
Vénus et Titan :
étude d'atmosphères en superrotation

Sébastien LEBONNOIS

Laboratoire de Météorologie Dynamique

Institut Pierre-Simon Laplace

Mémoire présenté pour l'obtention de

l'Habilitation à Diriger des Recherches

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

soutenu le **5 juillet 2013**

devant le jury composé de

M. Michel CABANE

Président

Ms. Caitlin GRIFFITH

Rapporteur

M. Franck SELSIS

Rapporteur

M. Thomas WIDEMANN

Rapporteur

M. Frédéric HOURDIN

Examineur

M. Emmanuel LELLOUCH

Examineur

M. Agustin SANCHEZ-LAVEGA

Examineur

Résumés

Résumé

Parmi les objets du système solaire, la planète Vénus et le satellite de Saturne Titan partagent une particularité : ils possèdent une atmosphère dense qui tourne globalement nettement plus rapidement que la surface solide sur laquelle elles s'appuient. Ce phénomène s'appelle la superrotation. Dans ce mémoire, je décris l'ensemble des travaux que j'ai menés sur ces atmosphères depuis une dizaine d'années, ainsi que les perspectives de mes recherches pour les années à venir.

Pour interpréter les données nombreuses récoltées en ce moment grâce aux missions spatiales Cassini-Huygens et Vénus-Express, j'ai participé au développement d'outils numériques très performants : les Modèles de Circulation Générale (GCM). Utilisés pour étudier le climat terrestre, ces GCM peuvent être adaptés pour étudier d'autres atmosphères similaires, comme celles de Vénus et Titan. Ceux que nous développons au LMD comptent parmi les plus avancés au monde.

Mes travaux se sont organisés autour de deux axes principaux : d'une part, l'analyse des interactions qui jouent un rôle fondamental dans le fonctionnement de ces systèmes atmosphériques ; d'autre part, l'étude approfondie des mécanismes qui contrôlent le phénomène de superrotation. Dans ces atmosphères, plusieurs sous-systèmes interagissent de façon intimement couplée, via le transfert radiatif et le transport : la dynamique atmosphérique, les aérosols et les nuages (microphysique), et la composition du gaz (photochimie). Grâce à des GCM tenant compte de tous ces couplages, il est possible de montrer comment la circulation affecte la distribution des sources d'opacité, celle-ci modifiant en retour la structure thermique et dynamique. L'obtention d'une atmosphère en superrotation a souvent posé des difficultés aux modélisateurs. Son extrême sensibilité aux détails du cœur dynamique utilisé est illustrée par une intercomparaison entre la plupart des GCM de Vénus développés dans le monde, forcés par une physique identique. Une des hypothèses pour expliquer la disparité obtenue dans les résultats est l'importance cruciale de la conservation du moment cinétique dans le GCM. L'analyse approfondie de celle-ci faite dans les deux GCM de Vénus avec lesquels j'ai travaillé montre que cette conservation est difficile à garantir. Malgré ces difficultés, l'analyse de la circulation dans les GCM de Vénus et Titan permet de mieux comprendre les mécanismes contrôlant la superrotation. La distribution de moment cinétique est essentiellement contrôlée par la circulation méridienne moyenne et par les ondes horizontales barotropes. Il faut cependant tenir compte des saisons sur Titan et du rôle des marées thermiques sur Vénus, qui redistribuent verticalement le moment cinétique au-dessus des nuages.

Les perspectives qui s'ouvrent pour mon travail dans les années à venir s'organisent autour de plusieurs directions : l'étude de la paramétrisation des processus de petite échelle (couche limite, convection, ondes de gravité), l'extension verticale des GCM vers la basse thermosphère, ainsi que l'utilisation de nouveaux coeurs dynamiques décrivant mieux les régions polaires.

Abstract

Among the Solar System, Venus and Titan (Saturn's satellite) share a peculiar atmospheric phenomenon : their dense atmosphere rotates globally much faster than the solid body below it. This is called the superrotation. In this document, I describe the studies I have done on these atmospheres during the past ten years, as well as the perspectives for my research in the years to come.

To interpret the large datasets being harvested by the Cassini-Huygens and Venus-Express missions, I participated in the development of efficient numerical tools : the General Circulation Models (GCM). Used to study Earth's climate, these GCMs are now adapted to study other similar atmospheres, such as Venus's and Titan's. The GCMs developed at LMD are recognized as leaders in the field.

My work has been organized around two main axes : first, the analysis of interactions that play a crucial role in the behavior of these atmospheric systems ; then the in-depth analysis of the mechanisms that control superrotation. In these atmospheres, several subsystems are interacting in a deeply coupled way, through radiative transfer and transport : atmospheric dynamics, haze and clouds (microphysics), and gas composition (photochemistry). Using GCMs that include all these couplings, it is possible to demonstrate how the circulation modifies the distribution of opacity sources, which in return modifies the thermal structure and the circulation. Modeling a superrotation atmosphere has often been a difficult problem. It is extremely sensitive to the details of the GCM dynamical core, as we have illustrated with an intercomparison study of most of the Venus GCMs developed around the world, forced with identical physical parameters. One hypothesis to understand the wide range of results obtained is the crucial impact of angular momentum conservation in GCMs. An in-depth analysis of this conservation in the two Venus GCMs I have been working with shows how it is difficult to guarantee. Despite these difficulties, the analysis of the circulation modeled with the LMD Venus and Titan GCM allows to understand the mechanisms behind the superrotation. Angular momentum distribution is mainly controlled by the mean meridional circulation and by horizontal barotropic waves. However, seasons on Titan must be taken into account, as well as thermal tides on Venus, that redistribute angular momentum vertically above the clouds.

The perspectives for my research in the coming years are organized along several directions : improving the parametrizations of small-scale processes (planetary boundary layer, convection, gravity waves), extending vertically the GCMs into the lower thermosphere, and adapting new dynamical cores that will help to better describe polar regions.

Remerciements

Venir travailler dans les couloirs du LMD Jussieu fournit un terreau remarquable pour s'épanouir, tant l'ambiance y est agréable. Je remercie donc en premier lieu l'ensemble des femmes et des hommes que j'y cotoie, dans tous les rôles nécessaires pour le bon fonctionnement d'un laboratoire comme le nôtre.

Je suis reconnaissant envers mes collègues du LMD François Forget, Ehouarn Millour, Frédéric Hourdin et Aymeric Spiga, mais aussi ceux des laboratoires très proches, Pascal Rannou (GSMA), Franck Lefèvre, Franck Montmessin et Anni Määttänen (du Latmos), avec qui les échanges au quotidien depuis que je suis arrivé au LMD sont indispensables à mes travaux. Je les remercie de ce travail en équipe indispensable à la recherche (en général et à la mienne en particulier).

Je remercie bien sûr également tous mes collègues en France et ailleurs dans le monde, trop nombreux pour tous les citer ici (qu'ils me pardonnent), qui participent aussi à l'indispensable foisonnement des idées et des échanges de savoirs dont je me nourris.

Un grand merci encore à tous mes anciens étudiants et postdoctorants qui ont participé et participent encore de façon très actives aux avancées décrites dans ce mémoire : Jean-Baptiste Madeleine, Audrey Crespin, Vincent Eymet, Emmanuel Marcq, Jérémie Burgalat, Sandrine Vinatier, Mathieu Hirtzig, Sébastien Bossay, Benjamin Charnay, Gaëlle Veyssière, Laura Salmi, ainsi que celles et ceux qui viendront m'épauler dans l'avenir.

Enfin je remercie l'INSU de m'avoir donné l'opportunité d'aller enrichir mon savoir-faire en modélisation numérique auprès d'une autre équipe, au Lawrence Livermore National Laboratory en Californie, pendant une année intense.

Table des matières

1	Les systèmes atmosphériques de Vénus et Titan	7
1.1	Particularités de ces atmosphères	7
1.2	Un âge d'or pour leur observation	9
1.2.1	L'ère spatiale	9
1.2.2	Titan et la mission Cassini-Huygens	10
1.2.3	Vénus et la mission Vénus-Express	12
1.3	Outil d'étude : le GCM	13
1.3.1	La modélisation des climats atmosphériques	13
1.3.2	Un petit historique des GCM de Titan	17
1.3.3	Un petit historique des GCM de Vénus	21
2	Couplages	27
2.1	Mécanismes : Transfert radiatif et transport	27
2.2	Photochimie-Dynamique	28
2.2.1	Introduction de la photochimie dans le GCM Titan	28
2.2.2	Le cas de l'atmosphère de Vénus	35
2.2.3	Observation et modélisation de l'ozone sur Mars	36
2.3	Microphysique-Dynamique	38
2.4	Microphysique-Photochimie	42
3	Le mécanisme de superrotation	47
3.1	Observations	47
3.2	La superrotation obtenue dans les GCM du LMD	50
3.3	La conservation du moment cinétique dans les GCM	56
3.3.1	Difficultés des GCM	56
3.3.2	Intercomparaison de GCM Vénus	58
3.3.3	Etude approfondie de deux GCM	62
3.4	Etude des mécanismes de transfert du moment cinétique	67
3.4.1	Le mécanisme "GRW" : circulation méridienne et ondes barotropes	67

3.4.2	Le rôle des marées thermiques sur Vénus	69
4	Travaux en cours et perspectives	73
4.1	Les grandes lignes de mes projets	73
4.1.1	Evolutions imminentes du GCM Vénus	73
4.1.2	Etudes proposées pour Titan	74
4.2	Les mécanismes à petite échelle	75
4.2.1	Les processus de couche limite	75
4.2.2	Convection dans la couche nuageuse de Vénus	76
4.2.3	Ondes de gravité	77
4.3	Extensions verticales des GCM	79
4.4	Nouveaux coeurs dynamiques et régions polaires	81
	Bibliographie	83
	Annexes	
A	Liste exhaustive des publications	99
A.1	Revue à comité de lecture	99
A.2	Livres et ouvrages	102
A.3	Chapitres d'ouvrages	102
A.4	Conférences invitées dans des congrès	103
A.5	Revue sans comité de lecture	103
B	Travaux encadrés	105
B.1	Etudiants de licence et master	105
B.2	Etudiants en thèse	105
B.3	Postdoctorants	106
C	Tirés-à-part de cinq publications	109

Chapitre 1

Les systèmes atmosphériques de Vénus et Titan

1.1 Particularités de ces atmosphères

Notre planète, la Terre, possède un certain nombre de caractéristiques qui ont participé à l'existence de la vie à sa surface. Parmi ces caractéristiques, il y a la présence d'une atmosphère, enveloppe fluide protectrice absorbant les rayons les plus nocifs du Soleil ou venant de l'espace, redistribuant l'énergie solaire de l'équateur vers les pôles et régulant la température de la surface. A l'heure de la civilisation industrielle, la question se pose de l'impact de notre mode de fonctionnement sur le système atmosphérique dans lequel nous vivons et des conséquences possibles des dérèglements induits sur l'équilibre des processus atmosphériques et en particulier sur la température de la surface terrestre.

Afin de mieux comprendre notre atmosphère dans les moindres détails et pouvoir mieux prédire son avenir, il est indispensable de décentrer notre regard et de vérifier que les outils que nous utilisons dans ce but sont robustes et aptes à l'étude d'autres atmosphères, dans des conditions les plus variées possibles. C'est pourquoi il est important de s'intéresser aux autres atmosphères qui sont à portée de notre regard, de nos instruments de mesure. Parmi les objets de notre Système Solaire, il en est quelques uns qui sont, comme la Terre, dotés d'une atmosphère dense constituant une enveloppe fluide couvrant une surface solide et régulant les conditions régnant à cette surface, atmosphère qualifiée de "tellurique" : les planètes Vénus et Mars, ainsi que Titan, le principal satellite de Saturne. Je me permettrai l'abus de qualifier Titan de planète dans la suite de ce document, pour des raisons de simplification de vocabulaire.

Le Tableau 1.1 présente quelques paramètres qu'il est intéressant de connaître pour l'étude des atmosphères. La comparaison de ces paramètres entre les différentes atmosphères telluriques du Système Solaire permet de relever quelques points communs entre elles :

- La vitesse de rotation : elle permet de classer ces quatre objets en deux catégories, rotation rapide (la Terre et Mars) ou lente (Vénus et Titan). Cette caractéristique joue un rôle important pour l'étude qui va constituer le coeur de mon travail développé dans ce document : la superrotation de l'atmosphère, que je présenterai juste un peu plus bas.
- La composition de l'atmosphère : à nouveau, elle sépare ces planètes en deux groupes,

TAB. 1.1 – Paramètres intéressants pour l'étude des atmosphères telluriques du Système Solaire

	Vénus	Terre	Mars	Titan
Rayon de la planète (km)	6051	6378	3398	2575
Intensité de la gravité (à la surface, m s^{-2})	8.87	9.81	3.76	1.35
Obliquité (degrés)	177.4	23.5	24	26.7
Période de rotation (jour sidéral)	243 jE ^(a)	23h56m	24h37m	15.95 jE
Durée du jour (jour synodique)	117 jE	24 h	24h39m	15.97 jE
Altitude de l'exobase (km)	~200	~500	~250	~1600
Composé majoritaire	CO ₂ (96.5%)	N ₂ (78%)	CO ₂	N ₂ (98%)
Pression de surface (hPa)	9.2×10^4	1×10^3	6.0	1.4×10^3
Température de surface (K)	735	~288	~220	94
Couverture nuageuse	globale (acide sulfurique)	partielle (eau)	partielle (eau)	globale (hydrocarbures)

(a) : jE veut dire jour terrestre (E pour Earth, afin de distinguer de T, Titan).

atmosphères de CO₂ (Vénus et Mars) ou de N₂ (la Terre et Titan). Cela joue un rôle dans la façon dont les rayonnements (souvent séparés entre le domaine solaire – ultraviolet et visible – et le domaine infrarouge) sont émis ou absorbés au sein de l'atmosphère.

- La taille de la planète et l'épaisseur de l'atmosphère : Vénus et la Terre ont une taille semblable, alors que Mars et Titan sont plus petites. Par contre, l'épaisseur de l'atmosphère, mesurée par le rapport entre l'altitude de son exobase et le rayon solide de la planète, isole Titan par rapport aux trois autres. L'épaisseur importante de l'atmosphère de Titan est une particularité dont nous reparlerons, en particulier au Chapitre 4.
- L'opacité nuageuse : comme pour la vitesse de rotation, la présence d'une couverture globale de nuages rapproche Vénus et Titan. Ces nuages sont situés en altitude et contribue à l'absorption du rayonnement solaire essentiellement dans l'atmosphère, alors que sur Mars ou la Terre, le rayonnement solaire est essentiellement absorbé par la surface. Toutefois, il faut noter que la nature de ces nuages est différente : pour Vénus, il s'agit de nuages d'acide sulfurique alors que pour Titan, ce sont des brumes de macromolécules de carbone, d'hydrogène et d'azote (hydrocarbures et nitriles). Titan possède aussi des nuages de condensation, plus bas dans l'atmosphère, associés à un cycle du méthane qui peut se rapprocher du cycle de l'eau responsable des nuages sur la Terre et Mars.

D'autres points de comparaison peuvent être intéressants pour aller plus loin dans ce qu'on appelle désormais la planétologie comparée – discipline qui prend de l'ampleur depuis quelques années dans laquelle on cherche à comparer entre eux différents objets du Système Solaire afin d'en mieux comprendre les principes centraux de fonctionnement. Par exemple, la structure verticale de la température ou la distribution globale du vent zonal (la composante du vent le long de l'axe Est-Ouest) peuvent être diagnostiques d'un régime climatique commun à deux planètes.

C'est ainsi que les atmosphères de Vénus et Titan partagent un phénomène très particulier

qui constitue le coeur de ce mémoire : la superrotation. Cela se caractérise par le fait que l'ensemble de l'atmosphère tourne beaucoup plus rapidement que la surface solide. Le vent zonal constitue la composante dominante du vent relatif à la surface, globalement positive (c'est à dire dans le même sens que la rotation de la surface) et dont l'amplitude atteint des valeurs très grandes comparées à la vitesse du sol. Par exemple, le vent zonal atteint 120 m/s environ au sommet des nuages de Vénus pour une vitesse du sol de l'ordre de 2 m/s.

Une autre particularité de la circulation atmosphérique qui peut être comparée entre ces planètes est le vortex polaire. Cette structure se caractérise par la présence, tout le temps (Vénus) ou en hiver seulement (la Terre, Titan) d'un vent zonal fort encerclant la région polaire et l'isolant du reste de l'atmosphère. Les points communs entre le vortex polaire hivernal de Titan et celui de la Terre ont été détaillés dans Flasar et Achterberg (2009) : il se forme à l'automne et disparaît au printemps, le jet encercle une subsidence d'air provenant d'une stratopause chaude vers une basse stratosphère plus froide et isole l'air polaire, bloquant les échanges avec l'air des moyennes latitudes et créant en particulier de forts gradients latitudinaux de composition.

Ce mémoire est donc consacré à l'étude des atmosphères de Vénus et de Titan que j'ai pu mener depuis ma thèse, à la modélisation de leur fonctionnement afin de mieux en comprendre le climat, et en particulier aux mécanismes contrôlant la superrotation. La section suivante présentera les données d'observation sur lesquelles il est désormais possible de s'appuyer pour cette étude. Enfin la dernière section de ce chapitre d'introduction développera l'outil au coeur ce travail : le Modèle de Circulation Générale, ou Modèle de Climat Global, plus connu sous son acronyme anglais : le GCM.

1.2 Un âge d'or pour leur observation

1.2.1 L'ère spatiale

Avant de pouvoir aller les observer de près, notre compréhension des atmosphères de Vénus et de Titan se limitait à quelques caractéristiques globales déduites non sans mal des observations faites depuis la Terre.

L'existence de l'atmosphère de Vénus fut découverte par M. Lomonosov grâce à l'observation depuis la Russie du transit de Vénus devant le Soleil en 1761 (Lomonosov, 1761, Marov et Grinspoon, 1998). Celle-ci avait toutefois déjà été évoquée par William Herschel et Johann Schroter (Grinspoon, 1997). Le fait qu'elle contienne du CO₂ a été mis en évidence au début du vingtième siècle (p. ex. Adams et Dunham, 1932). Le phénomène de superrotation de l'atmosphère, quant à lui, ne fut découvert que dans les années 1960, au début de l'ère spatiale, par des mesures d'effet Doppler lors des descentes des sondes soviétiques Venera 4 à 7 (voir par exemple Schubert, 1983). Des observations depuis la Terre l'ont également montrée (Traub et Carleton, 1975).

Titan a été découvert autour de Saturne en 1655 par l'astronome néerlandais Christian Huygens. La présence d'une atmosphère fut évoquée par l'astronome espagnol Comas Solá en 1908 (Comas Solá, 1908), confirmée par l'observation de bandes d'absorption du méthane dans l'infrarouge par Kuiper (1944).

L'exploration spatiale de la fin du vingtième siècle a permis d'entrevoir la complexité de ces atmosphères. Vénus fut l'objet d'une intense campagne d'exploration depuis les années 1970 jusqu'à la fin des années 1990, par les sondes soviétiques Venera ainsi que par huit sondes américaines dont les plus fructueuses furent Pioneer Venus et Magellan. Plusieurs sondes sont descendues dans l'atmosphère de Vénus jusqu'à la surface et les deux ballons Vega ont séjourné une trentaine d'heures dans les nuages, vers 50 km d'altitude (Blamont, 1987). Une revue complète de cette période d'exploration a été publiée par Marov et Grinspoon (1998). Pour Titan, le véritable bond en avant est venu de la mission interplanétaire Voyager 1 qui approcha Titan le 12 novembre 1980, dont de nombreux résultats ont été rassemblés dans Hunten et al. (1984). Le fait que l'atmosphère soit en superrotation n'a été établi qu'après la mission Voyager 1, avec une première estimation du vent zonal obtenu grâce à l'analyse de l'occultation par Titan de l'étoile 28-Sgr (Hubbard et al., 1993). Le sens de rotation n'étant pas déterminé par cette observation, celui-ci a fait débat dans les années 1990 en raison de la préparation de la descente de la sonde Huygens.

Au début du vingt-et-unième siècle, une seconde vague de missions spatiales dédiées à l'étude de Vénus (la mission européenne Vénus-Express) et du système de Saturne (la mission états-unienne Cassini associée à la sonde européenne Huygens) a apporté – et apporte encore, puisque ces missions ne sont pas encore achevées – une très grande richesse de données nouvelles qui permettent de grandes avancées dans notre compréhension des mécanismes à l'oeuvre dans ces systèmes atmosphériques. Le volume et la qualité de ces données ont permis de rapprocher l'étude de ces atmosphères de celles des atmosphères mieux connues de la Terre et de Mars.

1.2.2 Titan et la mission Cassini-Huygens

La mission Cassini-Huygens s'est envolée le 15 octobre 1997 à destination de Saturne, autour de laquelle elle s'est mise en orbite le 1er juillet 2004. L'orbiteur Cassini est la plus grosse sonde spatiale envoyée vers le système solaire externe. Elle a lâché la sonde Huygens le 25 décembre 2004 et celle-ci est descendue dans l'atmosphère de Titan le 14 janvier 2005, pour se poser à la surface.

Depuis 2004, Cassini a effectué de nombreux survols de Titan (le 91^{ème} aura lieu le 23 mai 2013). Sa mission initiale (2004-2008) a d'abord été prolongée de deux pour observer l'équinoxe de printemps Nord qui a eu lieu le 11 août 2009, puis à nouveau jusqu'en 2017 pour atteindre le solstice d'été Nord (mai 2017), permettant ainsi d'observer les variations saisonnières depuis le basculement de saison autour de l'équinoxe jusqu'au solstice suivant.

Parmi les instruments embarqués à bord de Cassini, les travaux rapportés dans ce mémoire s'appuient essentiellement sur ceux des instruments suivants :

- **CIRS** (Composite InfraRed Spectrometer, Flasar et al., 2004) : ce spectromètre à transformée de Fourier permet de mesurer le spectre infrarouge, la bande 10-600 cm^{-1} sur un détecteur dont le champ de vue est de 4 mrad, les bandes 600-1100 cm^{-1} et 1100-1400 cm^{-1} sur deux plans focaux constitués de 10 détecteurs alignés (chacun avec un champ de vue de 0.3 mrad), permettant une bonne résolution spatiale, en particulier dans l'observation du limbe de Titan. L'analyse des spectres (de résolution 0.5 à 15.5 cm^{-1}) permet de mesurer la température, l'abondance des composés minoritaires

et l'opacité des aérosols.

- **VIMS** (Visual and Infrared Mapping Spectrometer, Brown et al., 2004) : ce spectro-imageur mesure le spectre entre 0.3 et 5.1 μm , avec une résolution spatiale à la surface de l'ordre de 10 à 30 km. Il permet de retrouver les propriétés de la brume, des nuages troposphériques et de la surface de Titan. Il a aussi effectué des occultations solaires qui permettent d'obtenir des contraintes sur la structure verticale de l'atmosphère entre 70 et 900 km d'altitude (en particulier le profil vertical de la brume).
- **UVIS** (UltraViolet Imaging Spectrograph, Esposito et al., 2004) : cet instrument est très utile en mode occultation stellaire pour mesurer la structure de l'atmosphère grâce à l'extinction du spectre ultraviolet en fonction de l'altitude, dans la région entre 400 et 1400 km d'altitude. L'analyse de ces occultations donne accès au profil vertical de la température, de la densité, de l'abondance des composés minoritaires ainsi que de l'opacité de la brume au-dessus des régions sondées par CIRS.
- **ISS** (Imaging Science Subsystem, Porco et al., 2004) : cette caméra à haute résolution spatiale observe Titan dans 19 filtres entre 0.3 et 0.93 μm . Les images de la brume ont une très grande résolution qui pourrait permettre de mesurer des détails structurels fins, comme la présence d'ondes dans la brume.
- **RSS** (Radio Science Subsystem, Kliore et al., 2004) : des occultations radio sont effectuées régulièrement au limbe de Titan, permettant de remonter à la structure atmosphérique, en particulier le profil de température, avec une très haute résolution verticale, entre la surface et 300 km d'altitude.

En ce qui concerne Huygens, les résultats des instruments suivants sont utilisés pour ce mémoire :

- **HASI** (Huygens Atmospheric Structure Instrument, Fulchignoni et al., 2002) : ensemble d'instruments permettant de mesurer la structure de l'atmosphère dès 1400 km avec un accéléromètre. L'analyse de ces mesures donne accès à la densité qui, combinée avec la composition, l'équilibre hydrostatique et l'équation d'état, permet de remonter aux profils de pression et de température. Après le déploiement des parachutes (vers 145 km), HASI a fait des mesures directes de ces deux grandeurs.
- **DWE** (Doppler Wind Experiment, Bird et al., 2002) : cette expérience devait transmettre à Cassini un signal permettant de calculer la vitesse de déplacement horizontal de la sonde, c'est à dire la vitesse du vent. Dû à une erreur de transmission de commande, le récepteur dédié sur Cassini n'a malheureusement pas fonctionné. Toutefois, le signal envoyé par Huygens était capté par des radio-télescopes depuis la Terre et le décalage Doppler de la porteuse a ainsi pu être analysé (Bird et al., 2005), permettant de sauver les résultats de cette expérience et de fournir un profil vertical du vent, de 145 km d'altitude à la surface.
- **DISR** (Descent Imager and Spectral Radiometer, Tomasko et al., 2002) : instrument ayant fourni des images au cours de la descente, permettant l'observation de la morphologie de la surface. Il a également mesuré les champs de rayonnement thermiques et solaires, ainsi que l'opacité des aérosols traversés, permettant de remonter à leur propriétés.
- **GCMS** (Gas Chromatograph and Mass Spectrometer, Niemann et al., 2002) : cet instrument a analysé la composition atmosphérique pour la gamme 2-141 uma, avec une précision atteignant 10^{-8} , à partir du déploiement des parachutes jusqu'à la surface.

Une revue de ces résultats se trouve dans Lebreton et al. (2005).

1.2.3 Vénus et la mission Vénus-Express

Bénéficiant de l'élan des missions Mars-Express et Rosetta, du même design et de la réutilisation de certains instruments, l'ESA a développé en un temps record la mission Vénus-Express. Cette première mission européenne vers Vénus s'est envolée le 9 novembre 2005 pour une mise en orbite autour de Vénus le 11 avril 2006. Depuis et jusqu'en 2015, elle observe en détail le système atmosphérique vénusien, grâce aux instruments suivants :

- **VMC** (Venus Monitoring Camera Markiewicz et al., 2007) : caméra grande-angle avec quatre filtres (à 365, 513, 965 et 1000 nm). Conçue pour fournir le contexte observationnel pour les autres instruments, elle permet d'étudier en détail la morphologie des nuages et, par suivi des contrastes, de mesurer le vent zonal (essentiellement dans l'ultraviolet, donc coté jour, au sommet des nuages). La mesure de l'absorption par CO₂ du signal réfléchi permet d'évaluer l'altitude du plafond nuageux.
- **VIRTIS** (Visible and InfraRed Thermal Imaging Spectrometer Drossart et al., 2007a) : cet ensemble instrumental possède deux canaux pour le spectro-imageur (visible et infrarouge) et un canal infrarouge haute-résolution. VIRTIS-M-vis mesure des images dans la gamme 0.3-1 μ m avec une fente balayant un champ de vue global de 64 \times 64 mrad. VIRTIS-M-IR observe le même champ dans la gamme 1-5 μ m. Le canal haute-résolution VIRTIS-H est colocalisé au centre du champ de vue et mesure le spectre dans la gamme 2-5 μ m. L'analyse des données obtenues permet un très grand nombre d'études sur la structure de l'atmosphère, sa composition, la distribution des nuages, la mesure du vent par suivi des contrastes (en ultraviolet, visible et infrarouge, permettant de sonder différents niveaux dans la couche nuageuse). Les canaux infrarouge étant refroidis par un système à la durée de vie limitée, ils ne fonctionnent malheureusement plus à l'heure actuelle.
- **VeRa** (Venus Radio science Pätzold et al., 2007) : cet instrument permet d'obtenir par occultation radio la structure atmosphérique entre 40 et 90 km, ainsi que les caractéristiques de l'ionosphère. Les profils verticaux de température obtenus ont une très grande résolution verticale permettant une analyse fine de la structure verticale de l'atmosphère et l'étude des ondes de gravité dans cette région.
- **SPICAV** (SPectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Venus Bertaux et al., 2007) : ensemble de trois instruments dans l'ultraviolet et l'infrarouge, héritier de SPICAM embarqué sur Mars-Express, avec l'ajout de SOIR (Solar Occultation IR), canal IR haute-résolution dédié aux occultations solaires. SPICAV a été développé au Latmos, laboratoire avec lequel le LMD a des liens privilégiés au sein de l'IPSL, en particulier en planétologie. Il fonctionne en mode nadir, limbe ou occultations stellaires et solaire. Le canal UV dans la gamme 118-320 nm permet d'étudier l'abondance de SO₂, la distribution de l'absorbant UV au sommet des nuages ou encore les diverses émissions atmosphériques coté nuit. Le canal visible et infrarouge (0.7 à 1.7 μ m) permet d'étudier l'émission thermique du coté nuit, ainsi que les profils verticaux de H₂O, CO₂ et des aérosols.

Le spectromètre à transformée de Fourier PFS qui devait mesurer à haute résolution le spectre dans la gamme 0.9 à 45 μ m n'a malheureusement jamais pu faire de mesures sur Vénus, le miroir rotatif lui permettant de passer de la source de calibration interne à la planète s'étant bloqué au cours de la croisière sur la position interne. La mission est ainsi privée de toute mesure au-delà de 5 μ m.

Je participe à l'analyse de ces données en étant co-investigateur des instruments VIRTIS et SPICAV. Cette participation se situe essentiellement au niveau de la modélisation, grâce au GCM développé pour Vénus, outil que je vais présenter ci-dessous.

1.3 Outil d'étude : le GCM

1.3.1 La modélisation des climats atmosphériques

Développés depuis une cinquantaine d'années pour l'étude du climat de la Terre, les Modèles de Circulation Générale, plus connus sous l'acronyme anglophone GCM, sont des outils numériques qui regroupent les équations de la mécanique des fluides et les résolvent pour la sphère atmosphérique, avec des résolutions spatiales et temporelles variables. Leur développement a suivi l'essor du calcul numérique pour en faire à présent des simulateurs très avancés couplant à l'atmosphère de la Terre l'océan et la biosphère. Le modèle de ce type développé au LMD s'appelle LMDZ (le Z rappelant sa capacité à zoomer sur une région particulière) et depuis environ 25 ans, des versions appliquées aux autres atmosphères telluriques sont également développées. Pour la Terre bien sûr, mais aussi pour Mars, Vénus et Titan, le niveau de raffinement vers lequel on tend actuellement fait qu'on appelle de plus en plus ces modèles des Modèles de Climat Global en conservant le même acronyme. Pour présenter cet outil plus en détail, je m'appuie ici sur un chapitre récemment écrit par mon collègue François Forget et moi-même au sujet de ces GCM planétaires dans un ouvrage à paraître cette année sur la climatologie comparée des planètes telluriques (Forget et Lebonnois, 2013).

Comme ces GCM développés dans un premier temps pour la Terre s'appuient sur des équations générales de la physique, leur application à d'autres systèmes atmosphériques est relativement directe. L'ambition clairement affichée (en particulier par notre équipe) est de tendre vers des simulateurs numériques suffisamment universels pour permettre des prédictions sur n'importe quel type de système atmosphérique, sans trop d'ajustements ad-hoc.

Un GCM prétend donc modéliser complètement un système physique pourtant très complexe. Celui-ci contient un grand nombre de degrés de liberté, fait interagir plusieurs échelles et tend à générer un très grand nombre d'ondes de toutes sortes. Cependant, les processus physiques et dynamiques à l'action peuvent être décrits par un nombre limité d'équations différentielles couplées. En pratique cela se traduit, pour une atmosphère donnée, par l'assemblage d'un certain nombre d'éléments indépendants, chacun conçu pour résoudre un système d'équations différentielles contrôlant un mécanisme donné. L'avantage pour le modélisateur est que ces équations sont souvent valides pour une grande variété de conditions, rendant ces éléments réutilisables d'une atmosphère à l'autre. Les composants minimum requis pour bâtir un GCM sont les suivants (Fig. 1.1) :

1. Un coeur dynamique conçu pour résoudre les équations de Navier-Stokes pour un fluide en mouvement, adaptés à une enveloppe fluide sphérique en rotation.
2. Un module décrivant le transfert du rayonnement à travers un gaz de composition donnée et des aérosols.
3. Une paramétrisation du mélange vertical et du transport dû à la turbulence et

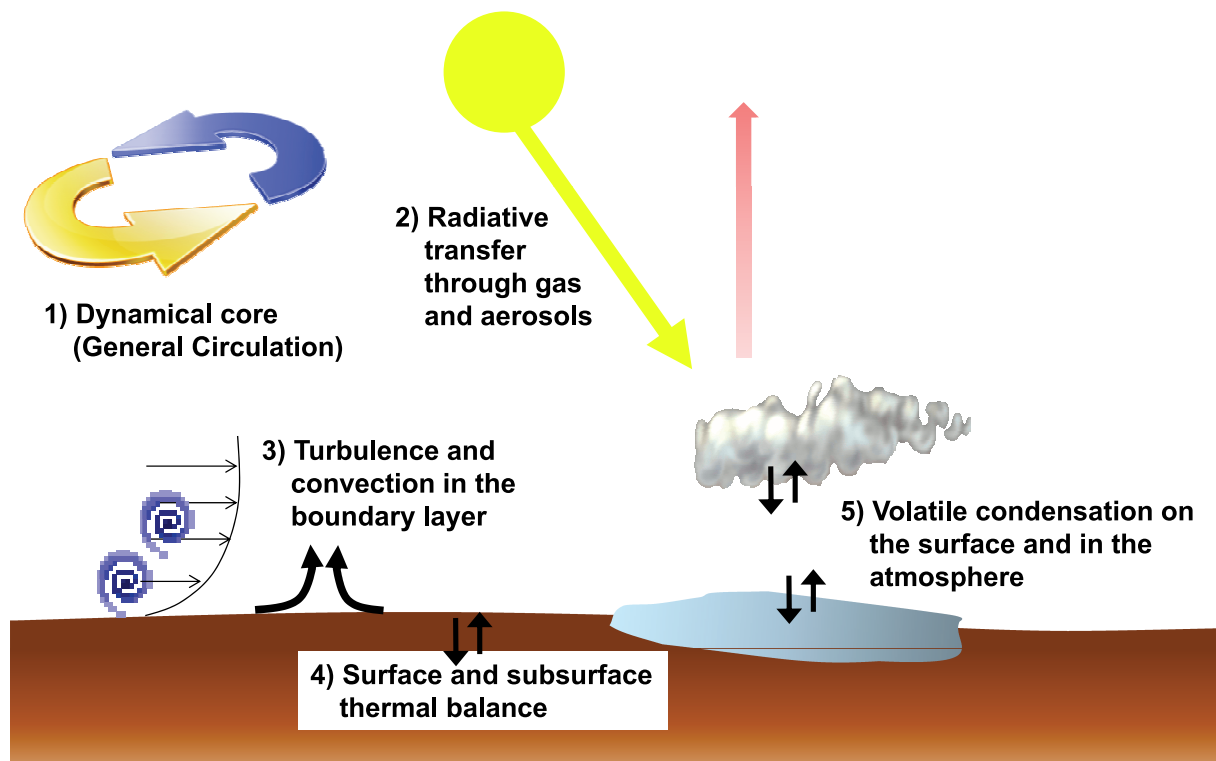


FIG. 1.1 – Les composants essentiels constituant la base d'un modèle de circulation générale (Forget et Lebonnois, 2013).

à la convection, processus de petite échelle qui ne sont pas résolus par le coeur dynamique.

4. Un modèle des échanges de chaleur à la surface et dans le sous-sol.
5. Une description des changements de phase pouvant se produire à la surface et dans l'atmosphère (brumes et nuages).

Il faut ajouter à cette liste un bon nombre de processus qui peuvent être secondaires, utiles seulement dans le cas de certaines atmosphères ou simplement optionnels, comme le soulèvement de poussières minérales en surface, la présence d'un océan, la photochimie, les processus spécifiques à des pressions très basses (thermosphères).

Le coeur dynamique

En plus de résoudre les équations du mouvement discrétisées sur une grille particulière, le coeur dynamique inclut un mécanisme de dissipation de l'énergie au niveau des petites échelles non-résolues par la grille et contient un schéma de transport pour les traceurs. Une revue des problématiques principales associées au design du coeur dynamique est proposée dans le même ouvrage par Dowling (2013). Toutefois, il est à noter que l'application plus générale aux atmosphères planétaires ajoute quelques contraintes développées ci-dessous. L'ensemble des équations nécessaires comporte les trois composantes de l'équation du mouvement, l'équation de continuité pour la densité, l'équation thermodynamique contrôlant la température potentielle (température qu'aurait une parcelle de gaz transportée

de manière adiabatique à une pression de référence), l'équation d'état et les équations du transport des traceurs. Holton (2004) est un bon ouvrage de référence à ce sujet. Ces équations sont souvent simplifiées, mais certaines de ces approximations doivent être revues dans le cas d'applications planétaires :

- L'approximation d'atmosphère mince. On considère souvent que l'épaisseur de l'atmosphère est petite par rapport au rayon de la planète, ce qui permet un certain nombre de simplification. Toutefois, il est nécessaire dans certains cas de revenir sur cette approximation et de concevoir des coeurs dynamiques pour atmosphères "profondes". C'est le cas pour l'atmosphère de Titan, pour laquelle les GCM, même sans prendre en compte la thermosphère, ont un plafond dont l'altitude (500 km pour le GCM du LMD, mais il faudrait monter encore plus haut) représente au moins 20% du rayon solide (2575 km).
- L'approximation hydrostatique. Cette approximation revient à éliminer la propagation verticale d'ondes acoustiques. Elle devient problématique lorsque l'échelle horizontale du modèle se réduit à quelques kilomètres et donc s'approche des modèles dits "mésos-échelle". Elle doit également être revue lorsque le GCM s'aventure haut dans la thermosphère.
- L'expression de la température potentielle. Dans l'atmosphère de la Terre, la chaleur spécifique C_p est indépendante de la température. Cette particularité est utilisée lors de la définition de la température potentielle, grandeur souvent au coeur des équations du noyau dynamique du GCM. Dans certains cas, sur Vénus en particulier, cette hypothèse n'est pas valable et il faut tenir compte de la variation de C_p avec la température, ce qui affecte l'expression de la température potentielle. Je reviendrai plus en détail sur cet aspect dans la section dédiée au GCM Vénus (Section 1.3.3).
- La variation de la composition et de la masse moléculaire moyenne. Certains processus peuvent faire varier de façon significative la composition moyenne de l'atmosphère, par exemple la condensation du composé majoritaire à la surface dans certaines conditions de température. C'est le cas sur Mars où le CO_2 condense au pôle d'hiver pour former une calotte de glace saisonnière, induisant une variation de la masse totale de l'atmosphère de l'ordre de 40%. Cette variation de composition entraîne un enrichissement local en composés non condensable et une variation de la masse moléculaire moyenne de l'atmosphère, ce qui a des conséquences sur la dynamique de l'atmosphère qui doivent être prises en considération dans le GCM.

Pour pouvoir résoudre ces équations, il est nécessaire de les discrétiser sur une grille choisie. Cette nécessité entraîne certaines contraintes, car le GCM a besoin d'être le plus rapide mais aussi le plus précis possible. En particulier, il lui faut respecter un ensemble de propriétés de conservation qui sont valables pour les équations sous leur forme continue, à la fois localement (sous forme de flux) et de façon globale sur le domaine : conservation de la masse, du moment cinétique, de l'énergie, de la vorticité potentielle (une mesure de la rotation d'une particule de fluide, voir par exemple Holton (2004) pour une description complète), ou encore des traceurs. La discrétisation et la résolution des équations sur des intervalles de temps finis induisent une rupture de certaines de ces lois de conservation et le coeur dynamique doit être conçu pour respecter strictement certaines de ces lois. Ce choix est déterminant pour le comportement du GCM dans des circonstances variées. En particulier, nous aborderons au cours de ce mémoire la question de la conservation du moment cinétique, point crucial pour la modélisation des atmosphères en superrotation (Section 3.3).

Le transfert radiatif

Le calcul du transfert de rayonnement solaire et infrarouge à travers l'atmosphère en tenant compte des aérosols et des nuages doit être fait de façon suffisamment précise tout en étant assez rapide pour des simulations sur des échelles de temps parfois longues. C'est un défi majeur dans le développement d'un GCM. Bien que les équations soient a priori les mêmes que pour la Terre, les propriétés radiatives d'une atmosphère donnée doivent être calculées pour les composants particuliers de cette atmosphère, calculs qui nécessitent une hiérarchie de modèles accompagnant le GCM lui-même.

Les propriétés spectroscopiques du mélange de gaz constituant l'atmosphère pour une température et une pression données sont très riches, avec de très nombreuses raies d'absorption dont la forme est souvent incertaine à grande distance du centre de la raie. L'évaluation de ces propriétés spectroscopiques sous une forme acceptable (c'est à dire utilisable avec des temps de calculs raisonnables) nécessite de les moyenner sur des bandes spectrales relativement larges tout en tenant compte de la dispersion des absorptions à l'intérieur de chaque bande.

Une technique utilisée désormais couramment dans ce but est la méthode des *k*-corrélés. Dans celle-ci, les intensités d'absorption monochromatiques calculées par un modèle raie-par-raie sont réorganisées pour pouvoir être ajustées à l'aide d'une fonction analytique et donc décrites à l'aide d'un nombre limité de coefficients. Cette technique est appliquée en particulier dans le GCM version "générique" développé au LMD (Wordsworth et al., 2011).

Dans certaines conditions, essentiellement pour des pressions inférieures au Pascal, l'équilibre thermodynamique local n'est plus valable et les populations des états rotationnels et vibrationnels excités ne peuvent plus être décrites simplement par la température locale de l'air ambiant. Dans ces conditions non-LTE, il faut prendre en compte des processus beaucoup plus complexes pour obtenir les propriétés radiatives, conduisant à une paramétrisation particulière fonction de la composition et de la structure de l'atmosphère (p. ex. pour Mars: Lopez-Valverde et Lopez-Puertas, 1994a,b).

Pour tenir compte de l'interaction du rayonnement avec les particules d'aérosols et les nuages, différentes méthodes sont utilisées. Une méthode désormais très répandue suit l'approche décrite dans Toon et al. (1989) et fait l'hypothèse d'une approximation à deux faisceaux, accompagnée d'une approximation moyenne hémisphérique dans la partie thermique du spectre et d'une approximation delta-Eddington pour représenter la forte diffusion vers l'avant du rayonnement solaire (p. ex. Forget et al., 1999, Richardson et al., 2007). Une autre approche consiste à utiliser un modèle Monte-Carlo pour évaluer non plus les flux radiatifs, mais les échanges nets d'énergie entre deux niveaux donnés de l'atmosphère, rassemblés dans une matrice dite de puissances nettes échangées, PNE (Dufresne et al., 2005, Eymet et al., 2009). Cette solution a l'avantage de décrire de manière pertinente le rôle des différents échanges et la répartition des contributions dominantes. L'application pour Vénus (Eymet et al., 2009) sera décrite un peu plus en détail ci-dessous (Section 1.3.3).

La turbulence et la convection

Les processus de mélange par la turbulence et la convection, en particulier dans la couche limite proche de la surface, sont décrits par des schémas parfois simplifiés, parfois

contenant des paramètres ajustés empiriquement pour la Terre. Il est nécessaire de prendre certaines précautions pour les étendre à d'autres conditions. Par exemple, les conditions proches de la surface dans l'atmosphère martienne sont souvent plus extrêmes que sur Terre et font apparaître les limites des paramétrisations (p. ex. Spiga et Forget, 2009). Nous reverrons plus loin comment la paramétrisation de la couche limite peut affecter la structure thermique et la circulation près de la surface dans le cas de Vénus et Titan, ainsi que les efforts à poursuivre pour une représentation plus réaliste des processus de convection, en particulier dans les nuages de Vénus (Section 4.2).

1.3.2 Un petit historique des GCM de Titan

L'application des GCM à d'autres planètes que la Terre a commencé par l'atmosphère de Mars (Leovy et Mintz, 1969), ainsi que par des exercices où les paramètres astrophysiques de la planète (rayon, vitesse de rotation, obliquité, gravité) étaient modifiés pour étudier l'impact sur le régime de circulation, avec en ligne de mire les atmosphères de Vénus et de Titan et leur mystérieuse superrotation. Ainsi, Del Genio et al. (1993) a modifié la vitesse de rotation et la distribution d'opacité dans un modèle terrestre pour se rapprocher des conditions de l'atmosphère de Titan.

Dans cette partie, je détaillerai un peu l'historique des GCM développés pour Titan, en terminant par les développements les plus récents du GCM Titan de l'IPSL. Je m'appuie ici sur un chapitre de revue (Lebonnois et al., 2013a) écrit récemment pour un livre décrivant la science la plus récente concernant Titan, à paraître en juin 2013 chez Cambridge University Press, ainsi que sur l'article de référence le plus récent décrivant le GCM Titan de l'IPSL (Lebonnois et al., 2012a).

Les débuts

Avec l'avancement des connaissances sur Titan qui a suivi la mission Voyager 1 et les développements théoriques liés par exemple à la connaissance de la composition atmosphérique de Titan et à la modélisation de son transfert radiatif, (c.f. McKay et al., 1989), il est devenu possible de développer une réelle physique spécifique à Titan pour l'introduire dans les GCM.

Le premier GCM de l'atmosphère de Titan a ainsi été développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique (Hourdin et al., 1992, 1995) à partir du coeur dynamique terrestre adapté à Titan et du modèle de transfert radiatif de McKay et al. (1989). Ce GCM est le premier à avoir réussi à reproduire la superrotation de l'atmosphère à partir d'un état initial au repos, avec un vent zonal comparable aux valeurs observées (Hubbard et al., 1993). Ce GCM s'étendait de la surface à environ 250 km d'altitude. Les opacités des brumes et du gaz étaient représentées par un profil vertical horizontalement uniforme.

Ce même modèle radiatif de McKay et al. (1989) a également été utilisé pour le GCM développé à Cologne par Tokano et al. (1999). Ce GCM s'étend de la surface à 300 km d'altitude environ, mais malgré une configuration, une distribution d'opacité et une circulation méridienne similaires au GCM du LMD, ce modèle de Cologne n'est pas parvenu à reproduire la superrotation stratosphérique, avec des vents zonaux qui atteignaient tout juste 15 m/s près du plafond du GCM. Ce modèle a ensuite surtout été utilisé pour étudier la troposphère de Titan (surface à 40 km d'altitude) : le cycle du méthane

(Tokano et al., 2001), l'impact des propriétés de la surface sur les températures du sol (Tokano, 2005) ou encore l'influence des marées gravitationnelles liées à Saturne sur les vents troposphériques et les pressions de surface (Tokano et Neubauer, 2002).

Les modèles de climat bi-dimensionnels

Ces premiers résultats ont rapidement suggéré que les couplages entre la dynamique atmosphérique et les sources d'opacité devaient jouer un rôle important dans le climat de Titan. Cette constatation a favorisé le développement de modèles de photochimie (pour décrire la composition atmosphérique) et de microphysique (pour caractériser la couche de brume), qui furent ensuite couplés à la circulation via leur impact sur le transfert radiatif et leur transport par les vents. Nous développerons ces aspects dans le Chapitre 2.

Le premier modèle de photochimie-transport bi-dimensionnel pour Titan fut publié par Dire (2000). Le modèle dynamique s'appuyait sur un ensemble d'équations TEM (Transformed Eulerian-Mean, voir p. ex. Andrews et al., 1987), mais forçait la structure thermique par une formulation en refroidissement Newtonien (rappel vers un profil thermique pré-déterminé avec une constante de temps fixée). Dans le même temps, je publiai mes travaux de thèse (Lebonnois et al., 2001) sur un autre modèle de photochimie-transport bi-dimensionnel pour lequel la circulation méridienne était modélisée par une approximation analytique de la circulation obtenue par le GCM du LMD de Hourdin et al. (1995). Ces efforts ont démontré le rôle du transport par la circulation méridienne sur les variations latitudinales et saisonnières des abondances stratosphériques des composés trace, sans toutefois aborder la question des mêmes variations pour les aérosols, ni celle de la rétroaction radiative de ces variations sur la circulation.

Pour introduire ce couplage entre circulation et brume dans le GCM du LMD, Rannou et al. (2002, 2004) a développé une version bi-dimensionnelle axi-symétrique (latitude-altitude) du coeur dynamique, nécessaire du fait du coût informatique excessifs des calculs microphysiques dans le GCM complet. L'introduction du modèle microphysique développé pour la brume de Titan au Service d'Aéronomie (maintenant Latmos) dans cette version du GCM du LMD a donné naissance au Modèle de Climat 2D (ou 2D-CM) de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). Pour prendre en compte la région de production des aérosols, le plafond du modèle a été remonté à environ 500 km d'altitude. La réduction à deux dimensions du coeur dynamique a nécessité le développement d'une paramétrisation spécifique pour prendre en compte le mélange horizontal de moment cinétique généré par les ondes barotropes stratosphériques présentes dans le GCM 3D mais absentes de sa réduction bi-dimensionnelle. Cette paramétrisation évaluait les coefficients de mélange à partir du diagnostique de l'instabilité barotrope dans la circulation 2D (Luz et Hourdin, 2003, Luz et al., 2003). Le 2D-CM de l'IPSL a ensuite été modifié pour prendre également en compte le modèle photochimique développé pendant ma thèse (Lebonnois et al., 2003b).

Les développements les plus récents du 2D-CM de l'IPSL sont l'introduction d'un modèle microphysique de nuages troposphériques, avec une description complète du cycle du méthane dans la troposphère de Titan (Rannou et al., 2006). Ces processus troposphériques sont également l'objet d'un autre modèle bi-dimensionnel, développé par Mitchell et al. (2006, 2009). Ce modèle axi-symétrique simplifié, qui s'étend de la surface à la tropopause, n'inclut pas de paramétrisation dédiée aux processus non-axi-symétriques et ne reproduit donc pas la faible superrotation observée dans la troposphère. Le transfert

radiatif dans l'infrarouge s'appuie sur un modèle gris avec des sources d'opacité uniformément réparties et fixes; dans le visible, la variation saisonnière du flux solaire est prise en compte. Ce modèle s'est focalisé sur l'impact des échanges de chaleur latente associés au cycle du méthane, avec un schéma de convection humide. Les nuages ne sont pas inclus, mais un schéma convectif calcule le cycle de condensation/précipitation.

Les développements les plus récents

Depuis l'arrivée de Cassini-Huygens, le GCM de Cologne a été utilisé pour de nombreuses études, la plupart concernant la troposphère de Titan (Tokano, 2009a) : sur les vents de surface au site d'atterrissage de Huygens (Tokano, 2007), sur les vents de surface dans les régions équatoriales, avec l'influence de la topographie et le rôle possible de pics de vents d'ouest à l'équinoxe dans le façonnement des dunes équatoriales (Tokano, 2008, 2010a), sur le possible impact de la présence des lacs et mers sur la météorologie des régions polaires (Tokano, 2009b), ou encore sur la direction du vecteur moment cinétique atmosphérique (Tokano, 2010b).

D'autres GCM ont été développés, souvent sans utiliser de schéma de transfert radiatif. Mingalev et al. (2006) utilise un GCM non-hydrostatique pour simuler la troposphère et la basse stratosphère, mais en imposant une distribution de température dérivée des observations et considérée comme variable. Cette structure thermique ne peut donc s'adapter en réponse à la circulation produite, ce qui élimine un couplage essentiel qui aurait dû, de l'aveu même des auteurs, supprimer rapidement le gradient thermique latitudinal imposé. Ce GCM est ainsi rendu plus diagnostique que pronostique et de façon non surprenante, reproduit les vents observés. Grieger et al. (2004) et Liu et al. (2008) ont utilisé une relaxation vers une structure thermique fixée. Le GCM PUMA (Grieger et al., 2004) se limite à la troposphère; le PGCM (Liu et al., 2008) ne va pas au-dessus de la basse stratosphère. Dans les deux cas, l'utilisation de ce rappel vers la température observée permet à ces modèles de retrouver des circulations plutôt cohérentes avec les observations, cette fois avec un couplage effectif.

Utilisant le même transfert radiatif que pour son précédent modèle bi-dimensionnel, Mitchell et al. (2011) propose cette fois un GCM s'appuyant sur un cœur dynamique 3D de type spectral. La répartition des niveaux verticaux régulièrement en fonction de la pression en fait un GCM essentiellement troposphérique. Ce GCM produit une superrotation robuste, au niveau de celle observée dans la troposphère.

Un autre GCM très récent (Schneider et al., 2012) s'appuie lui aussi sur un transfert radiatif de type gris, avec des profils verticaux d'opacités dans les domaines solaire et infrarouge conçus pour reproduire le flux radiatif solaire et le profil de température observés par la sonde Huygens. C'est aussi un GCM de type spectral essentiellement dédié à l'étude de la troposphère, se focalisant sur le cycle du méthane, prenant en compte un transport éventuel de méthane à la surface et proposant une interprétation de l'accumulation préférentielle du méthane dans les régions polaires nord.

Les GCM présentés ci-dessous incluent tous un module de transfert radiatif complet. Friedson et al. (2009) ont développé une version Titan du Community Atmosphere Model (CAM), GCM développé au NCAR (National Center for Atmospheric Research), mais qui s'est avéré incapable de simuler une superrotation stratosphérique. Ils ont étudié les échanges de moment cinétique entre la surface et l'atmosphère, obtenant une oscillation

semi-annuelle du moment cinétique atmosphérique total. Ils ont également implémenter les marées gravitationnelles de Saturne, mais avec un effet sur les vents de surface beaucoup plus faible que dans le cas du GCM de Cologne. Un module de photochimie est associé à ce GCM, sans toutefois prendre en compte la rétroaction radiative des variations de composition. Ce GCM a la particularité notable d'être le seul GCM de Titan utilisant un transfert radiatif complet qui ne soit pas hérité du modèle de McKay et al. (1989). Les taux de chauffage et de refroidissement calculés avec leur nouveau schéma radiatif sont en bon accord avec les observations, suggérant que celui-ci n'est pas responsable du manque de superrotation.

Le model WRF (Weather Research and Forecasting) du NCAR, à l'origine un modèle méso-échelle, a été étendu pour devenir un véritable GCM complet (Richardson et al., 2007). Une version Titan a été développée qui a finalement donné d'excellents résultats publiés par Newman et al. (2011). TitanWRF utilise également le transfert radiatif de McKay et al. (1989) et a aussi activé les marées gravitationnelles de Saturne.

Le GCM Titan de l'IPSL

Enfin, pour terminer, j'ai récemment réadapté la physique du 2D-CM de l'IPSL sur le coeur dynamique LMDZ le plus récent (Hourdin et al., 2006). Le GCM Titan de l'IPSL est donc désormais opérationnel (Lebonnois et al., 2012a). Le coeur dynamique utilise un schéma en différence finies sur une grille latitude-longitude. Cette discrétisation a été conçue pour conserver l'énstrophie potentielle pour des écoulements barotropiques non-divergents ainsi que le moment cinétique pour des écoulements axi-symétriques. Un filtre longitudinal est appliqué dans les régions polaires (au-dessus de 60° de latitude) pour limiter la résolution effective à celle à 60° et éviter l'effet pervers du rapprochement des méridiens aux pôles sur la stabilité du modèle. La résolution utilisée pour l'instant est de 32 longitudes par 48 latitudes (pour conserver la résolution latitudinale du 2D-CM) mais des tests effectués avec une résolution de 64×48 n'ont pas montré d'impact significatif sur les simulations. La grille verticale du GCM comporte 55 niveaux, en coordonnées hybrides bien que l'absence de topographie en fait effectivement des niveaux de pression constante. Le plafond du GCM est situé aux environs de 500 km. Toutefois, comme tous les autres GCM Titan, il ne prend pas en compte l'épaisseur de l'atmosphère (nous reviendrons sur cet aspect à la Section 4.3). Une couche éponge est appliquée dans les trois derniers niveaux du GCM, freinant les vents vers zéro avec une constante de temps comprise entre 2.5×10^4 s (au sommet) et 1×10^5 s (similaire au 2D-CM). Bien qu'absentes pour les simulations présentées dans Lebonnois et al. (2012a), les marées gravitationnelles de Saturne ont été ajoutées par Benjamin Charnay pour ses travaux de thèse sur la troposphère de Titan (Charnay et Lebonnois, 2012), mais leur influence est très faible.

Par rapport à la physique du 2D-CM, les différences sont limitées :

- Le transfert radiatif en 3D permet de prendre en compte le cycle diurne.
- Le schéma de couche limite a été modifié pour une paramétrisation de type Mellor et Yamada (1982), décrite en détail dans l'Appendice B de Hourdin et al. (2002). La valeur du coefficient de frottement à la surface a été ajusté pour correspondre à celle obtenue à partir des données Huygens, $C_d = 2.8 \times 10^{-3}$ (Tokano et al., 2006).
- L'inertie thermique de la surface a été réglée à $I = 2000 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-0.5} \text{ K}^{-1}$, mais ce paramètre joue un rôle non négligeable sur le cycle saisonnier de la température de surface.

- Bien qu'ayant fait des progrès en terme de temps de calcul, il reste nécessaire de ne calculer les tendances microphysiques et photochimiques en moyenne longitudinale (et donc en moyenne diurne). Les champs 3D sont donc moyennés avant passage dans ces modules, puis les tendances sont converties vers les champs 3D proportionnellement à la valeur du champ à une longitude donnée. Toutefois, seules les tendances calculées par les modules microphysique et photochimique sont ainsi moyennées. Les traceurs (particules et composés gazeux) eux-mêmes sont transportés en tant que champs 3D.
- La prise en compte de la microphysique des nuages dans le GCM 3D en est à ses débuts. C'est un travail qui a été initié au cours de la thèse de Jérémie Burgalat et qui doit se poursuivre sur un postdoc financé par le projet ANR Apostic, coordonné par Pascal Rannou.

Pour développer le GCM Titan, mais aussi celui de Vénus, j'ai coordonné de novembre 2007 à août 2011 le projet Exoclimats, financé par l'ANR, impliquant le LMD (dynamique atmosphérique), le Latmos (microphysique, photochimie), le Laplace (Toulouse, transfert radiatif) et le LPGN (Nantes, observations Cassini).

1.3.3 Un petit historique des GCM de Vénus

Je vais aborder maintenant les efforts faits pour la modélisation de l'atmosphère de Vénus, en m'appuyant sur un chapitre de revue (Lewis et al., 2013) écrit pour le livre synthèse d'un groupe de travail réuni entre 2008 et 2011 à l'International Space Science Institute (ISSI) sur l'étude du climat de Vénus. Je m'attarderai plus particulièrement sur les travaux fait au LMD pour le développement de notre GCM Vénus (Eymet et al., 2009, Lebonnois et al., 2010a).

Les premières tentatives

Le premier modèle de la circulation atmosphérique de Vénus fut publié par Kalnay de Rivas (1975). Il s'agissait d'un modèle bi-dimensionnel, également étendu à trois dimensions en ajoutant quelques termes d'ondes longitudinales (méthode spectrale) au modèle de grille du plan méridien. Ce modèle avait une faible résolution (18 latitudes) et ne fut intégré que pour une rotation de Vénus (environ 240 jE). Il produisait une circulation méridienne avec deux cellules équateur-pôle (type Hadley).

Young et Pollack (1977) publièrent un GCM ayant apparemment un grand succès pour reproduire les observations. Ce modèle utilisait 16 à 32 niveaux verticaux régulièrement répartis de la surface à 64 km d'altitude, avec une résolution en différences finies sur la verticale et en harmoniques sphériques pour l'horizontale. Toutefois, Rossow et al. (1980) signalèrent que ce modèle présentait des problèmes sérieux de conservation de moment cinétique (voir Section 3.3), ainsi que d'autres problèmes techniques liés à la troncature employée.

Après la mission Pioneer-Venus (1978, mais l'orbiteur a survécu jusqu'en 1992), deux GCM furent publiés, Rossow (1983) et Mayr et Harris (1983). Le premier a utilisé une version modifiée pour Vénus du GCM terrestre du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory), GCM spectral (15 nombres d'ondes) sur 9 niveaux verticaux. Pour des simulations de durée supérieure à 5000 jE, les vents produits par ce GCM sont 3 à 5 fois plus faibles qu'observés. Le second était aussi un GCM spectral. Mayr et Harris (1983)

ont étudié le phénomène de superrotation en faisant varier de nombreux paramètres de leur GCM, obtenant des vents jusqu'à 100 m/s dans certains cas.

Le renouveau des années 2000

Au début des années 2000, de nouveaux GCM ont été adaptés pour Vénus. Outre le modèle du LMD qui sera présenté ci-dessous, des GCM Vénus sont actuellement développés au Japon, en Grande-Bretagne et aux Etats-Unis.

Au Japon, de nombreux travaux récents utilisent un GCM de type spectral développé pour la Terre au CCSR/NIES (Center for Climate System Research/National Institute for Environmental Study). La grille verticale du GCM est de 50 niveaux allant de la surface à 95 km d'altitude environ. La résolution horizontale utilisée va de 32×16 (troncature T10) pour les premiers travaux (Yamamoto et Takahashi, 2003a) à 64×32 (troncature T21) pour suivants (Yamamoto et Takahashi, 2003b, 2004, 2006). Le transfert radiatif est simplifié, avec une distribution méridienne imposée du taux de chauffage solaire et un refroidissement de type newtonien. Pour obtenir une superrotation satisfaisante, ce GCM doit imposer des taux de chauffages peu réalistes dans l'atmosphère profonde, et des contrastes thermiques équateur-pôle trop élevés par rapport aux données déduites des observations. Les capacités de calcul le permettant, les simulations effectuées sont désormais longues, ici de l'ordre de 50000 jE (soit plus de 400 jV). Ikeda et al. (2007) présentèrent l'addition d'un transfert radiatif complet à ce même GCM. C'est le premier GCM ayant un transfert radiatif plus réaliste, dont les résultats sont très proches de ceux obtenus avec le GCM Vénus du LMD.

En Grande-Bretagne, Lee et al. (2005) commença le développement d'un GCM utilisant un forçage radiatif de type newtonien, sur la base du modèle HadAM3 (UK Meteorological Office Hadley Centre Atmospheric Model), GCM de type différences finies avec une résolution de $5^\circ \times 5^\circ$ et 32 niveaux verticaux. Ce GCM a évolué avec plusieurs travaux suivants (Lee et al., 2007, Lee et Richardson, 2010), et le développement d'un module de transfert radiatif pendant la thèse de Joao Mendonca à Oxford (Mendonca et al., 2010). Un autre GCM anglais est en développement à l'Open University, avec un coeur dynamique de type spectral similaire à un modèle utilisé pour Mars (Lewis et Read, 2003). Les troncatures utilisées pour les premières simulations sont T21 et T42, avec une résolution verticale variable entre 32 et 200 niveaux, de la surface à 100 km d'altitude.

Aux Etats-Unis, plusieurs travaux ont été effectués avec différents GCM adaptés pour Vénus depuis une petite dizaine d'années, toujours avec des transferts radiatifs simplifiés similaires aux précédents. Le GCM EPIC a été adapté pour Vénus par Herrnstein et Dowling (2007), étudiant pour la première fois l'impact de la topographie de Vénus sur les résultats du GCM. Le modèle ARIES/GEOS du GSFC (NASA Goddard Space Flight Center) a été utilisé dans des conditions similaires (mais sans topographie) par Hollingsworth et al. (2007). Là encore, l'obtention de la superrotation était conditionnée à l'utilisation de taux de chauffage non réalistes. Le même groupe a poursuivi un nouveau projet, en adaptant le modèle CAM du NCAR. Le coeur dynamique utilisé est en volumes finis et du fait d'une dissipation particulièrement handicapante dans certaines conditions, nécessite des simulations à haute résolution spatiale. Parish et al. (2011) ont donc utilisé une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, résolution beaucoup plus élevée que tous les autres travaux sur Vénus et Titan. A noter que Friedson et al. (2009), qui a utilisé le même coeur dynamique pour un GCM Titan, n'a pas utilisé une telle résolution... A Ashima Research, Lee

et Richardson (2010) ont comparé trois coeurs dynamiques différents utilisant la même physique. Dans le même groupe, une version Venus du GCM planétaire WRF est adaptée et ils ont mis d'importants efforts dans le développement d'un module de transfert radiatif complet Lee et Richardson (2011).

Le GCM Vénus du LMD

Le projet de développement d'une version Vénus du GCM LMDZ a débuté vers 2002, avec une première étape qui a consisté à créer un module de transfert radiatif en utilisant (pour la partie infrarouge) une formulation en puissances nettes échangées (Eymet et al., 2009). Le défi dans le transfert radiatif de Vénus vient de l'opacité très élevée de l'atmosphère due au CO₂ et aux nuages. Ce travail a bénéficié de développements théoriques, en particulier pour le transfert infrarouge en conditions extrêmes d'absorption et de diffusion (Eymet et al., 2005).

Avant d'envisager le calcul de la matrice des puissances nettes échangées (PNE), il convient de rassembler les données spectrales nécessaires au calcul des opacités. Le spectre infrarouge entre 1.71 et 250 μm est divisé en 68 bandes étroites. Pour le gaz, un calcul de coefficients k-corrélés est effectué pour chaque niveau de l'atmosphère, en utilisant un profil thermique (Seiff et al., 1985) et une composition de référence (von Zahn et Moroz, 1985, de Bergh et al., 2006, Bezaud et de Bergh, 2007). Le problème de l'incertitude des profils de raies lointains (et de leur troncature) dans les conditions de température élevée de l'atmosphère profonde de Vénus se reporte sur un paramètre difficilement contraint, le continuum (qui contient liée à l'opacité induite par collision) qui est ajouté à l'opacité des raies. En pratique, ce continuum a été ajusté pour obtenir une température dans l'atmosphère profonde qui soit en accord avec les observations. Pour l'opacité des nuages, le modèle de distribution de particules développé par Zasova et al. (2007) est utilisé. Il s'appuie sur les données des sondes Venera 15 et 16 et sur les ballons Vega 1 et 2. Les opacités ainsi prises en compte sont pour l'instant considérées comme uniformes horizontalement.

La matrice de PNE est ensuite calculée grâce à un code Monte-Carlo nommé Karine, développé par Vincent Eymet. Ce code est adapté pour tenir compte d'opacités pouvant être localement très élevées, à la fois en absorption et en diffusion. La matrice intégrée sur toutes les bandes spectrales est présentée et discutée Fig. 1.2.

Pour prendre en compte cette formulation du transfert infrarouge dans le GCM, il faut tenir compte de manière rapide de la dépendance en température de la matrice des PNE $\Psi_{nb}(i, j)$ (où nb est la bande spectrale). On définit donc un coefficient

$$\bar{\xi}_{nb}(i, j) = \frac{\Psi_{nb}(i, j)}{B_{nb}(j) - B_{nb}(i)} \quad (1.1)$$

où $B_{nb}(i)$ et $B_{nb}(j)$ sont les valeurs de la fonction de Planck aux températures \bar{T}_i et \bar{T}_j moyennées en masse sur les couches i et j (Dufresne et al., 2005). En supposant que les propriétés spectrales du gaz et des nuages ne dépendent pas de la température et que leurs distributions restent constantes, le calcul des coefficients $\bar{\xi}_{nb}^{ref}(i, j)$ se fait donc une seule fois et les valeurs de $\Psi_{nb}(i, j)$ sont évaluées dans le GCM à partir de la matrice des $\bar{\xi}_{nb}^{ref}(i, j)$ et des fonctions de Planck évaluées à partir des températures moyennes des cellules du GCM.

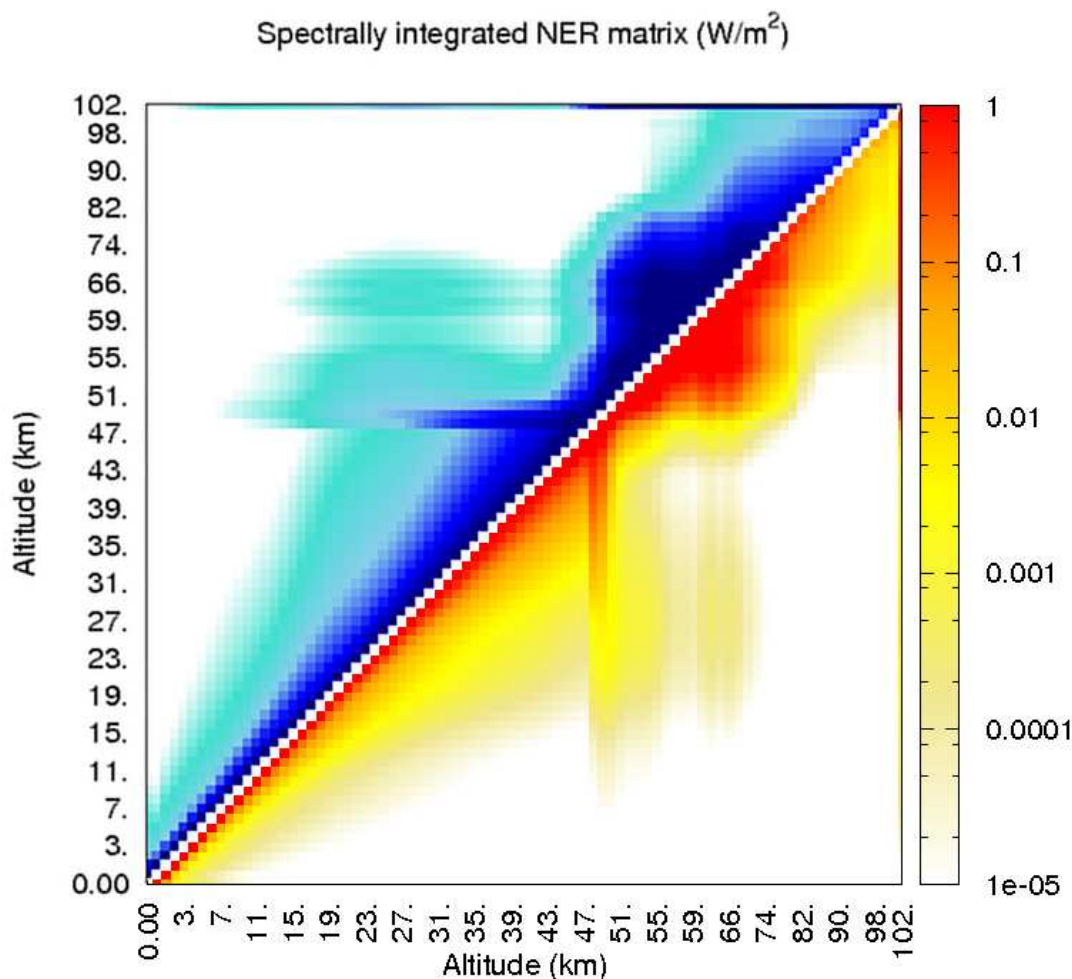


FIG. 1.2 – La matrice des PNE intégrées en longueurs d’onde sur le domaine $1.71\text{-}250\ \mu\text{m}$ calculée pour l’atmosphère de Vénus par le code Monte-Carlo Karine est présentée ici. Chaque élément $\Psi(i, j)$ représente la puissance nette (en W/m^2) échangée par les couches atmosphériques i et j , définie par $\Psi(i, j) = E_{ji} - E_{ij}$, où E_{ji} est la puissance émise par la couche j et absorbée par la couche i , et inversement. Les éléments en couleurs chaudes sont négatifs, ceux en couleurs froides sont positifs, la matrice étant anti-symétrique. On a ainsi accès au taux de chauffage d’un élément de l’atmosphère i en sommant sur tous les niveaux j : $\zeta(i) = \sum_{j=0}^{m+1} \Psi(i, j)$. La première ligne (en bas) représente les échanges entre le sol et tous les autres niveaux de l’atmosphère, son intégration donne le taux de chauffage du sol. Ces échanges sont négatifs, indiquant que le sol se refroidit par échange radiatif avec l’atmosphère (et en particulier les couches les plus proches). La dernière ligne (en haut) représente les échanges entre l’espace et les différents niveaux de l’atmosphère, son intégration donne le refroidissement vers l’espace de l’atmosphère, positif puisque l’espace est ainsi chauffé par l’atmosphère. On voit nettement que la base de la couche nuageuse est fortement chauffée par l’atmosphère au-dessous, tandis que le reste du nuage se refroidit par échanges avec les couches supérieures et vers l’espace. Cette situation génère une forte instabilité convective entre 48 km (base du nuage) et environ 55 km (pic du taux de refroidissement dans le nuage). D’après Eymet et al. (2009).

Le GCM de Vénus du LMD a été publié par Lebonnois et al. (2010a). Il utilise le même coeur dynamique que celui utilisé pour Titan. La résolution la plus couramment utilisée dans les simulations pour le moment est de 48 longitudes \times 32 latitudes. La grille verticale compte 50 niveaux hybrides, dont la pression est évaluée par $p(j) = ap(j) + bp(j) \times p_{surf}$, où ap et bp sont des coefficients fixes et p_{surf} est la pression de surface. Pour Vénus, le GCM prend en compte la topographie haute-résolution obtenue par la mission Magellan (http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/magellan/shadr_topo_grav/index.htm; Ford et Pettengill, 1992), lissée pour la résolution effective du GCM.

Pour le transfert radiatif, outre la formulation détaillée ci-dessus pour l'infrarouge, le GCM utilise pour le flux solaire une table précalculée (Crisp, 1986) donnant le flux net en fonction de l'angle solaire zénithal. Celui-ci est évalué pour chaque cellule du modèle et le flux correspondant est interpolé à partir de la table. Le cycle diurne est donc pris en compte au cours des simulations. Un nouveau calcul du flux solaire nous permettant d'avoir une meilleure cohérence entre le solaire et l'infrarouge, en particulier en terme de structure du nuage, est toujours à l'étude. Par ailleurs, la prise en compte des variations de la structure du nuage avec la latitude, mises en évidence par les observations de Vénus-Express (p. ex. Wilson et al., 2008) n'est pas faite pour l'instant. Il est possible dans un premier temps de calculer des matrices de coefficients PNE qui dépendent de la latitude, mais nous ne disposons pas encore d'un modèle de distribution de particules qui soit valable dans les régions polaires.

Dans les régions qui deviennent convectivement instables (en particulier dans le nuage, entre 48 et 55 km environ), un ajustement convectif simple est fait pour mélanger l'enthalpie potentielle et maintenir la température au profil adiabatique sur l'ensemble de la couche instable. Le modèle de sol utilise une inertie thermique de $I = 2000 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-0.5} \text{ K}^{-1}$, typique de roches basaltiques.

Pour la paramétrisation de la couche limite, les simulations publiées dans Lebonnois et al. (2010a) utilisent une ancienne version. Depuis, la formulation mise en place également dans le GCM Titan (Mellor et Yamada, 1982) a été implémentée. Elle modifie la structure thermique de l'atmosphère la plus profonde de manière significative. J'y reviendrai dans la Section 4.2.

L'atmosphère de Vénus possède une particularité que le coeur dynamique ne prenait pas en compte. La chaleur spécifique C_p de l'atmosphère varie en fonction de la température, depuis une valeur de 738 J/kg/K à 100 km d'altitude à 1181 J/kg/K près de la surface (Seiff et al., 1985). Cette variation de C_p affecte les échanges d'énergie dans l'atmosphère et en particulier le gradient adiabatique. La dépendance de C_p en fonction de la température peut être approchée (à 1% près) par l'expression :

$$C_p(T) = C_{p0} \times \left(\frac{T}{T_0} \right)^\nu, \quad (1.2)$$

avec $C_{p0} = 1000 \text{ J/kg/K}$, $T_0 = 460 \text{ K}$, et $\nu = 0.35$.

Cette prise en compte affecte cependant une grandeur prognostique essentielle du coeur dynamique, la température potentielle. Celle-ci est définie par la relation

$$\int_\theta^T C_p \frac{dT}{T} = \int_{p_{ref}}^p R \frac{dp}{p} \quad (1.3)$$

(R is the atmospheric gas constant), issue du premier principe de la thermodynamique.

Quand C_p est une constante en fonction de la température, l'Eq. 1.3 permet d'obtenir l'expression classique de la température potentielle, $\theta = T \times (p_{\text{ref}}/p)^\kappa$, avec $\kappa = R/C_p$. Mais ceci n'est plus valable quand C_p dépend de la température. En introduisant l'Eq. 1.2 dans l'Eq. 1.3, on en déduit

$$\int_{\theta}^T \frac{T^{\nu-1}}{T_0^\nu} dT = \frac{R}{C_{p0}} \ln \frac{p}{p_{\text{ref}}}, \quad (1.4)$$

d'où (pour $\nu \neq 0$)

$$\frac{1}{\nu T_0^\nu} (T^\nu - \theta^\nu) = \ln \left(\frac{p}{p_{\text{ref}}} \right)^{\kappa_0}, \quad (1.5)$$

où $\kappa_0 = \frac{R}{C_{p0}}$. Ceci conduit à une nouvelle expression pour la température potentielle :

$$\theta^\nu = T^\nu + \nu T_0^\nu \ln \left(\frac{p_{\text{ref}}}{p} \right)^{\kappa_0}. \quad (1.6)$$

Cette nouvelle formulation a été implémentée dans le coeur dynamique, en vérifiant qu'aucune des propriétés de celui-ci n'était affectées par cet ajustement.

Chapitre 2

Couplages

2.1 Mécanismes : Transfert radiatif et transport

Pour étudier les systèmes atmosphériques, les premiers modèles s'intéressaient soit à la dynamique en maintenant les sources d'opacité constantes (p. ex. Hourdin et al., 1995, Del Genio et Zhou, 1996), soit à la photochimie (p. ex. Toublanc et al., 1995, Mills et Allen, 2007) ou à la microphysique des brumes et nuages sur une colonne (p. ex. Cabane et al., 1992, Rannou et al., 1995, James et al., 1997), en simplifiant le transport par une simple diffusion verticale, en ajustant le profil du coefficient de diffusion turbulente, souvent noté K_z .

Pourtant, les interactions entre la distribution des sources d'opacité (gaz, particules) et la dynamique sont vite apparues comme indispensables à prendre en compte si on veut pouvoir expliquer les observations (p. ex. pour Titan Bézard et al., 1995, Hutzell et al., 1996). En effet, la distribution de l'opacité influence le transfert radiatif, qui est au coeur du moteur de la dynamique atmosphérique, laquelle transporte les particules et mélange les composés trace du gaz, bouclant la rétroaction en redistribuant ainsi l'opacité.

Une interaction supplémentaire est à prendre en compte : la brume ou les nuages se forment à partir des composés trace présents dans le gaz. Inversement, des réactions chimiques hétérogènes peuvent avoir lieu à la surface des aérosols. Ce sont les deux facettes du couplage entre la photochimie et la microphysique, qui peut également influencer le système atmosphérique complet.

Je présenterai en détail dans la suite de ce chapitre les travaux que j'ai effectué dans ce domaine depuis ma thèse, dont c'était déjà le thème. Je parlerai essentiellement des atmosphères de Vénus et de Titan, mais il faut noter que ces principes sont généraux et ces couplages ont lieu dans toutes les atmosphères. Par exemple, dans l'atmosphère martienne, ces mécanismes sont visibles dans l'étude de la distribution de l'ozone, entre autre par le lien qui existe entre les radicaux OH (issus de la photodissociation de l'eau) et l'abondance de l'ozone. Pour celle-ci, le transport de l'eau est donc déterminant. J'évoquerai cet exemple martien dans la Section 2.2.3.

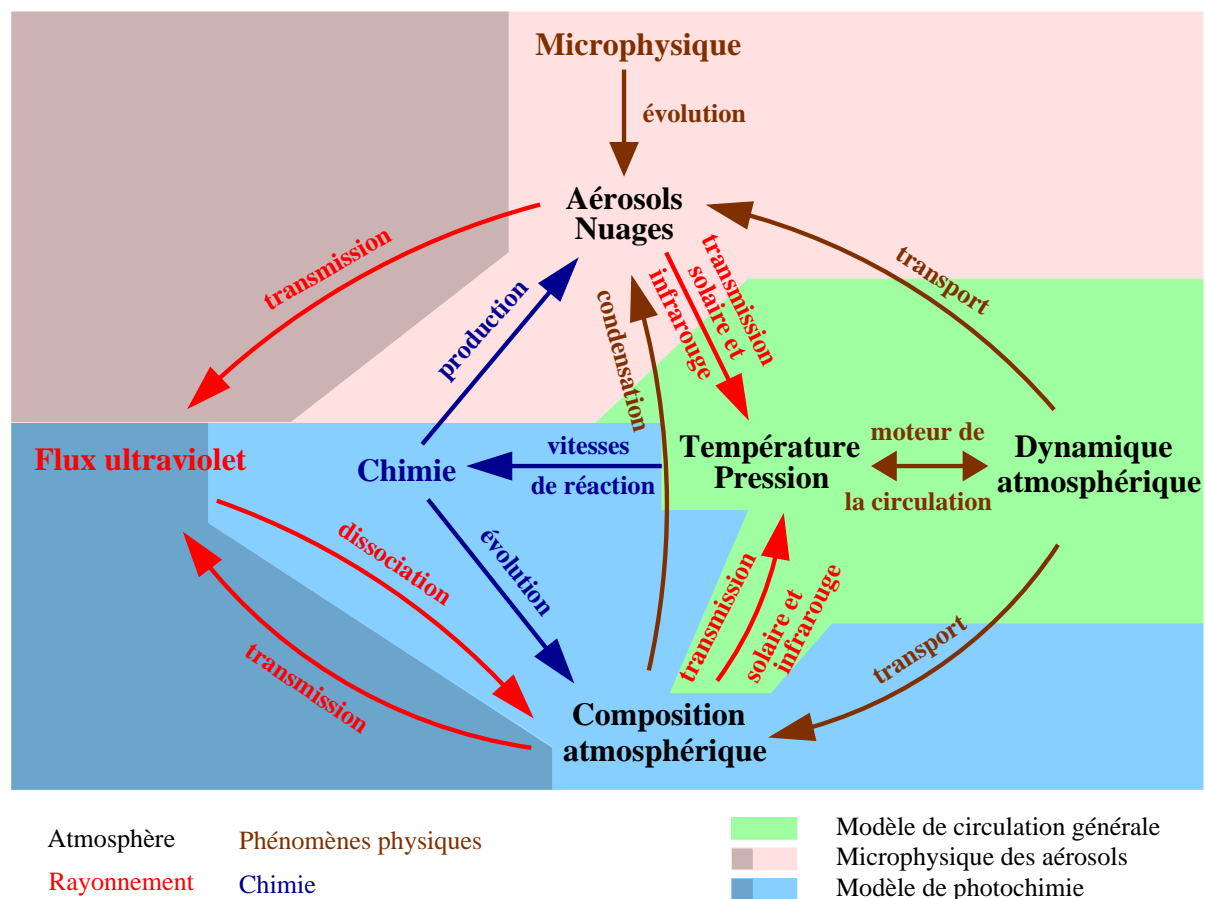


FIG. 2.1 – Schéma résumant l'ensemble des couplages qu'il faut prendre en compte pour modéliser complètement un système atmosphérique. Il ne s'agit pas ici de détailler tous les processus physiques à l'oeuvre mais de mettre l'accent sur les couplages entre dynamique atmosphérique, photochimie et microphysique (brumes ou nuages).

2.2 Photochimie-Dynamique

2.2.1 Introduction de la photochimie dans le GCM Titan

Comment la dynamique façonne les distributions de composés

Pendant ma thèse, j'ai montré que pour comprendre les variations latitudinales de composition observées dans la stratosphère de Titan, les modèles photochimiques uni-colonne ne suffisait pas, même en prenant en compte les conditions différentes en fonction de la latitude (Lebonnois et Toubanc, 1999, Lebonnois, 2000). De même, les profils verticaux typiques observés par l'instrument CIRS/Cassini au limbe de Titan dans la stratosphère nécessitent de prendre en compte le mélange de grande échelle induit par la circulation méridienne. Il est cependant possible de continuer à travailler sur une seule colonne en modifiant le coefficient de diffusion turbulente pour accentuer ce mélange stratosphérique (Lebonnois et al., 2003a, Lavvas et al., 2008b). La prise en compte de la circulation méridienne dans un modèle photochimie-transport bi-dimensionnel a permis de démontrer le rôle de cette circulation sur les distributions des composés trace dans la stratosphère

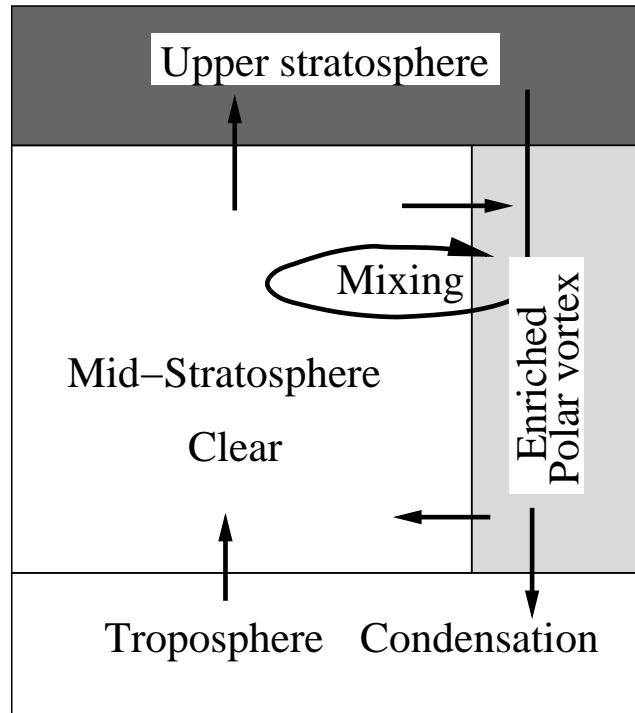


FIG. 2.2 – Principe de l'interaction entre transport et abondance des espèces chimiques dans l'atmosphère de Titan. Les contrastes horizontaux induits par des mouvements verticaux sont le résultats de l'équilibre entre l'intensité de la circulation, celle du mélange horizontal par les ondes et les constantes de temps chimiques. Ce principe est assez général : le transport par la circulation méridienne d'une espèce chimique présentant un gradient vertical permet également d'expliquer les contrastes latitudinaux observés sous les nuages dans l'atmosphère de Vénus pour CO et OCS, vers 30 à 40 km d'altitude. D'après Hourdin et al. (2004).

(Lebonnois et al., 2001).

J'ai donc introduit le modèle photochimique développé pendant ma thèse dans le 2D-CM développé au LMD avec lequel nous avons fait l'étude publiée par Hourdin et al. (2004), puis une comparaison approfondie aux données CIRS/Cassini (Crespin et al., 2008). Il est maintenant présent dans le GCM Titan de l'IPSL. Comme le plafond du modèle se situe vers 500 km, au-dessous des principales régions de production photochimique (plutôt 600-800 km), il faut tenir compte d'une condition au sommet du modèle pour simuler l'apport des composés depuis la haute atmosphère. Cette condition peut être de fixer un flux vertical pour chaque composé dans la dernière couche du GCM (déterminé à partir du modèle photochimique 1D), ou encore de fixer la valeur de la fraction molaire pour chaque composé au plafond du modèle. Il y a peu de différence entre l'emploi de l'une ou de l'autre de ces deux conditions, qui permettent d'ajuster la valeur moyenne de l'abondance stratosphérique d'un composé. Il est également possible de prendre en compte les variations latitudinales et temporelles de la condition aux limites. Une comparaison entre les profils latitudinaux modélisés et observés pour les hydrocarbures et nitriles principaux de la stratosphère de Titan est présentée Fig. 2.3, ici dans le cas d'un flux imposé en haut variable en fonction de la saison et de la latitude.

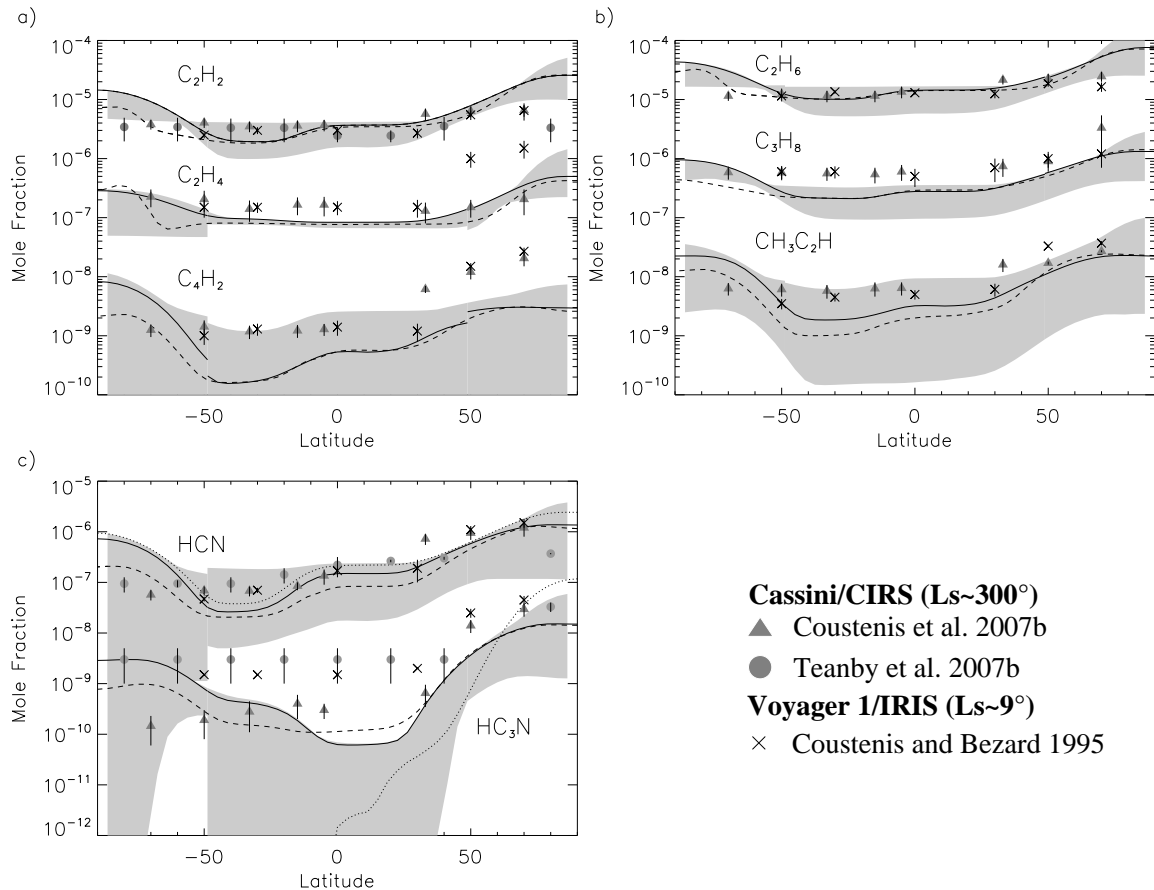


FIG. 2.3 – Comparaison entre les profils latitudinaux d'abondance (fractions molaires) modélisés et observés pour les principaux hydrocarbures et nitriles de la stratosphère de Titan. Les croix correspondent aux observations de IRIS/Voyager 1 analysées par Coustenis et Bézard (1995). Ce survol a été fait peu après l'équinoxe de printemps nord, l'hémisphère nord sort donc de l'hiver. Les cercles et les triangles correspondent aux données CIRS/Cassini analysées par deux groupes différents (Coustenis et al., 2007, Teanby et al., 2007). Les observations sont cette fois faites au cours de l'hiver nord. Dans ces observations, les fonctions de poids sont maximales à différents niveaux de pression selon le composé. Ces niveaux sont utilisés pour extraire les profils correspondant modélisés par le 2D-CM : les lignes en tirets pour les données de l'époque Voyager 1, les lignes continues pour celles de Cassini, analysées par Coustenis et al. (2007), celles en pointillés par Teanby et al. (2007). Les zones grisées englobent les profils du modèle ($L_s \sim 300^\circ$) pour l'ensemble des pressions correspondant à la largeur à mi-hauteur de la fonction de poids données par Coustenis et al. (2007). D'après Crespin et al. (2008).

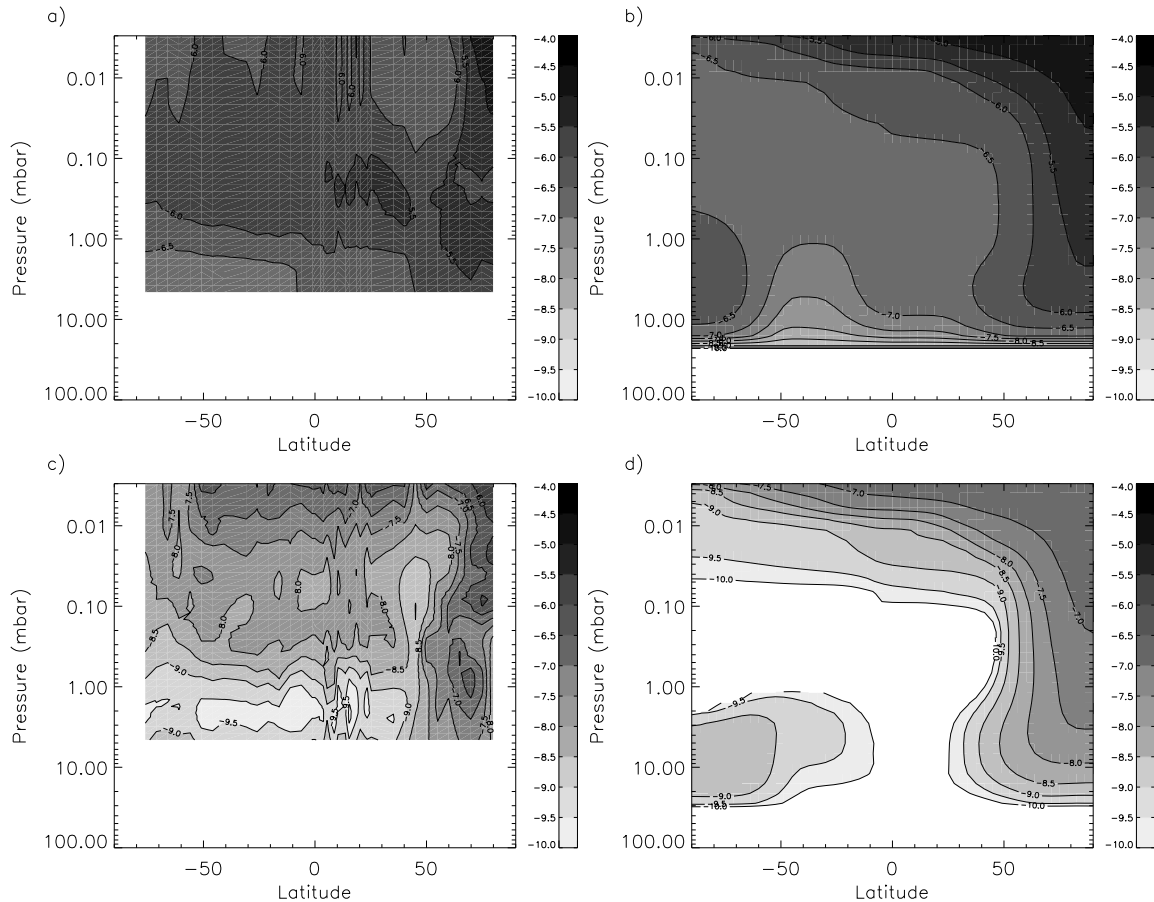


FIG. 2.4 – Les distributions méridiennes de HCN et HC_3N obtenues avec l’analyse des données CIRS/Cassini faite par Teanby et al. (2007) (a,c) sont comparées à celles modélisées par le 2D-CM, pour la période correspondante de l’hiver nord (b,d). Le mélange par la circulation grande échelle dans l’ensemble de la stratosphère est visible, ainsi que l’enrichissement associé à la subsidence sur la région polaire nord. D’après Cresspin et al. (2008).

La condensation est calculée à partir d’un profil de saturation qui est évalué pour l’instant au début de la simulation, à partir d’un profil thermique idéalisé (Lellouch et al., 1989). Il est possible de relaxer cette approximation en réévaluant la saturation au cours du temps.

La distribution des composés est beaucoup plus simple à observer pour une mission spatiale que la distribution des vents méridiens. L’équilibre qui s’établit entre transport, photochimie et dans certains cas condensation permet donc d’apporter des contraintes essentielles sur la circulation à partir de l’observation des composés trace. Pour interpréter ces distributions, le GCM se doit de produire une circulation méridienne réaliste. Par exemple, un défaut du 2D-CM de Titan est illustré sur les Figs. 2.3 et 2.4 par la présence d’un appauvrissement en plusieurs composés dans les régions des moyennes latitudes sud (hémisphère d’été). Cet appauvrissement s’explique par une remontée d’air depuis la troposphère, air qui a été appauvri en composés par leur condensation dans l’hémisphère d’hiver (ce qui n’est pas le cas pour C_2H_4 qui ne condense pas). Cet appauvrissement se voit ici aux pressions correspondant aux observations, alors que ce n’est pas le cas dans

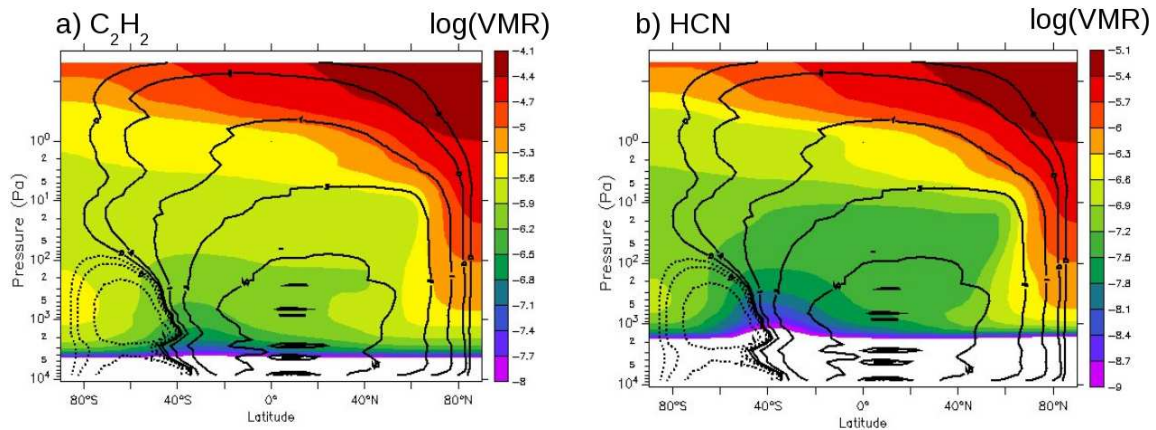


FIG. 2.5 – Les distributions méridiennes C_2H_2 et HCN montrées ici ont été obtenues avec le GCM Titan de l’IPSL. Les contours en noir représentent la fonction de courant, donc les lignes de courant de la circulation méridienne à l’époque de l’arrivée de Cassini ($L_s \sim 300^\circ$). Les lignes continues indiquent une rotation dans le sens horaire, les pointillés dans le sens trigonométrique. La petite cellule secondaire sur le pôle sud, qui était présente dans les simulations 2D, est toujours visible dans cette simulation 3D. La structure du vortex polaire est un peu plus serrée que dans le cas 2D (voir Fig. 2.4) en particulier vers 10 Pa (environ 300 km d’altitude), ce qui est un peu plus en accord avec les profils observés.

les données, sauf peut-être pour HCN, traduisant une ascendance plus forte que dans l’atmosphère réelle. De même, la présence d’un enrichissement maintenu sur le pôle d’été est associé à la présence dans le 2D-CM d’une petite cellule secondaire qui maintient une subsidence à cet endroit et conserve ainsi une partie de l’enrichissement établi pendant l’hiver. Une indication de cet enrichissement résiduel a été observé depuis la Terre pour C_2H_4 par Roe et al. (2002). Toutefois, les données les plus récentes de Cassini ne confirment pas cette caractéristique.

Le vortex polaire d’hiver sur Titan

La circulation observée (de manière indirecte) dans la stratosphère affiche dans la région polaire hivernale un jet intense de vent zonal, dont je reparlerai dans le Chapitre 3. Ce jet enferme une région de subsidence qui transporte l’air de la mésosphère, enrichi en hydrocarbures et nitriles par la photochimie, vers la basse stratosphère où la plupart de ces composés condensent. Bien que l’atmosphère de la Terre soit en équilibre géostrophique alors que la stratosphère de Titan est en équilibre cyclostrophique (du fait de la faiblesse de la force de Coriolis), cette structure hivernale présente de nombreux points communs avec le vortex polaire d’hiver terrestre (Flasar et Achterberg, 2009).

L’enrichissement induit au cœur du vortex par la subsidence est observé grâce aux données CIRS/Cassini et son évolution temporelle après le passage de l’équinoxe de printemps nord (en août 2009) commence à être documentée (Vinatier et al., 2007, Teanby et al., 2007, 2008a,b, Vinatier et al., 2010). De l’autre côté, au pôle sud, les prémices de l’apparition du vortex polaire sud sont maintenant visibles (Teanby et al., 2012). En plus des abondances observées par CIRS, les données de l’instrument VIMS permettent de voir le nuage créé

par la condensation de l'éthane (C_2H_6), hydrocarbure le plus abondant, avec une frontière nette vers $50^\circ N$ (Griffith et al., 2006, Le Mouélic et al., 2008). Conformément à l'évolution saisonnière attendue, ce nuage a également commencé à se dissiper après le passage de l'équinoxe (Le Mouélic et al., 2012). L'étude détaillée de ces observations avec le GCM Titan de l'IPSL fait partie des projets en cours.

L'impact radiatif des variations de composition

La rétroaction de ces variations de composition sur la circulation peut se faire par l'intermédiaire du transfert radiatif. A l'aide d'une version du 2D-CM avec traceurs idéalisés, j'ai effectué après ma thèse une étude portant sur l'impact des variations de compositions sur le champ de température, via les variations d'opacité (Lebonnois et al., 2003b). Cette version ne tient pas compte de toute la photochimie, mais utilise un rappel des profils de certains composés choisis (ici C_2H_6 , C_2H_2 et HCN) vers des profils fixés, avec des constantes de temps évalués grâce au modèle photochimique. Cette technique avait déjà été utilisée, en plus de la photochimie complète, dans mon travail de thèse (Lebonnois et al., 2001).

Dans le module de transfert radiatif utilisé (McKay et al., 1989), outre le méthane, l'hydrogène et l'azote (pour les opacités induites par collision) qui sont uniformément mélangés sur le plan horizontal, seuls l'éthane (C_2H_6) et l'acétylène (C_2H_2) sont pris en compte dans les intervalles spectraux ($740-940\text{ cm}^{-1}$) et ($645-815\text{ cm}^{-1}$), respectivement. L'enrichissement, même léger, en éthane et acétylène au-dessus du pôle d'hiver nord peut donc avoir une influence sur les température dans cette région. De plus, HCN est également enrichi très largement dans cette zone et pourrait voir son impact radiatif devenir suffisamment grand pour n'être plus négligeable.

Trois simulations ont donc été faites. Pour servir de référence, la première (R) prenait en compte dans le calcul des opacités des abondances fixes pour C_2H_6 (1.2×10^{-5} au-dessus de la condensation) et C_2H_2 (1.8×10^{-6} au-dessus de la condensation), comme dans les travaux précédents. La seconde (C) tenait compte au contraire des abondances modélisées pour ces deux composés pendant la simulation, d'une durée de 7 années Titan suffisante pour atteindre un cycle stable. Enfin la troisième (C'), similaire à la seconde, prenait en compte l'opacité additionnelle due à HCN (dans la région spectrale $645-740\text{ cm}^{-1}$). Il faut noter cependant que dans le contexte du modèle de McKay et al. (1989), cet ajout n'était fait que de manière grossièrement approchée. Un travail mené depuis par Mathieu Hirtzig au cours de l'ANR Exoclimats doit conduire à une mise à jour de ce transfert radiatif dans le GCM Titan de l'IPSL, permettant un calcul plus exact de la contribution de HCN. Cependant, ce travail n'est pas encore achevé.

Les distributions latitudinales simulées par ce 2D-CM sont assez similaires à celles présentées dans les Figs. 2.4 et 2.5, en particulier au niveau de la subsidence sur le pôle hivernal. L'impact radiatif obtenu grâce à ces distributions variables est montré sur la Fig. 2.6. L'éthane, dont l'opacité est plus grande mais la variabilité moindre, a un impact sur les taux de chauffage légèrement dominant comparé à l'acétylène. Cet impact a lieu essentiellement dans la stratosphère polaire, avec un effet de refroidissement accru dans la haute stratosphère et un effet de réchauffement, de moindre amplitude, dans la basse stratosphère. Bien qu'une évaluation précise des échanges radiatifs n'a pas été possible, le terme de refroidissement vers l'espace semble dominer ces échanges au-dessus de 1 mbar. L'augmentation de l'abondance des deux composés à un niveau donné entraîne deux effets

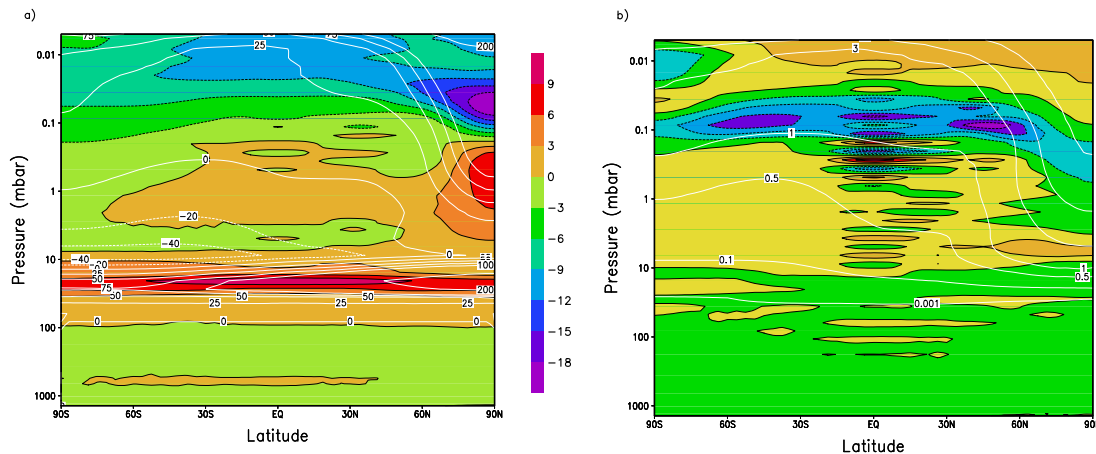


FIG. 2.6 – (a) Différence de température entre la première simulation couplée (C, sans HCN) et la simulation de référence (R), au moment de l'équinoxe de printemps nord. Les contours blancs indiquent l'enrichissement en éthane entre les deux simulations : $\delta y_{C_2H_6, CR} = 100 \times (y_{C_2H_6, C} - y_{C_2H_6, R}) / y_{C_2H_6, R}$. L'impact sur la température visible dans la basse stratosphère (entre 10 et 100 mbar, correspondant à des altitudes de 50 à 100 km) est dû au fait que la température est très sensible à la composition dans cette région. L'écart entre le profil fixe imposé pour la simulation R et le profil à l'équilibre obtenu pour la simulation C explique cet écart de température. Il faut noter que dans cette région, les gradients verticaux de température et d'abondances (avec la condensation) sont très tous très élevés, ce qui rend cet écart peu significatif. La zone la plus intéressante est donc la région polaire nord, qui sort de l'hiver et qui est encore enrichie, induisant un refroidissement de la haute stratosphère (le modèle ne reproduit pas la stratopause observée dans cette région) et un réchauffement, plus faible, de la stratosphère moyenne. Ces effets, qui ont lieu alternativement sur chaque pôle au fil des saisons, semblent diffuser également un peu aux latitudes moyennes. (b) Différence de température entre les deux simulations couplées ($\delta T_{C' C} = T_{C'} - T_C$) qui met en évidence l'impact de l'ajout de l'opacité de HCN, essentiellement un refroidissement de 5 K dans la région autour de 0.1 mbar. Les contours blancs représentent l'abondance de HCN en ppm. L'effet de l'enrichissement polaire semble rester faible.

en compétition : cela renforce l'énergie émise par ce niveau, mais cela renforce également l'opacité totale entre ce niveau et l'espace. Pour la haute stratosphère, le refroidissement vers l'espace se trouve renforcé, mais pour des niveaux plus profonds, l'augmentation de l'opacité devient l'effet dominant et cet effet d'écran finit par réduire le refroidissement vers l'espace et augmenter la température. Les échanges entre niveaux jouent également certainement un rôle à ces pressions plus élevées, mais une étude détaillée reste à faire. Globalement, l'impact sur la circulation (vents zonal et méridien) reste faible.

Bien que non négligeable, cet impact radiatif doit toutefois être relativisé en comparaison de celui dû à la variabilité de la brume (présenté ci-dessous, Section 2.3), qui est dominant.

2.2.2 Le cas de l'atmosphère de Vénus

La composition de l'atmosphère de Vénus est accessible aux observations, depuis la Terre comme avec la sonde Vénus-Express, essentiellement au-dessus des nuages, mais également grâce aux fenêtres infrarouge à 1.74 et 2.3 μm , qui permettent de sonder le rayonnement thermique provenant de l'atmosphère profonde et de mesurer certains composés à une altitude de l'ordre de 35-40 km. En particulier, à 2.3 μm , les abondances de CO et OCS ont pu être contraintes, mettant en évidence des variations latitudinales de composition (p. ex. pour VIRTIS/Vénus-Express, Marcq et al., 2008, Tsang et al., 2008) : CO présente un maximum d'abondance vers 60° de latitude, tandis que OCS semble moins abondant à hautes latitudes qu'à l'équateur. Comme dans le cas de Titan, ces distributions apportent des informations sur la circulation méridienne, dans ce cas dans et au-dessus des nuages.

Un modèle photochimie-transport bi-dimensionnel a été proposé par Yung et al. (2009). Il couple un modèle de photochimie avec le transport par la circulation méridienne prédite par le GCM de Lee et al. (2007). Les modèles photochimiques de Vénus montrent que le CO est plus abondant au-dessus du nuage, alors que OCS est surtout présent dans l'atmosphère profonde et est rapidement détruit au-dessus de 30 km (Krasnopolsky, 2007). La circulation méridienne, qui consiste (en première approximation) en une ascendance à l'équateur et une subsidence dans les régions polaires induit donc des variations latitudinales pour ces deux composés sur le même principe que pour Titan : dans la zone observée (35-40 km d'altitude), CO s'enrichit vers les hautes latitudes et OCS s'appauvrit. Le modèle de Yung et al. (2009) illustre bien ce principe, sans arriver cependant à un bon accord quantitatif avec les observations.

Le développement d'un modèle photochimique pour coupler au GCM Vénus du LMD est en cours de développement au Latmos. Ce projet dirigé par Franck Lefèvre a débuté pendant l'ANR Exoclimats et se poursuit avec la thèse d'Aurélien Stolzenbach. Le couplage avec le GCM est opérationnel et nous pourrons bientôt analyser l'interaction entre dynamique et photochimie directement dans ce cadre. Toutefois entretemps, Emmanuel Marcq et moi-même avons abordé cette question en utilisant le principe des traceurs pseudo-chimiques déjà appliqué pour Titan (Lebonnois et al., 2001, Hourdin et al., 2004) : le traceur introduit dans le GCM est rappelé avec une certaine constante de temps vers un profil d'équilibre fixé. Les profils typiques pour CO et OCS sont déterminés par les analyses des observations (p. ex. Marcq et al., 2008) et les constantes de temps sont considérées comme des paramètres réglables. Les profils latitudinaux obtenus ainsi sont présentés Fig. 2.7. Pour des constantes de temps réalistes, les profils observés sont tout à fait reproduits grâce à la circulation du GCM (Marcq et Lebonnois, 2013). Ce travail pourra être confirmé et affiné avec le couplage complet à la photochimie.

Au-dessus des nuages de Vénus, la photochimie et la circulation interagissent également fortement. De nombreuses données, en particulier par VIRTIS/Venus-Express (p. ex. Drossart et al., 2007b) permettent d'obtenir les distributions de composés tels que NO ou O₂ au travers de leurs émissions fluorescentes coté nuit, ou encore d'observer les émissions non-LTE de CO₂ coté jour. Toutes ces observations apportent des indices sur la dynamique transportant les espèces dans une gamme d'altitude allant de 90 à 120 km. Le GCM n'est pas encore opérationnel pour réellement modéliser cette région et ces émissions, mais c'est un projet en développement avec un stage de M2 ce printemps (Laura Salmi) puis un postdoc qui devrait débiter à l'automne (si le financement est au rendez-vous). L'exten-

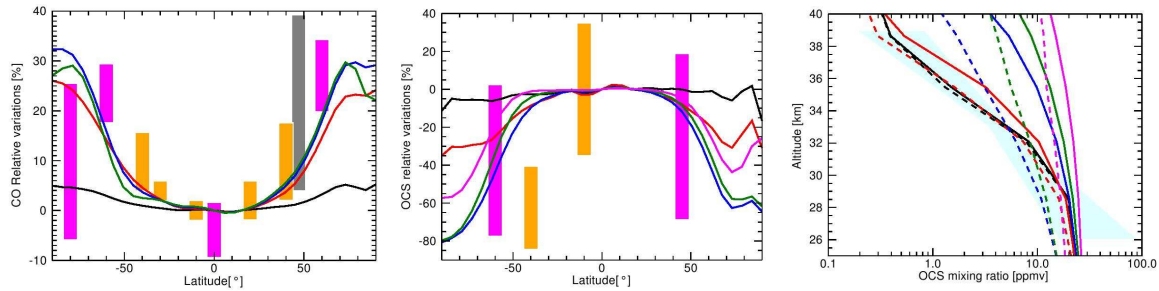


FIG. 2.7 – Moyenne zonale des profils latitudinaux relatifs obtenus pour des traceurs de type (a) CO à une pression de 5.5 bar et (b) OCS à une pression de 7.7 bar, pour différentes constantes de temps de rappel. Pour CO, celles-ci sont : 10^7 s (noir), 10^8 s (rouge), 3×10^8 s (bleu) et 5×10^8 s (vert). Pour OCS : 10^6 s (noir), 10^7 s (rouge), 10^8 s (bleu), 3×10^8 s (vert) et 5×10^8 s (magenta). Les observations indiquées ont été obtenues par SpeX/IRTF (en orange, Marcq et al., 2005, 2006) et par VIRTIS/Venus-Express (en magenta, Marcq et al., 2008). (c) Profils verticaux obtenus pour les traceurs de type OCS, en lignes continues pour l'équateur, en tirets pour 67.5°N . Le polygone cyan indique les contraintes observationnelles de Pollack et al. (1993). Pour CO, les constantes de temps de l'ordre de $1\text{-}3 \times 10^8$ s montrent que la dynamique semble contrôler le profil plus que la chimie. Pour OCS, les constantes de temps de la chimie doivent être nettement plus courtes (10^7 à 10^8 s) pour pouvoir maintenir le gradient vertical. D'après Marcq et Lebonnois (2013).

sion verticale du GCM sur le même principe de Mars (voir Section 4.3) ouvrira un champs d'investigations mêlant modélisation couplée et observations SPICAV et VIRTIS/Venus-Express.

2.2.3 Observation et modélisation de l'ozone sur Mars

Pour interpréter les données que la mission Mars-Express (et en particulier le spectromètre SPICAM) commençait à récolter, Franck Lefèvre (Latmos) et moi-même avons développé un module photochimique pour le coupler au GCM de Mars (Lefèvre et al., 2004). Nous avons en particulier travaillé sur l'ozone, observé dans l'atmosphère martienne depuis les sondes Mariner 7 et 9 en 1969 et 1971 (Barth et Hord, 1971, Barth et al., 1973). En effet, l'ozone est contrôlé par l'abondance en radicaux HO_x de l'atmosphère produits par la photodissociation de l'eau. Ces radicaux sont aussi impliqués dans le cycle catalytique permettant la stabilité de CO_2 . De plus, H_2O_2 a aussi été détecté dans l'atmosphère martienne (Clancy et al., 2004, Encrenaz et al., 2004). Pour étudier les distributions de tous ces composés, associés au transport de la vapeur d'eau dans le GCM de Mars, l'ozone est donc un traceur intéressant de la photochimie.

Dans le GCM de Mars, l'impact de la chimie sur le cycle de l'eau est négligeable. Celui-ci est associé aux processus de condensation/évaporation, à la microphysique des nuages et est très dépendant du transport. Le couplage entre la photochimie et la dynamique atmosphérique se fait donc essentiellement via le cycle de l'eau.

La distribution de l'ozone modélisée par le GCM est corrélée à la distribution de va-

peur d'eau, à la fois en terme de densité-colonne intégrée, avec un maximum sur le pôle d'hiver où l'eau est condensée, et en terme de distribution verticale. Toutefois, cette anticorrélation n'est pas absolue. En effet, l'été d'un hémisphère ne peut pas être directement comparé à l'été de l'autre hémisphère, du fait de l'excentricité de l'orbite qui modifie le profil vertical de l'eau. Celui-ci joue un rôle très important sur la distribution verticale de l'ozone et affecte ainsi la densité-colonne.

Après avoir analysé les données SPICAM/MarsExpress, Lebonnois et al. (2006) et Perrier et al. (2006) ont proposé une comparaison systématique entre l'ozone modélisé dans le GCM de Mars et celui mesuré à partir des spectres SPICAM. Un extrait de ces résultats est présenté Fig. 2.8. Le bon accord global a été encore amélioré après introduction de processus de chimie hétérogène sur les nuages (voir Section 2.4).

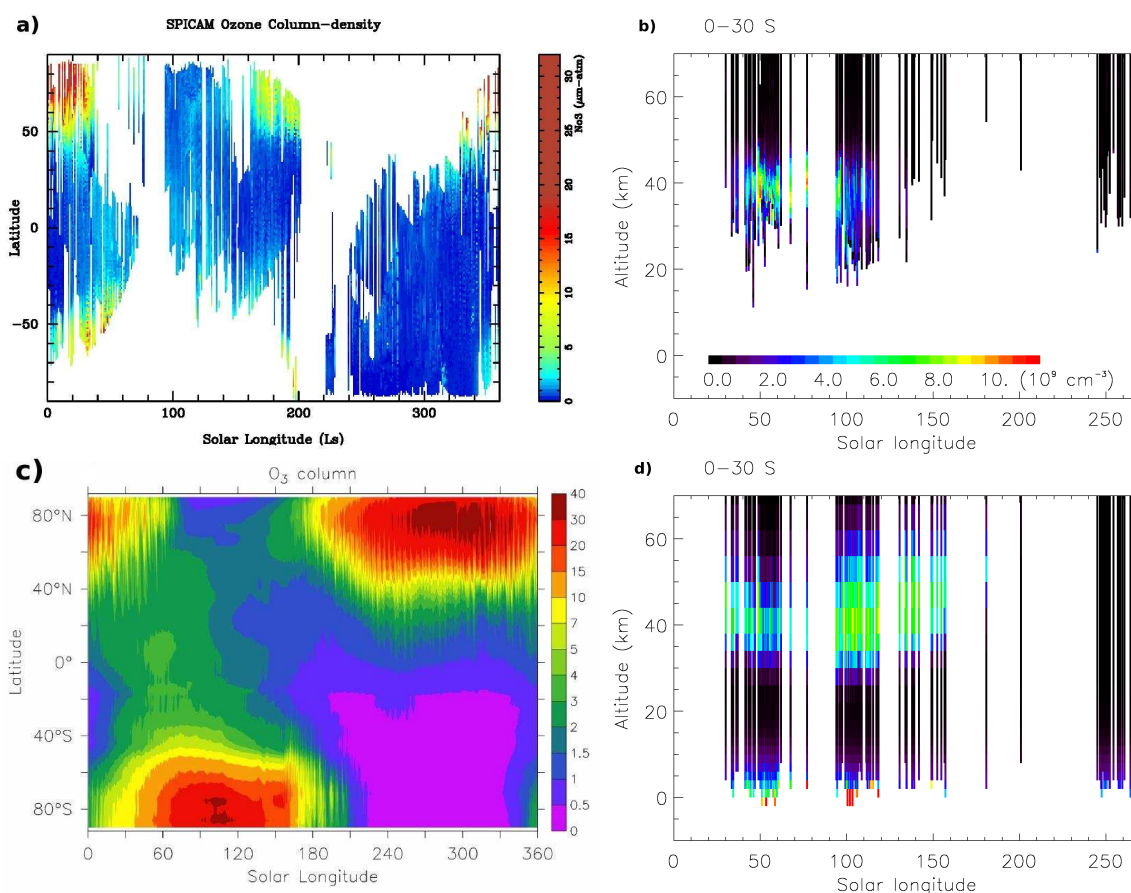


FIG. 2.8 – Comparaisons de la distribution de l'abondance d'ozone entre les données analysées à partir des spectres SPICAM/Mars-Express (a,b) et le GCM de Mars du LMD (c,d). (a,c) Densité-colonne de l'ozone ($\mu\text{m-atm}$) en fonction de la latitude et de la saison. Les maxima correspondent à l'hiver, pendant lequel la vapeur d'eau est condensée à la surface (Perrier et al., 2006, Lefèvre et al., 2004). (b,d) Densité de l'ozone (10^9 cm^{-3}) en fonction de l'altitude et de la saison pour la bande de latitude entre 0 et 30°S. Les profils observés (b) sont obtenus par occultations stellaires (donc de nuit). Les profils modélisés (d) sont extraits au point et à l'heure locale correspondant à l'occultation (Lebonnois et al., 2006).

2.3 Microphysique-Dynamique

Comme pour les composés trace de l'atmosphère, la circulation transporte aussi les particules microphysiques qui constituent la brume ou les nuages. Ces dernières constituent une source d'opacité très importante dans les cas de Vénus et Titan, qui absorbent l'essentiel du rayonnement solaire en altitude dans l'atmosphère et sont donc ainsi des composants cruciaux du moteur atmosphérique.

La brume de Titan

Pour tenir compte de ce couplage dans le GCM de Titan, Pascal Rannou (anciennement au Service d'Aéronomie et désormais professeur au GSMA, à l'Université de Reims) a été un artisan majeur du développement du 2D-CM, dont il gère toujours le modèle de microphysique. Le transport de la brume par la circulation méridienne a permis de mettre en évidence le rôle de ce couplage dans les caractéristiques de la brume stratosphérique observées par Voyager 1 et par les télescopes depuis la Terre (Rannou et al., 2002, 2004) :

- L'assymétrie nord-sud : la couche de brume semble uniformément distribuée sur toute la stratosphère. Toutefois, les observations de Voyager 1 (Sromovsky et al., 1981), ainsi que le suivi photométrique de Titan au cours de la période 1992-2002 par le télescope Hubble (Lorenz et al., 2004) ont montré une assymétrie entre les hémisphères nord et sud, qui évolue avec la saison et qui dépend de la longueur d'onde. Le 2D-CM permet de montrer que le transport de la brume par la circulation permet de reproduire le comportement observé de l'opacité et de son assymétrie saisonnière.
- La couche détachée : les observations ont montré la présence, au-dessus de la couche principale, d'une couche détachée d'aérosols. Cette couche détachée est très nette dans les profils d'intensité au limbe, en particulier à grands angles de phase et dans l'ultraviolet (Rages et Pollack, 1983). Cette couche détachée est produite naturellement dans les simulations de 2D-CM par l'interaction entre la production de la brume et la circulation méridienne (discussion Fig. 2.9).
- L'accumulation au pôle nord : les images de Voyager 1 ont également montré que la région au nord de 65° de latitude était plus sombre que le reste de l'hémisphère d'hiver (Sromovsky et al., 1981). Cette calotte polaire au-dessus du pôle d'hiver a également été observée depuis la Terre (Coustenis et al., 2001, Young et al., 2002). Là encore, le transport des aérosols par la circulation permet d'expliquer cette accumulation, associée à la région de subsidence du vortex polaire hivernal.

Après le développement de la nouvelle version à trois dimensions du GCM Titan de l'IPSL, ces caractéristiques ont été confirmées, avec un comportement de la brume dans le modèle 3D très similaire à celui du 2D (Lebonnois et al., 2012a).

Lors du passage de l'équinoxe de Saturne en août 2009, observée par tous les instruments de Cassini, une question particulièrement brûlante a pu obtenir une réponse. Lors du survol de Titan par Voyager 1, la couche détachée a été observée à une altitude de l'ordre de 350 km. Pourtant, à l'arrivée de Cassini, celle-ci a été retrouvée mais à une altitude d'environ 510 km. Quelle était la raison de cette variation ? Même si un effet saisonnier était très probable, il restait à confirmer. Ce fut chose faite avec l'observation par la caméra ISS de la descente assez brutale de cette couche détachée en quelques mois autour de l'équinoxe (West et al., 2011), qui confirmait le retour, à la même époque, à une altitude similaire à celle de la période Voyager 1. L'interprétation dynamique que nous proposons avec le GCM Titan de l'IPSL est détaillée sur la Fig. 2.9.

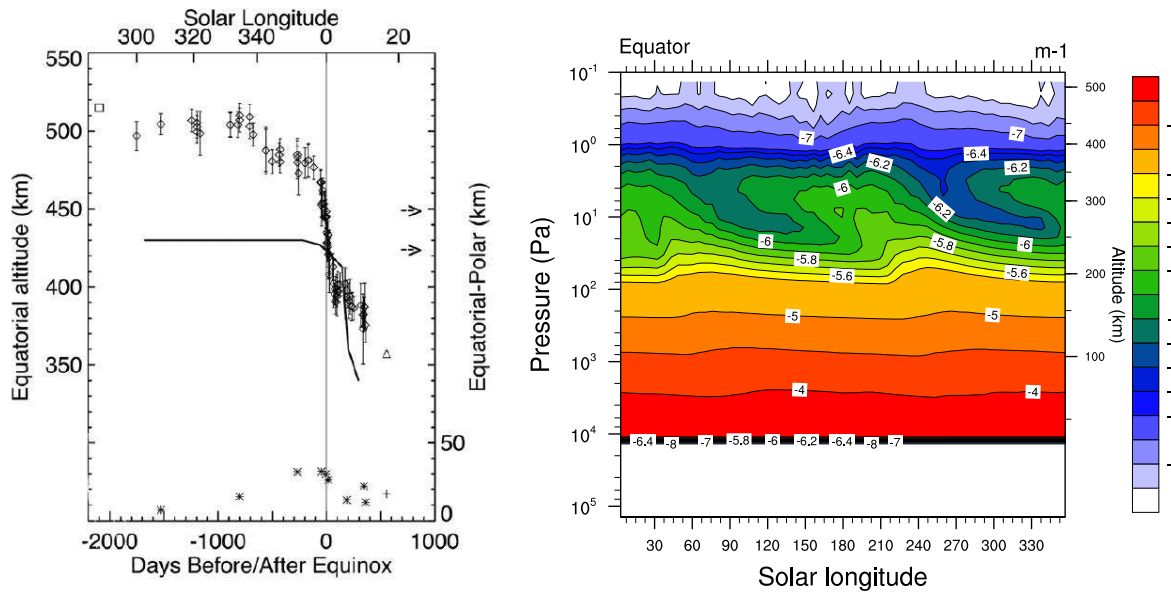


FIG. 2.9 – L'évolution saisonnière de la couche détachée. (a) Observation des variations de l'altitude de la couche détachée sur les images de la caméra ISS/Cassini (losanges). Le triangle représente l'observation par Voyager 1. Les croix en bas indiquent la différence d'altitude entre l'équateur et les régions polaires. La simulation faite avec le 2D-CM Titan de l'IPSL est indiquée par la ligne continue. D'après West et al. (2011). (b) Variations annuelle de l'opacité moyenne de la brume (à 700 nm) à l'équateur dans le GCM Titan de l'IPSL. La couche détachée se situe ici pendant la majeure partie de l'année à quelques Pa de pression (soit environ 300-350 km d'altitude, l'échelle de droite étant approximative). Après l'équinoxe, elle descend pour se fondre dans la couche principale après environ 1/3 de saison. Elle réapparaît peu avant le solstice. D'après Lebonnois et al. (2012a). L'interprétation proposée par notre modèle de climat est que la couche détachée se situe à une altitude où l'intensité de la circulation méridienne maintient en suspension par sa composante verticale les particules en formation, tout en les entraînant par sa composante méridienne vers le pôle d'hiver. Au moment de l'équinoxe, la transition entre les deux régimes pôle-à-pôle se fait par déplacement de l'ascendance du pôle arrivant en automne vers le pôle printanier, avec un affaiblissement de l'intensité de la circulation qui entraîne cet affaissement de l'altitude de la couche détachée. Lorsque le basculement de l'ascendance est terminé, la couche détachée reprend son altitude de croisière. Le GCM souffre malheureusement des limitations de son plafond pour améliorer son accord quantitatif avec le cycle observé.

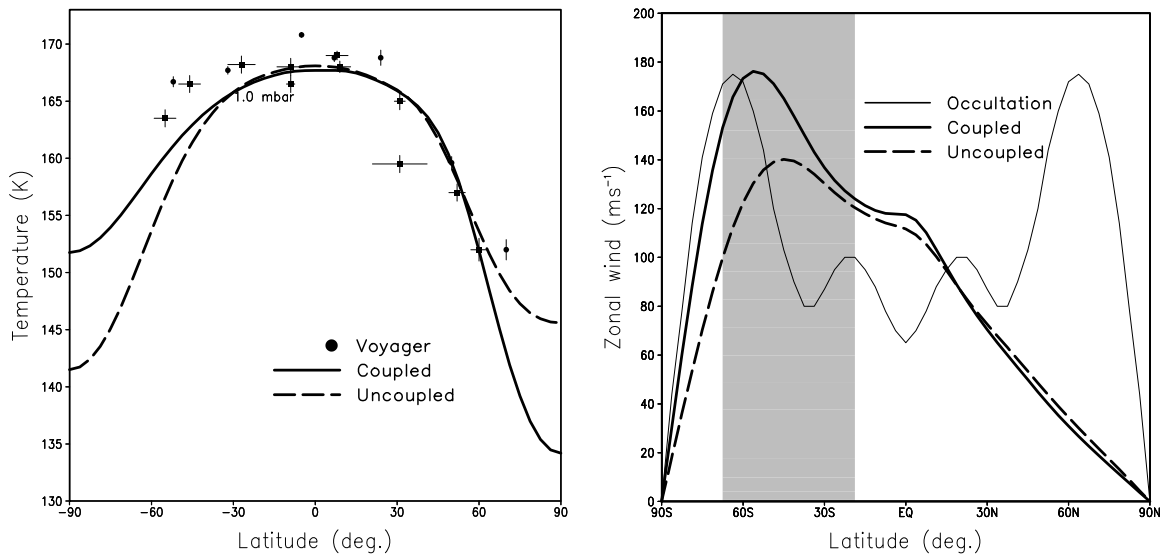


FIG. 2.10 – Impact du couplage entre circulation et microphysique des aérosols dans le 2D-CM Titan de l'IPSL. (a) Les profils de températures simulés par le 2D-CM à 1 mbar sont comparés aux analyses des spectres IRIS/Voyager 1 faits par Flasar et al. (1981), Flasar et Conrath (1990), Coustenis et Bézard (1995). La ligne pointillée donne le profil thermique pour l'époque du survol de Voyager 1 ($L_s = 9^\circ$) pour le modèle non couplé au transport des brumes et la ligne continue le donne pour la simulation couplée, montrant nettement l'accroissement de l'assymétrie entre latitudes nord et sud, en meilleur accord avec les observations. (b) Les profils de vent zonal modélisés au niveau de pression 0.25 mbar, à la saison $L_s = 128^\circ$ (milieu de l'été nord) sont montrés ici. Ils correspondent à la zone et à l'époque sondée lors de l'occultation de l'étoile 28-Sgr par Titan (Hubbard et al., 1993). Le profil de vent déduit de cette observation est indiqué par la ligne continue fine, mais la bande latitudinale pour laquelle cette observation est pertinente est indiquée en grisé. L'amplitude du jet vers 60°S (hiver) est améliorée par le couplage avec les aérosols. D'après Hourdin et al. (2004).

Ces variations de la distribution de la brume avec le transport ont un impact sur le transfert radiatif, ce qui induit une rétroaction sur la dynamique. La question de l'assymétrie observée dans les profils latitudinaux stratosphériques (Bézard et al., 1995) posait par exemple un problème au GCM de Hourdin et al. (1995). Le transport de la brume et son accumulation au pôle d'hiver obtenue dans le modèle couplé permet une intensification du refroidissement radiatif vers l'espace dans cette région. Sur l'autre pôle, il y a également une accumulation prédite par le modèle, bien que moins forte qu'en hiver, mais pour celle-ci deux effets radiatifs se compensent : l'augmentation de l'absorption du rayonnement solaire provoque une augmentation du taux de chauffage qui vient contrebalancer l'augmentation du refroidissement. Cette distribution de la brume accentue donc l'assymétrie entre l'hémisphère d'hiver (où qui sort de l'hiver) et l'hémisphère d'été, comme montré Fig. 2.10. L'augmentation du contraste thermique entre le pôle d'hiver et l'équateur dans la stratosphère induit ensuite une intensification de la circulation méridienne, générant un jet de vent zonal plus fort que dans le cas non couplé, en meilleur accord avec les observations.

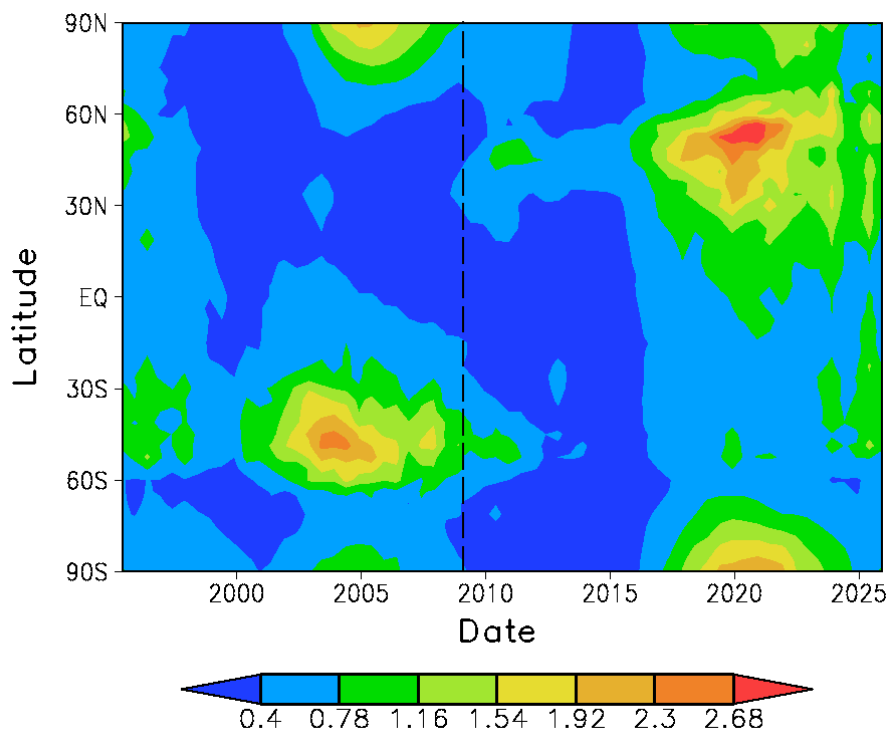


FIG. 2.11 – Distribution de l’opacité des nuages intégrée verticalement dans la troposphère, simulée par le GCM Titan de l’IPSL. Pendant sa thèse, Jérémie Burgalat a travaillé sur des simulations du GCM Titan de l’IPSL dans lesquelles la microphysique des nuages a été implémentée. Ces simulations sont encore très coûteuses en temps de calcul et leur stabilisation en vue de leur analyse est encore en cours actuellement. Toutefois, les premiers résultats sont encourageants et montrent une distribution des nuages en meilleur accord avec les observations (en particulier avec l’absence des nuages de moyennes latitudes dans l’hémisphère d’hiver). Figure fournie par Jérémie Burgalat.

Les nuages de Titan

Outre la brume stratosphérique, Titan a également révélé la présence de nuages de méthane dans la troposphère et d’éthane dans la basse stratosphère. Les nuages de méthane troposphériques ont été observés à travers la brume par spectroscopie dans l’infrarouge proche, à la fois dans les observations de Cassini (Griffith et al., 2005, Porco et al., 2005) et dans des observations depuis la Terre (Griffith et al., 1998, 2000, Brown et al., 2002, Roe et al., 2002, Bouchez et Brown, 2005). Pendant l’hiver nord, ces nuages ont été observés préférentiellement au pôle sud et à des latitudes proches de 40°S . Leur altitude est de l’ordre de 15 à 25 km. Un autre type de nuage a pu être observé par Cassini au-dessus du pôle d’hiver nord (Griffith et al., 2006, Le Mouélic et al., 2008). Il s’agit cette fois d’un nuage d’éthane situé dans la basse stratosphère, vers 50 km. Au cours de la mission Cassini, avec le passage de l’équinoxe, les nuages ont évolué (Rodriguez et al., 2009, Rodriguez et al., 2011), de par leur lien avec la circulation dans l’atmosphère.

Grâce à l’introduction d’un modèle de nuage dans le 2D-CM de l’IPSL, Rannou et al. (2006) a pu discuter de la distribution de ces nuages et du rôle de la dynamique at-

mosphérique dans celle-ci. Elle est en bon accord global avec les observations, comme discuté dans Rodriguez et al. (2009). Comme indiqué dans la discussion sur le vortex polaire, la simulation du nuage d'éthane sur le pôle est intimement lié à la circulation stratosphérique et à la subsidence hivernale dans le vortex. Cette simulation a d'ailleurs prédit ce nuage avant son observation par Cassini. Dans la troposphère, l'ascendance située dans l'hémisphère d'été transporte le méthane depuis la surface vers des niveaux où il condense, expliquant la localisation préférentielle de ces nuages à moyennes latitudes comme observé. Pour les nuages sur le pôle d'été, leur présence est aussi obtenue dans le modèle par la circulation troposphérique polaire. Par contre, le modèle 2D-CM prédisait également des nuages plus fins aux moyennes latitudes hivernales, nuages qui n'ont jamais été observés. Ce défaut semble amélioré par les récentes simulations 3D (voir Fig. 2.11).

Les nuages de Vénus

Comme dans le cas de Titan, les nuages de Vénus sont très intimement liés à la dynamique de l'atmosphère. La distribution verticale des particules dans le nuage est un paramètre essentiel du transfert radiatif, qui affecte donc la structure thermique et circulation générale. Cette dernière affecte en retour la distribution des particules. Il a été observé que la distribution des particules microphysiques dans les régions de hautes latitudes était clairement différente de celle des régions équatoriales (Wilson et al., 2008). De plus, le sommet des nuages descend de quelques kilomètres au-delà de 70° de latitude environ (Ignatiev et al., 2009). Pour prendre en compte ces variations dans le transfert radiatif utilisé dans le GCM Vénus de LMD, la tâche ne sera pas simple, surtout pour établir un couplage complet. Dans un premier temps, l'objectif est de pouvoir utiliser un autre modèle de nuage pour les hautes latitudes, de manière à intégrer une dépendance de la matrice des PNE en fonction de la latitude. Aucun modèle de ce type n'est encore établi, mais d'une part l'analyse des observations progresse et devrait permettre dans un futur très proche de proposer un tel modèle, et d'autre part celui-ci peut également être fourni par un modèle microphysique de nuage intégré dans le GCM. Ce modèle microphysique est en cours de développement au Latmos (Anni Määttänen).

Lorsqu'on l'observe en ultraviolet, le sommet des nuages présente des contrastes marqués dus à la présence en quantités variables d'un composé absorbant l'ultraviolet pour l'instant non identifié. Ces contrastes sont très utiles pour étudier la dynamique atmosphérique à ces altitudes, par exemple les ondes présentes et leur structure. La présence de cet absorbant et les variations de son abondance peuvent également induire des effets locaux à petite échelle, de par la variabilité du taux de chauffage. Là encore, distributions de particules et dynamique atmosphérique sont couplées.

2.4 Microphysique-Photochimie

Pour compléter les couplages entre la dynamique, la microphysique et la photochimie, il est nécessaire de faire le lien entre les particules microphysiques et la composition du gaz. Il s'agit surtout de regarder comment les particules microphysiques sont produites à partir du gaz, mais ce n'est pas le seul aspect.

Production des aérosols de Titan

Pour ce qui est de la production des nuages de condensation (sur Vénus comme sur Titan), ce lien est relativement aisé à mettre en oeuvre. Par contre, en ce qui concerne la production des brumes de Titan, le problème est beaucoup plus complexe.

Je résume ici un travail que j'ai effectué à ce sujet peu après ma thèse (Lebonnois et al., 2002). L'idée centrale était de développer une paramétrisation permettant d'utiliser des données expérimentales disponibles pour certaines réactions afin de calculer le taux de production de différents types de macromolécules, leurs rapports C/N et C/H et les taux de perte associés des molécules gazeuses de base, C_2H_2 , HCN, HC_3N et C_6H_6 (benzène).

Les hypothèses de base sont les suivantes :

- A partir d'un ensemble d'espèces chimiques contenues dans le modèle photochimique, la production des aérosols débute par un ensemble de réactions de base produisant les premières macromolécules non suivies par la photochimie. La croissance de ces macromolécules est un puits pour les molécules de base.
- Pendant les premières phases de la formation des aérosols, les macromolécules croissent par incorporation chimique de molécules de base. Ces macromolécules finissent par nucléer et coaguler. Lorsque leur rayon atteint 1 à 2 nm, la microphysique devient dominante et la croissance des macromolécules par ajout de molécules de base cesse. On dit que la particule a atteint le niveau de précurseur, transition entre la phase de croissance chimique et celle de microphysique. La fonction source des aérosols est donc évaluée par le flux de masse franchissant cette transition.
- A ce stade, les macromolécules ont une longueur moyenne correspondant au nombre de molécules de base incorporées pendant la croissance chimique.

Les trois voies proposées pour la production sont détaillées ci-dessous :

- Polymères de C_2H_2 et HC_3N : la structure de tels polymères est proposée dans Clarke et Ferris (1997).
- Aromatiques polycycliques (PAHs) : ces composés ont été détectés dans des expériences de production de tholins, ces analogues aux aérosols de Titan synthétisés en laboratoire (Khare et al., 1984, 2002). Les voies de croissance des ces polyaromatiques ont été étudiées de façon théorique à partir d'addition d'acétylène (Wang et Frenklach, 1994, Wong et al., 2000, Bauschlicher et Ricca, 2000), avec éventuellement inclusion d'azote à partir d'HCN ou HC_3N (Ricca et al., 2001). Les coefficients de ces réactions sont surtout connus en combustion, mais quelques études à basse température permettent de les extrapoler aux températures de l'atmosphère de Titan.
- Polymères de HCN : Coll et al. (1999) évoquent la présence de ce type de macromolécules dans les tholins qu'ils produisent. Quelques études proposent des structures pour ces polymères (Minard et al., 1998, Thompson et Sagan, 1989, Matthews, 1992).

La méthode de calcul de l'incorporation des molécules de base dans ces trois polymères utilisent quelques paramètres, comme les vitesses de réactions estimées pour l'inclusion de chaque molécule de base, le rapport entre deux molécules de base quand plusieurs intègrent le même polymère, le détail des premières étapes de chaque voie et enfin la longueur moyenne des chaînes. Cette dernière est évaluée à une vingtaine de molécules de base par molécule de polymère. A partir de ces paramètres, on obtient donc les rapports C/N et C/H, ainsi que le taux de production du précurseur pour chaque voie. Introduit dans le modèle de photochimie développé pendant ma thèse, on obtient des taux de production où les PAHs sont quasiment absents. Toutefois, une meilleure modélisation

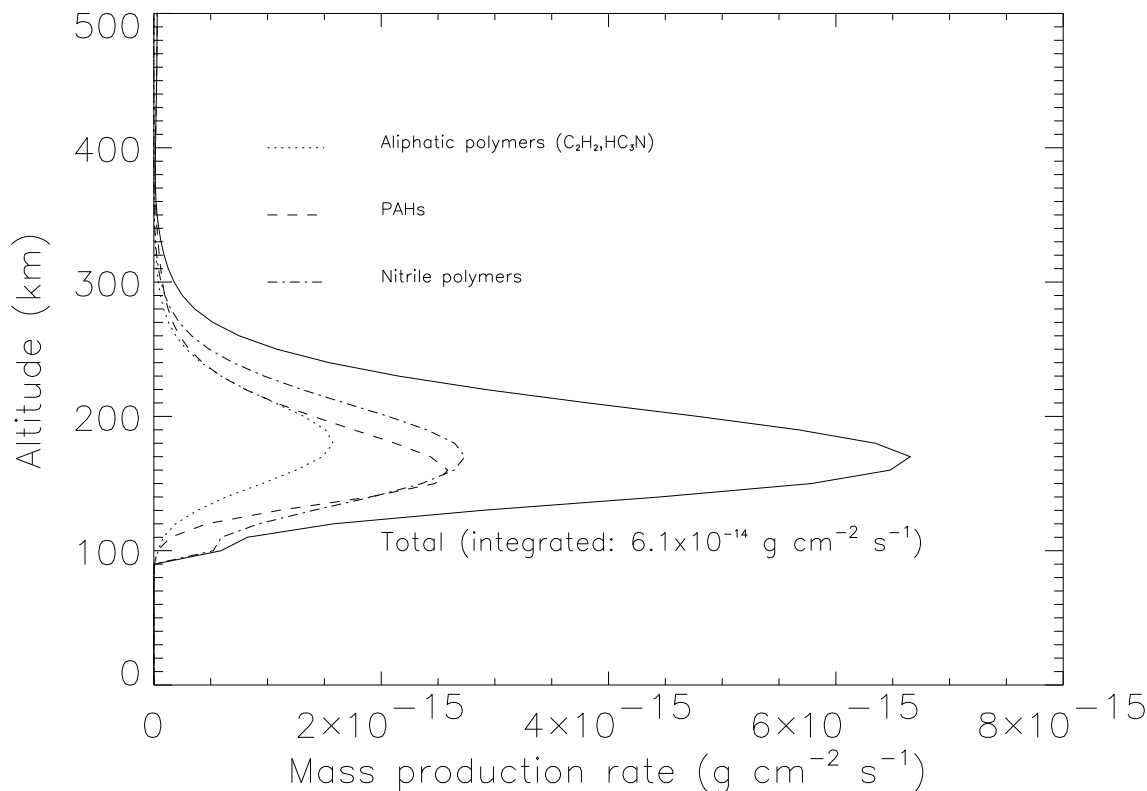


FIG. 2.12 – Taux de production des précurseurs de aérosols dans le modèle de photochimie de Lebonnois (2005). Les trois voies de polymérisation proposées sont à peu près équivalentes. Le pic de production est situé au-dessous de 200 km alors que le modèle microphysique requiert une production au-dessus de 400 km. Ce problème fait que cette paramétrisation n'a jamais été couplée à la microphysique. Il semble que des processus soient manquants (voir p. ex. Lavvas et al., 2008a), en particulier le rôle des ions dans la haute atmosphère. D'après Lebonnois (2005).

du benzène (Lebonnois, 2005) permet d'avoir un équilibre entre ces trois voies, comme montré sur la Fig. 2.12. Le modèle microphysique utilisé dans le 2D-CM de Titan nécessite une altitude de production au-dessus de 400 km pour que le mécanisme de production de la couche d'aérosol (y compris la couche détachée) fonctionne. Il est donc visible que l'altitude de production modélisée est trop basse. Le taux de production total est un eu trop élevé. Ce problème n'est pas modifié par l'incertitude sur les paramètres, sauf le taux de production quasiment proportionnel à la longueur des chaînes.

L'apport de Cassini

Avec les nouvelles observations faites en particulier par INMS/Cassini (Waite et al., 2007), ce sujet a pris une nouvelle ampleur. Une région de production de macromolécules a été identifiée autour de 1000 km d'altitude, avec des ions polymères (dont une bonne part certainement aromatiques) atteignant des masses très élevées dans cette région. Les mécanismes de photochimie ionique qui permettront d'expliquer cette production, et toute la chaîne reliant les ions et molécules du gaz aux particules microphysiques, font l'objet de travaux très actuels (Carrasco et al., 2008, Waite et al., 2010).

En ce qui concerne le besoin du GCM Titan, nous espérons pouvoir utiliser dans quelques temps un nouveau modèle de photochimie ionique en collaboration avec Nathalie Carrasco, au Latmos, pour prédire (hors-GCM) les taux de production de la brume dans les régions les plus hautes du GCM, dont il est nécessaire d'augmenter l'altitude du plafond (voir Section 4.3). Ce modèle inclura très certainement de la chimie ionique, rendant un couplage direct au sein du GCM assez inaccessible pour l'instant en terme de temps de calcul.

Chimie hétérogène

La question de la chimie hétérogène montre un autre volet de ce type de couplage, pour lequel des réactions à la surface d'aérosols vont venir modifier l'équilibre chimique. Un exemple de ce phénomène a pu être étudié avec le GCM de Mars couplé au modèle photochimique. Celui-ci possédait déjà un cycle de l'eau avec condensation des nuages. En s'appuyant sur la connaissance de ces processus pour l'atmosphère de la Terre, Lefèvre et al. (2008) ont introduit les réactions hétérogènes ayant lieu à la surface des particules de glace et cette étude a montré l'influence de ces réactions sur l'abondance d'ozone, permettant un accord remarquable avec les observations de SPICAM/Mars-Express.

J'ai également abordé cette question de la chimie hétérogène dans le cas de la recombinaison de l'hydrogène atomique à la surface des aérosols de Titan (Lebonnois et al., 2003a). J'ai ainsi montré que la prise en compte de ce mécanisme avait une influence notable sur la distribution de cet atome dans la stratosphère et jusqu'à la mésosphère (200-500 km d'altitude) et par conséquent sur les équilibres chimiques et les abondances d'autres espèces, en particulier C_3H_4 , C_4H_2 et C_6H_6 .

Chapitre 3

Le mécanisme de superrotation

3.1 Observations

La mesure du vent dans les atmosphères planétaires n'est pas une chose facile. Je vais ici faire un petit résumé des techniques employées et de leur application pour la mesure du phénomène de superrotation dans les atmosphères de Vénus et Titan. Je rappelle que la superrotation désigne le fait que l'ensemble d'une atmosphère tourne en moyenne beaucoup plus rapidement que la surface solide de la planète. Dans ce cas, la composante zonale (la composante le long des parallèles, comptée positivement dans le sens de rotation de la planète solide) du vent est dominante. Toutefois, la circulation méridienne (la composante le long des méridiens, comptée positivement du sud vers le nord) et le vent vertical sont également des données importantes pour pouvoir interpréter la dynamique atmosphérique et les principes la soutenant.

Mesurer le vent

Pour mesurer le vent dans une atmosphère sans se déplacer sur place, trois techniques peuvent être utilisées :

- La mesure d'un décalage Doppler sur un spectre permet de déterminer la vitesse du gaz qui émet (ou réfléchit) les raies observées. Cette technique peut se déployer dans différentes gammes de longueurs d'ondes : millimétrique et submillimétrique (p. ex. pour Vénus : Lellouch et al., 2008 ; ou pour Titan : Moreno et al., 2005) ; dans l'infrarouge (p. ex. pour Vénus : Sornig et al., 2008) ; dans le rayonnement solaire réfléchi (p. ex. pour Vénus : Widemann et al., 2008, Machado et al., 2012 ; ou pour Titan : Luz et al., 2005). L'altitude sondée dépend alors de la longueur d'onde et de la région où est émise (ou réfléchi) la raie utilisée. La vitesse mesurée ne concerne que la composante sur la ligne de visée. Du fait des contraintes observationnelles, cette technique est assez limitée en terme de résolution et de couverture spatiale, mais néanmoins très employée sur Vénus.
- Le suivi de contrastes observés dans les nuages. Cette technique suppose que le mouvement du contraste observé se fait principalement par le transport des particules dans le vent horizontal. Bien qu'ayant été utilisée depuis la Terre pour suivre les contrastes dans les nuages de Vénus (Boyer et Guérin, 1969), elle est extrêmement limitée en terme de résolution spatiale et de précision. Elle est beaucoup plus employée depuis l'espace (ci-dessous).

- Une technique indirecte consiste à reconstituer la forme de l’atmosphère lors de l’observation du pic central de l’occultation d’une étoile par la planète. Il faut que la configuration soit favorable, mais cette technique a été employée avec succès sur Titan (Hubbard et al., 1993, Sicardy et al., 2006).

Lorsqu’il est possible de bénéficier d’une mission spatiale vers la planète, d’autres techniques deviennent possibles :

- Tout d’abord, la technique de suivi des contrastes dans les nuages devient beaucoup plus efficace quand une sonde spatiale s’approche (Toigo et al., 1994) ou quand un orbiteur peut observer l’atmosphère de plus près et pendant plus longtemps. C’est bien sûr le cas pour l’étude des vents sur Vénus grâce aux instruments VMC (Moissl et al., 2009) et VIRTIS/Vénus-Express (Sanchez-Lavega et al., 2008, Hueso et al., 2012).
- La descente dans l’atmosphère d’une sonde ou le suivi d’un ballon permet d’avoir une mesure directe in-situ du vent en suivant la position et la vitesse de la sonde au cours du temps. Sur Vénus, il y a eu les sondes Venera (Kerzhanovich et al., 1980) et Pioneer Venus (Counselman et al., 1980), ainsi que les ballons Vega, dont la détermination de la vitesse s’est faite depuis la Terre (Preston et al., 1986). Sur Titan, la descente de la sonde Huygens a également permis, grâce au suivi depuis la Terre du signal de l’expérience DWE, de déterminer le vent au-dessous de 145 km d’altitude (Bird et al., 2005).
- Enfin une méthode indirecte consiste à reconstituer le champ de vent à partir du champ observé de température et des équations de la dynamique (équilibre du vent thermique). Cette méthode est très employée, à la fois sur Vénus avec les données VIRTIS (Piccialli et al., 2008) ou VeRa/Vénus-Express (Piccialli et al., 2012) et sur Titan avec les données CIRS/Cassini (Flasar et al., 2005, Achterberg et al., 2008).

La superrotation

La Fig. 3.1 illustre les observations des vents zonaux sur Vénus et Titan caractérisant la superrotation de ces deux atmosphères. Rassembler les observations disponibles pour avoir une vision plus complète de la distribution des vents moyens permet de se pencher sur la question des processus dynamiques qui établissent et maintiennent ces vents moyens. Cependant, avec la multiplication et le raffinement des observations, il devient possible aussi de regarder les variabilités qui peuvent être visibles dans le champ de vent. Cela permet d’étudier les ondes sur Vénus par exemple (Kouyama et al., 2012, Hueso et al., 2012, Peralta et al., 2012), ou les variations saisonnières sur Titan (Achterberg et al., 2011).

Le profil vertical pour le vent zonal de Titan entre la surface et 145 km d’altitude, obtenu lors de la descente de la sonde Huygens à 10°S, 10h du matin environ, pendant l’hiver nord ($L_s \sim 300^\circ$) – Fig. 3.1(c) – présente une particularité qui reste assez mystérieuse. Vers 70-80 km d’altitude ($2\text{-}3 \times 10^3$ Pa), le vent zonal tombe à quasiment zéro. La généralité de ce phénomène en terme de latitude et/ou de saison comme le mécanisme qui le génère restent à établir.

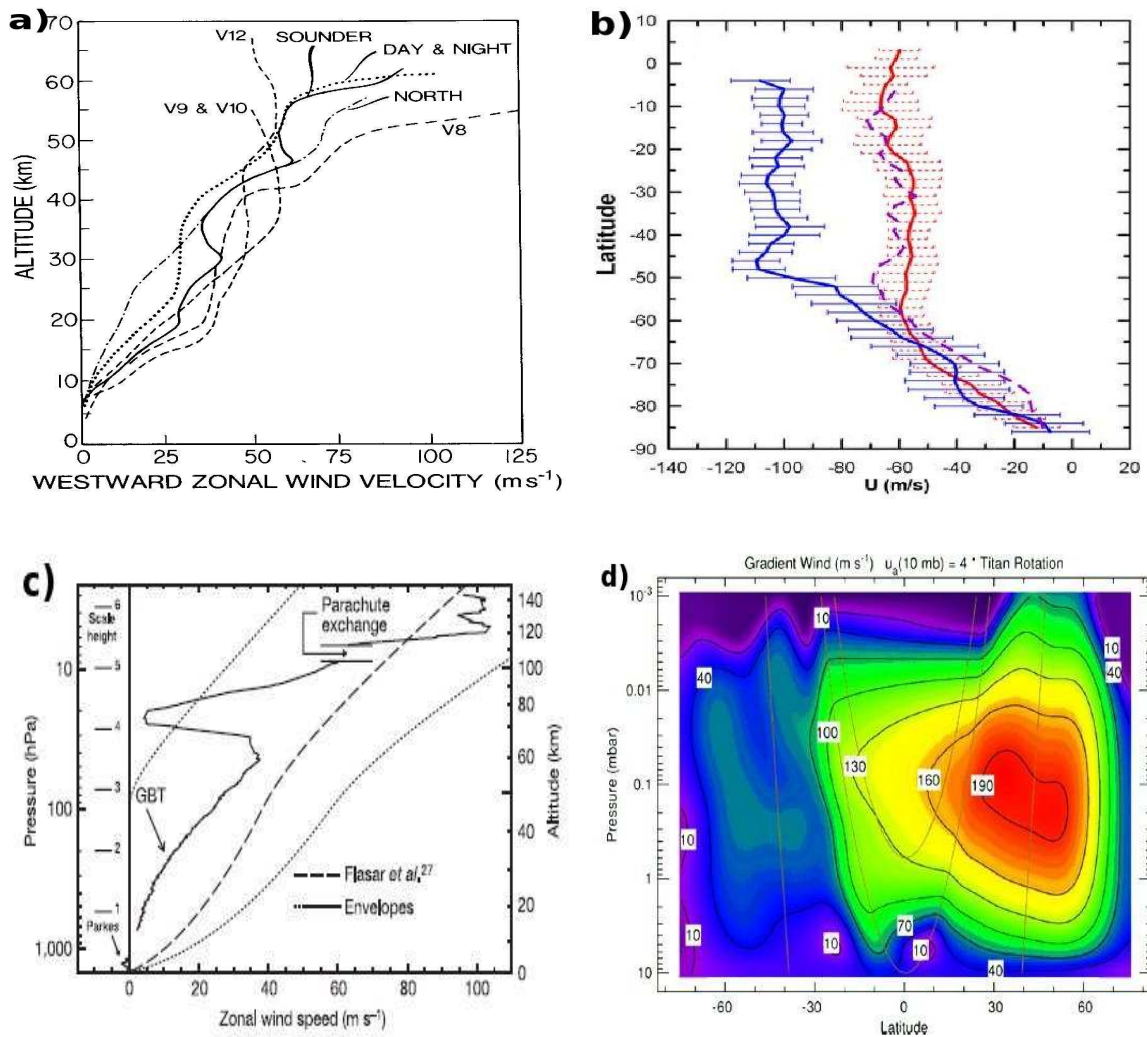


FIG. 3.1 – (a) Profils verticaux du vent zonal sur Vénus observés lors des descentes des sondes Venera et Pioneer Venus. D’après Schubert (1983). (b) Profils latitudinaux du vent zonal sur Vénus à différents niveaux de la couche nuageuse obtenus par suivi des contrastes à différentes longueurs d’onde : (bleu) 380 nm côté jour, sommet des nuages (~ 66 km), (violet) 980 nm côté jour (~ 60 km), (rouge) 1.74 μm côté nuit, nuage bas (~ 47 km). Le vent zonal est ici indiqué en négatif, par convention employée quelque fois puisque la planète Vénus tourne en sens inverse de la Terre (je préfère employer la convention inverse et laisser u positif dans le sens de rotation de la planète). D’après Sanchez-Lavega et al. (2008). (c) Profil vertical de vent zonal sur Titan déduit de l’expérience DWE lors de la descente de Huygens. D’après Bird et al. (2005). (d) Distribution de vent zonal dans la stratosphère de Titan déduite du champ de température obtenu par les spectres CIRS/Cassini pendant l’hiver nord. D’après Achterberg et al. (2008).

3.2 La superrotation obtenue dans les GCM du LMD

Titan au fil des saisons

Le premier GCM Titan du LMD à obtenir de la superrotation fut celui de Hourdin et al. (1995). Cette simulation avait été initialisée en partant d'une atmosphère au repos. Les distributions du vent zonal obtenues au solstice d'hiver nord et à l'équinoxe de printemps nord sont présentées Figs. 3.2(a,b). Le plafond du GCM était limité à environ 250 km. Avec le modèle 2D-CM, nous avons toujours repris les simulations à partir d'un état précédent, déjà en superrotation, celle-ci se maintenant au fil des années Titan de simulation. Cette fois, le 2D-CM a un plafond plus élevé, jusqu'à environ 500 km d'altitude. Les Figs. 3.2(c,d) illustrent les distributions du vent zonal dans ce 2D-CM pour le solstice d'été nord et l'équinoxe de printemps nord, avec la moyenne annuelle présentée Fig. 3.2(e). Pour comparer plus précisément à la période Cassini, la Fig. 3.2(f) peut être comparée à la Fig. 3.1(d). Il est à noter que le jet est plus bas que dans les observations. Nous pensons que ceci est dû aux limitations sur le plafond du modèle, qui affecte la distribution de la brume.

Pour le GCM Titan de l'IPSL le plus actuel (Lebonnois et al., 2012a), nous sommes à nouveau parti d'un état initial déjà établi, venant de la simulation de référence de Cresspin et al. (2008), étendu en longitude. Avec le retour à trois dimensions, la distribution du vent zonal a un peu évoluée mais la superrotation s'est maintenue (Figs. 3.2(g,h)), bien qu'avec une amplitude plus faible qu'observée à l'époque de Cassini.

Avec ce GCM, j'ai tenté de reproduire les simulations de Hourdin et al. (1995), sans succès. Je n'ai pas réussi à retrouver la même superrotation à partir du GCM initialisé au repos, dans des conditions (résolution, paramétrisations) très similaires. Ce problème peut être lié à plusieurs aspects, sur lesquels je reviendrai ci-dessous, dans la Section 3.3 : un problème de conservation du moment cinétique lié au coeur dynamique et à la dissipation horizontale associée (différents de la version utilisée par Hourdin et al. 1995), ou un problème lié à la couche limite employée (qui n'était pas celle actuelle) sont deux pistes sérieuses. Je n'ai malheureusement pas encore repris une analyse approfondie de ces tentatives de "spin-up", mais cela fait toujours partie des priorités.

Basse stratosphère de Titan : le mystérieux minimum de vent

Dans tous ces modèles, un minimum local de vent zonal est obtenu dans les régions équatoriales, à l'altitude où est observé le vent quasi-nul dans le profil Huygens. Cependant, ce minimum n'est pas aussi faible qu'observé. Les profils verticaux du vent zonal obtenus pour la localisation spatio-temporelle de la descente de Huygens dans le 2D-CM (Cresspin et al., 2008) et dans le GCM (Lebonnois et al., 2012a) sont présentés sur la Fig. 3.3. La comparaison entre ces deux profils montre l'impact sur le vent troposphérique du passage en 3D combiné au changement de schéma de couche limite, ce qui a nettement amélioré l'accord aux observations.

La région où ce minimum de vent à lieu est une région de transition en terme de constante de temps radiative (Flasar et al., 1981). Au-dessus de 10 hPa, celle-ci est inférieure à un demi-année de Titan, ce qui permet aux variations saisonnières du forçage solaire d'induire des oscillations significatives dans la température. Au-dessous de 50 hPa, la constante de temps radiative est supérieure à deux ans Titan, rendant la structure thermique insensible

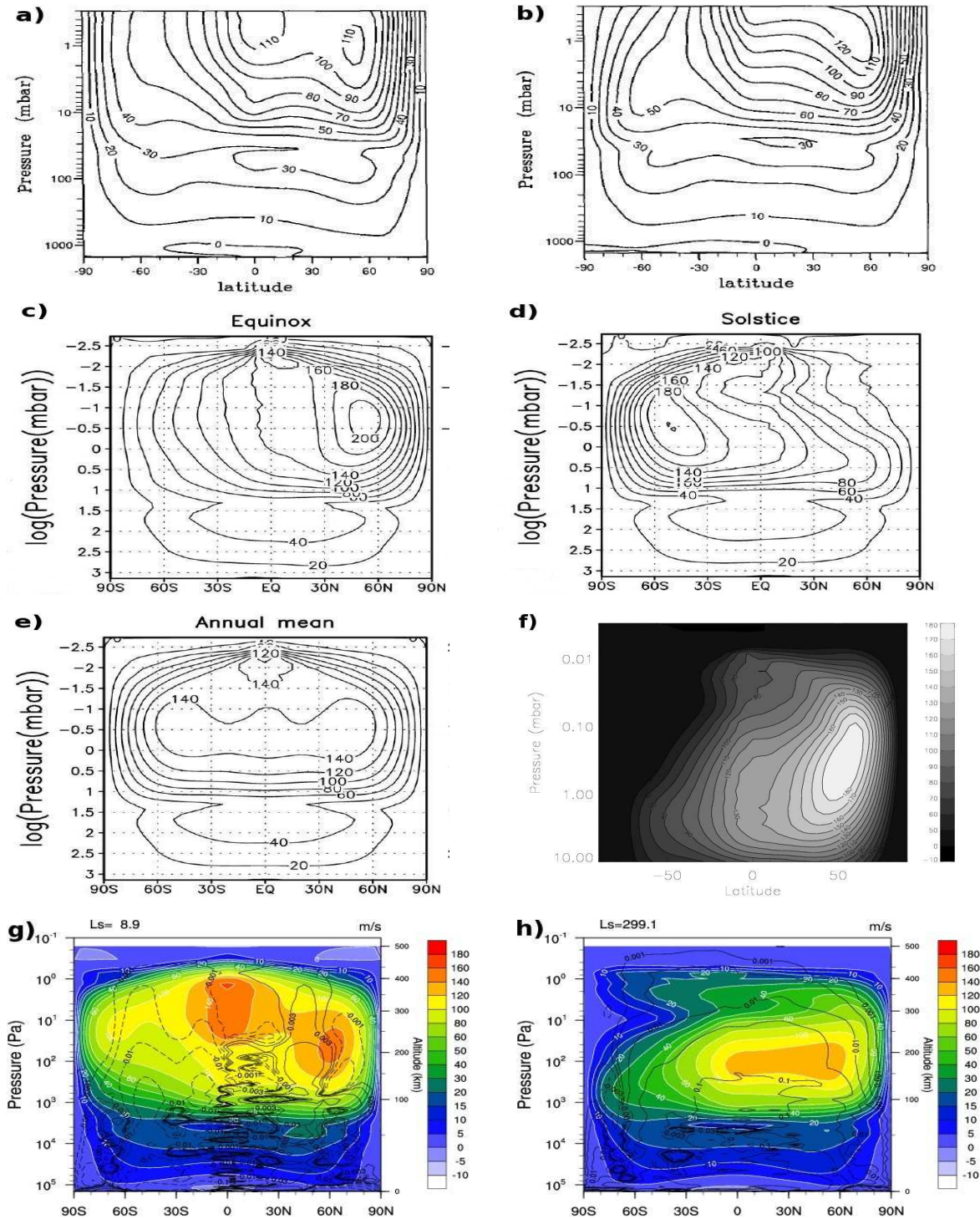


FIG. 3.2 – Distributions de vent zonal obtenues avec les différentes versions du modèle de climat de l'IPSL. (a) GCM de Hourdin et al. (1995), équinoxe de printemps nord. (b) idem, solstice d'hiver nord. (c) 2D-CM couplé à la microphysique de la brume (Rannou et al., 2004), équinoxe de printemps nord. (d) idem, solstice d'été nord. (e) idem, en moyenne annuelle. La ressemblance avec la distribution du vent sur Vénus est notable. C'est lié à la circulation méridienne qui, en moyenne annuelle, ressemble à celle de Vénus. (f) 2D-CM également à l'époque de l'arrivée de Cassini, $L_s = 300^\circ$ (Crespin et al., 2008). (g) GCM de Lebonnois et al. (2012a), couplé à la microphysique, à l'époque de Voyager 1, $L_s = 9^\circ$. (h) idem à l'époque de l'arrivée de Cassini.

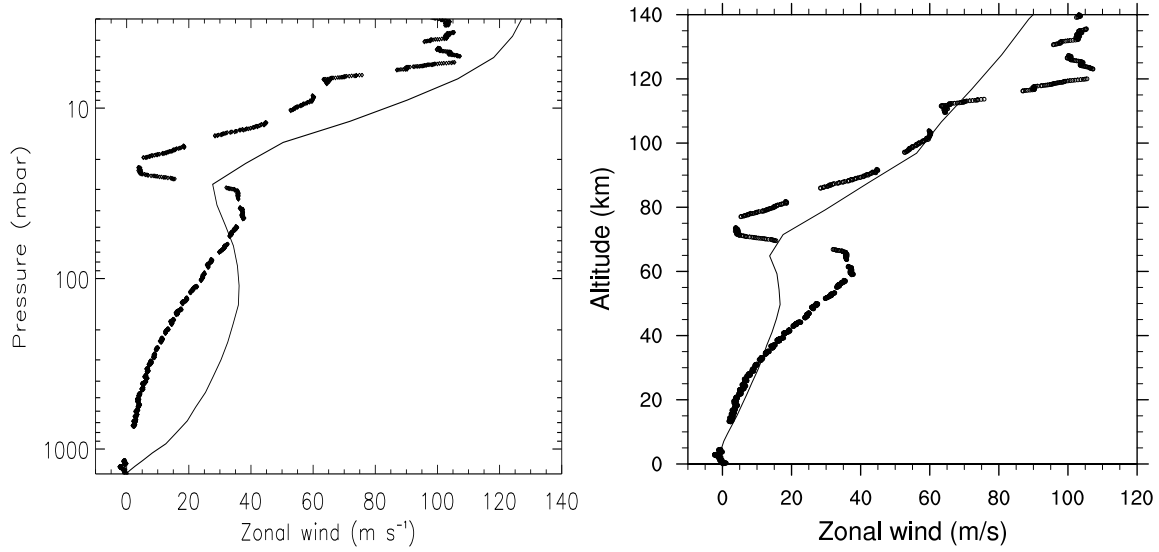


FIG. 3.3 – Profil vertical du vent zonal à 10°S, à la saison de la descente de la sonde Huygens dans l’atmosphère de Titan. Le profil obtenu par analyse des données reçues depuis la sonde est indiqué par les points noirs. (a) 2D-CM (Crespin et al., 2008). (b) nouveau GCM (Lebonnois et al., 2012a).

aux variations saisonnières du flux solaire. De plus, la stabilité dans cette région est très élevée, avec le plus fort gradient vertical de température, juste au-dessus de la tropopause. A cet endroit, le GCM montre que les vents méridiens s’inversent, induisant une division partielle dans les cellules de circulation méridienne (que ce soit à l’équinoxe ou au solstice).

J’ai proposé dans Lebonnois et al. (2012a) une explication concernant ce minimum de vent zonal, à partir de l’analyse des simulations. Comme montré déjà dans Hourdin et al. (1995), la température est très uniforme en latitude dans cette région, que ce soit dans les simulations simples radiato-convectives ou dans les simulations GCM. Dans les simulations faites avec le nouveau GCM Titan de l’IPSL, le gradient latitudinal de la température, très faible dans toute la région, s’inverse à faibles latitudes quelque soit la saison, avec la température équatoriale plus faible qu’aux latitudes moyennes. Cette inversion du gradient ΔT (pour un écart en latitude de $\Delta\phi$) est corrélée à la décroissance du vent zonal (Δu pour une variation en altitude Δz) grâce à l’équation du vent thermique :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(2\Omega u \sin \phi + \frac{u^2 \tan \phi}{a} \right) = -\frac{g}{Ta} \frac{\partial T}{\partial \phi}, \quad (3.1)$$

où $a = 2.575 \times 10^6$ m est le rayon de Titan, $\Omega = 4.56 \times 10^{-6}$ s⁻¹ est sa fréquence de rotation, ϕ est la latitude, $g = 1.35$ m s⁻² est la gravité, z (m) est l’altitude, T (K) est la température et u (m s⁻¹) est le vent zonal. Cette équation est donnée ici dans l’approximation d’atmosphère mince. Pour relier $\frac{\Delta T}{\Delta \phi}$ à $\frac{\Delta u}{\Delta z}$, on peut dériver :

$$\frac{-\Delta u}{\Delta z} \left(2\Omega \sin \phi + \frac{2u \tan \phi}{a} \right) = \frac{g}{Ta} \frac{\Delta T}{\Delta \phi}. \quad (3.2)$$

Dans les simulations du GCM, les valeurs suivantes sont estimées : $u \sim 16$ m s⁻¹, $T \sim$

90 K, $\phi \sim \pi/12$ (valeur moyenne entre équateur et 30°), $\Delta u \sim -4 \text{ m s}^{-1}$, $\Delta z \sim 1 \times 10^4 \text{ m}$, $\Delta T \sim 0.2 \text{ K}$ and $\Delta\phi \sim \pi/6$. Le premier terme de l'Eq. 3.2 donne donc

$$\frac{-\Delta u}{\Delta z} \left(2\Omega \sin \phi + \frac{2u \tan \phi}{a} \right) = 2.3 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}.$$

et le second donne

$$\frac{g}{T a} \frac{\Delta T}{\Delta \phi} = 2.2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}.$$

Compte tenu des approximations faites, l'accord est bon, confirmant le lien entre vent et température via l'équation du vent thermique. Il est possible d'appliquer ce même calcul au profil observé, avec $u \sim 20 \text{ m s}^{-1}$ (valeur moyenne sur la région où il décroît), $T \sim 90 \text{ K}$, $\Delta u \sim -40 \text{ m s}^{-1}$, $\Delta z \sim 1.5 \times 10^4 \text{ m}$, et $\phi \sim \sin \phi \sim \tan \phi \sim \frac{\Delta\phi}{2}$, ΔT peut être estimé à

$$\Delta T = \frac{-\Delta u}{\Delta z} \left(\Omega + \frac{u}{a} \right) \frac{T a}{g} (\Delta\phi)^2, \quad (3.3)$$

i.e.

$$\Delta T = 5.65 \times (\Delta\phi)^2.$$

Si l'inversion de température se trouve entre l'équateur et les moyennes latitudes ($\Delta\phi$ entre 30 et 45°), cette relation devrait induire un contraste latitudinal de température de l'ordre de 1.5 K à 3.5 K . Il devrait être possible d'observer cela avec les données des occultations radio de Cassini (Schinder et al., 2011).

Vénus

La superrotation dans le GCM Venus du LMD se développe à partir d'un état initial au repos. Pour atteindre un état d'équilibre, il faut que la simulation tourne plusieurs centaines de jours Vénus, ce qui requiert des temps de calcul très longs. Avec la parallélisation du code pour Vénus, qui est en phase de test, ces temps de calcul vont accélérer significativement, permettant également de tester de plus hautes résolutions spatiales (pour l'instant 48×32).

Pour les premières simulations publiées (Lebonnois et al., 2010a), le maximum de vent zonal se situe au niveau du plafond des nuages, comme dans les observations mais n'atteint que 60 à 70 m/s , soit à peine plus que la moitié de la valeur observée, avec ou sans l'ajout de la topographie (Figs.3.4(a,b)). Ce maximum est très centré sur l'équateur et le profil latitudinal n'est pas aussi plat qu'observé pour les basses et moyennes latitudes. Le vent zonal sous les nuages reste très faible, souvent même légèrement négatif, ce qui est très différent du gradient vertical quasi linéaire avec l'altitude qui a été observé par les sondes spatiales descendues dans l'atmosphère. On note le peu d'influence de la topographie, sauf dans la forme des cellules de Hadley profondes, bien qu'il semble que le problème de l'atmosphère sous le nuage soit exacerbé sans topographie. La circulation méridienne est constituée d'une superposition de trois ensembles de cellules de type Hadley équateur-pôles, avec l'ensemble intermédiaire situé dans les nuages profond et moyen, entre 45 et 60 km d'altitude.

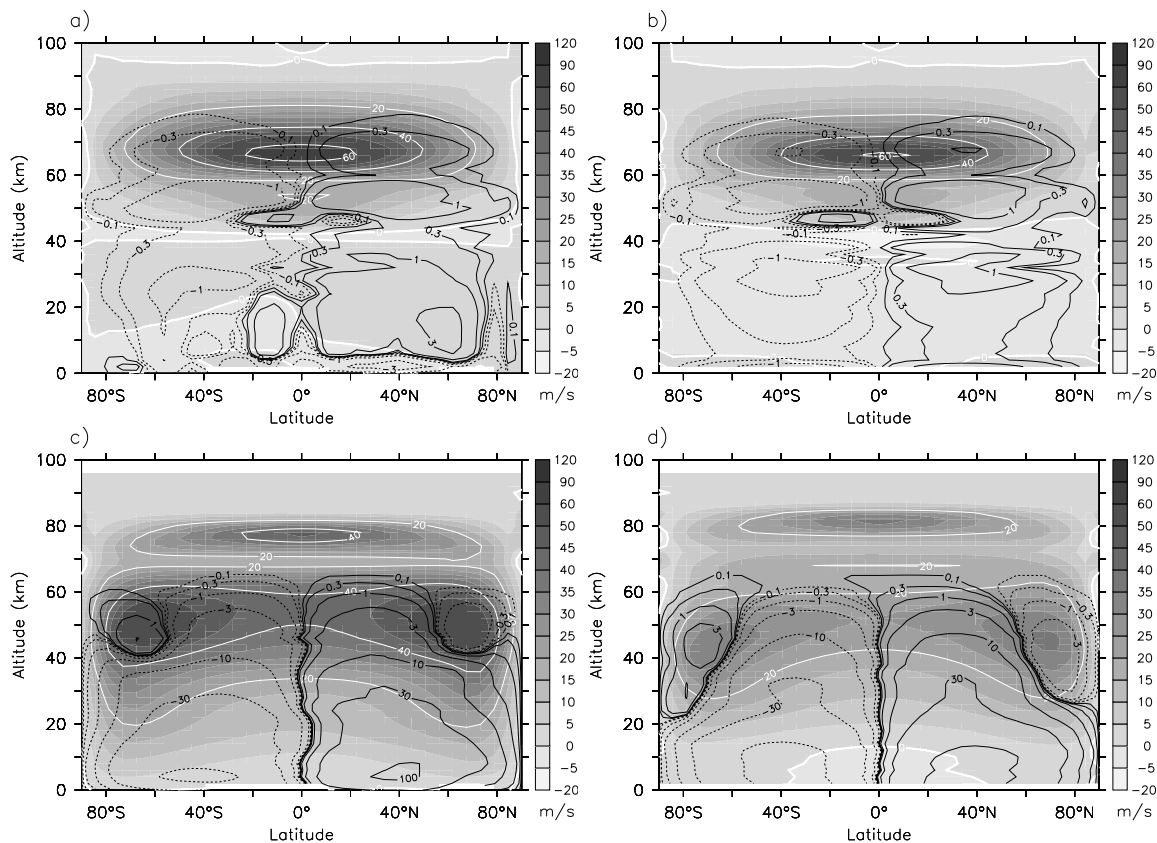


FIG. 3.4 – Vent zonal moyen (en m/s) et fonction de courant (contours noirs, en 10^9 kg/s) dans le GCM Vénus du LMD, après 350 jV pour (a) une simulation de référence avec transfert radiatif complet et topographie, (b) même configuration mais pas de topographie, (c) une simulation avec forçage simple de la température par refroidissement newtonien, avec topographie, (d) idem mais sans topographie. Les moyennes sont faites sur les deux derniers jours Vénus de chaque simulation et sur les longitudes. D’après (Lebonnois et al., 2010a).

L’impact du transfert radiatif par rapport au forçage simplifié de la température employé dans les autres GCM est illustré Figs. 3.4(c,d), où la simulation prend cette fois-ci en compte un refroidissement de type newtonien à la place du transfert radiatif. La circulation méridienne est constituée alors d’un seul ensemble de cellules de Hadley équateur-pôles, avec deux jets de vent zonal à hautes latitudes. Ces jets sont nettement plus bas que dans la simulation de référence et la région équatoriale accumule moins de moment cinétique.

D’autres études de sensibilité ont été menées à partir de la simulation de base (Lebonnois et al., 2010a). Quand on utilise une valeur constante pour la chaleur spécifique C_p , la structure de la circulation est légèrement affectée mais cela affecte essentiellement le profil vertical de la température. La condition au sommet du modèle a peu d’influence sur les vents. Un augmentation de la résolution à 64×48 ne semble pas affecter non plus la circulation de façon significative.

D’autres paramètres influencent de façon beaucoup plus nette la circulation.

– Le schéma de couche limite,

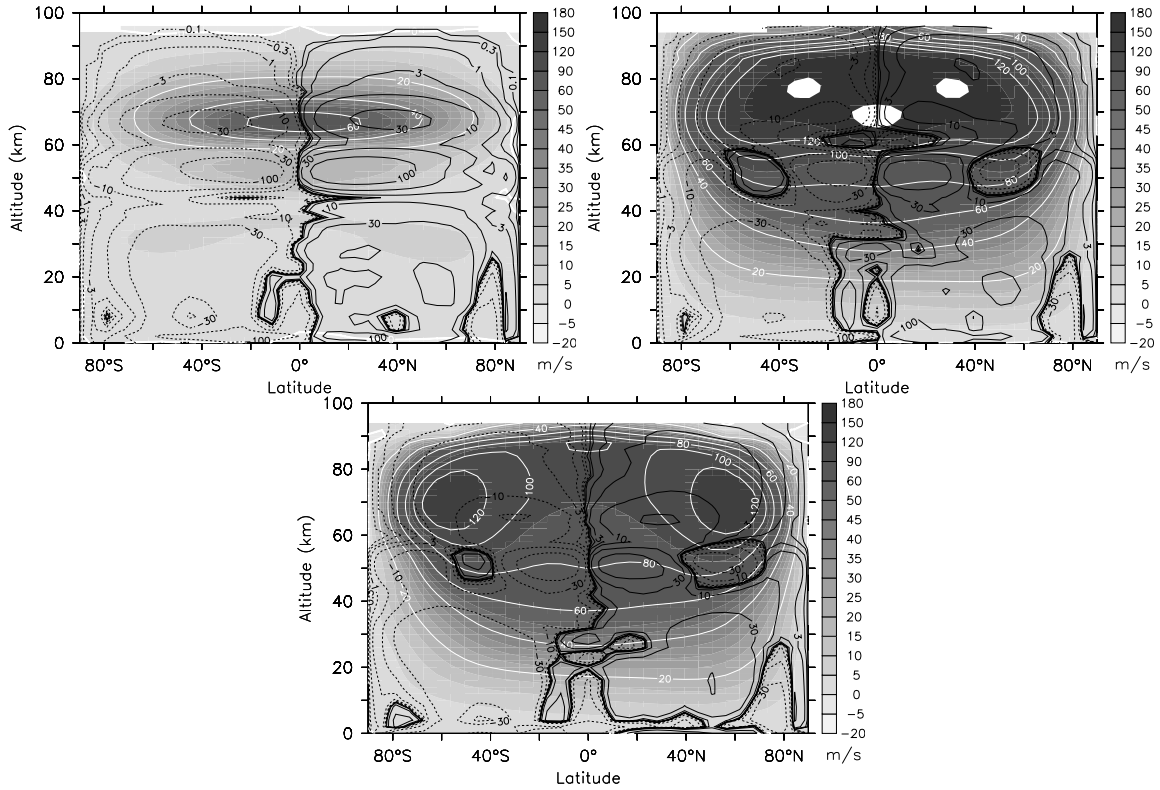


FIG. 3.5 – Trois nouvelles simulations sont présentées, incluant le schéma de couche limite adapté de Mellor et Yamada (1982). Les distributions du vent zonal sont tracées ici après 200 jV de simulation. (a) Démarrage au repos, similaire à Fig. 3.4(a). (b) Démarrage avec un champ de vent zonal initial défini analytiquement pour être proche des observations. (c) Même chose que (b), mais sans cycle diurne. D’après Lebonnois et al. (2010b).

- Les conditions initiales,
- Le cycle diurne.

Ces influences sont illustrées Fig. 3.5. L’utilisation du schéma de couche limite issu de la méthode Mellor et Yamada (1982) influence énormément la structure thermique dans l’atmosphère profonde et permet à la circulation de pomper nettement plus de moment cinétique dans la basse atmosphère comme visible Fig. 3.5(a). Nous reviendrons sur ce point dans la discussion de la Section 4.2.

Pour évaluer l’impact des conditions initiales, j’ai réalisé une simulation qui a été initialisée avec un vent zonal analytique déterminé pour ressembler aux observations : à l’équateur, le vent augmente linéairement de zéro à la surface à 110 m/s à 70 km d’altitude, puis décroît à nouveau linéairement pour rejoindre zéro au plafond du GCM. Ce profil est appliqué à toutes les latitudes entre 50°N et 50°S. Pour les hautes latitudes, l’amplitude du profil décroît linéairement avec la latitude pour descendre à zéro aux pôles. Après plusieurs centaines de jours Vénus de simulation (Fig. 3.5(b)), la circulation a retrouvé un équilibre dans ses échanges de moment cinétique à la surface qui est similaire à la simulation précédente, mais a conservé l’essentiel de son moment cinétique dans l’atmosphère profonde. Le vent zonal sous les nuages est donc proches des observations. Par contre, le gradient de vent zonal entre le bas et le sommet des nuages est trop fort comparé

aux observations, et le maximum de vent zonal atteint plus de 200 m/s, dans une région au-dessus des nuages beaucoup plus grandes que précédemment.

La possibilité d'obtenir ainsi plusieurs états stables avec un GCM de Vénus a été également évoquée par Kido et Wakata (2008), en utilisant le GCM Vénus japonais du CCSR/NIES (Yamamoto et Takahashi, 2003a), toujours avec un forçage radiatif simplifié.

Enfin l'influence du cycle diurne est illustrée Fig. 3.5(c), avec une simulation également démarrée avec une circulation en superrotation, mais qui ne prend pas en compte le cycle diurne. Lorsque le cycle diurne est supprimé, le maximum de vent zonal se sépare en deux jets à hautes latitudes. Leur amplitude reste plus faible que quand le cycle diurne est inclus. Une expérience un peu similaire a été présentée dans Lebonnois et al. (2010a), où le cycle diurne était supprimé avant de poursuivre une simulation. Les jets apparaissaient alors de la même façon mais ne parvenaient pas à se maintenir et s'atténuaient au cours du temps. Je reviendrai sur le rôle du cycle diurne dans le mécanisme de superrotation un peu plus loin, Section 3.4.2.

3.3 La conservation du moment cinétique dans les GCM

3.3.1 Difficultés des GCM

Depuis les premiers travaux sur les GCM de Vénus et Titan, obtenir la superrotation n'est jamais apparu comme une chose simple. Malgré leurs succès, le GCM de Young et Pollack (1977) n'est pas apparu comme robuste suite aux critiques de Rossow et al. (1980), qui ont montré que ce GCM présentait des problèmes de conservation de moment cinétique, ainsi que d'autres problèmes techniques liés à la troncature employée dans le coeur dynamique. Par la suite, les GCM Vénus ont dû imposer des taux de chauffage et des gradients thermiques entre équateur et pôles dans l'atmosphère profonde qui n'étaient pas réalistes pour pouvoir développer une superrotation satisfaisante. Des exemples de simulations de l'atmosphère de Vénus avec forçage radiatif compatible avec les observations sont montrées Figs 3.6(a,b).

Pour les simulations de l'atmosphère de Titan, hormis les résultats satisfaisants obtenus par Hourdin et al. (1995), les GCM de Titan n'ont pas souvent réussi à reproduire la superrotation en utilisant un transfert radiatif réaliste : Tokano et al. (1999), Richardson et al. (2007), Friedson et al. (2009) (voir Fig. 3.6). Il est intéressant de noter que le GCM TitanCAM utilisait une résolution horizontale beaucoup plus faible que celle adoptée pour VenusCAM par Parish et al. (2011). Nous reviendrons sur VenusCAM à la Section 3.3.3, mais il apparaît que les problèmes de TitanCAM devaient certainement être liés à la résolution utilisée ainsi qu'aux problèmes de difficultés de conservation du moment cinétique relevés pour VenusCAM (Lebonnois et al., 2012b).

L'importance de la conservation du moment cinétique a été notée dans plusieurs travaux. En particulier, Hourdin et al. (1995) insistaient sur les tests qu'ils avaient effectués pour vérifier cette bonne conservation. Newman et al. (2011) détaillent dans leur article comment ils ont dû améliorer l'implémentation de la dissipation horizontale dans le coeur dynamique de TitanWRF et réduire l'amplitude de celle-ci quasiment à zéro pour pouvoir

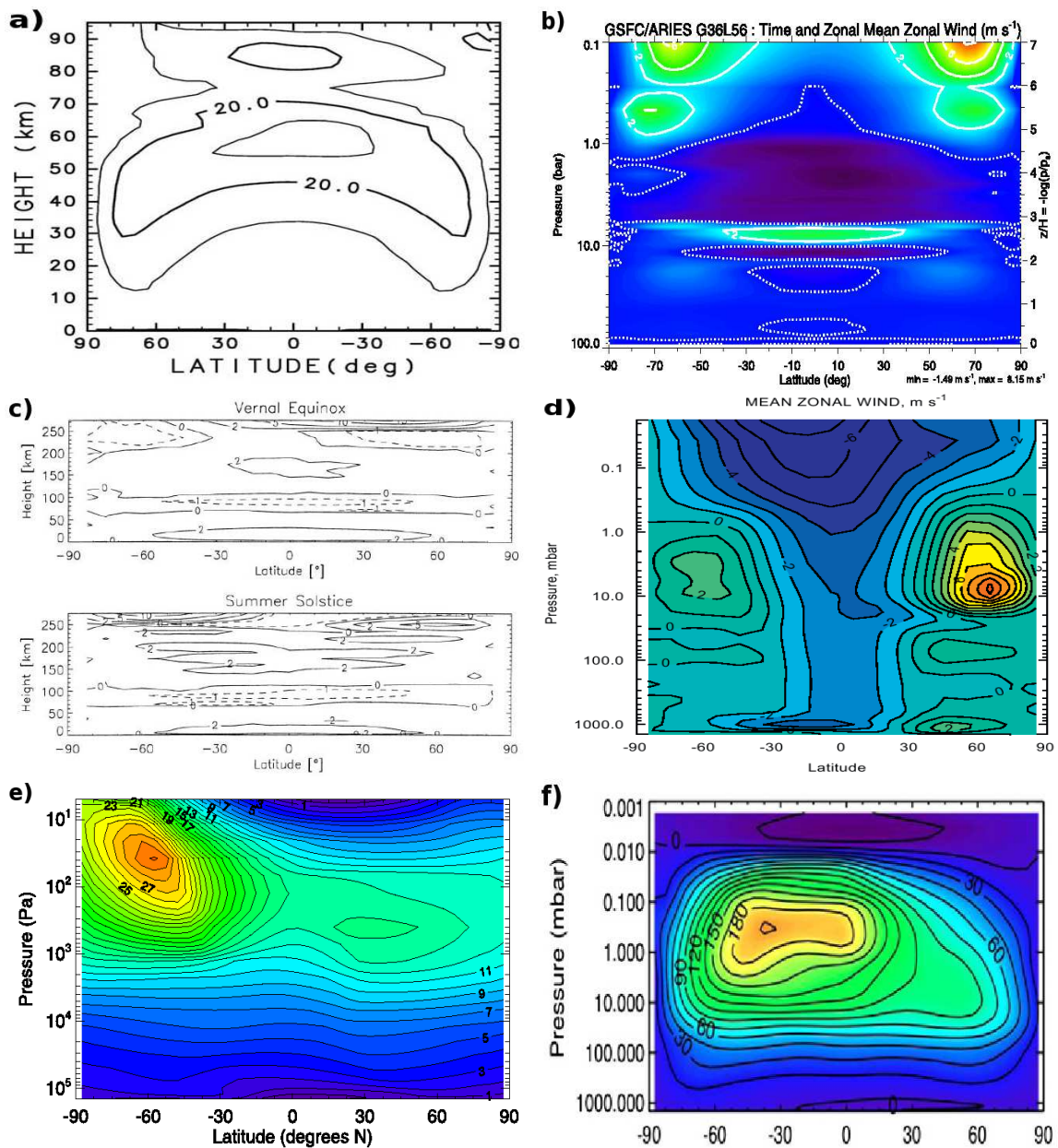


FIG. 3.6 – (a) Distribution de vent zonal pour l’atmosphère de Vénus obtenue avec le GCM du CCSR/NIES, en utilisant un gradient équateur-pôle nul dans l’atmosphère profonde. Quand ce forçage est de 10 K (moins réaliste), le maximum de vent obtenu est similaire aux observations (Yamamoto et Takahashi, 2006). (b) Idem pour le GCM de Hollingsworth et al. (2007) : simulation avec des taux de chauffage et des contrastes thermiques équateur-pôles plus réalistes dans l’atmosphère profonde. (c) Distribution de vent zonal dans l’atmosphère de Titan obtenue pour l’équinoxe de printemps nord et le solstice d’été nord dans le cas du GCM de Cologne (Tokano et al., 1999). (d) Idem pour l’hiver nord ($L_s = 293^\circ$) avec le GCM TitanCAM (Friedson et al., 2009). (e) Idem pour Titan-WRF, pendant l’été nord ($L_s = 65^\circ$) (Richardson et al., 2007). (f) TitanWRF encore, au solstice d’été nord ($L_s = 90^\circ$), après avoir amélioré la dissipation horizontale (Newman et al., 2011).

enfin obtenir une superrotation satisfaisante pour l’atmosphère de Titan (Fig. 3.6(e,f)).

La conservation du moment cinétique apparaît donc comme un point crucial dans la simulation de la superrotation. Les deux sections suivantes illustreront cet aspect avec des travaux récents que j’ai effectués autour des GCM de l’atmosphère de Vénus.

3.3.2 Intercomparaison de GCM Vénus

Dans le cadre d’un groupe de travail invité à l’International Space Science Institute, à Berne, Suisse, pour réfléchir sur la modélisation de l’atmosphère de Vénus, j’ai mené une étude avec de nombreux collègues modélisateurs sur une intercomparaison entre GCM Vénus (Lebonnois et al., 2013b). Je reprends ici ce travail car il illustre bien combien la modélisation de la circulation dans l’atmosphère de Vénus est sensible aux détails du GCM.

Cette intercomparaison entre les GCM Vénus les plus récents était motivée par la dispersion (et parfois la contradiction) des résultats publiés. Elle s’est également largement appuyée sur le travail de Lee et Richardson (2010), qui a étudié le comportement de trois coeurs dynamiques différents utilisant la même physique. Cinq GCM supplémentaires ont été impliqués. Le principe était que tous les modèles utilisent des paramétrisations physiques identiques, pour regarder dans quelle mesure la circulation modélisée était la même. Le forçage radiatif a été défini de façon commune et était donc limité à un refroidissement newtonien simple.

Les GCM participant à ce travail étaient les suivants :

- **CCSR** – Le GCM japonais du CCSR/NIES (Yamamoto et Takahashi, 2003b, 2004, 2006).
- **LMD** – Le GCM Vénus du LMD (sans le transfert radiatif complet) (Lebonnois et al., 2010a).
- **OU** – Le GCM développé à l’Open University.
- **UCLA** – Le GCM développé à UCLA et au LLNL, à partir du coeur dynamique CAM (Parish et al., 2011). Ces simulations ont été réalisées à une résolution beaucoup plus élevée que les autres (voir Section 1.3.3).
- **OX** – Le GCM développé à Oxford University. Des simulations réalisées pendant la thèse de C. Lee ont également été utilisées (Lee et al., 2005, 2007).
- **LR10** – Les simulations de Lee et Richardson (2010), bien que réalisées avant ce travail, ont pu être intégrées à cette comparaison.

Le protocole

Pour forcer l’ensemble des GCM avec des paramétrisations physiques identiques, nous avons défini ensemble un protocole pour régler chaque aspect des paramétrisations physiques. Les simulations de base étaient destinées à comparer les coeurs dynamiques. Un certain nombre d’études complémentaires ont pu être menée par certains groupes, permettant de comparer la sensibilité des GCM à quelques paramètres.

Les coeurs dynamiques impliqués sont de trois types : spectraux, différences finies et volumes finis. La résolution choisie était de $5^\circ \times 5^\circ : 64 \times 48$ pour les modèles de grille, T21 pour les modèles spectraux. Seul le GCM VénusCAM utilisait une résolution beaucoup plus fine, rendant la comparaison directe moins évidente. Pour les besoins de cette étude,

TAB. 3.1 – Résumé des paramètres (communs et différents) utilisés par les GCM pour l’intercomparaison. D’après Lebonnois et al. (2013b).

GCM	CCSR	LMD	OU	UCLA	OX	LR10
Coeur dynamique ^a	S	FD	S	FV	FD	S, FD, FV
Résolution horizontale	T21	64x32	T21	360x180	72x37	T21, 64x32
Durée des simulations (jV)	250	250-350	500	600	222	187-300
Grille verticale		50 niveaux				32 niveaux
Dissipation horizontale	6th order	squared lapl.	Del-8	Del-squared	6th order	8th order (S) 4th order (FD) div. damping (FV)
Constantes de temps	3 jE	2×10 ⁴ s	4.3×10 ⁴ s	2.2×10 ⁴ s	30 jE	3 jE (S,FD) 1 jE (FV)
Coefficient de diffusion verticale turbulente		K = 0.15 m ² s ⁻¹				aucun
Forçage thermique			D’après Lee (2006)			
Couche éponge			3 couches			
Frottement de surface			Frottement Rayleigh, 1 couche			

^a : S = modèle “spectral”, FD = “finite differences” et FV = “finite volumes”.

la grille verticale a été homogénéisée entre les différents GCM, mais chaque GCM a aussi pu faire les simulations avec sa grille verticale d’origine, permettant d’étudier la sensibilité à celle-ci. La grille verticale commune est celle de Lebonnois et al. (2010a), sur 50 niveaux. Les simulations OX et LR10 ont été faites uniquement sur la grille à 32 niveaux de Lee et al. (2007). La dissipation horizontale fait partie intégrante du coeur dynamique et ne peut donc pas être homogénéisée pour cette étude.

Tous les paramètres planétaires sont fixés à des valeurs identiques, y compris la chaleur spécifique fixée à $C_p = 900$ J/kg/K. La topographie n’est pas prise en compte, mais certains GCM ont pu faire des simulations supplémentaires avec topographie. L’atmosphère est prise initialement au repos et les durées de simulations vont de 187 à 600 jV.

Le forçage thermique adopté est décrit dans Lee (2006). La structure thermique est rappelée vers une distribution fixée de température dépendant de la latitude et de l’altitude $T_0(\phi, p) = T_{\text{ref}}(p) + T_1(p)(\cos(\phi) - C)$, où $T_{\text{ref}}(p)$ est le profil de référence du model VIRa (Seiff et al., 1985) et $T_1(p)$ traduit le chauffage solaire, avec un maximum dans le nuage. La constante de temps de rappel est fixée à 25 jours terrestres, diminuant un peu dans les dernières couches les plus hautes. Le cycle diurne n’a pas été pris en compte dans cette formulation.

Au sommet, une couche éponge est prise en compte dans les quatre derniers niveaux, avec un frottement type Rayleigh rappelant les vents vers zéro. D’autres configurations ont été testées, mais l’influence reste faible et limitée aux couches les plus élevées.

A la surface, une simple couche de frottement a été prise en compte avec une constante de temps de 3 jE. Le coefficient de diffusion verticale était réglé à $k_v = 0.15$ m²/s, sauf pour quelques exceptions. Pour le modèle de sol, chaque GCM a conservé sa formulation. L’ensemble des paramètres est résumé dans le Tableau 3.1.

Les résultats

Chaque simulation a été menée jusqu’à ce que le moment cinétique total n’évolue quasiment plus. Le moment cinétique total M_{tot} , de par sa dépendance en masse, est une

grandeur qui est essentiellement sensible au vent zonal des régions les plus profondes de l'atmosphère. La comparaison entre les valeurs de M_{tot} obtenues pour toutes les simulations de base montre une dispersion d'un facteur 3, traduisant les différences entre les champs de vent zonal obtenus dans l'atmosphère profonde.

La Fig. 3.7 présente les moyennes zonales et temporelles (sur 2 jV) du champ de vent zonal obtenu par les différents GCM. Comme indiqué dans Parish et al. (2011), la simulation menée par le GCM VenusCAM présente des oscillations très marquées de la circulation, sur des périodes de l'ordre d'une dizaine d'années terrestres. C'est le seul modèle à montrer une telle oscillation. Le champ de vent présenté Fig. 3.7(h) est une moyenne sur cette période.

Tous les modèles présentent de la superrotation, avec des maxima dans la région des nuages ou au-dessus, i.e. dans la gamme de pressions 10^5 - 10^3 Pa (soit environ 50-75 km). Des jets sont très souvent présents à hautes latitudes, au-dessus de 50° , à des pressions légèrement plus élevées que le maximum équatorial. Bien que ce soit une distribution de vents qualitativement assez générale, les vents sont plutôt différents d'un modèle à l'autre. Les jets ne sont pas visibles dans les simulations CCSR (Fig. 3.7(a)) et UCLA (Fig. 3.7(h)), mais il faut garder à l'esprit la moyenne temporelle plus longue due aux oscillations sur 10 ans). Pour les simulations LMD (Fig. 3.7(b)) et OX (Fig. 3.7(d)), les jets descendent plus profondément que pour les autres GCM (avec un pic à 3×10^5 Pa pour le LMD). L'amplitude du maximum de vent varie aussi de façon très significative entre les modèles. Les vents les plus forts sont obtenus avec la simulation LR10-s (Fig. 3.7(e)), atteignant plus de 60 m/s pour les jets et 30-40 m/s en moyenne sur la région de maximum de vent. Le gradient vertical et la distribution de vent dans l'atmosphère profonde (de la surface à 10^6 Pa) varie également très largement. Dans beaucoup de cas, le vent reste faible dans cette région et ne gagne en amplitude qu'au-dessus de 10^6 Pa, alors que dans d'autres cas le gradient vertical de vent est déjà notable dès la surface, avec des jets de haute latitude déjà formés.

La nature du coeur dynamique ne semble pas être le facteur principal. Bien que les deux modèles ayant les jets les plus forts soient des GCM spectraux, (CCSR et LR10-s), ce n'est pas le cas du GCM OU, lui aussi spectral, qui présente au contraire les vents les plus faibles. La distribution du vent est d'ailleurs assez différente entre les simulations CCSR et LR10-s, à la fois dans la région des nuages et dans les zones les plus profondes. Même si deux coeurs sont de même nature, l'implémentation numérique peut être très différente entre ces GCM. Beaucoup de facteurs ne sont pas identiques, comme la méthode d'intégration, la précision de la discrétisation, ou les propriétés des filtres de Fourier. Ces différences jouent certainement autant un rôle que la nature du coeur elle-même. Une des hypothèses pour expliquer cette diversité de résultats tient à la capacité du coeur dynamique à conserver le moment cinétique.

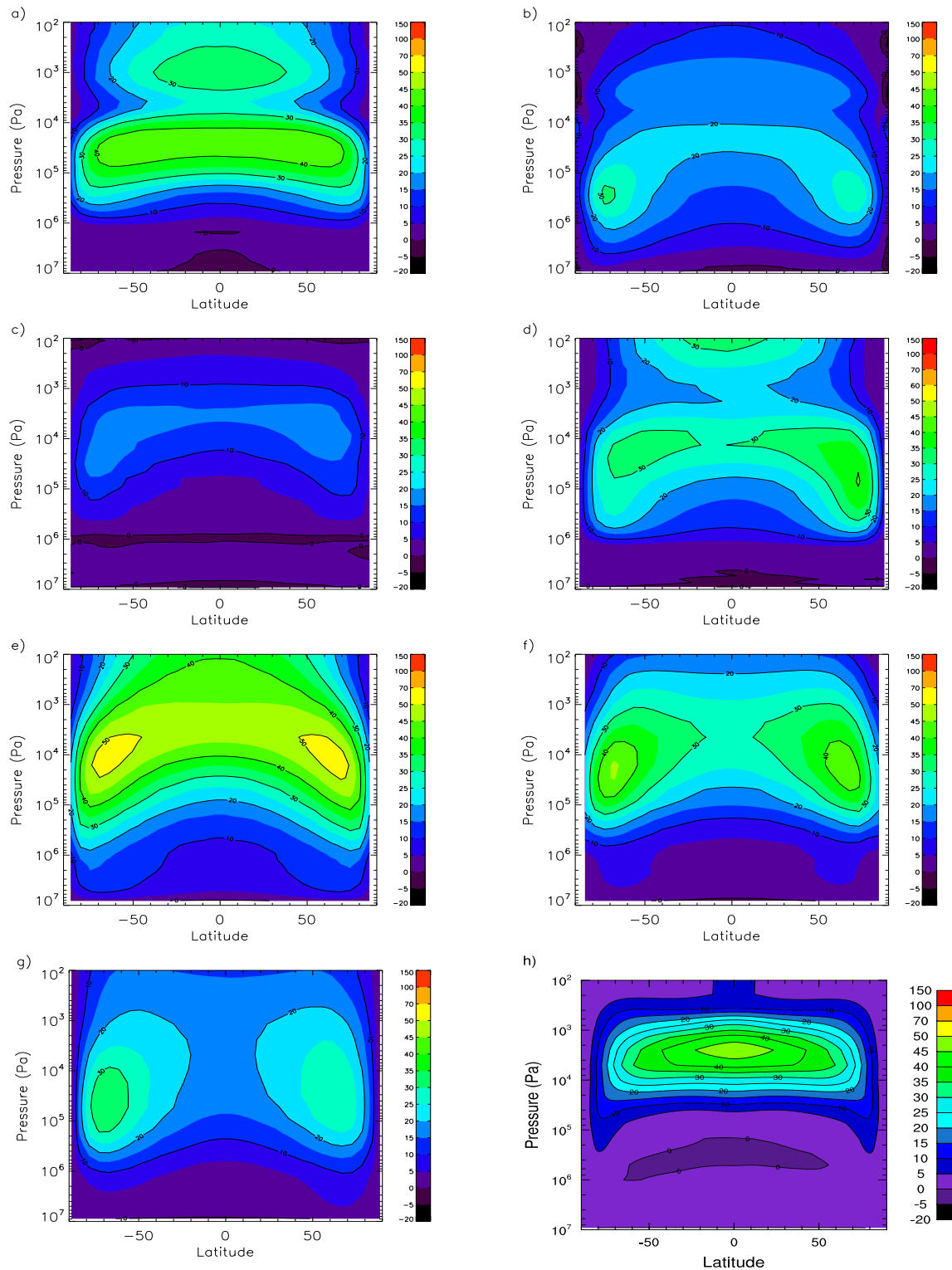


FIG. 3.7 – Moyennes temporelles et zonales du vent zonal obtenues pour toutes les simulations de base de l'intercomparaison (unité : m/s). La première colonne montre les coeurs dynamiques spectraux : (a) CCSR, (c) OU, (e) LR10-s. La seconde colonne montre les coeurs en différences finies : (b) LMD, (d) OX, (f) LR10-fd. La dernière ligne rassemble les coeurs en volumes finis : (g) LR10-fv, (h) UCLA (moyenne temporelle sur 10 ans terrestres). D'après Lebonnois et al. (2013b).

3.3.3 Etude approfondie de deux GCM

Afin d'explorer cette hypothèse, j'ai étudié en détails le budget de moment cinétique pour deux GCM avec lesquels j'ai travaillé : le GCM du LMD, bien sûr, mais également le GCM VenusCAM auquel j'ai contribué pendant mon séjour au Lawrence Livermore National Laboratory. Cette étude a été publiée dans Lebonnois et al. (2012b) et je la reprends ici.

Le cadre de l'étude

L'objectif de cette étude est de vérifier à quel degré le moment cinétique total de l'atmosphère simulée est conservé, pour diverses configurations du GCM du LMD (Vénus et Titan) et du GCM CAM (Vénus et Terre).

Le moment cinétique total de l'atmosphère (MCA) est donné par :

$$M = M_o + M_r = \int_S \Omega a^2 \cos^2 \theta \frac{p_s}{g} dS + \int_V u a \cos \theta dm, \quad (3.4)$$

où Ω est la vitesse de rotation de la planète, a est son rayon, g est la gravité à sa surface, θ est la latitude, p_s est la pression de surface, u est le vent zonal, $\int_V dm$ est l'intégrale de la masse sur le volume de l'atmosphère, et $\int_S dS$ est l'intégrale sur la surface de la planète. Le premier terme M_o correspond à la rotation solide de la planète (o est pour "omega") et le second terme M_r est dû au mouvement relatif de l'atmosphère par rapport à la surface (r est pour "relatif"). L'équilibre hydrostatique est utilisé, ainsi que les hypothèses d'atmosphère mince et sphérique. Le plafond du modèle est pris à $p = 0$ Pa.

Dans tout GCM, l'évolution du MCA au cours d'une simulation se décompose en plusieurs éléments. Les variations de la distribution de masse à la surface modifient M_o et celles du vent zonal modifient M_r . Les modifications du MCA sont dues à des échanges de moment cinétique à la surface, au sommet du modèle, ainsi qu'aux erreurs numériques de conservation du MCA dans le GCM. On peut donc écrire :

$$\frac{dM}{dt} = \frac{dM_o}{dt} + \frac{dM_r}{dt} = F + T + S + D + \epsilon, \quad (3.5)$$

où F est la tendance sur le MCA provenant du schéma de couche limite (frottements à la surface), T correspond à l'échange de moment cinétique entre l'atmosphère et la surface dû aux différences de pression de surface autour des reliefs (couple des montagnes), S est la tendance sur le MCA associée aux conditions aux limites au sommet du GCM (c'est à dire la couche éponge), D est le couple résiduel dû aux erreurs de conservation de moment cinétique dans la dissipation horizontale et ϵ rassemble les variations du MCA dues aux autres erreurs numériques de conservation du MCA dans le coeur dynamique. Dans les configurations habituelles des GCM, les paramétrisations physiques sont séparées du coeur dynamique. Les termes S et D font parties du coeur dynamique, même si S peut éventuellement être mis plutôt dans la physique.

Pour évaluer ϵ au cours d'une simulation, les différents termes de l'Eq. 3.5 doivent être calculés. Pour la physique, le calcul est simple :

$$F = \int_V a \cos \theta \left(\frac{du}{dt} \right)_F dm, \quad (3.6)$$

avec $\left(\frac{du}{dt}\right)_F$ la variation de vitesse calculée dans la paramétrisation de la couche limite. La contribution totale du coeur dynamique est évaluée en mesurant entre chaque appel à la physique la variation de u $\left(\frac{du}{dt}\right)_{dyn}$:

$$Dy = \int_V a \cos \theta \left(\frac{du}{dt}\right)_{dyn} dm. \quad (3.7)$$

L'évolution de M_r est alors :

$$\frac{dM_r}{dt} = F + Dy. \quad (3.8)$$

Le couple des montagne est contenu dans Dy mais peut être évalué séparément à partir de l'équation :

$$T = - \int_S p_s \frac{\partial z_s}{\partial \lambda} dS, \quad (3.9)$$

où z_s est la topographie et λ la longitude. D'autres échanges avec la surface peuvent éventuellement être pris en compte, par exemple avec la paramétrisation des ondes de gravité. Il faut alors ajouter à F le terme correspondant. Ce n'est pas le cas dans cette étude.

En utilisant ces équations, on peut isoler la contribution non-physique aux variations du MCA :

$$\epsilon^* \equiv S + D + \epsilon = Dy - T + dM_o/dt. \quad (3.10)$$

Quand il est possible d'isoler les variations $\left(\frac{du}{dt}\right)_S$ et $\left(\frac{du}{dt}\right)_D$, les termes S et D peuvent être calculés et ϵ isolé, mais ce n'est pas toujours le cas : c'est possible pour les GCM du LMD, mais pas pour CAM, par exemple.

Analyses pour Vénus

A partir des simulations de références dont nous disposons pour le GCM Vénus du LMD, nous avons évalué ϵ dans les cas avec physique complète et avec physique simplifiée (correspondant à l'étude faites pour l'ISSI, Lebonnois et al. 2013b), avec ou sans topographie. Les simulations sont notées LMDFT, LMDFN, LMDIT et LMDIN, avec F pour "Full physics", I pour "Ideal physics", T pour "Topographie" et N pour "No topography". La Fig. 3.8 montre les variations temporelles des différents termes de l'Eq. 3.5, illustrant l'amplitude de ϵ dans chaque cas. Il est visible que pour LMDIN (qui correspond au vent zonal de la Fig. 3.7(b)), les erreurs numériques prennent une proportion trop importante. C'est moins le cas avec la topographie (LMDIT). Dans le cas avec physique complète (LMDFT correspond au vent zonal de la Fig. 3.5(a)), la conservation du moment cinétique dans LMDZ est meilleure, mais est à peine convenable.

Pour le GCM VenusCAM, Parish et al. (2011) avait utilisé le coeur dynamique CAM3. Nous avons utilisé ici la version CAM5, toujours en volumes finis. Plusieurs tests ont été effectués pour évaluer l'impact de la dissipation horizontale. La version CAM5 utilise un schéma de dissipation horizontal en "divergence damping" du 2nd ou du 4ème ordre, alors que la version CAM3 utilisait un Laplacien. Ces différentes options incluent un effet de type couche éponge au sommet du GCM. La résolution horizontale est de $1^\circ \times 1^\circ$ et la grille verticale est la même que celle du GCM Vénus du LMD (50 niveaux). Je n'ai utilisé que la physique simplifiée similaire à celle employée pour l'étude de l'ISSI, avec

ou sans topographie. La nomenclature des simulations est la suivante : IT^* ou IN selon qu'il y a ou non la topographie ; puis un 2 ou un 4 selon qu'on utilise l'ordre 2 ou l'ordre 4 pour le "divergence damping" (si un terme de couche éponge est ajouté à partir du Laplacien, la simulation est noté 42) ; enfin S, R10 ou R30 selon que le coefficient de cette dissipation horizontale est standard, ou réduit d'un facteur 10 ou 30. L'initialisation a été faite à partir des simulations de Parish et al. (2011), mais aussi à partir d'un état au repos (auquel cas la simulation est notée $I0^*$ au lieu de I^*). Les évolutions temporelles de ϵ^* sont illustrées Fig. 3.9.

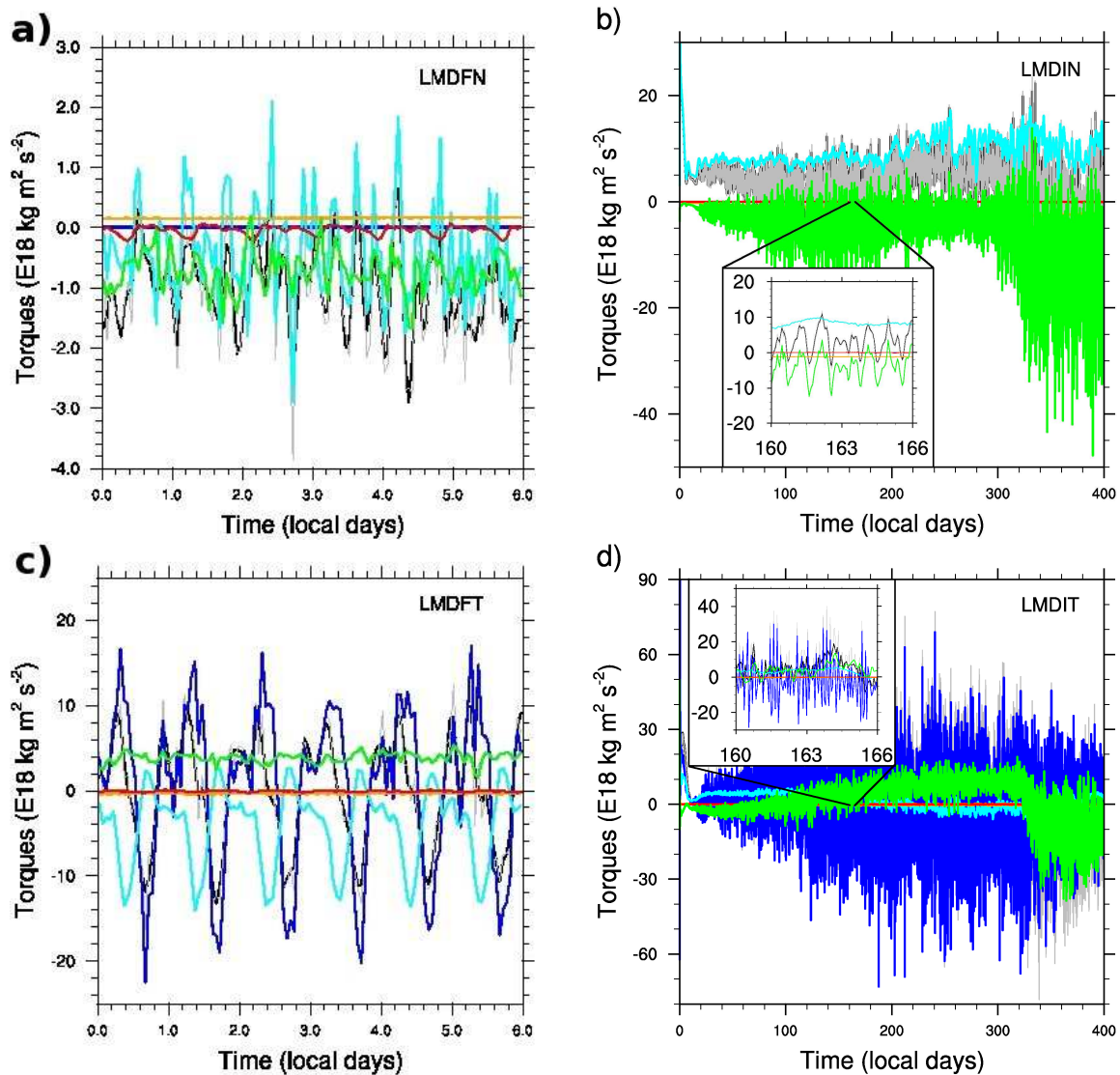


FIG. 3.8 – Variations temporelle des différents termes affectant M_r (dM_o/dt est négligeable) pour les simulations du GCM Vénus du LMD : (a) LMDFN, (b) LMDIN, (c) LMDFT et (d) LMDIT. Le code couleur est le suivant : noir : dM_r/dt calculé à partir des variations temporelles de M_r , gris : somme de F et Dy (donc doit être égal à dM_r/dt), bleu clair : F , bleu foncé : T , orange : D , rouge : S et vert : ϵ . D'après Lebonnois et al. (2012b).

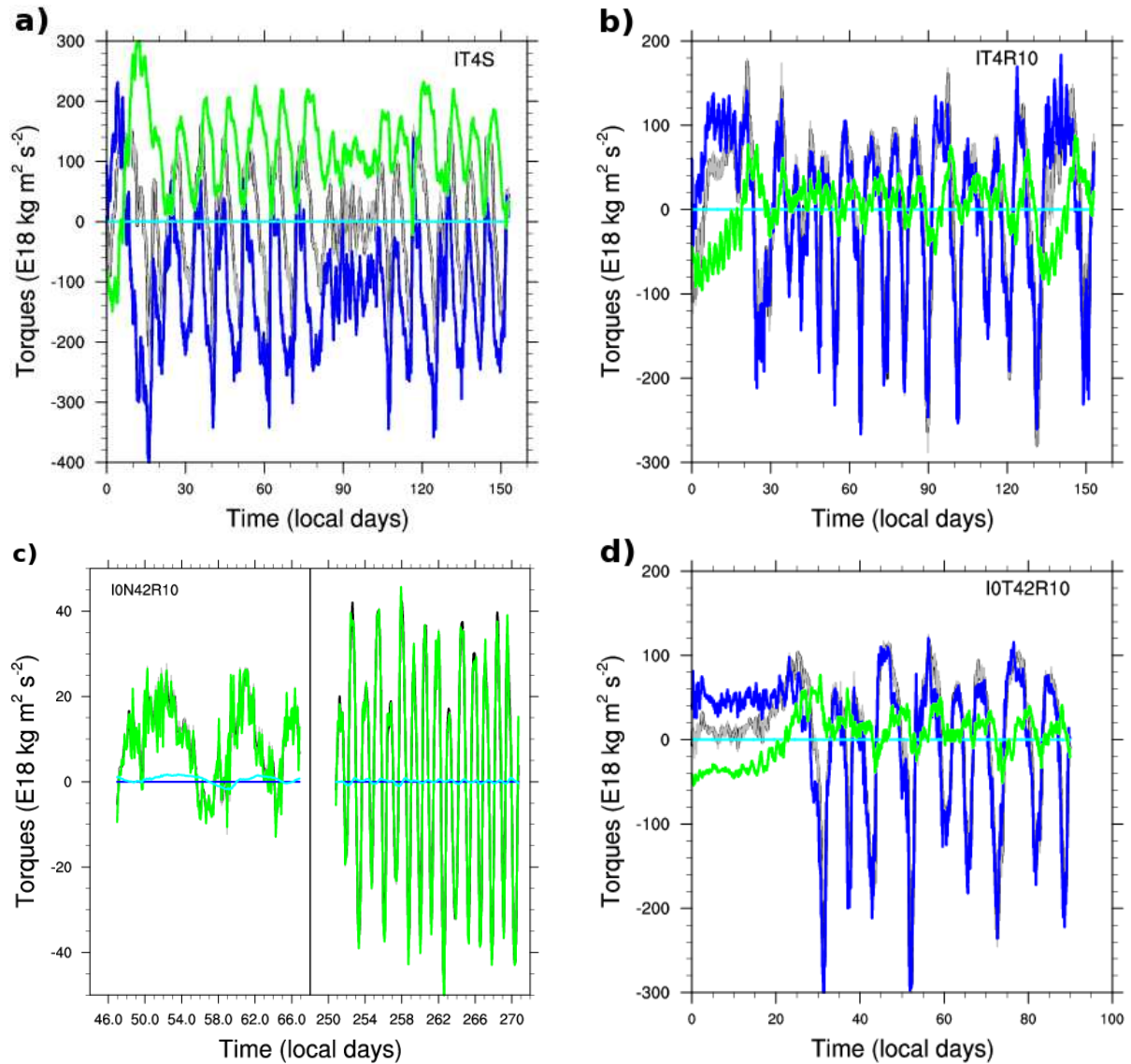


FIG. 3.9 – Mêmes représentations que Fig. 3.8, cette fois dans le cas de VenusCAM. La courbe verte correspond à ϵ^* , puisque S et D n'ont pu être évalués séparément. D'après Lebonnois et al. (2012b).

En l'absence de la topographie, ϵ^* domine complètement l'évolution du MCA dans toutes les configurations... C'est particulièrement évident sur la Fig. 3.9(c). Quand la topographie est prise en compte, l'influence de ϵ^* se réduit lorsqu'on utilise la dissipation horizontale du 4ème ordre, mais en réduisant d'un facteur 10 le coefficient (le réduire plus n'améliore pas la situation). Cependant, le démarrage au repos illustré Fig. 3.9(d) montre quand même une influence non négligeable de ϵ^* au début de la simulation, ce qui n'est guère encourageant. Les oscillations observées dans les variations temporelles de dM_r/dt restent assez mystérieuses.

Cette influence importante du terme non-conservatif dans les simulations de type "ISSI" apporte des éléments de réponse à la dispersion très importantes des résultats de l'inter-comparaison présentée Fig. 3.7. Le comportement du cœur dynamique peut influencer très

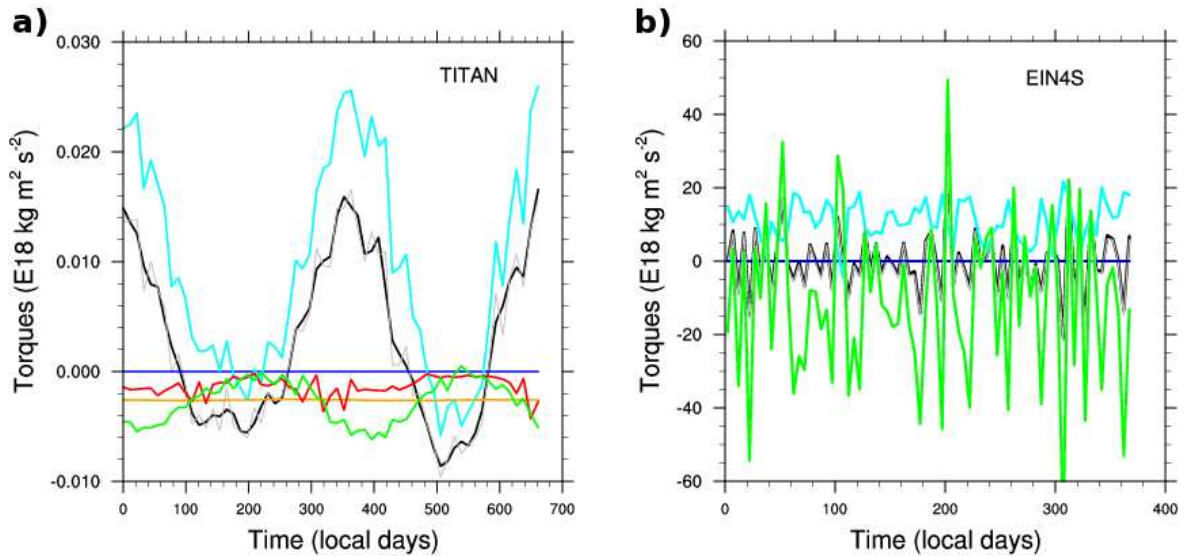


FIG. 3.10 – Mêmes représentations que Fig. 3.8, pour les simulations suivantes : (a) GCM Titan IPSL, sur une année Titan ; (b) EarthCAM, en configuration Held-Suarez (Held et Suarez, 1994). Les codes couleurs sont les mêmes que pour les Fig. 3.8 (cas LMD Titan) et Fig. 3.9 (cas EarthCAM). D'après Lebonnois et al. (2012b).

largement le champ de vent simulé du fait de ces problèmes de conservation. Il est à noter que suite à ce travail, Lee et Richardson (2012) ont démontré les propriétés excellentes du coeur dynamique spectral utilisé pour leur GCM Vénus, ce qui tendrait à montrer que la circulation de référence pour l'intercomparaison devrait être celle présentée Fig. 3.7(e).

Analyses pour d'autres configurations

Pour vérifier le comportement des coeurs dynamiques dans d'autres configurations, nous avons également évalué ϵ pour une simulation de référence du GCM Titan de l'IPSL (Lebonnois et al., 2012a). La Fig. 3.10(a) montre que la conservation du moment cinétique est assez satisfaisante, mais que les erreurs numériques et la dissipation horizontale représentent des termes non négligeables dans le budget du moment cinétique de cette simulation.

Pour le GCM CAM, nous avons estimé la conservation du moment cinétique de l'atmosphère dans une configuration terrestre de CAM, simplifiée pour correspondre à la configuration proposée dans Held et Suarez (1994). Cette configuration simplifiée est très similaire dans ses principes à celle utilisée pour l'intercomparaison des GCM Vénus. Le terme numérique ϵ^* est peu sensible à la dissipation horizontale utilisée, contrairement à ce qui était constaté pour Vénus. Par contre, il est loin d'être négligeable. Les sources de ces problèmes de conservation sont difficiles à déterminer.

3.4 Etude des mécanismes de transfert du moment cinétique

3.4.1 Le mécanisme "GRW" : circulation méridienne et ondes barotropes

Le théorème de Hide stipule que dans une circulation axissymétrique en état stationnaire, dans laquelle le moment cinétique est seulement soumis à la diffusion, il ne peut y avoir de maxima de moment cinétique en dehors des frontières du domaine (Read, 1986, 2013). Pour pouvoir avoir de la superrotation équatoriale, il en découle donc qu'il est nécessaire d'avoir du transport de moment cinétique par des ondes non-axissymétriques qui peuvent transporter du moment cinétique à contre-gradient. Dans le cas de Vénus et Titan, la présence d'ondes barotropes plutôt que baroclines est attendue. Un critère pour la genèse d'instabilités barotropes est que le gradient méridien de la moyenne zonale de la vorticité potentielle change de signe le long d'un méridien, ce qui a pu être vérifié dans certaines simulations de Titan ou Vénus (p. ex. Newman et al., 2011).

Le mécanisme qui pose les bases du fonctionnement du phénomène de superrotation porte le nom de Gierasch-Rossow-Williams, ou GRW. Il s'appuie sur les premières propositions de Gierasch (1975) selon lesquelles la présence d'ondes transitoires pouvant transporter du moment cinétique horizontalement à une altitude donnée dans ce type d'atmosphère pourrait permettre une accumulation du moment cinétique dans les régions équatoriales à cette altitude grâce au transport par la circulation méridienne, de type circulation de Hadley avec ascendance à l'équateur et subsidence dans les régions polaires. Gierasch (1975) a paramétré ces transitoires sous la forme d'un processus mélangeant la vorticité et a noté que ce mélange horizontal par les transitoires ne devait pas être trop efficace sur l'énergie, ou il supprimerait les contrastes latitudinaux de température qui génère la circulation méridienne. Rossow et Williams (1979) ont suggéré que ces transitoires devaient être de nature barotropique. Ils ont remarqué que la circulation méridienne transporte le moment cinétique des régions équatoriales vers les hautes latitudes, créant des jets qui deviennent barotropiquement instables sur leurs flans vers l'équateur. Les ondes générées résultent en un transport de moment cinétique à contre-gradient, vers l'équateur, sans trop transporter l'énergie.

Ce mécanisme GRW est illustré Fig. 3.11. Hourdin et al. (1995) a démontré que ce mécanisme est bien à l'oeuvre en moyenne annuelle pour la superrotation modélisée dans ce GCM. L'impact des saisons modifie un peu cette vue globale, mais le principe est bien celui-là : un équilibre entre le transport horizontal de moment cinétique par la circulation méridienne et celui fait par des ondes barotropes. Il faut noter que Rossow et Williams (1979) ont mis en garde contre une résolution trop faible des GCM qui altérerait la représentation de ces ondes indispensables.

C'est le même principe qui a été détaillé par Newman et al. (2011) et Lebonnois et al. (2012a) dans les GCM Titan les plus récents. Les transports horizontaux de moment cinétique par la circulation méridienne et par les ondes barotropes sont illustrés sur la Fig. 3.12 dans le cas du GCM Titan de l'IPSL (Lebonnois et al., 2012a). Le caractère épisodique de ces ondes a été démontré pour la première fois par Newman et al. (2011), avec une illustration très claire d'épisodes de transport vers l'équateur très intense. Cette

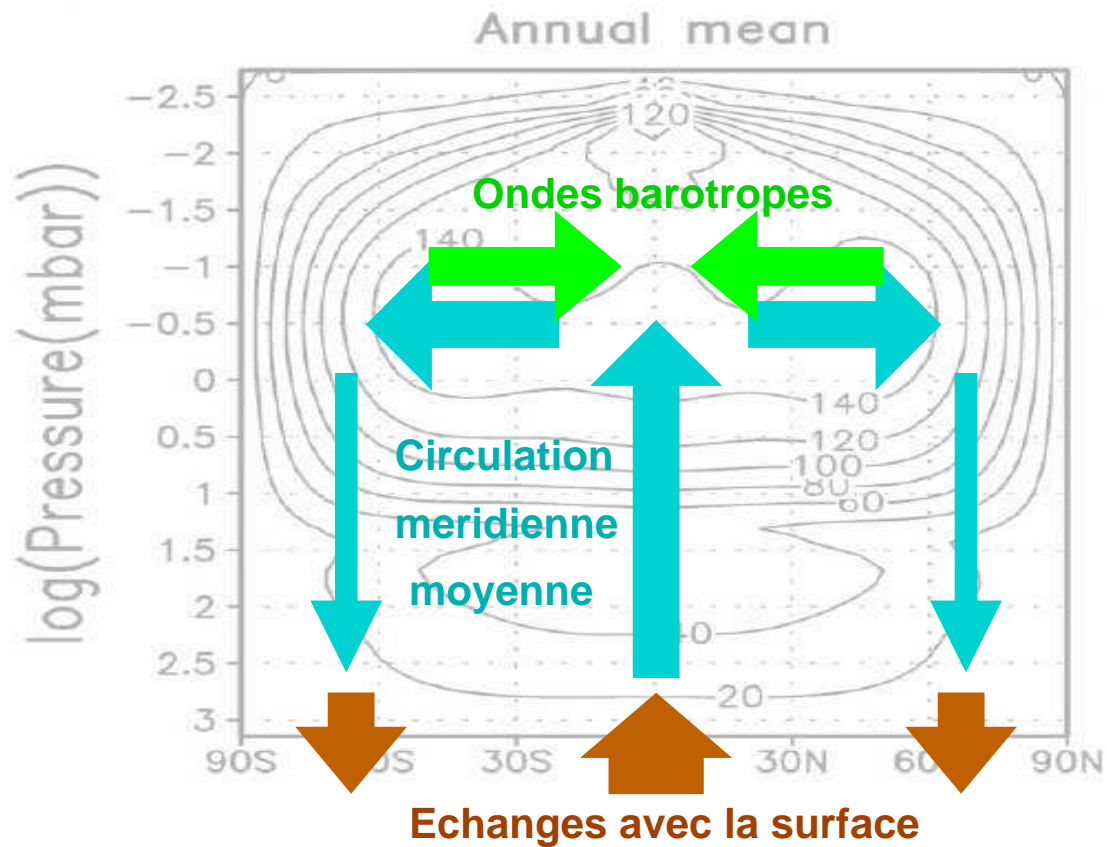


FIG. 3.11 – Schéma illustrant le mécanisme GRW expliquant la superrotation. Le forçage radiatif initie une circulation en cellules de Hadley pour redistribuer l'énergie de l'équateur vers les pôles. Cette circulation transporte également du moment cinétique vers le haut et de l'équateur vers les pôles, induisant des jets à haute latitude en altitude et des vents de surface négatifs à l'équateur et positifs à haute latitude. Ces vents permettent des échanges de moment cinétique avec la surface, résultant en une augmentation du moment cinétique atmosphérique jusqu'à l'établissement d'une circulation à l'équilibre. Le développement d'ondes redistribuant le moment cinétique horizontalement vers l'équateur permet au maximum de moment cinétique de se construire à l'équateur. Ce type de mécanisme a été démontré dans les GCM de Titan, en moyenne annuelle (Hourdin et al., 1995, Newman et al., 2011, Lebonnois et al., 2012a).

même signature épisodique est visible sur la Fig. 3.12(b).

Une signature inattendue qui apparaît sur la Fig. 3.12(b), à hautes latitudes, est un transport dirigé constamment vers les pôles. Une analyse préliminaire a montré que ces ondes sont situées très près de la surface, dans la troposphère de Titan, contrairement aux ondes barotropes stratosphériques qui sont situées dans la région du maximum de vent zonal. Ces ondes semblent plutôt baroclines. C'est la première fois que ce type d'ondes apparaît comme jouant un rôle dans le budget de moment cinétique. Une étude approfondie de ces ondes reste à faire.

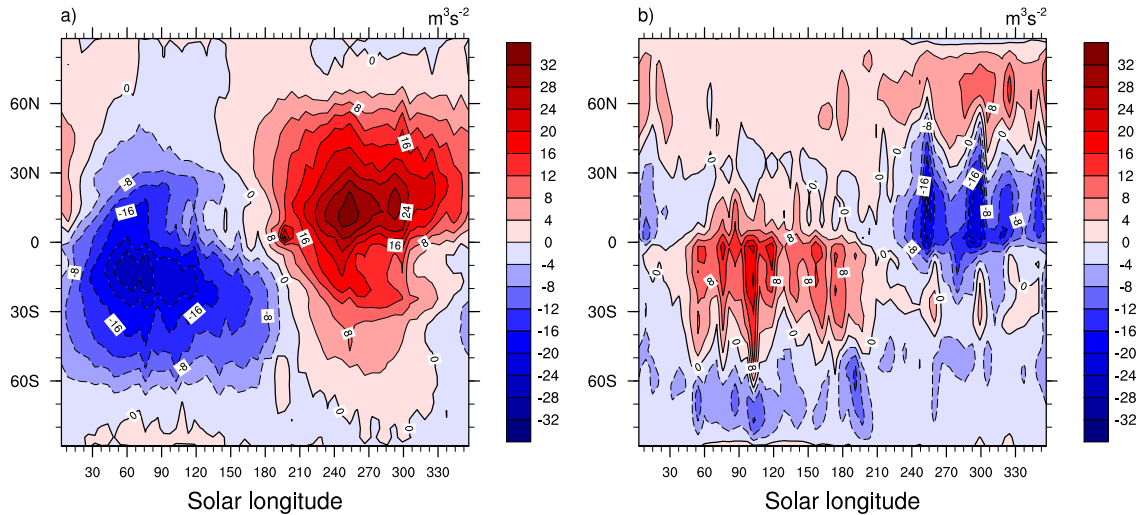


FIG. 3.12 – Variations saisonnières dans l’atmosphère de Titan du transport horizontal de moment cinétique par (a) la circulation méridienne moyenne et (b) les ondes transitoires. L’unité est $10^3 \text{ m}^3/\text{s}^2$. Les valeurs positives indiquent un transport vers le nord. Le fait que la cellule de Hadley va d’un pôle à l’autre la majeure partie de l’année est bien visible dans le panneau (a). Le caractère épisodique du transport par les ondes barotropes stratosphériques apparaît dans les latitudes équatoriales et moyennes, en hiver. A hautes latitudes le transport par des ondes transitoires vers le pôle qui a lieu toute l’année provient de la troposphère et semble associé à la présence d’ondes baroclines près de la surface. D’après Lebonnois et al. (2012a).

3.4.2 Le rôle des marées thermiques sur Vénus

Si les constantes de temps radiatives sont trop longues dans l’atmosphère de Titan pour que les marées thermiques jouent un rôle dans la circulation, ce n’est pas le cas sur Vénus. Les marées thermiques ont été observées au-dessus de la région des nuages (p. ex. Grassi et al., 2010, Migliorini et al., 2012).

Dans les simulations de Vénus publiées par Lebonnois et al. (2010a), ces marées thermiques sont visibles, bien que perturbées par une oscillation quasi-bidiurne. Par contre, pour la simulation partant d’une atmosphère déjà en superrotation, l’oscillation quasi-bidiurne disparaît et les marées thermiques deviennent dominantes dans et au-dessus des nuages. Elles sont alors très comparables aux observations et permettent de distinguer entre les signatures des marées diurne et semi-diurne, ce qui n’est pas possible quand on ne dispose que des observations sur un hémisphère, par exemple le côté nuit (Lebonnois et al., 2010b, Migliorini et al., 2012).

Le rôle possible de ces marées thermiques sur le budget de moment cinétique et dans le mécanisme de superrotation a été étudié par Newman et Leovy (1992). Avec un modèle simplifié, ils ont montré un transport par ces marées de moment cinétique depuis les régions au-dessus du nuage vers les régions dans le nuage, aux latitudes équatoriales. Lorsque les marées thermiques sont coupées, leur modèle donne naissance à des jets fortement instables à hautes latitudes. C’est très similaire à ce que j’obtiens avec le GCM Vénus du LMD lorsque le cycle diurne n’est pas activé.

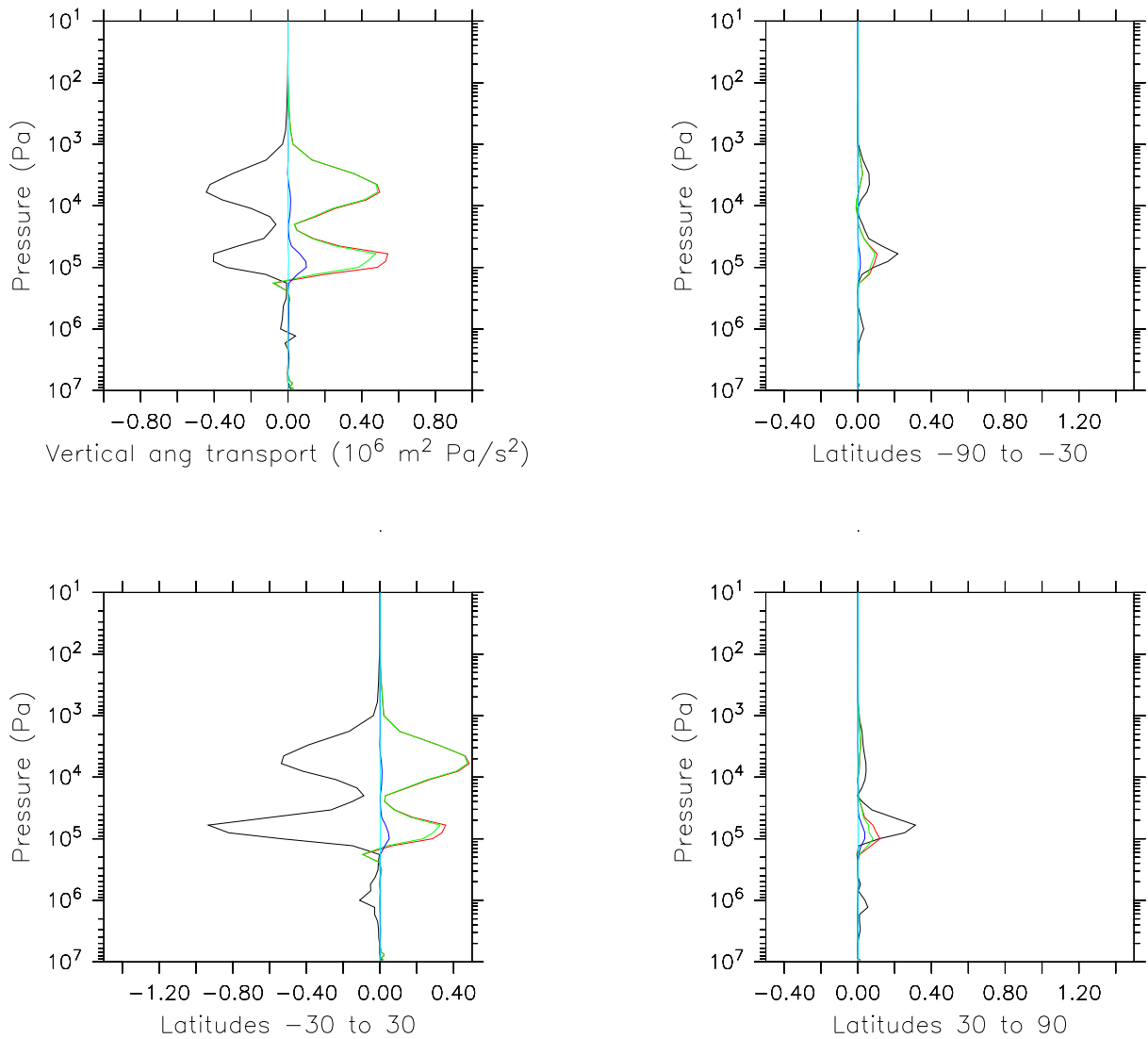


FIG. 3.13 – Analyse du transport vertical de moment cinétique dans la simulation la plus récente du GCM Vénus du LMD (départ avec une circulation au repos, ce qui correspond à la Fig. 3.5(a)). Le transport vertical est positif vers le bas, négatif vers le haut. Le code couleur est le suivant : noir : circulation méridienne moyenne, vert : marées thermiques, bleu foncé : transitoires de fréquences moyennes, bleu clair : transitoires de hautes fréquences, rouge : somme des toutes les ondes. Le premier panneau montre l'intégrale (pondérée par la masse) sur toutes les latitudes alors que les panneaux suivantes montrent la répartition entre les hautes latitudes et les latitudes équatoriales. La signature des marées thermiques dans le budget du transport vertical de moment cinétique est évidente dans la région équatoriale, entre 2×10^4 et 5×10^3 Pa (environ 60-80 km d'altitude). La seconde signature dans le nuages bas est moins présente dans la simulation initiée avec une atmosphère déjà en superrotation, et dans le cas sans cycle diurne, elle est remplacée par une contribution accrue des ondes de fréquences moyennes et hautes.

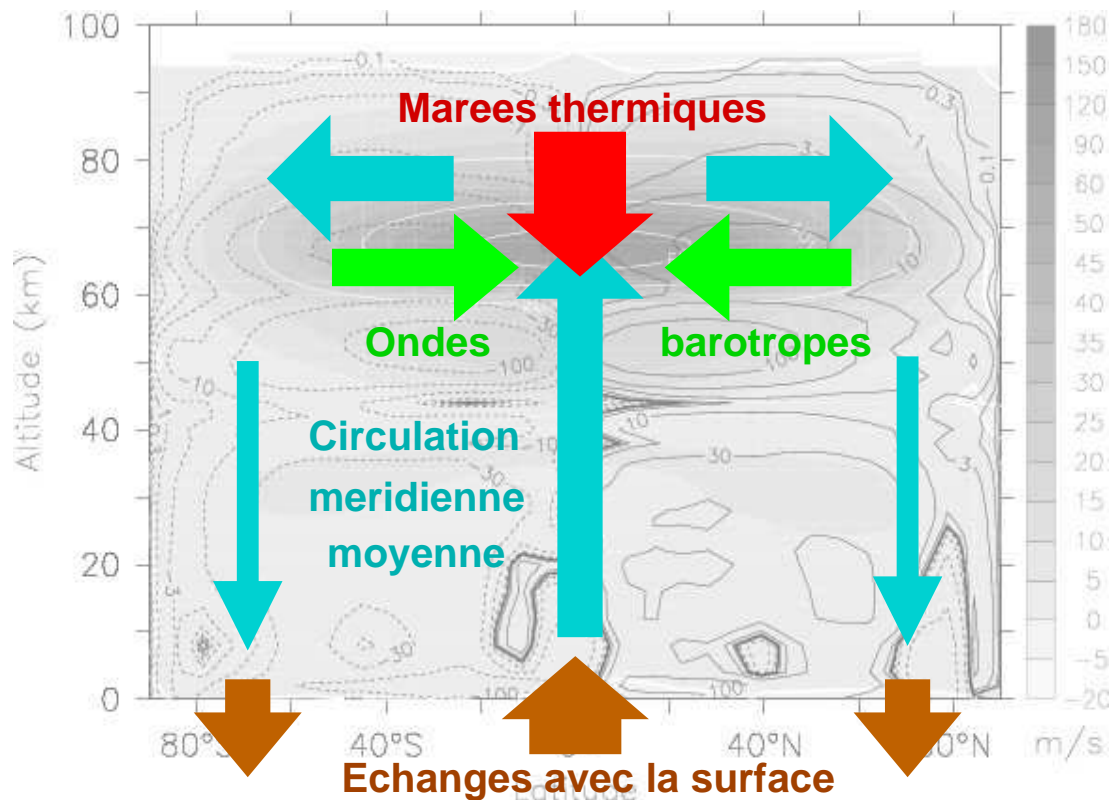


FIG. 3.14 – Schéma illustrant le mécanisme expliquant la superrotation dans l'atmosphère de Vénus. Le mécanisme est similaire à celui détaillé Fig. 3.11, mais avec les marées thermiques en plus, qui transportent verticalement du moment cinétique depuis la région équatoriale au-dessus des nuages vers le cœur des nuages (Lebonnois et al., 2010a).

Takagi et Matsuda (2007) ont également abordé le rôle des marées thermiques dans un GCM avec une configuration un peu particulière, avec un forçage simplifié de la structure thermique et en supprimant quasiment la circulation méridienne moyenne. Les marées thermiques qu'ils génèrent affectent la circulation jusqu'à la surface, induisant une injection supplémentaire de moment cinétique depuis la surface. Ce mécanisme n'est pas obtenu avec le GCM du LMD.

L'impact de ces marées thermiques sur le transport de moment cinétique a été mis en évidence avec le GCM Vénus du LMD (Lebonnois et al., 2010a). Il est illustré Fig. 3.13. Les marées thermiques affectent énormément le budget du transport vertical de moment cinétique dans la région 60 à 80 km d'altitude environ. Elles induisent un transport vers le bas qui contrecarre le transport vertical de moment cinétique par la circulation méridienne et inhibent ainsi le transport horizontal vers les hautes latitudes, obligeant le moment cinétique équatorial à augmenter fortement avant de retrouver un équilibre sur l'horizontale. Le mécanisme est similaire à celui de Newman et Leovy (1992). Les ondes barotropes sont toujours présentes et leur impact dans le transport horizontal de moment cinétique est toujours visible, avec ou sans cycle diurne.

La Fig. 3.14 résume donc le mécanisme de superrotation dans le cas de Vénus, avec un mécanisme GRW modifié par la présence des marées thermiques au-dessus de 60 km environ.

Chapitre 4

Travaux en cours et perspectives

Dans cette partie, je développe les pistes de travail pour ces prochaines années. Tout d'abord, je détaille quelques grandes lignes pour la poursuite de mes travaux sur les GCM de Vénus et Titan, puis je reviens plus précisément sur quelques éléments clés qui devraient permettre à ces modèles de progresser de façon significative : une meilleure prise en compte des mécanismes de petite échelle, l'extension verticale des plafonds et l'utilisation de nouveaux coeurs dynamiques permettant une description plus fine des processus polaires.

4.1 Les grandes lignes de mes projets

Une évolution essentielle qui va permettre de progresser dans les études concernant Vénus et Titan est de rendre compatibles les physiques de ces deux GCM avec les calculs en parallèle (utilisant plusieurs coeurs de microprocesseurs en simultané). Le coeur dynamique de LMDZ possède une version prête pour le parallèle. L'adaptation pour le GCM Vénus est faite et est actuellement en cours de tests et de validation. Celle de Titan est en cours. Un avantage de cette évolution technique sera de pouvoir augmenter la résolution sans augmenter le temps de calcul et ainsi tester son importance pour les processus atmosphériques simulés.

4.1.1 Evolutions imminentes du GCM Vénus

Avec quelques collègues du LMD, du LATMOS et du LESIA, nous avons déposé un projet ANR, pour la période 2014-2016, appelé "Venice" (VENus Investigations of Clouds and upper atmosphERe). Ce projet rassemble les développements prévus autour du GCM, essentiellement concernant la région allant de la base des brumes (vers 30 km d'altitude) à 140 km d'altitude (vers l'homopause). Je suis en charge de ce projet qui devrait occuper environ la moitié de mon activité au cours de ces trois ans. Les thèmes qui m'occuperont sont les suivants :

- Extension vertical du GCM Vénus pour intégrer les processus mésosphériques (voir plus bas, Section 4.3).
- Dans ce même cadre, il faudra reprendre les outils développés récemment par Vincent Eymet (LAPLACE, Toulouse) pour pouvoir intégrer un calcul direct du transfert ra-

diatif dans le visible, le rendant cohérent avec les calculs en infrarouge.

- Coordination de la gestion du GCM, en lien avec le LATMOS, pour les extensions aux modules photochimique (Franck Lefèvre) et microphysique (Anni Määttänen).
- Etude de la convection dans le nuage moyen, en collaboration avec Aymeric Spiga, qui apportera son expérience en modélisation méso-échelle (voir plus bas, Section 4.2).
- Une fois les couplages avec la haute atmosphère, la microphysique et la photochimie effectués, le GCM pourra fournir une simulation de référence, validée au cours du projet avec l'ensemble des données spatiales et terrestres accessibles à l'équipe. Cette validation se fera grâce au réseau de collaborations que j'entretiens avec de nombreux observateurs (à Bilbao, Cologne, Lisbonne, Rome, entre autres). Cette simulation pourra être rendue accessible au public par l'intermédiaire d'une base de données, avec une interface sur le web sur le modèle de celle développée pour Mars au laboratoire.

Si ce projet n'est pas financé, je compte tout de même mettre en oeuvre tous ces projets, avec les moyens que je pourrai trouver par ailleurs. Le développement de ce modèle complet et son analyse approfondie sont très attendus par la communauté pour pouvoir interpréter de façon probante les nombreuses données spatiales pour l'atmosphère de Vénus et préparer les futures missions vers Vénus, en cours d'étude.

4.1.2 Etudes proposées pour Titan

Aerosols, nuages et cycle du méthane

Le travail de thèse de Jérémie Burgalat se poursuit avec l'implémentation à venir d'une description en moment des aérosols, qui permettra une réduction du temps de calcul pour la microphysique. Les nuages et le cycle du méthane sont aussi intégrés dans le MCG et leur étude complète va se poursuivre dans le cadre de l'ANR Apostic, coordonnée par Pascal Rannou (GSMA, Reims), à laquelle je participe.

Etude de la composition

La mission Cassini fournit actuellement de nombreuses données sur les variations se déroulant dans l'atmosphère alors que Titan vient de passer l'équinoxe de printemps nord, induisant une transition très visible avec inversion des caractéristiques des deux hémisphères. La confrontation détaillée entre le GCM et ces données permettra une interprétation approfondie des mécanismes associés à ces évolutions saisonnières et contrôlant donc le climat.

Dans cet objectif, j'ai posé ma candidature pour devenir "Participating Scientist" sur la mission Cassini. L'appel d'offre de cette année donne l'opportunité de pouvoir participer aux meetings de l'équipe scientifique de Cassini, de rencontrer l'ensemble des équipes instrumentales et de pouvoir utiliser les données avec leur appui. Il sera très intéressant de croiser les données stratosphériques et mésosphériques de température, de composition et d'opacités des aérosols obtenues par les divers instruments concernés (CIRS, UVIS, Radio Science, VIMS, ISS) et de proposer d'interpréter ces données avec l'appui du GCM Titan dans l'IPSL.

Troposphère

L'étude de la troposphère doit également se poursuivre, en collaboration avec le GSMA

pour le cycle du méthane et les nuages. Une interprétation robuste des mécanismes climatiques dans cette régions permettra de bien cerner les interactions entre atmosphère et surface. Celles-ci seront étudiées en particulier au cours de l'ANR Exodunes (coordonnée par Sébastien Rodriguez, LAIM) à laquelle je participe et qui éclairera le lien entre les dunes observées dans les régions tropicales de Titan et les régimes de vent de surface. La connaissance de la topographie de Titan s'améliore également au fil de l'accumulation des données radar fournies par Cassini (Lorenz et al., 2013), ce qui apportera aussi de la matière à une meilleure compréhension de ces interactions atmosphère surface.

Superrotation et spin-up

Je compte reprendre des simulations de spin-up de l'atmosphère, sans couplage avec les aérosols ni photochimie pour simplifier, en portant une attention particulière sur la conservation du moment cinétique, afin de retrouver des conditions dans lesquelles la superrotation se met en place. La sensibilité à différents paramètres comme la dissipation horizontale ou la résolution sera importante à évaluer.

4.2 Les mécanismes à petite échelle

La paramétrisation des processus de petite échelle dans les GCM est un exercice qui n'est pas toujours évident, surtout pour contraindre correctement les paramètres. Pourtant, ces paramétrisations jouent un rôle très important dans certains comportements de la circulation.

Pour améliorer ces représentations, il est utile de se tourner vers une autre gamme de modèles : les modèles méso-échelles, avec une résolution de grille pouvant atteindre le kilomètre, et les modèles LES (Large Eddy Simulations) à la résolution encore plus fine. Des outils de ce type sont développés au LMD, pour la Terre mais aussi pour Mars. Il sera très utile à court ou moyen terme d'adapter de tels outils pour Titan et Vénus afin d'améliorer les paramétrisations de ces petites échelles dans les GCM : mieux définir le schéma de couche limite, étudier en détails les mécanismes de la convection et paramétrer les ondes de gravité générées par la turbulence et la convection.

4.2.1 Les processus de couche limite

Pour modéliser la turbulence petite échelle qui a lieu dans la couche la plus proche de la surface et ses effets sur le transport d'énergie, de moment cinétique et de traceurs, les GCM ont recours à une paramétrisation de cette couche limite de surface. De part son impact sur la redistribution de l'énergie dans la couche limite, le choix de ce schéma affecte la structure thermique et la circulation.

L'atmosphère profonde de Vénus

En modifiant le schéma employé pour la couche limite et en adoptant un schéma de type Mellor et Yamada (1982), comme c'était déjà la cas pour les GCM de la Terre et de Mars, la structure thermique modélisée dans l'atmosphère profonde de Vénus s'est nettement améliorée. Ceci est illustré Fig. 4.1. Les profils de température et de stabilité

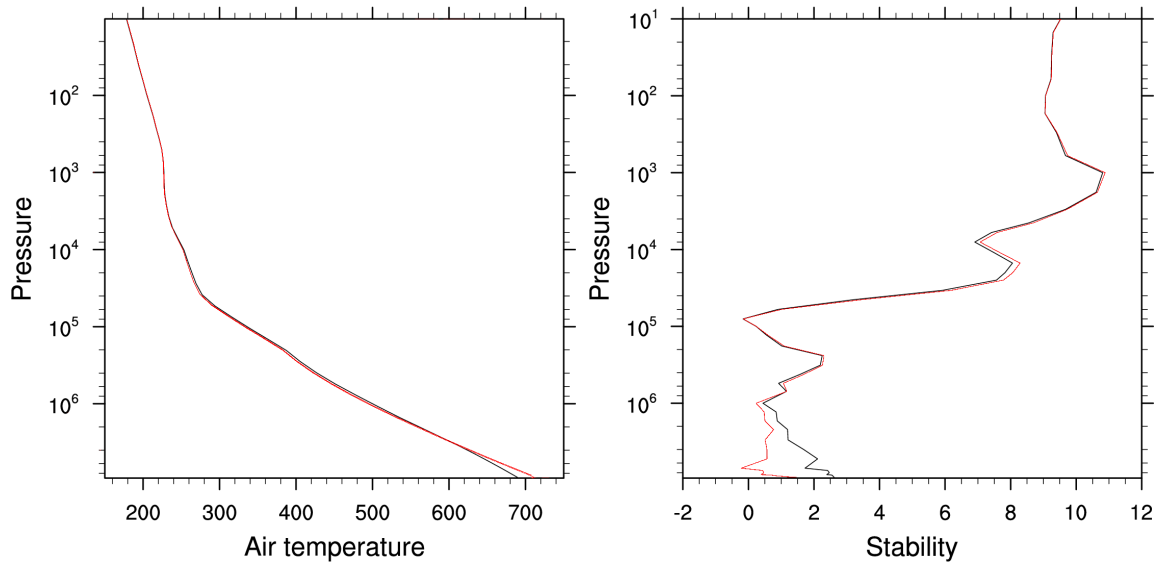


FIG. 4.1 – (a) Profils de température moyen dans l’atmosphère de Vénus pour la simulation de référence de Lebonnois et al. (2010a) en noir et pour celle modifiée avec le schéma de couche limite de type Mellor et Yamada (1982) (Lebonnois et al., 2010b) en rouge. (b) Profils de stabilité moyen pour ces mêmes simulations. Notez la présence de la couche de convection (stabilité nulle) dans le nuage bas, comme observé entre autre par VeRa/Venus-Express (Tellmann et al., 2009).

obtenus avec ce nouveau schéma sont plus proches des observations. Cela a aussi influencé le vent zonal dans l’atmosphère profonde de Vénus (voir Fig. 3.5(a)).

Les couches limites de Titan

Pour Titan, le retour au GCM tri-dimensionnel et l’emploi de ce même schéma de couche limite a donné aussi de bons résultats pour mieux comprendre et interpréter les données obtenues lors de la descente de Huygens. Cela a déjà été vu sur les vents avec la Fig. 3.3. Une étude détaillée de la structure de la couche limite, ou plutôt des couches limites associées au cycles diurne et saisonnier, a été publiée par Charnay et Lebonnois (2012). Le profil de température potentiel observé par la sonde Huygens est présenté et interprété Fig. 4.2.

L’influence du cycle du méthane et des nuages troposphériques sur cette description reste à tester dans le cadre du GCM, puisque ces processus n’étaient pas inclus dans cette simulation. Leur influence dans ces couches si proches de la surface paraît néanmoins secondaire.

4.2.2 Convection dans la couche nuageuse de Vénus

Les observations du profil thermique dans la couche nuageuse de Vénus faites par l’instrument VeRa/Venus-Express (Tellmann et al., 2009) confirme la présence à toutes les latitudes de la couche convective entre la base du nuage et 55-60 km d’altitude.

En plus du lien indispensable avec l’étude de la couche nuageuse dans son ensemble et donc

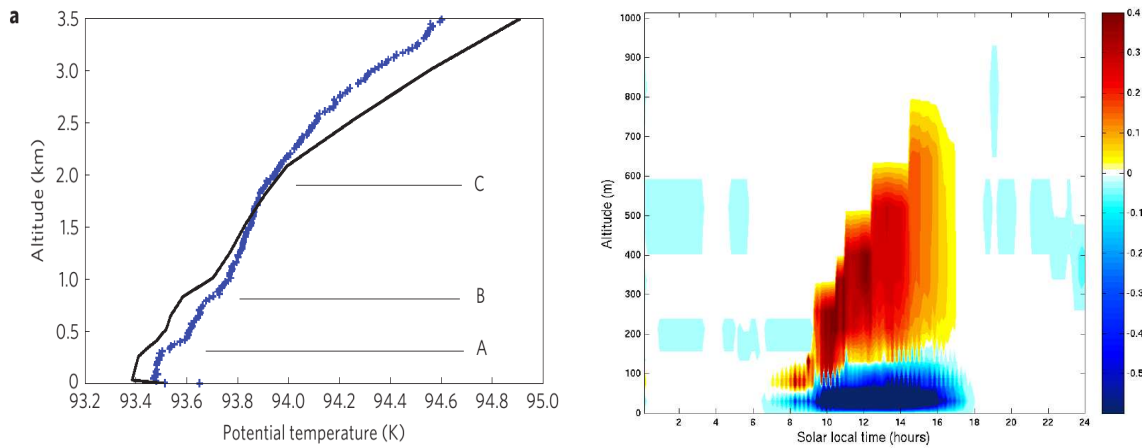


FIG. 4.2 – (a) Profil de température potentielle observé par Huygens (croix bleues), comparé au profil simulé au même endroit et au même moment par le GCM Titan de l'IPSL (courbe noire). (b) Tendances sur la température due à la convection générée près de la surface par le cycle diurne de la température de surface. Les coudes observés en (a) à 300 (A) et 800 m (B) d'altitude correspondent à la hauteur de la couche limite convective : à 10h du matin (heure de la descente de Huygens), cette couche limite s'étend jusqu'à 300 m, mais au cours de la journée, elle monte ensuite jusqu'à 800 m avant de s'atténuer au coucher du Soleil (b). La signature de ce maximum de hauteur se maintient dans le profil thermique du fait des longues constantes de temps radiatives dans la troposphère. La couche (C) est une signature de la hauteur de la circulation saisonnière en cellules de Hadley, plus intense dans les 2-3 premiers kilomètres. L'ascendance (similaire à l'ITCZ sur Terre) mélange la température potentielle sur cette hauteur dans les latitudes où elle se trouve, mais parcourt au fil des saisons toutes les latitudes entre 50°S et 50°N . D'après Charnay et Lebonnois (2012).

avec le modèle microphysique qui sera bientôt intégré au GCM du LMD, la dynamique de la convection peut jouer un rôle très important dans le transfert de moment cinétique au sein du nuage. En effet, le gradient de vent zonal dans cette région est pour l'instant trop élevé. Je fais l'hypothèse qu'il existe un mécanisme de convection profonde induisant un mélange beaucoup plus actif entre tous les niveaux de la couche de nuage autour du point sub-solaire. Ce mécanisme permettrait d'interpréter les observations de la structure des nuages dans cette région, où on voit des morphologies très convectives au niveau du plafond nuageux, tout en provoquant un mélange plus grand de moment cinétique, réduisant ce gradient trop élevé de vent zonal dans les simulations actuelles.

Une bonne représentation de tous les processus petite échelle se déroulant dans cette région particulière est donc à rechercher en priorité, en particulier par l'intermédiaire d'outils de type LES.

4.2.3 Ondes de gravité

Les ondes de gravité n'étant pas résolues dans le GCM, elles doivent être prises en compte sous la forme de paramétrisations. Elles ont deux composantes : les ondes de gravité

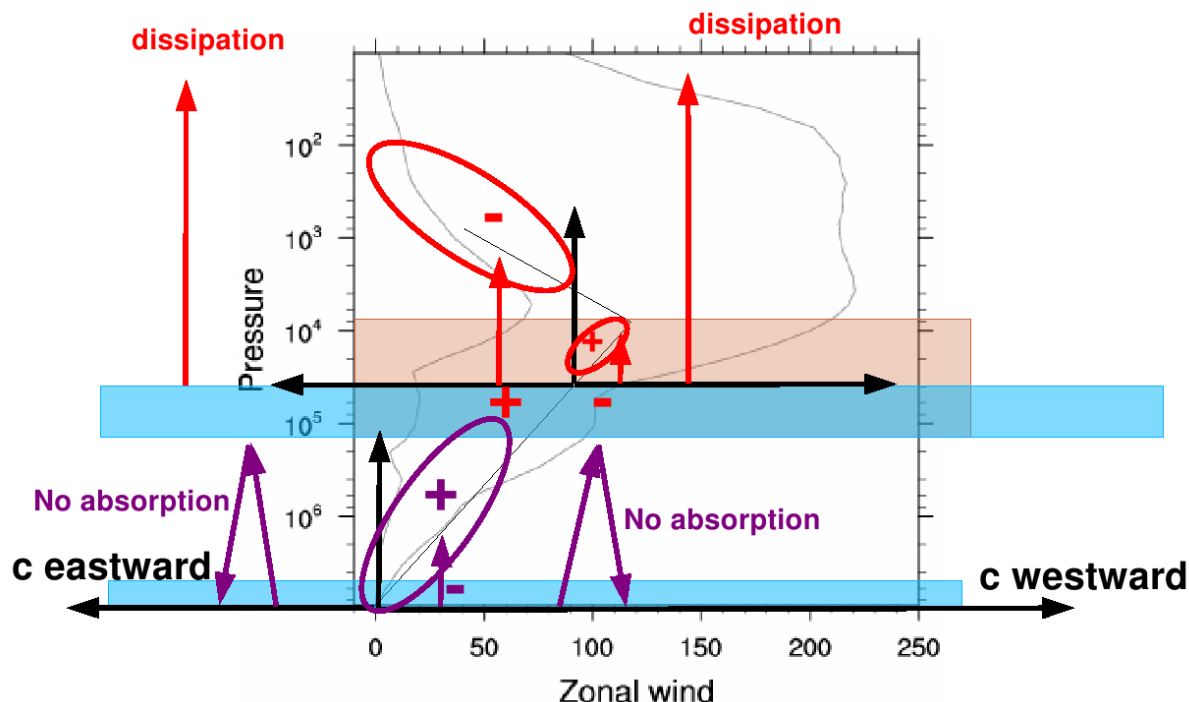


FIG. 4.3 – Schéma résumant les possibles interactions entre les ondes de gravité générées par les régions convectives de l'atmosphère de Vénus et le flot moyen. Les profils verticaux montrés sur le graphe correspondent aux profils du vent zonal à l'équateur pour les deux simulations les plus récentes du GCM Vénus du LMD (démarrées sans vent initial (profil le plus faible) ou avec une superrotation déjà établie (profil le plus fort)). Une représentation schématique d'un profil plus conforme aux observations est aussi présente. Les zones de convections sont indiquées en bleu, la région des nuages en rose. Les ondes de gravité générées près de la surface sont représentées par des flèches violettes, celles émises au sommet de la couche convective du nuage sont en rouge. Leur vitesse de phase intrinsèque est évaluée par rapport au vent zonal dans leur zone d'émission.

générées par l'orographie et celles non liées à l'orographie, mais générées par exemple par la convection.

Pour la première composante, une paramétrisation existe pour le GCM Terre du LMD (Lott et Miller, 1997). Celle-ci est également utilisée pour Mars. Son implémentation est faite pour Vénus mais elle nécessite encore d'être testée.

Pour la seconde composante, Lott et al. (2012) ont développé une nouvelle paramétrisation utilisant une approche stochastique, qui a permis une meilleure représentation de la QBO (Quasi Biannual Oscillation) dans la stratosphère terrestre. L'adaptation de cette paramétrisation pour l'atmosphère de Vénus est en cours.

Ces ondes de gravité non-orographiques peuvent être générées par la convection proche de la surface, mais aussi par celle de la couche nuageuse, avec des vitesses de phase aussi bien positives que négatives. Plusieurs travaux ont exploré le possible impact de ces ondes sur le vent zonal, par exemple : Hou et Farrell (1987), Baker et al. (2000a,b).

Dans l'hypothèse où ces ondes ne se dissipent pas dans l'atmosphère profonde, celles

générees par la convection proche de la surface ne peuvent franchir la couche convective épaisse du nuage et n'interagissent donc pas avec la circulation moyenne ; seules les ondes à la vitesse de phase positive (vers l'ouest) peuvent rencontrer un niveau critique (avant d'atteindre la base du nuage) et déposer leur moment cinétique dans le vent zonal moyen, accélérant celui-ci (hypothèses conformes à l'analyse de Hou et Farrell, 1987).

Pour les ondes de gravité générées par la couche de convection située dans le nuage, celles émises avec une vitesse intrinsèque négative (vers l'est relativement au vent moyen) peuvent rencontrer un niveau critique au-dessus du nuage et décélérer ainsi le vent moyen. Les autres peuvent se dissiper beaucoup plus haut, accélérant éventuellement le flot moyen dans la région 100-120 km.

Ces hypothèses, résumées Fig. 4.3, restent à évaluer et à tester dans le cadre du GCM, mais représentent des pistes très intéressantes pour améliorer le profil vertical du vent zonal moyen dans le GCM, sur lesquelles je vais travailler cette année.

4.3 Extensions verticales des GCM

Enjeux

Pour la modélisation de l'atmosphère de Titan, la température dans la stratosphère n'est pas bien modélisée par le GCM. Les températures sont trop élevées, il n'y a pas de stratopause ni de mésosphère (inversion du gradient thermique vertical). Le modèle souffre clairement d'un plafond trop bas et de la mauvaise position de la couche de brume, le tout empêchant la circulation de se développer correctement jusqu'à la thermosphère.

Toutefois, l'extension verticale du plafond du GCM Titan n'est pas une chose simple. Elle comporte deux volets, que nous avons tenté d'aborder pendant l'ANR Exoclimats mais qui ne sont pas réglés. D'une part, il faut tenir compte de l'épaisseur de l'atmosphère. D'autre part, il faut améliorer le transfert radiatif pour prendre en compte HCN (jusqu'ici ignoré) et les variations spatiales dans la distribution des composés, mais aussi éventuellement dans une seconde étape les effets non-LTE (au-dessus d'environ 600 km d'altitude).

Dans le cas de l'atmosphère de Vénus, nous disposons actuellement de nombreuses observations au-dessus des nuages, dans la région entre le plafond nuageux (70 km environ) et ~ 140 km d'altitude. Ces données de température, composition et vents suscitent de nombreuses questions auxquelles le GCM n'est pour le moment pas en mesure de répondre.

L'extension verticale est, dans le cas de Vénus, assez similaire à ce qui a été fait pour l'atmosphère de Mars (Angelats-i Coll et al., 2005, Gonzalez-Galindo et al., 2009) : il s'agit d'introduire un certain nombre de processus dans le transfert radiatif d'une part, dans le transport thermosphérique d'autre part.

L'épaisseur de l'atmosphère de Titan

Encadrée par Thomas Dubos au sein d'une autre équipe du LMD, Marine Tort prépare actuellement une thèse autour du développement d'un coeur dynamique pour le GCM du LMD qui s'appuie sur le coeur actuel LMDZ, mais en le libérant de la contrainte de l'hypothèse mince dans les équations de la dynamique. Ce coeur dynamique est en cours de tests, avec des physiques simplifiées. L'application à l'atmosphère de Titan est un objectif

très important et Marine a déjà commencé certains tests avec une physique simplifiée de l'atmosphère de Titan. Dès que la fiabilité de ce coeur dynamique aura été validé, il sera appliqué au GCM Titan de l'IPSL pour évaluer de façon approfondie l'impact sur la structure de la stratosphère de Titan. L'objectif à moyen terme est de monter le plafond du GCM Titan à 600 ou 700 km d'altitude, de manière à mieux gérer la région de la couche détachée.

Une meilleure description du transfert radiatif

Aussi bien pour Vénus que pour Titan, les pistes pour améliorer le transfert radiatif ne manquent pas. Mieux représenter le transfert radiatif permet de mieux contrôler le forçage du modèle et donc améliorer à la fois la structure thermique et la circulation modélisées.

L'amélioration du transfert radiatif pour Vénus comporte deux phases principales :

- Tout d'abord, il s'agit d'implémenter les processus radiatifs de la haute atmosphère : chauffage et refroidissement non-LTE du CO₂, chauffage extrême-UV. Nous utiliserons pour cela les paramétrisations déjà développées pour la haute atmosphère de Mars, en nous appuyant sur la collaboration établie avec l'IAA de Grenade (Espagne). Ce travail a commencé lors du stage de M2 de Laura Salmi, de mars à juillet 2013. Nous avons demandé le financement d'un postdoc pour poursuivre cette activité et être en mesure de faire une analyse approfondie des données Vénus-Express au-dessus des nuages.
- Ensuite, il va falloir prendre en main les calculs du forçage solaire. En effet, pour l'instant, le GCM Vénus utilise une table du flux solaire net en fonction de l'altitude et de l'angle zénithal fournie par David Crisp (Crisp, 1986). Pouvoir effectuer ces calculs avec nos propres outils permettra de rendre cohérent le modèle de nuage utilisé en infrarouge et dans le visible. Ce calcul du flux solaire est possible avec un outil 3D développé par Vincent Eymet. Il faudra aussi dès que possible prendre en compte la variabilité du modèle de nuages avec la latitude, à la fois dans le domaine solaire et dans le domaine infrarouge.

L'amélioration du transfert radiatif pour Titan passe dans un premier temps par l'implémentation du travail de Mathieu Hirtzig pour un calcul maîtrisé des coefficients k-corrélés (opacité du gaz) et la prise en compte rigoureuse de HCN. Cette implémentation est en bonne voie et des tests sont en cours pour retrouver une simulation de référence avec ce nouveau transfert radiatif. Il reste cependant à prendre en compte les variations de l'abondance de C₂H₆, C₂H₂ et HCN. Pour l'instant, pour des soucis de taille des matrices de coefficients k-corrélés, il faudra lier ces trois variations avec un seul paramètre, décrivant l'enrichissement dans le vortex polaire d'hiver et dont l'amplitude est dépendant de l'espèce. Cette première approximation devrait déjà être suffisante pour bien quantifier l'impact de cet enrichissement sur la structure thermique.

Deux autres directions seront abordées à moyen terme :

- La prise en compte d'effets non-LTE dans le gaz devient significative au-dessus d'environ 600 km d'altitude.
- Du fait de l'épaisseur de l'atmosphère, les détails du chauffage solaire devront être révisés pour tenir compte d'effets au niveau du terminateur qui ne sont pas pris en compte dans une atmosphère mince.

Mécanismes spécifiques à la thermosphère

En plus des processus radiatifs, il faut tenir compte de processus supplémentaires spécifiques quand le GCM s'étend vers la thermosphère :

- La conduction thermique et la viscosité moléculaire, qui peuvent être décrites par le même type d'équation.
- La diffusion moléculaire, qui devient dominante quand l'altitude s'élève au-dessus de l'homopause.

Une telle extension du GCM a été faite pour le GCM de Mars (Angelats-i Coll et al., 2005, Gonzalez-Galindo et al., 2009) et il sera intéressant de s'appuyer sur cette expérience, en particulier pour le GCM Vénus .

4.4 Nouveaux coeurs dynamiques et régions polaires

La modélisation des vortex de Titan et Vénus n'est pas complètement satisfaisante pour l'instant. Sur Titan, la structure du vortex visible dans les distributions des composés semble très étroite au-dessus du pôle alors que dans le GCM, elle reste trop large. Pour Vénus, le collier froid n'est pas reproduit dans la structure thermique, même si qualitativement on s'approche de la structure observée. On est aussi loin de pouvoir représenter toutes les subtilités observées dans le coeur du vortex (Piccioni et al., 2007). Il est pourtant envisageable d'espérer une qualité plus grande dans les comparaisons entre modèles et observations.

Le problème des coeurs dynamiques en grilles longitude-latitude est qu'ils nécessitent l'emploi d'un filtre dans les régions polaires, pour limiter la résolution effective à celle à 60° , de manière à ne pas causer de problèmes du point de vue du pas de temps dynamique. Malgré une amélioration de la résolution horizontale, l'utilisation de ces filtres représente une limitation aux effets difficilement évaluables. Ils peuvent en particulier affecter de façon problématique le développement des ondes qui jouent un rôle essentiel dans la structure détaillée du vortex (Limaye et al., 2009).

Néanmoins, à l'heure actuelle, de nouvelles solutions se précisent. L'équipe de modélisation du LMD se mobilise depuis déjà de nombreuses années sur le développement d'un nouveau code sur une grille icosaédrique, DYNAMICO, actuellement sous la direction de Thomas Dubos. Ce développement arrive dans une phase avancée, avec des tests de validation en cours. D'ici un ou deux ans, le LMD devrait donc disposer de ce nouveau coeur pour lequel il n'y a pas de singularité aux pôles nécessitant un traitement particulier, ce qui permettra une avancée considérable pour l'étude des régions polaires, sur Vénus comme sur Titan. Le comportement de DYNAMICO en terme de conservation de moment cinétique fera l'objet d'une estimation préalable.

Dans le cadre de ma collaboration avec l'équipe développant VenusCAM (UCLA/LLNL), j'ai également accès à un nouveau coeur dynamique qui vient d'être ajouté à CAM. Ce nouveau coeur, CAM-SE pour "Spectral Elements" utilise une grille en sphère cubée, c'est à dire une grille cubique projetée sur la sphère. Cette grille ne possède pas non plus de point singulier aux pôles, même si elle a d'autres inconvénients liés à la trace du cube sur la sphère. Peter Lauritzen (du NCAR), avec qui je collabore sur ce sujet, a testé les propriétés de conservation du moment cinétique de CAM-SE dans une configuration Held-Suarez pour la Terre. Les résultats sont excellents, très au-delà des faibles performances

de CAM-FV (Fig. 3.10(b)). La conservation du moment cinétique est obtenue à un facteur 10^{-3} près, ce qui est très encourageant pour envisager d'adapter ce coeur dynamique à Vénus, en m'appuyant sur les travaux réalisés pour VenusCAM.

Bibliographie

- Achterberg, R. K., B. J. Conrath, P. J. Gierasch, F. M. Flasar, et C. A. Nixon, Titan's middle-atmospheric temperatures and dynamics observed by the Cassini Composite Infrared Spectrometer, *Icarus*, *194*, 263–277, 2008.
- Achterberg, R. K., P. J. Gierasch, B. J. Conrath, F. M. Flasar, et C. A. Nixon, Temporal variations of Titan's middle atmospheric temperatures from 2004 to 2009 observed by Cassini/CIRS, *Icarus*, *211*, 686–698, 2011.
- Adams, W. S., et T. Dunham, Jr., Absorption Bands in the Infra-Red Spectrum of Venus, *Publ. Astron. Soc. Pacific*, *44*, 243–245, 1932.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, et C. B. Leovy, *Middle atmosphere dynamics*, Academic Press, New York, NY, USA, 1987.
- Angelats-i Coll, M., F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, et F. Gonzalez-Galindo, The first Mars Thermospheric general circulation model : the Martian atmosphere from the ground to 240 km, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L04,201, 2005.
- Baker, R. D., G. Schubert, et P. W. Jones, Convectively generated internal gravity waves in the lower atmosphere of Venus. Part I : No wind shear , *J. of Atmos. Sci.*, *57*, 184–199, 2000a.
- Baker, R. D., G. Schubert, et P. W. Jones, Convectively generated internal gravity waves in the lower atmosphere of Venus. Part II : Mean wind shear and wave-mean flow interaction, *J. of Atmos. Sci.*, *57*, 200–215, 2000b.
- Barth, C. A., et C. W. Hord, Mariner ultraviolet spectrometer : topography and polar cap, *Science*, *173*, 197–201, 1971.
- Barth, C. A., C. W. Hord, A. I. Stewart, A. L. Lane, M. L. Duck, et G. P. Anderson, Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment : seasonal variation of ozone on Mars, *Science*, *179*, 795–796, 1973.
- Bauschlicher, C. W., Jr., et A. Ricca, Mechanisms for polycyclic aromatic hydrocarbon (PAH) growth, *Chem. Phys. Lett.*, *326*, 283–287, 2000.
- Bertaux, J.-L., et al., SPICAV on Venus Express : Three spectrometers to study the global structure and composition of the Venus atmosphere, *Planet. & Space Sci.*, *55*, 1673–1700, 2007.

- Bezard, B., et C. de Bergh, Composition of the atmosphere of Venus below the clouds, *J. Geophys. Res.*, *112*, E04S07, 2007.
- Bézard, B., A. Coustenis, et C. P. McKay, Titan's stratospheric temperature asymmetry : A radiative origin ?, *Icarus*, *113*, 267–276, 1995.
- Bird, M. K., et al., The Huygens Doppler Wind Experiment - Titan Winds Derived from Probe Radio Frequency Measurements, *Space Sci. Rev.*, *104*, 613–640, 2002.
- Bird, M. K., et al., The vertical profile of winds on Titan, *Nature*, *438*, 1–3, 2005.
- Blamont, J. E., The VEGA Venus balloon experiment, *Adv. Space Res.*, *7*, 295–298, 1987.
- Bouchez, A. H., et M. E. Brown, Statistics of Titan's South Polar Tropospheric Clouds, *Astrophys. J. Lett.*, *618*, L53–L56, 2005.
- Boyer, C., et P. Guérin, Étude de la Rotation Rétrograde, en 4 Jours, de la Couche Extérieure Nuageuse de Vénus, *Icarus*, *11*, 338, 1969.
- Brown, M. E., A. H. Bouchez, et C. A. Griffith, Direct detection of variable tropospheric clouds near Titan's south pole, *Nature*, *420*, 795–797, 2002.
- Brown, R. H., et al., The Cassini Visual And Infrared Mapping Spectrometer (VIMS) Investigation, *Space Sci. Rev.*, *115*, 111–168, 2004.
- Cabane, M., E. Chassefière, et G. Israel, Formation and growth of photochemical aerosols in Titan's atmosphere, *Icarus*, *96*, 176–189, 1992.
- Carrasco, N., S. Plessis, M. Dobrijevic, et P. Pernot, Toward a reduction of the bimolecular reaction model for Titan's ionosphere, *Int. J. of Chem. Kin.*, *40*, 699–709, 2008.
- Charnay, B., et S. Lebonnois, Thermal structure and dynamics of Titan's lower troposphere, *Nature Geosci.*, *5*, 106–109, 2012.
- Clancy, R. T., B. J. Sandor, et G. H. Moriarty-Schieven, A measurement of the 362 GHz absorption line of Mars atmospheric H₂O₂, *Icarus*, *168*, 116–121, 2004.
- Clarke, D. W., et J. P. Ferris, Titan haze : Structure and properties of cyanoacetylene and cyanoacetylene-acetylene photopolymers, *Icarus*, *127*, 158–172, 1997.
- Coll, P., D. Coscia, S. Smith, M.-C. Gazeau, S. I. Ramirez, G. Cernogora, G. Israël, et F. Raulin, Experimental laboratory simulation of Titan's atmosphere : Aerosols and gas phase, *Planet. & Space Sci.*, *47*, 1331–1340, 1999.
- Comas Solá, J., Observations des satellites principaux de Jupiter et de Titan, *Astron. Nachr.*, *179*, 289–290, 1908.
- Counselman, C. C., S. A. Gourevitch, R. W. King, G. B. Lorient, et E. S. Ginsberg, Zonal and meridional circulation of the lower atmosphere of Venus determined by radio interferometry, *J. Geophys. Res.*, *85*, 8026–8030, 1980.
- Coustenis, A., et B. Bézard, Titan's atmosphere from Voyager infrared observations.IV. Latitudinal variations of temperature and composition, *Icarus*, *115*, 126–140, 1995.

- Coustenis, A., et al., Images of Titan at 1.3 and 1.6 μm with adaptative optics at the CFHT, *Icarus*, 154, 501–515, 2001.
- Coustenis, A., et al., The composition of Titan's stratosphere from Cassini/CIRS mid-infrared spectra, *Icarus*, 189, 35–62, 2007.
- Crespin, A., S. Lebonnois, S. Vinatier, B. Bézard, A. Coustenis, N. A. Teanby, R. K. Achterberg, P. Rannou, et F. Hourdin, Diagnostics of Titan's stratospheric dynamics using Cassini/CIRS data and the IPSL General Circulation Model, *Icarus*, 197, 556–571, 2008.
- Crisp, D., Radiative forcing of the Venus mesosphere. I - Solar fluxes and heating rates, *Icarus*, 67, 484–514, 1986.
- de Bergh, C., V. I. Moroz, F. W. Taylor, D. Crisp, B. Bézard, et L. V. Zasova, The composition of the atmosphere of Venus below 100km altitude : An overview, *Planet. & Space Sci.*, 54, 1389–1397, 2006.
- Del Genio, A. D., et W. Zhou, Simulations of superrotation on slowly rotating planets : Sensitivity to rotation and initial conditions, *Icarus*, 120, 332–343, 1996.
- Del Genio, A. D., W. Zhou, et T. P. Eichler, Equatorial superrotation in a slowly rotating GCM : Implications for Titan and Venus, *Icarus*, 101, 1–17, 1993.
- Dire, J. R., Seasonal photochemical and meridional transport model for the stratosphere of Titan, *Icarus*, 145, 428–444, 2000.
- Dowling, T. E., Earth General Circulation Models, dans *Comparative climatology of terrestrial planets*, édité par Macwell S. J., Simon-Miller A. A., Harder J. W. and Bullock M. A., Space Sci. Series, Univ. of Arizona Press, 2013, in press.
- Drossart, P., et al., Scientific goals for the observation of Venus by VIRTIS on ESA/Venus Express mission, *Planet. & Space Sci.*, 55, 1653–1672, 2007a.
- Drossart, P., et al., A dynamic upper atmosphere of Venus as revealed by VIRTIS on Venus Express, *Nature*, 450, 641–645, 2007b.
- Dufresne, J.-L., R. Fournier, C. Hourdin, et F. Hourdin, Net exchange reformulation of radiative transfer in the CO_2 15 μm band on Mars, *J. of Atm. Sc.*, 62, 3303–3319, 2005.
- Encrenaz, T., et al., Hydrogen Peroxide on Mars : Evidence for Spatial and Seasonal Variations, *Icarus*, 170, 424–429, 2004.
- Esposito, L. W., et al., The Cassini Ultraviolet Imaging Spectrograph Investigation, *Space Sci. Rev.*, 115, 299–361, 2004.
- Eymet, V., J.-L. Dufresne, R. Fournier, et S. Blanco, A boundary based net exchange Monte-Carlo Method for absorbing and scattering thick medium, *J. of Quantit. Spec. and Rad. Transfer*, 95, 27–46, 2005.
- Eymet, V., R. Fournier, J.-L. Dufresne, S. Lebonnois, F. Hourdin, et M. A. Bullock, Net-exchange parameterization of the thermal infrared radiative transfer in Venus' atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 114, E11,008, 2009.

- Flasar, F. M., et R. K. Achterberg, The structure and dynamics of Titan's middle atmosphere, *Phil. Trans. R. Soc. A*, *367*, 649–664, 2009.
- Flasar, F. M., et B. J. Conrath, Titan's stratospheric temperatures : A case for dynamical inertia ?, *Icarus*, *85*, 346–354, 1990.
- Flasar, F. M., R. E. Samuelson, et B. J. Conrath, Titan's atmosphere : temperature and dynamics, *Nature*, *292*, 693–698, 1981.
- Flasar, F. M., et al., Exploring the Saturn system in the thermal infrared : the Composite Infrared Spectrometer, *Space Sci. Rev.*, *115*, 169–297, 2004.
- Flasar, F. M., et al., Titan's atmospheric temperatures, winds, and composition, *Science*, *308*, 975–978, 2005.
- Ford, P. G., et G. H. Pettengill, Venus topography and kilometer-scale slopes, *J. Geophys. Res.*, *97*, 13,103–13,114, 1992.
- Forget, F., et S. Lebonnois, Global Climate Models of the terrestrial planets, dans *Comparative climatology of terrestrial planets*, édité par Macwell S. J., Simon-Miller A. A., Harder J. W. and Bullock M. A., Space Sci. Series, Univ. of Arizona Press, 2013, in press.
- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, et J.-P. Huot, Improved general circulation models of the martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.*, *104*, 24,155–24,176, 1999.
- Friedson, A. J., R. A. West, E. H. Wilson, F. Oyafuso, et G. S. Orton, A global climate model of Titan's atmosphere and surface, *Planet. & Space Sci.*, *57*, 1931–1949, 2009.
- Fulchignoni, M., et al., The Characterisation of Titan's Atmospheric Physical Properties by the Huygens Atmospheric Structure Instrument (Hasi), *Space Sci. Rev.*, *104*, 395–431, 2002.
- Gierasch, P., Meridional circulation and the maintenance of the Venus atmospheric rotation, *J. of Atm. Sci.*, *32*, 1038–1044, 1975.
- Gonzalez-Galindo, F., F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, M. Angelats i Coll, et E. Millour, A ground-to-exosphere Martian general circulation model : 1. Seasonal, diurnal and solar cycle variation of thermospheric temperature, *J. Geophys. Res.*, *114*, E04,001, 2009.
- Grassi, D., A. Migliorini, L. Montabone, S. Lebonnois, A. Cardesin-Moinelo, G. Piccioni, P. Drossart, et L. V. Zasova, The thermal structure of Venusian night-time mesosphere as observed by VIRTIS-Venus Express, *J. Geophys. Res.*, *115*, E09,007, 2010.
- Grieger, B., J. Segschneider, H. U. Keller, A. V. Rodin, F. Lunkeit, E. Kirk, et K. Fraedrich, Simulating Titan's tropospheric circulation with the Portable University Model of the Atmosphere, *Adv. in Space Res.*, *34*, 1650–1654, 2004.
- Griffith, C. A., T. Owen, G. A. Miller, et T. Geballe, Transient clouds in Titan's lower atmosphere, *Nature*, *395*, 575–578, 1998.

- Griffith, C. A., J. L. Hall, et T. R. Geballe, Detection of Daily Clouds on Titan, *Science*, *290*, 509–513, 2000.
- Griffith, C. A., et al., The evolution of Titan's mid-latitude clouds, *Science*, *310*, 474–477, 2005.
- Griffith, C. A., et al., Evidence for a polar ethane cloud on Titan, *Science*, *313*, 1620–1622, 2006.
- Grinspoon, D., *Venus revealed : a new look below the clouds of our mysterious twin planet*, Helix books, Addison-Wesley Pub., 1997.
- Held, I. M., et M. J. Suarez, A Proposal for the Intercomparison of the Dynamical Cores of Atmospheric General Circulation Models, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *75*, 1825–1830, 1994.
- Herrnstein, A., et T. E. Dowling, Effect of topography on the spin-up of a Venus atmospheric model, *J. Geophys. Res.*, *112*, E04S08, 2007.
- Hollingsworth, J. L., R. E. Young, G. Schubert, C. Covey, et A. S. Grossman, A Simple-physics Global Circulation Model for Venus : Sensitivity assessments of atmospheric superrotation, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L05,202, 2007.
- Holton, J. R., *An introduction to dynamic meteorology*, International geophysics series, Amsterdam : Elsevier/Academic Press, 4th ed., 2004.
- Hou, A. Y., et B. F. Farrell, Superrotation induced by critical-level absorption of gravity waves on Venus - an assessment, *J. Atmos. Sci.*, *44*, 1049–1061, 1987.
- Hourdin, F., P. Le Van, O. Talagrand, R. Courtin, D. Gautier, et C. P. McKay, Numerical simulation of the circulation of the atmosphere of Titan, dans *ESA SP 338, Symposium on Titan, 9-12 september 1991, Toulouse, France*, pp. 101–106, 1992.
- Hourdin, F., O. Talagrand, R. Sadourny, R. Courtin, D. Gautier, et C. P. McKay, Numerical simulation of the general circulation of the atmosphere of Titan, *Icarus*, *117*, 358–374, 1995.
- Hourdin, F., F. Couvreur, et L. Menut, Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals, *J. of Atm. Sci.*, *59*, 1105–1123, 2002.
- Hourdin, F., S. Lebonnois, D. Luz, et P. Rannou, Titan's stratospheric composition driven by condensation and dynamics, *J. Geophys. Res.*, *109*, E12,005, 2004.
- Hourdin, F., et al., The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection, *Clim. Dyn.*, *27*, 787–813, 2006.
- Hubbard, W. B., et al., The occultation of 28 Sgr by Titan, *Astron. Astrophys.*, *269*, 541–563, 1993.

- Hueso, R., J. Peralta, et A. Sánchez-Lavega, Assessing the long-term variability of Venus winds at cloud level from VIRTIS-Venus Express, *Icarus*, *217*, 585–598, 2012.
- Hunten, D. M., M. G. Tomasko, F. M. Flasar, R. E. Samuelson, D. F. Strobel, et D. J. Stevenson, Titan, dans *Saturn*, édité par T. Gehrels et M. S. Matthews, pp. 671–759, The University of Arizona Press, Tucson-Arizona, 1984.
- Hutzell, W. T., C. P. McKay, O. B. Toon, et F. Hourdin, Simulations of Titan’s brightness by a two-dimensional haze model, *Icarus*, *119*, 112–129, 1996.
- Ignatiev, N. I., D. V. Titov, G. Piccioni, P. Drossart, W. J. Markiewicz, V. Cottini, T. Roatsch, M. Almeida, et N. Manoel, Altimetry of the Venus cloud tops from the Venus Express observations, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00B43, 2009.
- Ikeda, K., M. Yamamoto, et M. Takahashi, Superrotation of the Venus atmosphere simulated by an Atmospheric General Circulation Model, dans *IUGG/IAMAS Meeting*, 2007, July 2-13, Perugia, Italy.
- James, E. P., O. B. Toon, et G. Schubert, A Numerical Microphysical Model of the Condensational Venus Cloud, *Icarus*, *129*, 147–171, 1997.
- Kalnay de Rivas, E., Further numerical calculations of the circulation of the atmosphere of Venus., *Journal of Atmospheric Sciences*, *32*, 1017–1024, 1975.
- Kerzhanovich, V. V., Y. F. Mararov, M. Y. Marov, M. K. Rozhdestvenskii, et V. P. Sorokin, Venera 11 and Venera 12 - Preliminary evaluations of wind velocity and turbulence in the atmosphere of Venus, *Moon and Planets*, *23*, 261–270, 1980.
- Khare, B. N., C. Sagan, E. T. Arakawa, F. Suits, T. A. Callcott, et M. W. Williams, Optical constants of organic tholins produced in a simulated titanian atmosphere : from soft X-rays to microwaves frequencies, *Icarus*, *60*, 127–137, 1984.
- Khare, B. N., E. Bakes, H. Imanaka, C. P. McKay, D. P. Cruikshank, et E. T. Arakawa, Analysis of the time dependent chemical evolution of Titan haze tholin, *Icarus*, *160*, 172–182, 2002.
- Kido, A., et Y. Wakata, Multiple equilibrium states appear in a Venus-like Atmospheric General Circulation Model, *J. of the Met. Soc. of Japan*, *86*, 969–979, 2008.
- Kliore, A. J., et al., Cassini Radio Science, *Space Sci. Rev.*, *115*, 1–70, 2004.
- Kouyama, T., T. Imamura, M. Nakamura, T. Satoh, et Y. Futaana, Horizontal structure of planetary-scale waves at the cloud top of Venus deduced from Galileo SSI images with an improved cloud-tracking technique, *Planet. & Space Sci.*, *60*, 207–216, 2012.
- Krasnopolsky, V. A., Chemical kinetic model for the lower atmosphere of Venus, *Icarus*, *191*, 25–37, 2007.
- Kuiper, G. P., Titan : a satellite with an atmosphere, *Astrophys. J.*, *100*, 378–383, 1944.
- Lavvas, P. P., A. Coustenis, et I. M. Vardavas, Coupling photochemistry with haze formation in Titan’s atmosphere, part I : model description, *Planet. & Space Sci.*, *56*, 27–66, 2008a.

- Lavvas, P. P., A. Coustenis, et I. M. Vardavas, Coupling photochemistry with haze formation in Titan's atmosphere, part II : results and validation with Cassini/Huygens data, *Planet. & Space Sci.*, *56*, 67–99, 2008b.
- Le Mouélic, S., et al., Imaging of the North Polar Cloud on Titan by the VIMS Imaging Spectrometer onboard Cassini, 2008, 39th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March 10-14.
- Le Mouélic, S., et al., Dissipation of Titan's north polar cloud at northern spring equinox, *Planet. & Space Sci.*, *60*, 86–92, 2012.
- Lebonnois, S., Circulation générale et photochimie dans l'atmosphère de Titan, Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2000.
- Lebonnois, S., Benzene and aerosol production in Titan and Jupiter's atmospheres : a sensitivity study, *Planet. & Space Sci.*, *53*, 486–497, 2005.
- Lebonnois, S., et D. Toublanc, Actinic fluxes in Titan's atmosphere, from one to three dimensions : Application to high-latitude composition, *J. Geophys. Res.*, *104*, 22,025–22,034, 1999.
- Lebonnois, S., D. Toublanc, F. Hourdin, et P. Rannou, Seasonal variations in Titan's atmospheric composition, *Icarus*, *152*, 384–406, 2001.
- Lebonnois, S., E. Bakes, et C. P. McKay, Transition from gaseous compounds to aerosols in Titan's atmosphere, *Icarus*, *159*, 505–517, 2002.
- Lebonnois, S., E. Bakes, et C. P. McKay, Atomic and molecular hydrogen budget in Titan's atmosphere, *Icarus*, *161*, 474–485, 2003a.
- Lebonnois, S., F. Hourdin, P. Rannou, D. Luz, et D. Toublanc, Impact of the seasonal variations of ethane and acetylene distributions on the temperature field of Titan's stratosphere, *Icarus*, *163*, 164–174, 2003b.
- Lebonnois, S., E. Quémerais, F. Montmessin, F. Lefèvre, S. Perrier, J.-L. Bertaux, et F. Forget, Vertical distribution of ozone on Mars as measured by SPICAM/Mars Express using stellar occultations, *J. Geophys. Res.*, *111*, E09S05, 2006.
- Lebonnois, S., F. Hourdin, V. Eymet, A. Cressin, R. Fournier, et F. Forget, Superrotation of Venus' atmosphere analysed with a full General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, *115*, E06,006, 2010a.
- Lebonnois, S., F. Hourdin, F. Forget, V. Eymet, et R. Fournier, The LMD Venus General Circulation Model : Improvements and Questions, dans *Venus Express Science Workshop*, 2010b, June 20-26, Aussois, France.
- Lebonnois, S., J. Burgalat, P. Rannou, et B. Charnay, Titan Global Climate Model : new 3-dimensional version of the IPSL Titan GCM, *Icarus*, *218*, 707–722, 2012a.
- Lebonnois, S., C. Covey, A. Grossman, H. Parish, G. Schubert, R. Walterscheid, P. Lauritzen, et C. Jablonowski, Angular momentum budget in General Circulation Models of superrotating atmospheres : A critical diagnostic, *J. Geophys. Res.*, *117*, E12,004, 2012b.

- Lebonnois, S., F. M. Flasar, T. Tokano, et C. E. Newman, The General Circulation of Titan's Lower and Middle Atmosphere, dans *Titan : Surface, Atmosphere and Magnetosphere*, édité par Mueller-Wodarg, I., Griffith, C., Lellouch, E. and Cravens, T., pp. –, Cambridge University Press, United Kingdom, 2013a, in press.
- Lebonnois, S., et al., Models of Venus atmosphere, dans *Towards understanding the climate of Venus : Application of terrestrial models to our sister planet*, édité par Bengtsson, L., Bonnet, R.-M., Grinspoon, D., Koumoutsaris, S., Lebonnois, S. and Titov, D., pp. 129–156, Springer Netherlands, 2013b, iSSI Scientific Report series, Vol.11.
- Lebreton, J.-P., et al., An overview of the descent and landing of the Huygens probe on Titan, *Nature*, *438*, 1–7, 2005.
- Lee, C., Modelling of the atmosphere of Venus, Thèse, University of Oxford, 2006.
- Lee, C., et M. I. Richardson, A General Circulation Model ensemble study of the atmospheric circulation of Venus, *J. Geophys. Res.*, *115*, E04,002, 2010.
- Lee, C., et M. I. Richardson, A Discrete Ordinate, Multiple Scattering, Radiative Transfer Model of the Venus Atmosphere from 0.1 to 260 μ m, *J. Atm. Sci.*, *68*, 1323–1339, 2011.
- Lee, C., et M. I. Richardson, Angular momentum conservation in a simplified Venus General Circulation Model, *Icarus*, *221*, 1173–1176, 2012.
- Lee, C., S. R. Lewis, et P. L. Read, A numerical model of the atmosphere of Venus, *Adv. Space Res.*, *36*, 2142–2145, 2005.
- Lee, C., S. R. Lewis, et P. L. Read, Superrotation in a Venus general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *112*, E04S11, 2007.
- Lefèvre, F., S. Lebonnois, F. Montmessin, et F. Forget, Three-dimensional modeling of ozone on Mars, *J. Geophys. Res.*, *109*, E07,004, 2004.
- Lefèvre, F., J.-L. Bertaux, R. T. Clancy, T. Encrenaz, K. Fast, F. Forget, S. Lebonnois, F. Montmessin, et S. Perrier, Heterogeneous chemistry in the atmosphere of Mars, *Nature*, *454*, 971–975, 2008.
- Lellouch, E., A. Coustenis, D. Gautier, F. Raulin, N. Dubouloz, et C. Frère, Titan's atmosphere and hypothesized ocean : A reanalysis of the Voyager 1 radio-occultation and IRIS 7.7 μ m data, *Icarus*, *79*, 328–349, 1989.
- Lellouch, E., G. Paubert, R. Moreno, et A. Moullet, Monitoring Venus' mesospheric winds in support of Venus Express : IRAM 30-m and APEX observations, *Planet. & Space Sci.*, *56*, 1355–1367, 2008.
- Leovy, C., et Y. Mintz, Numerical Simulation of the Atmospheric Circulation and Climate of Mars, *J. of Atm. Sci.*, *26*, 1167–1190, 1969.
- Lewis, S. R., et P. L. Read, Equatorial jets in the dusty Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *108*, 5034, 2003.

- Lewis, S. R., J. Dawson, S. Lebonnois, et M. Yamamoto, Modeling efforts, dans *Towards understanding the climate of Venus : Application of terrestrial models to our sister planet*, édité par Bengtsson, L., Bonnet, R.-M., Grinspoon, D., Koumoutsaris, S., Lebonnois, S. and Titov, D., pp. 111–127, Springer Netherlands, 2013, iSSI Scientific Report series, Vol.11.
- Limaye, S. S., J. P. Kossin, C. Rozoff, G. Piccioni, D. V. Titov, et W. J. Markiewicz, Vortex circulation on Venus : Dynamical similarities with terrestrial hurricanes, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L04,204, 2009.
- Liu, X., J. Li, et A. Coustenis, A transposable planetary general circulation model (PGCM) and its preliminary application to Titan, *Planet. & Space Sci.*, *56*, 1618–1629, 2008.
- Lomonosov, M. V., The appearance of Venus on Sun as it was observed at the St Petersburg Emperor’s Academy of Sciences on may 26, 1761, dans *Acad. of Sci. Office, St Petersburg, Memoirs in physics*, Astron. and Instruments Building, USSR Acad. of Sci., Leningrad, 1761.
- Lopez-Valverde, M. A., et M. Lopez-Puertas, A non-local thermodynamic equilibrium radiative transfer model for ingfrared emissions in the atmosphere of Mars. 1 : Theoretical basis and nighttime populations of vibrational levels, *J. Geophys. Res.*, *99*, 13,093–13,115, 1994a.
- Lopez-Valverde, M. A., et M. Lopez-Puertas, A non-local thermodynamic equilibrium radiative transfer model for infrared emission in the atmosphere of Mars. 2 : Daytime populations of vibrational levels, *J. Geophys. Res.*, *99*, 13,117–13,132, 1994b.
- Lorenz, R. D., M. T. Lemon, et P. H. Smith, Seasonal change in Titan’s haze 1992-2002 from Hubble Space Telescope observations, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L10,702, 2004.
- Lorenz, R. D., et al., A global topographic map of Titan, *Icarus*, 2013, in press.
- Lott, F., et M. Miller, A new sub-grid scale orographic drag parameterization : its formulation and testing, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *123*, 101–128, 1997.
- Lott, F., L. Guez, et P. Maury, A stochastic parameterization of non-orographic gravity waves : Formalism and impact on the equatorial stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, 6807, 2012.
- Luz, D., et F. Hourdin, Latitudinal transport by barotropic waves in Titan’s stratosphere. I. General properties from a horizontal shallow-water model, *Icarus*, *166*, 328–342, 2003.
- Luz, D., F. Hourdin, P. Rannou, et S. Lebonnois, Latitudinal transport by barotropic waves in Titan’s stratosphere. II. Results from a coupled dynamics-microphysics-photochemistry GCM, *Icarus*, *166*, 343–358, 2003.
- Luz, D., et al., Characterization of zonal winds in the stratosphere of Titan with UVES, *Icarus*, *179*, 497–510, 2005.

- Machado, P., D. Luz, T. Widemann, E. Lellouch, et O. Witasse, Mapping zonal winds at Venus's cloud tops from ground-based Doppler velocimetry, *Icarus*, *221*, 248–261, 2012.
- Marcq, E., et S. Lebonnois, Simulations of the latitudinal variability of CO-like and OCS-like passive tracers below the clouds of Venus using the LMD-GCM, *J. Geophys. Res.*, 2013, submitted.
- Marcq, E., B. Bézard, T. Encrenaz, et M. Birlan, Latitudinal variations of CO and OCS in the lower atmosphere of Venus from near-infrared nightside spectro-imaging, *Icarus*, *179*, 375–386, 2005.
- Marcq, E., T. Encrenaz, B. Bézard, et M. Birlan, Remote sensing of Venus' lower atmosphere from ground-based IR spectroscopy : Latitudinal and vertical distribution of minor species, *Planet. & Space Sci.*, *54*, 1360–1370, 2006.
- Marcq, E., B. Bézard, P. Drossart, G. Piccioni, J. M. Reess, et F. Henry, A latitudinal survey of CO, OCS, H₂O, and SO₂ in the lower atmosphere of Venus : Spectroscopic studies using VIRTIS-H, *J. Geophys. Res.*, *113*, E00B07, 2008.
- Markiewicz, W. J., et al., Venus Monitoring Camera for Venus Express, *Planet. & Space Sci.*, *55*, 1701–1711, 2007.
- Marov, M., et D. Grinspoon, *The planet Venus*, Yale planetary exploration series, Yale University Press, 1998.
- Matthews, C. N., Dark matter in the solar system : Hydrogen cyanide polymers, *Origins of Life Evol. Biosphere*, *21*, 421–434, 1992.
- Mayr, H. G., et I. Harris, Quasi-axisymmetric circulation and superrotation in planetary atmospheres, *Astron. & Astrophys.*, *121*, 124–136, 1983.
- McKay, C. P., J. B. Pollack, et R. Courtin, The thermal structure of Titan's atmosphere, *Icarus*, *80*, 23–53, 1989.
- Mellor, G. L., et T. Yamada, Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, *20*, 851–875, 1982.
- Mendonca, J. M., P. L. Read, et S. R. Lewis, New radiatif transfer code in the Oxford Venus GCM, dans *Venus Express Science Workshop*, 2010, June 20-26, Aussois, France.
- Migliorini, A., D. Grassi, L. Montabone, S. Lebonnois, P. Drossart, et G. Piccioni, Investigation of air temperature on the nightside of Venus derived from VIRTIS-H on board Venus-Express, *Icarus*, *217*, 640–647, 2012.
- Mills, F. P., et M. Allen, A review of selected issues concerning the chemistry of Venus' middle atmosphere, *Planet. & Space Sci.*, *55*, 1729–1740, 2007.
- Minard, R. D., P. G. Hatcher, R. C. Gourley, et C. N. Matthews, Structural investigations of hydrogen cyanide polymers : New insights using TMAH thermochemolysis/GC-MS, *Origins of Life Evol. Biosphere*, *28*, 461–473, 1998.

- Mingalev, I. V., V. S. Mingalev, O. V. Mingalev, B. Kazeminejad, H. Lammer, H. K. Biernat, H. Lichtenegger, K. Schwingenschuh, et H. O. Rucker, First simulation results of Titan's atmospheric dynamics with a global 3-D non-hydrostatic circulation model, *Ann. Geophys.*, *24*, 1–15, 2006.
- Mitchell, J. L., R. T. Pierrehumbert, D. Frierson, et R. Caballero, The dynamics behind Titan's methane cloud, *Proc. Nat. Ac. Sci.*, *103*, 18,421–18,426, 2006.
- Mitchell, J. L., R. T. Pierrehumbert, D. Frierson, et R. Caballero, The impact of methane thermodynamics on seasonal convection and circulation in a model Titan atmosphere, *Icarus*, *203*, 250–264, 2009.
- Mitchell, J. L., M. Ádámkóvics, R. Caballero, et E. P. Turtle, Locally enhanced precipitation organized by planetary-scale waves on Titan, *Nature Geoscience*, *4*, 589–592, 2011.
- Moissl, R., et al., Venus cloud top winds from tracking UV features in Venus Monitoring Camera images, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00B31, 2009.
- Moreno, R., A. Marten, et T. Hidayat, Interferometric measurements of zonal winds on Titan, *Astron. & Astrophys.*, *437*, 319–328, 2005.
- Newman, C. E., C. Lee, Y. Lian, M. I. Richardson, et A. D. Toigo, Stratospheric super-rotation in the TitanWRF model, *Icarus*, *213*, 636–654, 2011.
- Newman, M., et C. B. Leovy, Maintenance of strong rotational winds in Venus' middle atmosphere by thermal tides, *Science*, *257*, 647–650, 1992.
- Niemann, H. B., et al., The Gas Chromatograph Mass Spectrometer for the Huygens Probe, *Space Sci. Rev.*, *104*, 553–591, 2002.
- Parish, H. F., G. Schubert, C. Covey, R. L. Walterscheid, A. Grossman, et S. Lebonnois, Decadal variations in a Venus General Circulation Model, *Icarus*, *212*, 42–65, 2011.
- Pätzold, M., et al., The structure of Venus' middle atmosphere and ionosphere, *Nature*, *450*, 657–660, 2007.
- Peralta, J., D. Luz, D. L. Berry, C. C. C. Tsang, A. Sánchez-Lavega, R. Hueso, G. Piccioni, et P. Drossart, Solar migrating atmospheric tides in the winds of the polar region of Venus, *Icarus*, *220*, 958–970, 2012.
- Perrier, S., J.-L. Bertaux, F. Lefèvre, S. Lebonnois, O. Korablev, A. Fedorova, et F. Montmessin, Global distribution of total ozone on Mars from SPICAM/MEX UV measurements, *J. Geophys. Res.*, *111*, E09S06, 2006.
- Piccialli, A., D. V. Titov, D. Grassi, I. Khatuntsev, P. Drossart, G. Piccioni, et A. Migliorini, Cyclostrophic winds from the Visible and Infrared Thermal Imaging Spectrometer temperature sounding : A preliminary analysis, *J. Geophys. Res.*, *113*, E00B11, 2008.
- Piccialli, A., S. Tellmann, D. V. Titov, S. S. Limaye, I. V. Khatuntsev, M. Pätzold, et B. Häusler, Dynamical properties of the Venus mesosphere from the radio-occultation experiment VeRa onboard Venus Express, *Icarus*, *217*, 669–681, 2012.

- Piccioni, G., et al., South-polar features on Venus similar to those near the north pole, *Nature*, *450*, 637–640, 2007.
- Pollack, J. B., et al., Near-infrared light from Venus' nightside - A spectroscopic analysis, *Icarus*, *103*, 1–42, 1993.
- Porco, C. C., et al., Cassini Imaging Science : Instrument Characteristics And Anticipated Scientific Investigations At Saturn, *Space Sci. Rev.*, *115*, 363–497, 2004.
- Porco, C. C., et al., Imaging of Titan from the CASSINI spacecraft, *Nature*, *434*, 159–168, 2005.
- Preston, R. A., C. E. Hildebrand, G. H. Purcell, J. Ellis, C. T. Stelzried, S. G. Finley, R. Z. Sagdeev, et al., Determination of Venus winds by ground-based radio tracking of the VEGA balloons, *Science*, *231*, 1414–1416, 1986.
- Rages, K., et J. B. Pollack, Vertical distribution of scattering hazes in Titan's upper atmosphere, *Icarus*, *55*, 50–62, 1983.
- Rannou, P., M. Cabane, E. Chassefière, R. Botet, C. P. McKay, et R. Courtin, Titan's geometric albedo : role of the fractal structure of the aerosols, *Icarus*, *118*, 355–372, 1995.
- Rannou, P., F. Hourdin, et C. P. McKay, A wind origin for Titan's haze structure, *Nature*, *418*, 853–856, 2002.
- Rannou, P., F. Hourdin, C. P. McKay, et D. Luz, A coupled dynamics-microphysics model of Titan's atmosphere, *Icarus*, *170*, 443–462, 2004.
- Rannou, P., F. Montmessin, F. Hourdin, et S. Lebonnois, The latitudinal distribution of clouds on Titan, *Science*, *311*, 201–205, 2006.
- Read, P., Super-rotation and diffusion of axial angular momentum : II. A review of quasi-axisymmetric models of planetary atmospheres, *Quater. J. R. Met. Soc.*, *112*, 253–272, 1986.
- Read, P. L., The dynamics and circulation of Venus atmosphere, dans *Towards understanding the climate of Venus : Application of terrestrial models to our sister planet*, édité par Bengtsson, L., Bonnet, R.-M., Grinspoon, D., Koumoutsaris, S., Lebonnois, S. and Titov, D., pp. 73–110, Springer Netherlands, 2013, iSSI Scientific Report series, Vol.11.
- Ricca, A., C. W. Bauschlicher, Jr., et E. Bakes, A computational study of the mechanisms for the incorporation of a nitrogen atom into polycyclic aromatic hydrocarbons in the Titan haze, *Icarus*, *154*, 516–521, 2001.
- Richardson, M. I., A. D. Toigo, et C. E. Newman, PlanetWRF : A general purpose, local to global numerical model for planetary atmospheric and climate dynamics, *J. Geophys. Res.*, *112*, E09,001, 2007.
- Rodriguez, S., et al., Global circulation as the main source of cloud activity on Titan, *Nature*, *459*, 678–682, 2009.

- Rodriguez, S., et al., Titan's cloud seasonal activity from winter to spring with Cassini/VIMS, *Icarus*, 216, 89–110, 2011.
- Roe, H. G., I. de Pater, B. A. Macintosh, S. G. Gibbard, C. E. Max, et C. P. McKay, Titan's atmosphere in late southern spring observed with adaptive optics on the W. M. Keck II 10-meter telescope, *Icarus*, 157, 254–258, 2002.
- Roe, H. G., I. de Pater, B. A. Macintosh, et C. P. McKay, Titan's Clouds from Gemini and Keck Adaptive Optics Imaging, *Astrophys. J.*, 581, 1399–1406, 2002.
- Rossow, W. B., A general circulation model of a Venus-like atmosphere, *J. Atm. Sci.*, 40, 273–302, 1983.
- Rossow, W. B., et G. P. Williams, Large-scale motion in the Venus' stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 36, 377–389, 1979.
- Rossow, W. B., S. B. Fels, et P. H. Stone, Comments on 'A three-dimensional model of dynamical processes in the Venus atmosphere', *J. Atmos. Sci.*, 37, 250–252, 1980.
- Sanchez-Lavega, A., et al., Variable winds on Venus mapped in three dimensions, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L13,204, 2008.
- Schinder, P. J., et al., The structure of Titan's atmosphere from Cassini radio occultations, *Icarus*, 215, 460–474, 2011.
- Schneider, T., S. D. B. Graves, E. L. Schaller, et M. E. Brown, Polar methane accumulation and rainstorms on Titan from simulations of the methane cycle, *Nature*, 481, 58–61, 2012.
- Schubert, G., General circulation and the dynamical state of the Venus atmosphere, dans *Venus*, édité par D. M. Hunten, L. Colin, T. M. Donahue and V. I. Moroz, pp. 681–765, Univ. of Arizona Press, 1983.
- Seiff, A., J. T. Schofield, A. J. Kliore, et al., Model of the structure of the atmosphere of Venus from surface to 100 km altitude, *Adv. Space Res.*, 5, 3–58, 1985.
- Sicardy, B., et al., The two Titan stellar occultations of 14 November 2003, *J. Geophys. Res.*, 111, E11S91, 2006.
- Sornig, M., T. Livengood, G. Sonnabend, P. Kroetz, D. Stupar, T. Kostiuk, et R. Schieder, Venus upper atmosphere winds from ground-based heterodyne spectroscopy of CO₂ at 10 μ m wavelength, *Planet. & Space Sci.*, 56, 1399–1406, 2008.
- Spiga, A., et F. Forget, A new model to simulate the Martian mesoscale and microscale atmospheric circulation : Validation and first results, *J. Geophys. Res.*, 114, E02,009, 2009.
- Sromovsky, L. A., V. E. Suomi, J. B. Pollack, R. J. Krauss, S. S. Limaye, T. Owen, H. E. Revercomb, et C. Sagan, Implications of Titan's north-south brightness asymmetry, *Nature*, 292, 698–702, 1981.

- Takagi, M., et Y. Matsuda, Effects of thermal tides on the Venus atmospheric superrotation, *J. Geophys. Res.*, *112*, D09,112, 2007.
- Teanby, N. A., P. G. J. Irwin, C. A. Nixon, R. de Kok, S. Vinatier, A. Coustenis, E. Sefton-Nash, S. B. Calcutt, et F. M. Flasar, Active upper atmosphere chemistry and dynamics from polar circulation reversal on Titan, *Nature*, *491*, 732–735, 2012.
- Teanby, N. A., et al., Vertical profiles of HCN, HC₃N and C₂H₂ in Titan's atmosphere derived from Cassini/CIRS data, *Icarus*, *186*, 364–384, 2007.
- Teanby, N. A., et al., Global and temporal variations in hydrocarbons and nitriles in Titan's stratosphere for northern winter observed by Cassini/CIRS, *Icarus*, *193*, 595–611, 2008a.
- Teanby, N. A., et al., Titan's winter polar vortex structure revealed by chemical tracers, *J. Geophys. Res.*, *113*, E12,003, 2008b.
- Tellmann, S., M. Pätzold, B. Hausler, M. K. Bird, et G. L. Tyler, Structure of the Venus neutral atmosphere as observed by the radio science experiment VeRa on Venus Express, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00B36, 2009.
- Thompson, W. R., et C. Sagan, Atmospheric formation of organic heteropolymers from N₂+CH₄ : Structural suggestions for amino acid and oligomer precursors, *Origins of Life*, *19*, 503–504, 1989.
- Toigo, A., P. J. Gierasch, et M. D. Smith, High resolution cloud feature tracking on Venus by Galileo, *Icarus*, *109*, 318–336, 1994.
- Tokano, T., Meteorological assessment of the surface temperatures on Titan : constraints on the surface type, *Icarus*, *173*, 222–242, 2005.
- Tokano, T., Near-surface winds at the Huygens landing site on Titan : Interpretation by means of a general circulation model, *Planet. & Space Sci.*, *55*, 1990–2009, 2007.
- Tokano, T., Dune-forming winds on Titan and the influence of topography, *Icarus*, *194*, 243–262, 2008.
- Tokano, T., The dynamics of Titan's troposphere, *Phil. Trans. R. Soc. A*, *367*, 633–648, 2009a.
- Tokano, T., Impact of seas/lakes on polar meteorology of Titan : Simulations by a coupled GCM-Sea model, *Icarus*, *204*, 619–636, 2009b.
- Tokano, T., Westward rotation of the atmospheric angular momentum vector of Titan by thermal tides, *Planet. & Space Sci.*, *58*, 814–829, 2010a.
- Tokano, T., Relevance of fast westerlies at equinox for eastward elongation of Titan's dunes, *Aeolian Res.*, *2*, 113–127, 2010b.
- Tokano, T., et F. M. Neubauer, Tidal winds on Titan caused by Saturn, *Icarus*, *158*, 499–515, 2002.

- Tokano, T., F. M. Neubauer, M. Laube, et C. P. McKay, Seasonal variation of Titan's atmospheric structure simulated by a general circulation model, *Planet. & Space Sci.*, *47*, 493–520, 1999.
- Tokano, T., F. M. Neubauer, M. Laube, et C. P. McKay, Three-dimensional modeling of the tropospheric methane cycle on Titan, *Icarus*, *153*, 130–147, 2001.
- Tokano, T., F. Ferri, G. Colombatti, T. Mäkinen, et M. Fulchignoni, Titan's planetary boundary layer structure at the Huygens landing site, *J. Geophys. Res.*, *111*, E08,007, 2006.
- Tomasko, M. G., et al., The Descent Imager/Spectral Radiometer (DISR) Experiment on the Huygens Entry Probe of Titan, *Space Sci. Rev.*, *104*, 469–551, 2002.
- Toon, O. B., C. P. McKay, T. P. Ackerman, et K. Santhanam, Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres, *J. Geophys. Res.*, *94*, 16,287–16,301, 1989.
- Toublanc, D., J. P. Parisot, J. Brillet, D. Gautier, F. Raulin, et C. P. McKay, Photochemical modeling of Titan's atmosphere, *Icarus*, *113*, 2–26, 1995.
- Traub, W. A., et N. P. Carleton, Spectroscopic observations of winds on Venus, *J. of Atm. Sci.*, *32*, 1045–1059, 1975.
- Tsang, C., et al., Tropospheric carbon monoxide concentrations and variability on Venus from Venus Express/VIRTIS-M observations, *J. Geophys. Res.*, *113*, E00B08, 2008.
- Vinatier, S., et al., Vertical abundance profiles of hydrocarbons in Titan's atmosphere at 15°S and 80°N retrieved from Cassini/CIRS spectra, *Icarus*, *188*, 120–138, 2007.
- Vinatier, S., et al., Analysis of Cassini/CIRS spectra of Titan acquired during the nominal mission. I Hydrocarbons, nitriles and CO₂ vertical mixing ratio profiles, *Icarus*, *205*, 559–570, 2010.
- von Zahn, U., et V. Moroz, Composition of the Venus atmosphere below 100 km altitude, *Adv. Sp. Res.*, *5*, 173–195, 1985.
- Waite, J. H., D. T. Young, T. E. Cravens, A. J. Coates, F. J. Crary, B. Magee, et J. Westlake, The Process of Tholin Formation in Titan's Upper Atmosphere, *Science*, *316*, 870, 2007.
- Waite, J. H., Jr., D. T. Young, J. Westlake, J. I. Lunine, C. P. McKay, et W. S. Lewis, High-Altitude Production of Titan's Aerosols, dans *Titan from Cassini-Huygens*, édité par Brown, R. H., Lebreton, J.-P., & Waite, J. H., pp. 201–214, Springer Netherlands, 2010.
- Wang, H., et M. Frenklach, Calculations of rate coefficients for the chemically activated reactions of acetylene with vinylic and aromatic radicals, *J. Phys. Chem.*, *98*, 11,465–11,489, 1994.

- West, R. A., J. Balloch, P. Dumont, P. Lavvas, R. Lorenz, P. Rannou, T. Ray, et E. P. Turtle, The evolution of Titan's detached haze layer near equinox in 2009, *Geophys. Res. Lett.*, *380*, L06,204, 2011.
- Widemann, T., E. Lellouch, et J.-F. Donati, Venus Doppler winds at cloud tops observed with ESPaDOnS at CFHT, *Planet. & Space Sci.*, *56*, 1320–1334, 2008.
- Wilson, C. F., S. Guerlet, P. G. Irwin, C. C. Tsang, F. W. Taylor, R. W. Carlson, P. Drossart, et G. Piccioni, Evidence for anomalous cloud particles at the poles of Venus, *J. Geophys. Res.*, *113*, E00B13, 2008.
- Wong, A.-S., A. Y. Lee, Y. L. Yung, et J. M. Ajello, Jupiter : Aerosol chemistry in the polar atmosphere, *Astrophys. J.*, *534*, L215–L217, 2000.
- Wordsworth, R. D., F. Forget, F. Selsis, E. Millour, B. Charnay, et J.-B. Madeleine, Gliese 581d is the First Discovered Terrestrial- mass Exoplanet in the Habitable Zone, *The Astrophysical Journal Letters*, *733*, L48, 2011.
- Yamamoto, M., et M. Takahashi, The Fully Developed Superrotation Simulated by a General Circulation Model of a Venus-like Atmosphere., *J. Atm. Sci.*, *60*, 561–574, 2003a.
- Yamamoto, M., et M. Takahashi, Superrotation and equatorial waves in a T21 Venus-like AGCM, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 1449, 2003b.
- Yamamoto, M., et M. Takahashi, Dynamics of Venus' superrotation : The eddy momentum transport processes newly found in a GCM, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L09,701, 2004.
- Yamamoto, M., et M. Takahashi, Superrotation Maintained by Meridional Circulation and Waves in a Venus-Like AGCM, *J. Atm. Sci.*, *63*, 3296–3314, 2006.
- Young, E. F., P. Rannou, C. P. McKay, C. A. Griffith, et K. Noll, A Three-dimensional Map of Titan's Tropospheric Haze Distribution Based on Hubble Space Telescope Imaging, *Astrophys. J.*, *123*, 3473–3486, 2002.
- Young, R. E., et J. B. Pollack, A three-dimensional model of dynamical processes in the Venus atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, *34*, 1315–1351, 1977.
- Yung, Y. L., M.-C. Liang, X. Jiang, R. L. Shia, C. Lee, B. Bézard, et E. Marcq, Evidence for carbonyl sulfide (OCS) conversion to CO in the lower atmosphere of Venus, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00B34, 2009.
- Zasova, L. V., N. I. Ignatiev, I. A. Khatuntsev, et V. Linkin, Structure of the Venus atmosphere, *Planet. & Space Sci.*, *55*, 1712–1728, 2007.

Annexe A

Liste exhaustive des publications

A.1 Revues à comité de lecture

1. Lebonnois, S., C. Covey, A. Grossman, H. Parish, G. Schubert, R. Walterscheid, P. Lauritzen, and C. Jablonowski, Angular momentum budget in General Circulation Models of superrotating atmospheres : A critical diagnostic, *J. Geophys. Res.*, *117*, E12004, 2012b.
2. Lebonnois, S., J. Burgalat, P. Rannou, and B. Charnay, Titan Global Climate Model : new 3-dimensional version of the IPSL Titan GCM, *Icarus*, *218*, 707–722, 2012a.
3. Lebonnois, S., F. Hourdin, V. Eymet, A. Crespin, R. Fournier, and F. Forget, Superrotation of Venus' atmosphere analysed with a full General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, *115*, E06006, 2010.
4. Lebonnois, S., F. Hourdin, and P. Rannou, The coupling of winds, aerosols and photochemistry in Titan's atmosphere, *Phil. Trans. R. Soc. A*, *367*, 665–682, 2009.
5. Lebonnois, S., E. Quémerais, F. Montmessin, F. Lefèvre, S. Perrier, J.-L. Bertaux, and F. Forget, Vertical distribution of ozone on Mars as measured by SPICAM/Mars Express using stellar occultations, *J. Geophys. Res.*, *111*, E09S05, 2006.
6. Lebonnois, S., Benzene and aerosol production in Titan and Jupiter's atmospheres : a sensitivity study, *Planet. & Space Sci.*, *53*, 486–497, 2005.
7. Lebonnois, S., F. Hourdin, P. Rannou, D. Luz, and D. Toublanc, Impact of the seasonal variations of ethane and acetylene distributions on the temperature field of Titan's stratosphere, *Icarus*, *163*, 164–174, 2003b.
8. Lebonnois, S., E. Bakes, and C. P. McKay, Atomic and molecular hydrogen budget in Titan's atmosphere, *Icarus*, *161*, 474–485, 2003a.
9. Lebonnois, S., E. Bakes, and C. P. McKay, Transition from gaseous compounds to aerosols in Titan's atmosphere, *Icarus*, *159*, 505–517, 2002.
10. Lebonnois, S., D. Toublanc, F. Hourdin, and P. Rannou, Seasonal variations in Titan's atmospheric composition, *Icarus*, *152*, 384–406, 2001.
11. Lebonnois, S., and D. Toublanc, Actinic fluxes in Titan's atmosphere, from one to three dimensions : Application to high-latitude composition, *J. Geophys. Res.*, *104*, 22025–22034, 1999.

12. Gans, B., Z. Peng, N. Carrasco, D. Gauyacq, S. Lebonnois, and P. Pernot, Impact of a new wavelength-dependent representation of methane photolysis branching ratios on the modeling of Titan's atmospheric chemistry, *Icarus*, *223*, 330–343, 2013.
13. Charnay, B., and S. Lebonnois, Thermal structure and dynamics of Titan's lower troposphere, *Nature Geosci.*, *5*, 106–109, 2012.
14. Cordier, D., O. Mousis, J. I. Lunine, S. Lebonnois, P. Rannou, P. Lavvas, L. Q. Lobo, and A. Ferreira, Titan's lake chemical composition : sources of uncertainties and variability, *Planet. & Space Sci.*, *61*, 99–107, 2012.
15. Lorenz, R. D., C. E. Newman, T. Tokano, J. L. Mitchell, B. Charnay, S. Lebonnois, and R. K. Achterberg, Formulation of a wind specification for Titan late polar summer exploration, *Planet. & Space Sci.*, *70*, 73–83, 2012.
16. Migliorini, A., D. Grassi, L. Montabone, S. Lebonnois, P. Drossart, and G. Piccioni, Investigation of air temperature on the nightside of Venus derived from VIRTIS-H on board Venus-Express, *Icarus*, *217*, 640–647, 2012.
17. Wilson, C. F., et al., The 2010 European Venus Explorer (EVE) mission proposal, *Experimental Astronomy*, *33*, 305–335, 2012.
18. Cottureau, L., N. Rambaux, S. Lebonnois, and J. Souchay, The various contributions in Venus rotation rate and LOD, *Astron. & Astrophys.*, *531*, A45, 2011.
19. Parish, H. F., G. Schubert, C. Covey, R. L. Walterscheid, A. Grossman, and S. Lebonnois, Decadal variations in a Venus General Circulation Model, *Icarus*, *212*, 42–65, 2011.
20. Cordier, D., O. Mousis, J. I. Lunine, S. Lebonnois, P. Lavvas, L. Q. Lobo, and A. Ferreira, About the possible role of hydrocarbon lakes in the origin of Titan's noble gas atmospheric depletion, *Astrophys. J. Lett.*, *721*, L117–L120, 2010.
21. Grassi, D., A. Migliorini, L. Montabone, S. Lebonnois, A. Cardesin-Moinelo, G. Piccioni, P. Drossart, and L. V. Zasova, The thermal structure of Venusian night-time mesosphere as observed by VIRTIS-Venus Express, *J. Geophys. Res.*, *115*, E09007, 2010.
22. Eymet, V., R. Fournier, J.-L. Dufresne, S. Lebonnois, F. Hourdin, and M. A. Bullock, Net-exchange parameterization of the thermal infrared radiative transfer in Venus' atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *114*, E11008, 2009.
23. Forget, F., F. Montmessin, J.-L. Bertaux, F. Gonzalez-Galindo, S. Lebonnois, E. Quémerais, A. Reberac, E. Dimarellis, and M. A. Lopez-Valverde, Density and temperatures of the upper Martian atmosphere measured by stellar occultations with Mars Express SPICAM, *J. Geophys. Res.*, *114*, E01004, 2009.
24. Tobie, G., et al., Evolution of Titan and implications for its hydrocarbon cycle, *Phil. Trans. R. Soc. A*, *367*, 617–631, 2009.
25. Cressin, A., S. Lebonnois, S. Vinatier, B. Bézard, A. Coustenis, N. A. Teanby, R. K. Achterberg, P. Rannou, and F. Hourdin, Diagnostics of Titan's stratospheric dynamics using Cassini/CIRS data and the IPSL General Circulation Model, *Icarus*, *197*, 556–571, 2008.
26. Lefèvre, F., J.-L. Bertaux, R. T. Clancy, T. Encrenaz, K. Fast, F. Forget, S. Lebonnois, F. Montmessin, and S. Perrier, Heterogeneous chemistry in the atmosphere of Mars, *Nature*, *454*, 971–975, 2008.

27. Sanchez-Lavega, A., et al., Variable winds on Venus mapped in three dimensions, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L13204, 2008.
28. Sekine, Y., S. Lebonnois, H. Imanaka, T. Matsui, E. Bakes, C. P. McKay, B. N. Khare, and S. Sugita, The role of organic haze in Titan's atmospheric chemistry II : Effect of heterogeneous reaction to the hydrogen budget and chemical composition of the atmosphere, *Icarus*, *194*, 201–211, 2008.
29. Encrenaz, T., et al., Simultaneous mapping of H₂O and H₂O₂ on Mars from infrared high-resolution imaging spectroscopy, *Icarus*, *195*, 547–556, 2008.
30. de La Haye, V., J. H. Waite, Jr., T. Cravens, I. P. Robertson, and L. S., Coupled ion and neutral rotating model of Titan's upper atmosphere, *Icarus*, *197*, 110–136, 2008.
31. Coustenis, A., et al., TandEM : Titan and Enceladus Mission, *Exp. Astron.*, *23*, 893–946, 2009.
32. Drossart, P., et al., Scientific goals for the observation of Venus by VIRTIS on ESA/Venus Express mission, *Planet. & Space Sci.*, *55*, 1653–1672, 2007a.
33. Drossart, P., et al., A dynamic upper atmosphere of Venus as revealed by VIRTIS on Venus Express, *Nature*, *450*, 641–645, 2007b.
34. Bertaux, J.-L., et al., A warm layer in Venus' cryosphere and high-altitude measurements of HF, HCl, H₂O and HDO, *Nature*, *450*, 646–649, 2007.
35. de La Haye, V., J. H. Waite, Jr., T. E. Cravens, A. F. Nagy, R. E. Johnson, S. Lebonnois, and I. P. Robertson, Titan's corona : The contribution of exothermic chemistry, *Icarus*, *191*, 236–250, 2007.
36. Piccioni, G., et al., South-polar features on Venus similar to those near the north pole, *Nature*, *450*, 637–640, 2007.
37. Bertaux, J.-L., et al., SPICAM on Mars Express : Observing modes and overview of UV spectrometer data and scientific results, *J. Geophys. Res.*, *111*, E10S90, 2006.
38. Formisano, V., et al., The planetary fourier spectrometer (PFS) onboard the European Venus Express mission, *Planet. & Space Sci.*, *54*, 1298–1314, 2006.
39. Fast, K., T. Kostiuk, T. Hewagama, M. F. A'Hearn, T. A. Livengood, S. Lebonnois, and F. Lefèvre, Ozone abundance on Mars from infrared heterodyne spectra. II : Validating photochemical models, *Icarus*, *183*, 396–402, 2006.
40. Hirtzig, M., et al., Monitoring atmospheric phenomena on Titan, *Astron. & Astrophys.*, *456*, 761–774, 2006.
41. Montmessin, F., E. Quémerais, J.-L. Bertaux, O. Korablev, P. Rannou, and S. Lebonnois, Stellar Occultations at UV wavelengths by the SPICAM instrument : retrieval and analysis of Martian haze profiles, *J. Geophys. Res.*, *111*, E09S09, 2006a.
42. Montmessin, F., et al., Subvisible CO₂ ice clouds detected in the mesosphere of Mars, *Icarus*, *183*, 403–410, 2006b.
43. Perrier, S., J.-L. Bertaux, F. Lefèvre, S. Lebonnois, O. Korablev, A. Fedorova, and F. Montmessin, Global distribution of total ozone on Mars from SPICAM/MEX UV measurements, *J. Geophys. Res.*, *111*, E09S06, 2006.
44. Rannou, P., F. Montmessin, F. Hourdin, and S. Lebonnois, The latitudinal distribution of clouds on Titan, *Science*, *311*, 201–205, 2006.

45. Rannou, P., S. Lebonnois, F. Hourdin, and D. Luz, Titan atmosphere database, *Adv. Space Res.*, *36*, 2194–2198, 2005.
46. Encrenaz, T., et al., Infrared imaging spectroscopy of Mars : H₂O mapping and determination of CO₂ isotopic ratios, *Icarus*, *179*, 43–54, 2005.
47. Lefèvre, F., S. Lebonnois, F. Montmessin, and F. Forget, Three-dimensional modeling of ozone on Mars, *J. Geophys. Res.*, *109*, E07004, 2004.
48. Encrenaz, T., et al., Hydrogen Peroxide on Mars : Evidence for Spatial and Seasonal Variations, *Icarus*, *170*, 424–429, 2004.
49. Hourdin, F., S. Lebonnois, D. Luz, and P. Rannou, Titan’s stratospheric composition driven by condensation and dynamics, *J. Geophys. Res.*, *109*, E12005, 2004.
50. Bakes, E., S. Lebonnois, C. W. Bauschlicher, Jr., and C. P. McKay, The role of submicron aerosols and macromolecules in H₂ formation in the Titan haze, *Icarus*, *161*, 468–473, 2003.
51. Luz, D., F. Hourdin, P. Rannou, and S. Lebonnois, Latitudinal transport by barotropic waves in Titan’s stratosphere. II. Results from a coupled dynamics-microphysics-photochemistry GCM, *Icarus*, *166*, 343–358, 2003.

A.2 Livres et ouvrages

1. Bengtsson, L., Bonnet, R.-M., Grinspoon, D., Koumoutsaris, S., Lebonnois, S. and Titov, D. (Ed.), *Towards understanding the climate of Venus : Application of terrestrial models to our sister planet*, Springer Netherlands, 2013, ISSI Scientific Report series, Vol.11, ISBN 978-11-4614-5064-1.
2. Lebonnois, S., *Circulation générale et photochimie dans l’atmosphère de Titan*, Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2000.

A.3 Chapitres d’ouvrages

1. Forget, F., et S. Lebonnois, Global Climate Models of the terrestrial planets, in *Comparative climatology of terrestrial planets*, edited by Macwell S. J., Simon-Miller A. A., Harder J. W. and Bullock M. A., Space Sci. Series, Univ. of Arizona Press, 2013, in press.
2. Lebonnois, S., F. M. Flasar, T. Tokano, and C. E. Newman, The General Circulation of Titan’s Lower and Middle Atmosphere, in *Titan : Surface, Atmosphere and Magnetosphere*, edited by Mueller-Wodarg, I., Griffith, C., Lellouch, E. and Cravens, T., pp. –, Cambridge University Press, United Kingdom, 2013b, in press.
3. Lebonnois, S., et al., Models of Venus atmosphere, in *Towards understanding the climate of Venus : Application of terrestrial models to our sister planet*, edited by Bengtsson, L., Bonnet, R.-M., Grinspoon, D., Koumoutsaris, S., Lebonnois, S. and Titov, D., pp. 129–156, Springer Netherlands, 2013a, ISSI Scientific Report series, Vol.11.

4. Lewis, S. R., J. Dawson, S. Lebonnois, and M. Yamamoto, Modeling efforts, in *Towards understanding the climate of Venus : Application of terrestrial models to our sister planet*, edited by Bengtsson, L., Bonnet, R.-M., Grinspoon, D., Koumoutsaris, S., Lebonnois, S. and Titov, D., pp. 111–127, Springer Netherlands, 2013, ISSI Scientific Report series, Vol.11.

A.4 Conférences invitées dans des congrès

1. Lebonnois, S., E. Marcq, and F. Lott, Latest results of the LMD Venus GCM, in *American Geophysical Union Fall Meeting*, 2012c, 3-7 décembre, San Francisco, USA.
2. Lebonnois, S., The mechanism of superrotation in Venus and Titan LMD GCM, in *Comparative Climatology of Terrestrial Planets*, 2012b, June 25-28, Boulder, Colorado, USA.
3. Lebonnois, S., Venus atmosphere : General Circulation Models and the superrotation question, in *6th Japanese-French Frontiers of Science Symposium*, 2012a, January 19-22, Nice, France.
4. Lebonnois, S., C. Lee, M. Yamamoto, J. Dawson, S. R. Lewis, J. Mendonca, P. L. Read, and H. Parish, Weakly forced atmospheric GCMs : lessons from model comparisons, in *EPSC-DPS Joint assembly*, 2011b, october 3-7, Nantes, France.
5. Lebonnois, S., S. R. Lewis, M. Yamamoto, C. Lee, J. Dawson, P. L. Read, J. Mendonca, and H. Parish, A comparative analysis of Simplified General Circulation Models of Venus atmosphere, in *EGU General Assembly*, 2011a, Vienne, Autriche.
6. Lebonnois, S., F. Forget, and F. Hourdin, Using terrestrial GCMs to understand climate on Venus, Mars and Titan, in *American Geophysical Union Fall Meeting*, 2008, 15-19 décembre, San Francisco, USA.
7. Lebonnois, S., The atmospheres of Mars, Venus and Titan : observed and modelled structures, in *Acoustics2008 Meeting*, 2008, 30 juin-4 juillet, Paris, France.
8. Lebonnois, S., P. Rannou, and F. Hourdin, The coupling of circulation, aerosols and chemistry in Titan's atmosphere, in *Royal Society Discussion Meeting*, 2007b, 3-4 décembre, Londres, Grande-Bretagne.
9. Lebonnois, S., D. Luz, F. Hourdin, P. Rannou, and T. Tokano, Review on the current state (successes and problems) of today's Titan GCMs, in *IUGG/IAMAS Meeting*, 2007a, 2-13 juillet, Perugia, Italie.

A.5 Revues sans comité de lecture

1. Rannou, P., and S. Lebonnois, Haze formation and distribution on Titan, in *Proceedings of the International Conference : TITAN from discovery to encounter*, pp. 343–354, 2004, ESA SP-1278, April 15-19, ESTEC Noordwijk, The Netherlands.

Annexe B

Travaux encadrés

B.1 Etudiants de licence et master

1. **Laura Salmi** (2013, stage de M2, durée 4 mois) : Modélisation de la haute atmosphère de Vénus ; introduction des processus non-LTE adaptés du GCM de Mars vers le GCM Vénus et premières simulations avec extension verticale du plafond du modèle à 140 km.
2. **Audrey Crespin** (2005, stage de M2, durée 3 mois) : Etude des facteurs influençant les distributions des composés dans le MCG de Titan, en lien avec les observations spatiales récentes.
3. **Sébastien Bossay** (2010, stage de M1, durée 3 mois) : Ondes atmosphériques dans l'atmosphère de Vénus.
4. **Gaëlle Veyssière** (2013, stage de L3, durée 2 semaines) : Marées thermiques dans l'atmosphère de Vénus.
5. **Jean-Baptiste Madeleine** (2005, stage de L3, durée 5 semaines) : Travail sur la base de données développée par Pascal Rannou (GSMA) pour diffuser les résultats du MCG ; interface utilisateur simple, et comparaison du MCG avec les observations Cassini-Huygens.

B.2 Etudiants en thèse

1. **Audrey Crespin** a effectué entre octobre 2005 et décembre 2008 une thèse sous la direction de François Vial et de moi-même, avec l'appui de Frédéric Hourdin. Sa thèse a porté sur les atmosphères en superrotation, le rôle des ondes, et les diagnostics qu'apportent les distributions de composés minoritaires. Au cours de cette thèse, soutenue le 8 décembre 2008, elle a participé à l'analyse de la dynamique atmosphérique obtenue dans les modèles de Titan et de Vénus, en combinant les diagnostics obtenus grâce au transport des composés traces (essentiellement dans le cas de Titan), et à l'étude des ondes se développant dans le modèle tridimensionnel de Vénus. Dans le cas de Titan, elle a pu utiliser les données publiées de l'instrument CIRS/Cassini, en collaboration avec le LESIA (Crespin et al., 2008). Pour Vénus, Audrey Crespin a étudié les ondes présentes dans une simulation, et leur rôle dans le

transfert de moment cinétique. Les difficultés liées à l'obtention d'une simulation de référence satisfaisante ont empêché cette étude de fournir des conclusions robustes. Publications associées : Lebonnois et al. (2010) [3], Crespin et al. (2008) [25].

2. **Jérémy Burgalat** a effectué entre octobre 2008 et mars 2012 une thèse sous la direction de Pascal Rannou au GSMA, Reims, sur l'étude de la microphysique des aérosols de Titan, et l'optimisation de sa modélisation. J'étais co-directeur de cette thèse. Son travail a essentiellement porté sur le développement d'un modèle microphysique (aérosols et nuages) utilisant un schéma à deux moments, appliqué au cas spécifique de Titan avec intégration de modèles microphysiques sophistiqués dans le modèle climatique (MCG). Il a étudié les nuages dans la nouvelle version tridimensionnelle du MCG, avec une comparaison aux observations de nuages troposphériques, en collaboration avec le LPGN. Jérémy Burgalat va poursuivre ses travaux avec la microphysique du MCG grâce à un postdoc au GSMA, dans le cadre de l'ANR Apostic (débutée fin 2011, coordinateur Pascal Rannou, GSMA). Publication associée : Lebonnois et al. (2012a) [2].
3. **Benjamin Charnay** a débuté en octobre 2010 une thèse sous la direction de François Forget, sur l'étude de la troposphère de Titan à l'aide du modèle de climat global de Titan développé par l'IPSL. Il s'intéresse également au climat de la Terre primitive. J'encadre en partie les travaux de Benjamin, qui ont déjà donné lieu à une publication (Charnay et Lebonnois, 2012). Publications associées : Lebonnois et al. (2012a) [2], Charnay et Lebonnois (2012) [13].

B.3 Postdoctorants

1. **Vincent Eymet**, en partenariat avec le Laboratoire d'Energétique à Toulouse (intégré depuis au Laboratoire de PLAsmas et Conversion de l'Energie). Vincent a travaillé sur le transfert radiatif infrarouge de Vénus au cours d'un postdoc financé par le CNES. Il a ensuite développé des modèles de transferts radiatifs pour Titan et Vénus dans le cadre d'un postdoctorat financé par l'ANR Exoclimats entre novembre 2007 et novembre 2009. Il poursuit actuellement le développement d'outils versatils pour le transfert radiatif dans le cadre du projet E3ARTHS (PI Franck Selsis, LAB). Publications associées : Lebonnois et al. (2010) [3], Eymet et al. (2009) [22].
2. **Emmanuel Marcq**, en partenariat avec le LESIA (postdoc CNES). Emmanuel a travaillé sur les données de VIRTIS-H/Vénus Express : abondance de CO et OCS dans l'atmosphère profonde de Vénus, et lien avec la dynamique atmosphérique. Il a maintenant un poste de maître de conférence au LATMOS et travaille sur les données des instruments VIRTIS et SPICAV (Venus Express). Une publication (Marcq et Lebonnois) a été soumise début 2013, en lien avec ce travail.
3. **Sandrine Vinatier**, postdoc CNES également en partenariat avec le LESIA, a travaillé sur les données de CIRS/Cassini : profils verticaux de température, de composition, et d'aérosols dans la stratosphère de Titan, en lien avec le MCG 3D.

Elle a été recrutée depuis au CNRS (LESIA).

Publication associée : Crespín et al. (2008) [25].

4. **Mathieu Hirtzig** a travaillé avec moi du 1er septembre 2009 au 28 février 2011 pour l'avancée de l'extension verticale du MCG Titan, dans le cadre du projet ANR Exoclimats. Il a étudié les possibilités de modifications du code dynamique pour prendre en compte la sphéricité de l'atmosphère. Il a aussi fait évoluer le transfert radiatif pour une meilleure prise en compte de HCN dans la mésosphère. Il travaille désormais en CDI pour la fondation "La main à la pâte".
L'exploitation de son travail n'est pas encore terminée, une publication est en préparation.

Annexe C

Tirés-à-part de cinq publications

1. Lebonnois, S., J. Burgalat, P. Rannou, and B. Charnay, Titan Global Climate Model : new 3-dimensional version of the IPSL Titan GCM, *Icarus*, 218, 707–722, 2012.
2. Charnay, B., and S. Lebonnois, Thermal structure and dynamics of Titan’s lower troposphere, *Nature Geosci.*, 5, 106–109, 2012.
3. Lebonnois, S., F. Hourdin, V. Eymet, A. Cresspin, R. Fournier, and F. Forget, Superrotation of Venus’ atmosphere analysed with a full General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, 115, E06006, 2010.
4. Lebonnois, S., F. Hourdin, and P. Rannou, The coupling of winds, aerosols and photochemistry in Titan’s atmosphere, *Phil. Trans. R. Soc. A*, 367, 665–682, 2009.
5. Lebonnois, S., F. Hourdin, P. Rannou, D. Luz, and D. Toublanc, Impact of the seasonal variations of ethane and acetylene distributions on the temperature field of Titan’s stratosphere, *Icarus*, 163, 164–174, 2003.