jour*.
Depuis 2012 **planetoplot**, *Outil de visualisation Python, Utilisé dans \approx 20 publications*.

Diffusion de la culture scientifique et technique

- Articles **La Météorologie**, 2 articles publiés (*Risi et al. 2014, Journé et al. 2015*), 1 en révision (*Spiga 2016*).
Interviews **Presse (papier & Internet)**, *Nature News, Science et Vie, Wired, Atlantico, Discovery Magazine*.
Interviews **TV et radio**, *France 2, Europe 1, France 24*.
Réseaux sociaux **Twitter**, *Activité de veille scientifique, moyenne de 1 tweet / jour depuis 2010*.

Organisation de conférences et congrès

- 2016 **Comité scientifique**, *Mars Polar Conference, Reykjavik, Islande*.
2015 **Convener**, *Workshop on Dust Devils, International Space Science Institute, Switzerland*.
2011 - 2014 **Convener**, *Session: Atmospheres of terrestrial planets, European Planetary Science Congress*.
2011 **Organisateur local**, *Mars Atmosphere Modeling and Observations, Paris, France*.

Relation avec agences et entreprises

- Depuis 2009 **Thales-Alenia Space Italy**, *PI 2 of 5 WPs, ExoMars Environmental Atmospheric Support*.
Depuis 2007 **European Space Agency**, *PI 1 of 5 WPs, Mars Climate Databases and Physical Models*.
Depuis 2007 **Centre National d'Études Spatiales**, *PI 1 of 5 WPs, Mars Climate Databases and Physical Models*.

Publications parues ou acceptées

- Revue rang A **48 publications “peer-reviewed” (2007-2016)**, 31 entre 2012 et 2016, + 6 soumises.
- 19 en tant que premier ou deuxième auteur
 - 26 sans le directeur de thèse
 - h-index $\approx 14 - 16$
 - $\approx 550 - 650$ citations
- Chapitres de livres **2 sous presse**, 1 en 2^e auteur, *The Atmosphere and Climate of Mars*, Cambridge University Press
3 acceptés, 1 en 1^{er} author, *Dust devils*, Springer (ISSI special issues)
- Communications \approx **150 contributions orales ou poster acceptées (2005-2016)**, auteur or co-auteur.

Comités de lecture (revues rang A)

- Rapporteur **Multi-disciplinaire**, *Science / Geophys. Res. Lett.*
Planétologie, *Icarus / J. Geophys. Res. / Earth & Plan. Sci. Lett. / Plan. & Space Sci. / Space Sci. Rev.*
Météorologie, *J. Atm. Sci. / Quart. J. Roy. Met. Soc. / Tellus.*

Conférence invitées ou plénières

- 2015 **Solicited talk**, *European Geophysical Union Meeting*, Austria.
2013 **Keynote talk**, *American Geophysical Union Fall Meeting*, USA, abstract P32A-03.
2013 **Review seminar**, *Center for Planetary Science*, Japan.
2010 **Young scientist contribution**, *ISSI Mars Boundary layer group*, Switzerland.
2009 **Department seminar**, *Oxford Geophysical Fluid Dynamics seminars*, UK.