



HAL
open science

Etude des couplages et des changements saisonniers de la moyenne atmosphère de Titan

S. Vinatier

► **To cite this version:**

S. Vinatier. Etude des couplages et des changements saisonniers de la moyenne atmosphère de Titan. Planète et Univers [physics]. Observatoire de Paris, 2021. tel-03445921

HAL Id: tel-03445921

<https://hal.science/tel-03445921>

Submitted on 24 Nov 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Mémoire d'habilitation à diriger des recherches

Etude des couplages et des changements saisonniers de la moyenne atmosphère de Titan

par

Sandrine VINATIER

soutenue publiquement le 12 février 2021 devant le jury suivant :

<i>Président :</i>	Emmanuel LELLOUCH
<i>Rapportrices :</i>	Isabelle COUTURIER-TAMBURELLI Caitlin GRIFFITH Véronique VUITTON
<i>Examineurs :</i>	Sébastien LEBONNOIS Pascal RANNOU

Résumé

Ce mémoire présente mes travaux de recherche de 2008 à 2020 qui ont principalement porté sur l'étude du fonctionnement de l'atmosphère de Titan et en particulier sur les couplages entre chimie, microphysique, forçage radiatif et dynamique ainsi que leurs changements saisonniers dans la moyenne atmosphère. Cette compréhension nécessite d'analyser des données présentant des très bonnes résolutions spatiales et temporelles. Les meilleures données disponibles pour atteindre cet objectif sont celles qui ont été acquises par le spectromètre Composite Infrared Spectrometer (CIRS) à bord de la sonde Cassini de 2004 à 2017, soit du premier tiers de l'hiver nord au tout début de l'été. J'ai contribué à l'étude de ces couplages principalement grâce à l'analyse des données CIRS mais également en collaborant avec les modélisateurs et en participant à l'interprétation quantitative des observations.

Ce mémoire comporte huit chapitres. Après avoir présenté le contexte scientifique et le fil conducteur de mes travaux de recherche, je détaille dans le chapitre 2 ma méthode d'analyse et d'inversion des données du spectromètre CIRS qui est commune aux différents travaux qui sont détaillés dans les chapitres suivants. Le chapitre 3 est consacré à la détermination de la composition et de l'impact radiatif des aérosols photochimiques qui jouent un rôle prépondérant dans le bilan radiatif de l'atmosphère. En effet, étant omniprésents dans l'atmosphère, ils absorbent le rayonnement solaire et émettent en infrarouge, impactant ainsi fortement la température atmosphérique. Cette dernière fait l'objet du chapitre 4 qui porte sur le champ de température dont l'évolution saisonnière est fortement influencée par celle de la dynamique atmosphérique ainsi que la distribution spatiale des composés photochimiques. L'évolution saisonnière des vents zonaux à la fin du printemps nord est présentée dans le chapitre 4 et le chapitre 5 montre comment l'étude des champs d'abondance des espèces photochimiques permet de remonter aux variations saisonnières de la dynamique de la moyenne atmosphère de Titan. Pour finir, nous présenterons dans le chapitre 6 l'étude du nuage stratosphérique polaire sud observé dans la seconde moitié de l'automne et dont l'apparition constitue un des meilleurs exemples de l'impact des couplages mentionnés ci-dessus. Des perspectives de recherche sont présentées dans le chapitre 7. L'interprétation quantitative des observations et l'obtention d'une vision et compréhension globale d'une atmosphère aussi complexe que celle de Titan ne peut se faire qu'en étroite collaboration avec de nombreuses équipes qui étudient différents aspects de cette atmosphère, ces collaborations sont mentionnées dans le chapitre 8.

Abstract

This thesis presents my research work from 2008 to 2020, which mainly focused on the study of the atmosphere of Titan and more particularly on the couplings between chemistry, microphysics, radiative forcing and dynamics as well as their seasonal changes in the middle atmosphere. Such a study needs data analysis with very good spatial and temporal resolutions. The best datasets available to achieve this goal are those acquired by the Composite Infrared Spectrometer (CIRS) aboard the Cassini probe from 2004 to 2017, i.e. from the first third of northern winter to the very beginning of summer. I contributed to this field mainly through the analysis of CIRS data but also by collaborating with modelers and participating in the quantitative interpretation of observations.

This thesis is composed of eight chapters. After presenting the scientific context and the thread of my research work, I detail in Chapter 2 my method of analysis and inversion of CIRS data, which is common to the various works detailed in the following chapters. Chapter 3 is devoted to determining the composition and the radiative impact of photochemical aerosols, which play a major role in the radiative balance of the atmosphere. Indeed, being omnipresent in the atmosphere, they absorb solar radiation and emit in infrared, thus strongly impacting the atmospheric temperature. The latter is the subject of chapter 4 which deals with the temperature field and its seasonal evolution, which is strongly influenced by that of atmospheric dynamics as well as the spatial distribution of photochemical compounds. The seasonal evolution of zonal winds at the end of northern spring is presented in Chapter 4 and Chapter 5 shows how the study of the spatial distributions of abundance of photochemical species relates to the seasonal variations of the dynamics of the middle atmosphere of Titan. In Chapter 6 we present the study of the southern polar stratospheric cloud observed in the second half of autumn, the appearance of which constitutes one of the best examples of the impact of the atmospheric couplings mentioned above. Research perspectives are presented in Chapter 7. The quantitative interpretation of the observations and understanding of an atmosphere as complex as that of Titan requires work carried out in close collaboration with many teams, who study different aspects of this atmosphere, these collaborations are mentioned in Chapter 8.

Table des matières

I. Travaux effectués et projets de recherche

1	Introduction	3
1.1	L'atmosphère de Titan	3
1.2	La mission Cassini/Huygens et l'instrument CIRS	5
1.3	Fil conducteur de mes travaux de recherche	6
2	Extraction des champs de température et d'abondance des espèces chimiques	9
2.1	Méthode d'inversion des spectres CIRS	9
2.1.1	Hypothèse sur le profil de température dans la basse stratosphère sous 100 km d'altitude	11
2.1.2	Hypothèse sur le rapport de mélange de CH ₄	13
3	Aérosols photochimiques : indices optiques, composition et impact radiatif	15
3.1	Travaux précédents sur l'étude des aérosols en infrarouge	16
3.2	Mes travaux	16
3.3	Projets de recherche	19
4	Champ de température et dynamique globale de la moyenne atmosphère	21
4.1	Résumé des travaux des différents groupes de l'équipe CIRS	21
4.2	Mes travaux	23
4.2.1	Variations saisonnières du champ de température	23
4.2.2	Champ de vent zonal de la fin de l'automne au début de l'hiver sud	26
4.2.3	Impact des effets hors ETL sur la détermination du profil de température	29
4.2.4	Recherche de variations diurnes de la température mésosphérique	31
4.3	Projets	32
4.4	Annexes	32
5	Etude des espèces traces photochimiques	35
5.1	Distribution spatiale des espèces photochimiques dans la moyenne atmosphère	35
5.1.1	Résumé des travaux des différents groupes de l'équipe CIRS	35
5.1.2	Mes travaux : champs de rapport de mélange et dynamique globale	38
5.2	Etude de la composition atmosphérique à partir de données IR moyen et submillimétrique	46
5.3	Les futures missions spatiales	47
6	Composition et structure du nuage polaire sud apparu en automne	49
6.1	Nuage stratosphérique massif au pôle sud observé en automne	49
6.2	Mes travaux : étude du nuage de benzène	50
6.3	Projets	52
7	Conclusions et perspectives	53
7.1	Conclusions	53
7.2	Perspectives	54

8 Collaborations	57
8.1 Etude de l'atmosphère de Titan	57
8.2 Etude de la composition des atmosphères d'exoplanètes	58

Première partie

I. Travaux effectués et projets de recherche

Chapitre 1

Introduction

1.1 L'atmosphère de Titan

La chimie qui a lieu dans l'atmosphère de Titan est sans conteste l'une des plus complexes du système solaire. En effet, à partir des deux molécules les plus abondantes - le diazote (N_2 , 98% dans la moyenne atmosphère) et le méthane (CH_4 , 1.48%) - dissociées et ionisées dans la haute atmosphère par les photons UV du Soleil (côté jour) et les électrons énergétiques en provenance de la magnétosphère de Saturne (côté jour et nuit), de nombreux ions et molécules sont formés via une chaîne de réactions chimiques particulièrement complexe (Vuitton et al., 2019; Dobrijevic et al., 2016; Loison et al., 2015; Krasnopolsky, 2014), produisant *in fine* des particules de taille micrométrique. Ces aérosols photochimiques ont une structure fractale contenant chacune environ 3000 à 4300 monomères, chacun ayant un rayon de l'ordre de $0.05 \mu m$ (Tomasko et al., 2008, 2009), ils sont analogues du point de vue structurel aux suies ou aux particules fines anthropiques observées lors des épisodes de forte pollution des grandes villes. Ces particules constituent la brume omniprésente dans l'atmosphère responsable de l'aspect jaune/orangé de Titan en visible (Fig. 1.1).

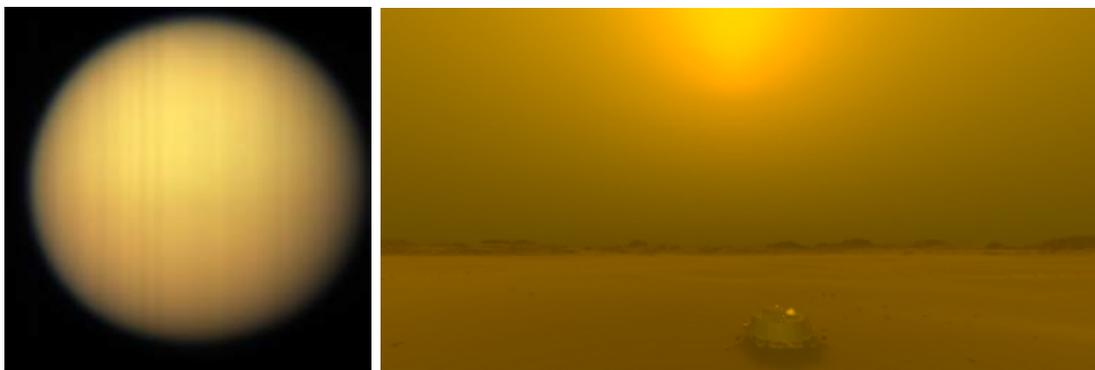


FIGURE 1.1 – A gauche : Une des premières images de Titan enregistrées par le Visible and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS) lors du premier survol de Cassini, le 26/10/2004 (le pôle nord pointe vers le haut de l'image). Crédit : Benoît Seignovert, LPG Nantes. A droite : Ce que verrait un œil humain à la surface de Titan au niveau du site d'atterrissage de la sonde Huygens. Simulation incorporant les propriétés optiques des aérosols mesurées lors de la descente de Huygens. Crédit : Vincent Hourdin, www.optis/titan.com.

Les différentes espèces photochimiques (molécules et particules), dont les rapports de mélange sont globalement croissant avec l'altitude¹, impactent fortement le bilan radiatif de l'atmosphère de Titan et donc son climat. Ces espèces influencent la structure verticale et spatiale du champ de température et donc indirectement la dynamique globale. En raison de l'obliquité de 26.7° de Saturne et de son système, Titan possède un cycle saisonnier marqué, chaque saison durant environ 7 années terrestres

1. Les molécules photochimiques sont principalement formées à haute altitude et la plupart d'entre elles condensent dans la basse atmosphère sur les aérosols photochimiques qui servent de noyau de condensation.

(l'année titaniaque dure 29.5 ans). La dynamique de la moyenne atmosphère² est constituée la majeure partie de l'année titaniaque d'une circulation méridienne pôle-à-pôle ascendante au pôle d'été et descendante au pôle d'hiver. Cette circulation est responsable des forts vents zonaux d'ouest observés en automne et en hiver à hautes latitudes. La plupart des espèces photochimiques, du fait de leurs longs temps de vie chimiques (Vuitton et al., 2019) et photochimiques, sont transportées par cette dynamique méridienne globale qui se renverse chaque demi-année titaniaque, c'est-à-dire tous les ~ 14 ans autour des équinoxes. Cette dynamique atmosphérique impacte la distribution spatiale de ces composés et exerce une rétroaction sur le champ de température. L'accumulation de ces espèces au pôle d'hiver par la subsidence de la cellule de circulation provoque un refroidissement radiatif accentuant la subsidence de la cellule de circulation. De plus, la circulation impacte également directement le champ de température par réchauffement adiabatique dans les régions de subsidence au sein du vortex polaire en automne et en hiver et par refroidissement adiabatique dans les régions d'ascendance. Les couplages complexes entre la chimie, le transfert de rayonnement et la dynamique au sein de l'atmosphère de Titan (Fig. 1.2), en fait un laboratoire idéal pour comprendre les processus physiques et chimiques présents dans les atmosphères planétaires et en particulier dans celles produisant des aérosols photochimiques comme Pluton (Cheng et al., 2017) ou certaines exoplanètes (Pinhas et al., 2019).

L'objectif de mes recherches porte sur la compréhension du fonctionnement de l'atmosphère de Titan et donc des couplages mentionnés plus haut et schématisés sur la Fig. 1.2. Cette compréhension nécessite d'analyser des données présentant des très bonnes résolutions spatiales et temporelles. Les meilleures données disponibles pour atteindre cet objectif sont celles qui ont été acquises par le spectromètre Composite Infrared Spectrometer (CIRS) à bord de la sonde Cassini. J'ai contribué à la caractérisation des couplages atmosphériques principalement grâce à l'analyse des données CIRS mais également en collaborant avec les modélisateurs et en participant à l'interprétation quantitative des observations.

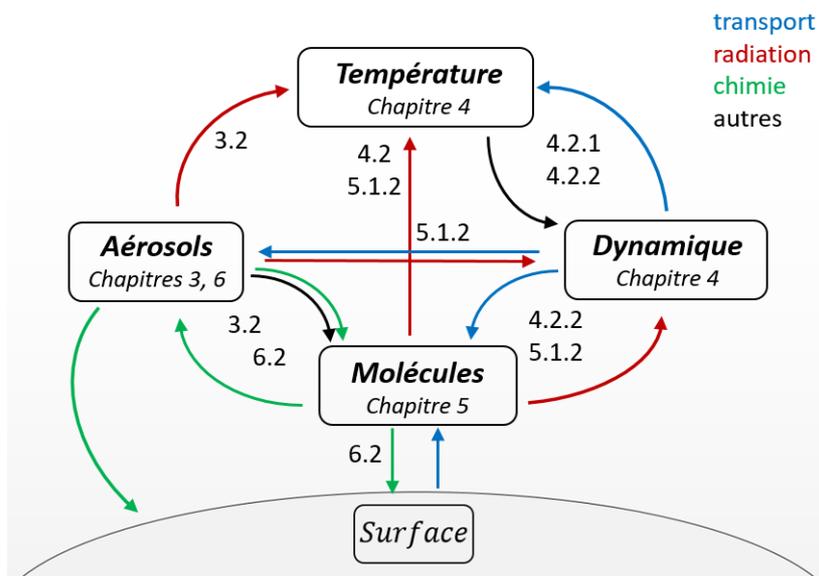


FIGURE 1.2 – Représentation simplifiée des couplages présents dans l'atmosphère de Titan. Mon travail a principalement porté sur la caractérisation observationnelle des couplages entre la dynamique, la température, les molécules et les aérosols photochimiques. Les chapitres et sections traitants de ces divers points sont indiqués.

². La moyenne atmosphère est généralement définie comme la stratosphère et la mésosphère et s'étend de 80 à environ 600 km.

1.2 La mission Cassini/Huygens et l'instrument CIRS

La mission Cassini, en orbite autour de Saturne de juillet 2004 à septembre 2017 fut la mission spatiale la plus ambitieuse ayant volé à ce jour. Elle a permis des avancées majeures dans la compréhension du système de Saturne et en particulier de Titan. Elle emportait le module de descente Huygens qui comptait à son bord 6 instruments (HASI, GCMS, ACP, DISR, DWE et le Surface Science Package) pour l'étude de la composition atmosphérique, des propriétés des aérosols, la mesure des profils de température et des vents, et la caractérisation de la surface. Huygens a atterri à 10°S , 192°W (Tomasko et al., 2005) le 14 janvier 2005 (longitude solaire $L_s = 303^\circ$), soit à la fin du premier tiers de l'hiver nord.

La sonde Cassini avait à son bord 12 instruments, dont 4 instruments d'observations optiques (CIRS, ISS, UVIS, VIMS)³, 2 instruments radio (RADAR, RSS)⁴ et 5 instruments in situ pour l'étude de l'environnement de Titan et de sa haute atmosphère (MIMI, CAPS, CDA, MAG, INMS, RPWS)⁵.

Le spectromètre CIRS observait l'émission thermique des différents objets du système de Saturne. Il était composé de trois plans focaux sondant chacun des gammes spectrales différentes : $10\text{-}600\text{ cm}^{-1}$ (FP1), $580\text{-}1100\text{ cm}^{-1}$ (FP3) et $1000\text{-}1500\text{ cm}^{-1}$ (FP4). Le FP1 était constitué d'un unique détecteur circulaire avec un champ de vue de 3.9 mrad et les FP3 et FP4 étaient chacun composés d'une barrette de dix détecteurs ayant chacun un champ de vue de 0.273 mrad . Suivant le type d'observation, trois résolutions spectrales étaient disponibles (0.5 cm^{-1} , 3 cm^{-1} et 15.5 cm^{-1}). Une description des différents types d'observations et leurs géométries est détaillée dans Nixon et al. (2019) et les caractéristiques de CIRS sont présentées dans Kunde et al. (1996); Flasar et al. (2004); Jennings et al. (2017).

La mission nominale, de 2004 à 2008, fut un tel succès qu'elle fut prolongée une première fois de juillet 2008 à octobre 2010 pour observer les changements saisonniers autour de l'équinoxe de printemps nord (qui a eu lieu le 11 août 2009), puis une seconde fois pour étendre les observations jusqu'en septembre 2017, juste après le solstice d'été nord (en mai 2017). Les observations se sont ainsi étendues du premier tiers de l'hiver nord jusqu'au tout début de l'été, permettant ainsi une étude particulièrement détaillée des changements saisonniers à l'œuvre sur Titan sur une quasi demi-année.

La sonde Cassini a effectué 127 survols rapprochés de Titan (avec une distance d'approche d'environ 1000 km au-dessus de la surface). Un certain nombre d'observations de Titan à plus grande distance ont également eu lieu. La liste de ces deux types d'observations est disponible sur le site <https://vims.univ-nantes.fr/timeline/targeted>. La figure 1.3 donne une vue d'ensemble des survols des différents objets du système de Saturne tout au long de la mission Cassini. Les survols encadrés en rouge sont ceux utilisés dans mes publications.

3. **Composite Infrared Spectrometer (CIRS)** : spectromètre à transformée de Fourier observant l'émission infrarouge thermique entre 100 et 1500 cm^{-1} ; **Imaging Science Subsystem (ISS)** : caméra CCD à filtres observant entre 0.2 et $1.1\ \mu\text{m}$; **Ultraviolet Imaging Spectrograph (UVIS)** : acquisition d'images spectrales et observations d'occultations entre 0.055 et $0.19\ \mu\text{m}$; **Visible and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS)** : observation infrarouge du rayonnement solaire réfléchi entre 0.35 et $5.1\ \mu\text{m}$.

4. **Radar (RADAR)** : images radar à 13.8 GHz ; **Radio Science Instrument (RSS)** : observations en bande K, S et X.

5. **Magnetospheric Imaging Instrument (MIMI)** : image des ions et neutres énergétiques ($10\text{ keV} - 8\text{ MeV}$ /nucléon, spectromètre de masse des ions ($20\text{ keV} - 130\text{ MeV}$) et électrons ($15\text{ keV} - 11\text{ MeV}$); **Cassini Plasma Spectrometer (CAPS)** : détection de particules et spectre en énergie, constitué de Electron Spectrometer (ELS : $0.7 - 30\ 000\text{ eV}$), **Ion Beam Spectrometer (IBS)** : spectre énergie/charge de 1 eV à 50 keV et Ion Mass Spectrometer (IMS) : énergie/charge et masse/charge de $1 - 60\text{ amu}$; **Cosmic Dust Analyser (CDA)** : flux, vitesse, charge, masse des particules de poussière et de glace entre 10^{-16} et 10^{-6} g , correspondant à des tailles de $1\ \mu\text{m}$ à 1 mm ; **Dual Technic Magnetometer (MAG)** : mesure du vecteur du champ magnétique; **Ion and Neutral Mass Spectrometer (INMS)** : flux des ions positifs et des neutres de 1 à 99 amu ; **Radio and Plasma Waves Science (RPWS)** : mesure des champs électriques et magnétiques autour de la sonde et densité et température électronique des électrons.

1.3 Fil conducteur de mes travaux de recherche

Les principaux axes de mes travaux de recherche⁶ sont les suivants :

- comprendre le fonctionnement de l’atmosphère de Titan, ce qui implique d’étudier un maximum de couplages présentés dans la Fig. 1.2. J’ai contribué à apporter des connaissances dans ce domaine principalement grâce à l’analyse des données CIRS qui m’ont permis d’étudier la température, les molécules, les aérosols photochimiques, les glaces, la dynamique atmosphérique et l’impact d’effets hors équilibre thermodynamique dans la mésosphère ;
- publier des articles qui puissent servir de référence aux observateurs et modélisateurs. Cela implique :
 - un travail d’analyse minutieux des données pour publier des résultats les plus précis possible avec un haut degré de confiance, tout en évaluant au mieux les différentes sources d’incertitudes ;
 - réaliser une analyse fine des jeux de données utilisés pour pouvoir en extraire le maximum d’information ;
 - réaliser un travail exhaustif d’analyse de l’ensemble des données à disposition pour étudier en détail les changements saisonniers ;
- interpréter quantitativement les observations en collaborant avec les modélisateurs et les expérimentateurs ;
- collaborer avec d’autres observateurs pour extraire le maximum d’information en combinant divers jeux de données sondant des altitudes et des gammes spectrales différentes.

Dans un premier chapitre, je présente la méthode d’inversion des spectres CIRS appliquée dans mes analyses de données, celle-ci est commune aux différents travaux qui sont détaillés dans les chapitres suivants. Le chapitre 2 est consacré à la détermination de la composition et de l’impact radiatif des aérosols photochimiques qui jouent un rôle prépondérant dans le bilan radiatif de l’atmosphère. En effet, étant omniprésents dans l’atmosphère, ils absorbent le rayonnement solaire et émettent en infrarouge (IR), impactant ainsi fortement la température atmosphérique. Cette dernière fait l’objet du chapitre 4 qui porte sur le champ de température dont l’évolution saisonnière est fortement influencée par celle de la dynamique atmosphérique ainsi que la distribution spatiale des composés photochimiques. L’évolution saisonnière des vents zonaux à la fin du printemps nord est présentée dans le chapitre 4 et le chapitre 5 montre comment l’étude des champs d’abondance des espèces photochimiques permet de remonter aux variations saisonnières de la dynamique de la moyenne atmosphère de Titan. Pour finir, nous présenterons dans le chapitre 6 l’étude du nuage stratosphérique polaire sud observé dans la seconde moitié de l’automne et dont l’apparition constitue un des meilleurs exemples de l’impact des couplages mentionnés ci-dessus. Des perspectives de recherche sont présentées dans le chapitre 7. L’interprétation quantitative des observations et l’obtention d’une vision et compréhension globale

6. Ce travail m’a amené à répondre à une partie des objectifs scientifiques de la mission Cassini concernant l’étude de Titan résumés dans le Announcement of Opportunity for science investigations (NASA/JPL/ESA) et listés ci-dessous. Parmi ces objectifs, j’ai indiqué en rouge ceux auxquels mes travaux de recherche ont apporté une contribution significative.

- Determine abundances of atmospheric constituents (including any noble gases) ; establish isotope ratios for abundant elements ; constrain scenarios of formation and evolution of Titan and its atmosphere.
- Observe vertical and horizontal distributions of trace gases ; search for more complex organic molecules ; investigate energy sources for atmospheric chemistry ; model the photochemistry of the stratosphere ; study formation and composition of aerosols.
- Measure winds and global temperatures ; investigate cloud physics and general circulation and seasonal effects in Titan’s atmosphere ; search for lightning discharges.
- Determine physical state, topography and composition of surface ; infer internal structure.
- Investigate upper atmosphere, its ionization and its role as a source of neutral and ionized material for the magnetosphere of Saturn.

J’ai contribué à ces objectifs principalement grâce à l’analyse des données CIRS mais également en collaborant avec les modélisateurs et en participant à l’interprétation quantitative de ces données.

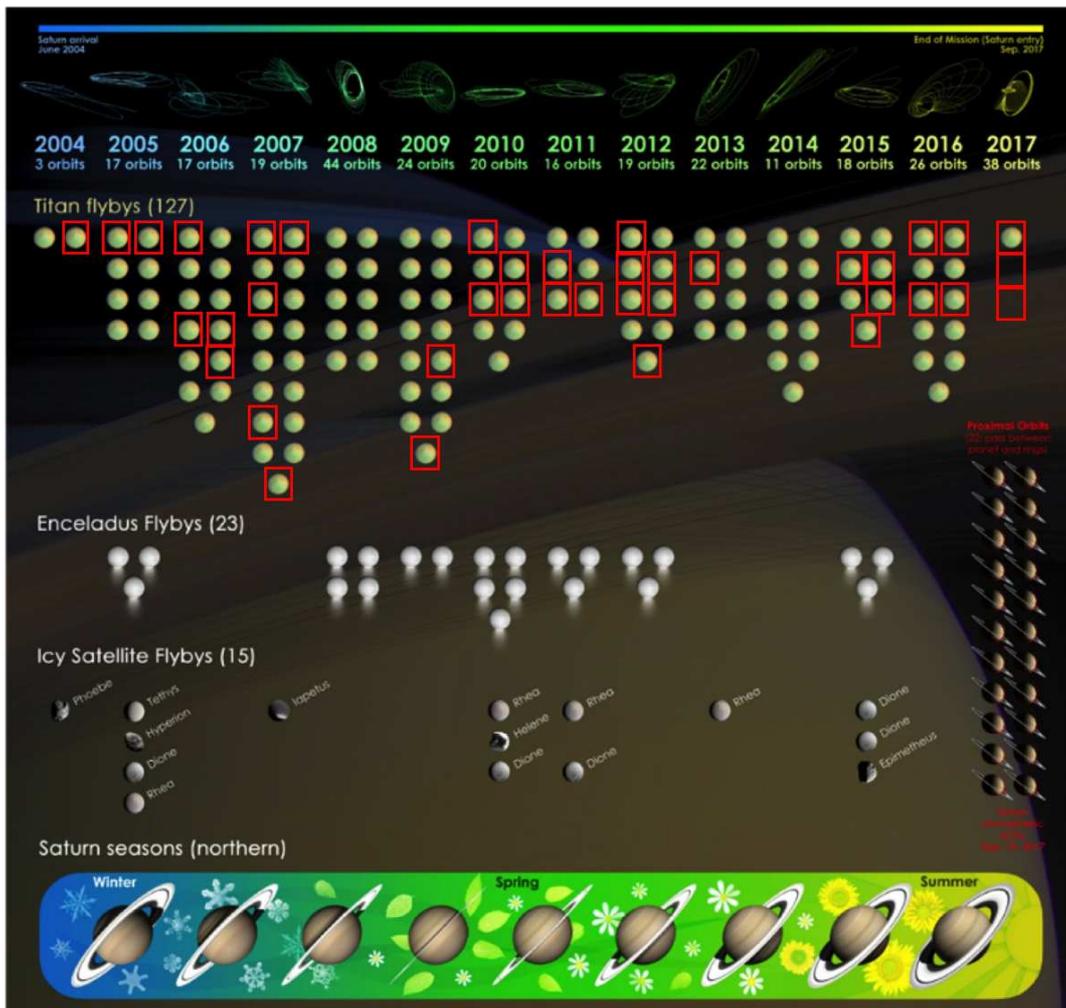


FIGURE 1.3 – Vue d’ensemble de la mission Cassini, incluant les types d’orbites pour chaque année (1^{ère} ligne), le nombre de survols de Titan, d’Encelade et des autres satellites glacés ainsi que les orbites du Grand Finale de Cassini passant entre Saturne et les anneaux. Les saisons sont également “schématisées” en bas. Les survols pour lesquels j’ai analysé des données et publié les résultats en terme de champ de température et de composition des composés trace sont entourée en rouge. Note : les 2 dernières cases rouges correspondent à des survols distants de Titan.

d’une atmosphère aussi complexe que celle de Titan ne peut se faire qu’en étroite collaboration avec de nombreuses équipes qui étudient différents aspects de cette atmosphère, ces collaborations sont mentionnées dans le chapitre 8.

Je propose pour chaque thématique un rapide état des lieux de nos connaissances de la moyenne atmosphère de Titan basé principalement sur les résultats de l’ère Cassini afin de mettre en contexte mes choix d’orientation de mes recherches pendant cette période. Une revue sur nos connaissances avant 2004 est détaillée dans Coustenis et al. (2010b). Les résultats mentionnés feront souvent référence à ceux déduits des données acquises par CIRS car, comme mentionné précédemment, ce sont ces données qui permettent d’étudier le plus finement la moyenne atmosphère en raison de leurs très bonne résolution spatiale et temporelle.

Les références apparaissant en bleu dans la suite du manuscrit souligneront mes contributions en tant que premier auteur ou co-auteur. Un travail de recherche étant toujours collaboratif, je présente dans le Chapitre 8 une liste de mes collaborations formelles et plus informelles ayant mené à des publications.

Chapitre 2

Extraction des champs de température et d'abondance des espèces chimiques

La gamme spectrale de CIRS ($100 - 1500 \text{ cm}^{-1}$) permet d'observer l'émission thermique de l'atmosphère de Titan qui présente de nombreuses bandes spectrales moléculaires (voir Fig. 2.1) dont la radiance dépend du rapport de mélange des molécules et de la température de la couche d'où provient la radiation. L'intensité du continuum des spectres CIRS dépend en grande partie de l'émission thermique des aérosols photochimiques, ainsi que des absorptions par collision induites (CIA) de $\text{N}_2\text{-N}_2$, $\text{N}_2\text{-CH}_4$, $\text{CH}_4\text{-CH}_4$, et $\text{N}_2\text{-H}_2$, de la température et du continuum des bandes d'émission moléculaires.

Au cours de ma thèse et des années qui ont suivi, j'ai développé et amélioré une méthode d'analyse des spectres acquis par CIRS qui s'articule autour de l'utilisation d'un code d'inversion (méthode linéaire contrainte) combiné à un code de transfert radiatif raie-par-raie. Le code de transfert radiatif permet de calculer la radiance à partir d'un modèle atmosphérique dans lequel sont incorporés un profil thermique, des profils de fraction molaire des molécules émettant dans la gamme spectrale considérée et un profil vertical d'extinction des aérosols photochimiques. Ces profils sont dits *a priori*. Le modèle incorpore également les CIA, la dépendance spectrale de la section efficace d'extinction des aérosols et les paramètres spectroscopiques des raies moléculaires. Le spectre calculé par le code de transfert radiatif est ajusté au spectre observé par le code d'inversion pour extraire les paramètres (soit la température et l'extinction des aérosols simultanément, soit les rapports de mélange moléculaires et l'extinction des aérosols simultanément) permettant de reproduire au mieux le spectre observé.

J'ai analysé principalement des données CIRS acquises au limbe, dont la géométrie d'observation est présentée sur la Fig. 2.2, qui permettent d'extraire les profils verticaux de paramètres physiques entre 150 et 650 km au-dessus d'une latitude et d'une longitude donnée. En complément, j'ai également utilisé des données au nadir (dont la ligne de visée intercepte la surface) car elles permettent généralement de sonder les niveaux plus profonds entre 80 et 150 km mais avec une résolution verticale limitée.

Je détaille ci-dessous la méthode d'extraction des différents paramètres, les hypothèses sous-jacentes et leurs limitations. Cette méthode est commune aux analyses de données présentées dans les chapitres suivants.

2.1 Méthode d'inversion des spectres CIRS

Pour déterminer les profils de température et de rapport de mélange entre 5 mbar et $5 \cdot 10^{-5}$ mbar (~ 120 à 650 km), j'ai utilisé des données acquises au limbe (lignes de visée interceptant uniquement l'atmosphère) par CIRS dans la gamme spectrale $1000 - 1500 \text{ cm}^{-1}$ à une résolution spectrale de 0.5 cm^{-1} (Fig. 2.1 en haut) qui sont localisées à une latitude et une longitude donnée (Fig. 2.2 à gauche) et des observations à 15.5 cm^{-1} (Fig. 2.1 en bas) qui couvrent un hémisphère entier dans une gamme de longitudes restreinte (Fig. 2.2 à droite). Lorsque cela était possible, j'ai combiné l'inversion des spectres au limbe avec des spectres au nadir sondant la région 5-10 mbar à la même latitude et une date d'acquisition similaire dans le but de déterminer la température et les rapports de mélange plus profondément. Le principe de l'extraction de la température est basé sur la modélisation de la bande ν_4 de CH_4 centrée à 1305 cm^{-1} (Fig. 2.1) en supposant l'abondance de cette molécule connue (cf. Section

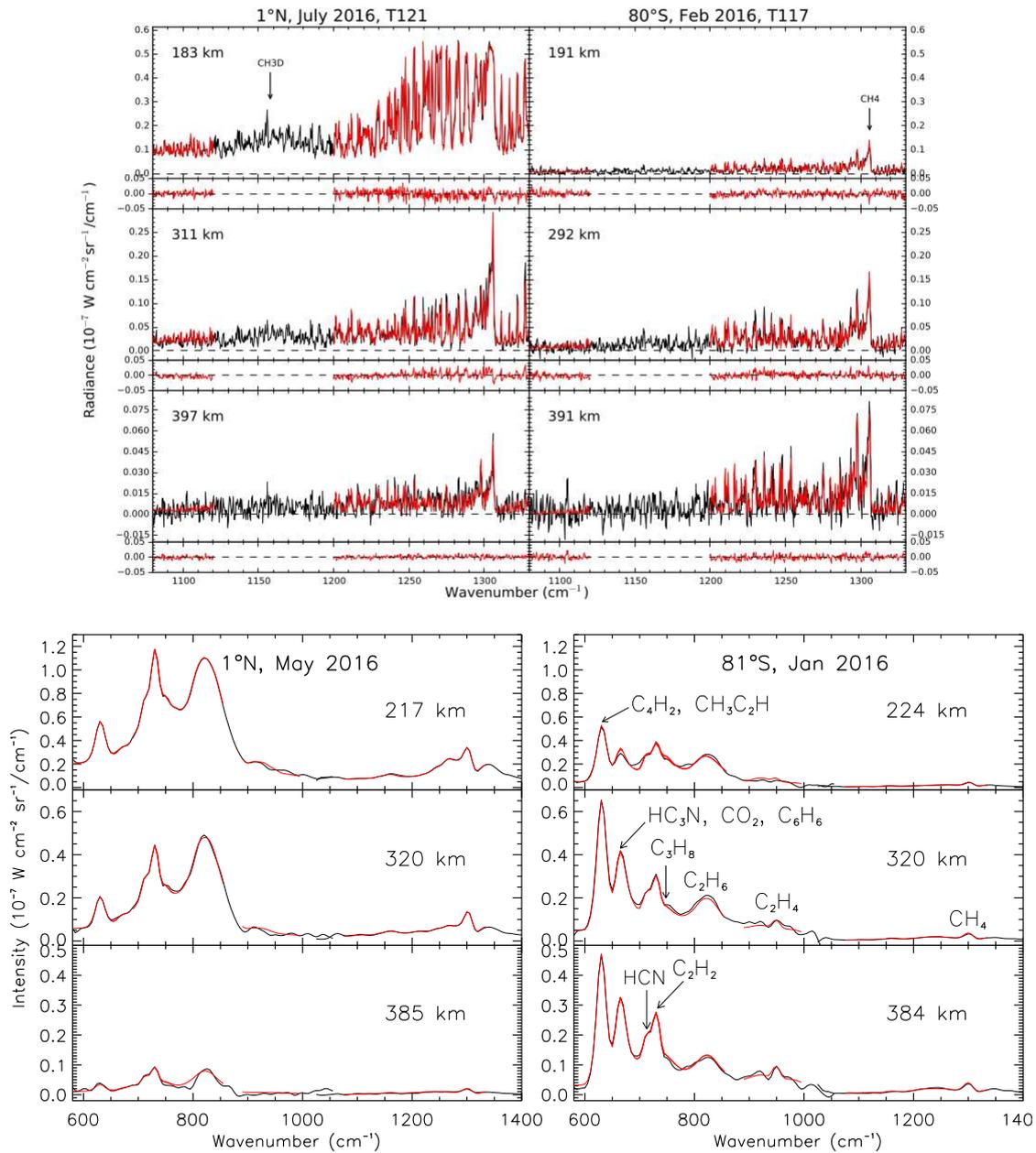


FIGURE 2.1 – En haut : Exemples de spectres acquis par CIRS à haute résolution spectrale (0.5 cm^{-1}) dans la gamme $1080\text{-}1400 \text{ cm}^{-1}$ au limbe à l'équateur et proche du pôle sud pour trois altitudes de lignes de visée. Les spectres observés sont représentés en noir et les spectres calculés issus de l'inversion en rouge (Mathé et al., 2020). La région $1080\text{-}1120 \text{ cm}^{-1}$ permet d'extraire le coefficient d'extinction des aérosols et celle à $1200\text{-}1320 \text{ cm}^{-1}$ permet d'extraire la température. En bas : spectres acquis à basse résolution spectrale (15.5 cm^{-1}) dans la gamme $580\text{-}1400 \text{ cm}^{-1}$ à des dates, latitudes et altitudes similaires (Vinatier et al., 2020).

2.1.2). Le coefficient d'extinction des aérosols est extrait simultanément à partir de l'ajustement du spectre du continuum entre 1180 et 1120 cm^{-1} . L'inversion simultanée de plusieurs spectres au limbe avec des altitudes de ligne de visée espacées de 30 à 50 km (correspondant à la résolution verticale des observations au limbe de CIRS) au-dessus d'une latitude et longitude données nous permet d'extraire le profil thermique simultanément au profil d'extinction des aérosols photochimiques entre 120 et 650 km (voire 700 km dans certains cas). Une fois ce profil thermique obtenu, celui-ci est fixé dans notre modèle atmosphérique afin de reproduire l'intensité des bandes moléculaires, dont quelques exemples sont donnés sur la Fig. 2.1 (en bas) pour en extraire les rapports de mélange moléculaires. Le profil d'extinction des aérosols obtenu en même temps que le profil thermique pourrait en théorie également

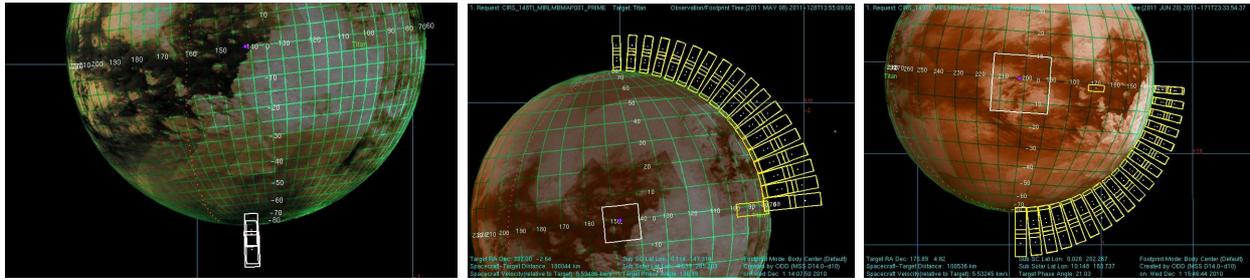


FIGURE 2.2 – Panel de gauche : Projection du champ de vue d’une observation au limbe à 0.5 cm^{-1} de résolution (mode MIRLMBINT). Panels du milieu et à droite : Observations en mode MIRLMBMAP acquises par CIRS à 15.5 cm^{-1} de résolution le 8 mai 2011 (à gauche) et le 20 juin 2011 (à droite).

être fixé dans le modèle atmosphérique car la dépendance spectrale de la section efficace d’extinction a été déterminée par ailleurs (cf., Chapitre 3). Or, en raison d’incertitudes sur la calibration du continuum dans la région $1080\text{--}1200\text{ cm}^{-1}$, en particulier à haute altitude où le rapport signal-à-bruit devient faible, il a été nécessaire d’inverser également le continuum dans la région $580\text{--}620\text{ cm}^{-1}$. Le coefficient d’extinction des aérosols ainsi obtenu permettait de reproduire le continuum de toute la gamme $580\text{--}1000\text{ cm}^{-1}$ utilisé pour extraire les profils des fractions molaires moléculaires de C_2H_2 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$, C_4H_2 , C_6H_6 , HCN , HC_3N et CO_2 ¹. Cette méthode d’inversion, que j’ai fait évoluer depuis ma thèse, est détaillée dans [Vinatier et al. \(2015\)](#).

Pour chacun des profils extraits des inversions, j’ai effectué plusieurs tests afin de valider le contenu en information à haute altitude (où le rapport signal-à-bruit est faible) et basse altitude (estimation du niveau de pression et de la latitude sondée lorsque l’émission devient optiquement épaisse) et valider la présence de minima ou maxima locaux. J’ai également estimé les barres d’erreur dues aux incertitudes sur le pointage, sur la température et au bruit instrumental. Les barres d’erreur ne sont pas indiquées sur les champs présentés ici mais elles apparaissent sur les profils verticaux de température et de rapport de mélange individuels présentés dans mes articles. A titre indicatif, les barres d’erreur sur la température sont de l’ordre de 1 à 2 K (e.g., Fig. 3 de [Mathé et al. \(2020\)](#)) et celles sur les rapports de mélange varient d’une molécule à l’autre (e.g., Fig. 8 de [Vinatier et al. \(2015\)](#)). On peut également mentionner que la calibration des données CIRS a évolué au cours du temps avec des améliorations régulières sur toute la durée de la mission Cassini. J’ai donc, au fur et à mesure, utilisé ces différentes versions de calibration pour augmenter la fiabilité des résultats de mes inversions, ce qui m’a parfois amenée à effectuer une réanalyse complète de certains jeux de données. Ainsi, en prenant en compte tous ces tests et évaluations, l’obtention d’un profil vertical nécessite plusieurs jours de travail.

2.1.1 Hypothèse sur le profil de température dans la basse stratosphère sous 100 km d’altitude

Suivant la gamme spectrale étudiée, les données CIRS au limbe et au nadir sondent des niveaux de pression différents. La figure 2.3 montre le profil thermique mesuré par HASI à 10°S le 14 janvier 2005, au début du deuxième tiers de l’hiver nord ($L_s = 300.2^\circ$) sur lequel sont superposées les régions sondées par CIRS. Ce profil de température mesuré *in situ* constitue un profil de référence utilisé dans bon nombre d’analyses de données des différents instruments de Cassini.

Nous avons utilisé ce profil thermique comme *a priori* dans la basse atmosphère (sous 100 km) dans notre modèle atmosphérique pour la quasi-totalité de nos analyses des données CIRS. Cette hypothèse se justifiait par le fait que les modèles radiatifs prédisaient des échelles de temps radiatives plus longues que l’année titaniennne de la tropopause à la surface (e.g., 2.6 années titaniennne à 100 mbar, 50 km d’altitude, [Strobel et al. \(2010\)](#)). Cette vision d’une troposphère sans changements saisonniers

1. Le rapport de mélange de CO_2 ne peut être extrait qu’à partir de spectres à haute résolution spectrale (0.5 cm^{-1}) car à 15.5 cm^{-1} , la branche Q de sa bande d’émission n’est pas séparée de celles de HC_3N (à 663 cm^{-1}) et C_6H_6 (à 674 cm^{-1}). Or, comme le rapport de mélange de CO_2 ne varie pas ni temporellement ni spatialement ([Mathé et al., 2020](#)), j’utilise donc un profil d’abondance de CO_2 fixé pour l’analyse des spectres à 15.5 cm^{-1} . Ce profil de CO_2 moyen est extrait de mes inversions de spectres à 0.5 cm^{-1} ([Vinatier et al., 2015](#)).

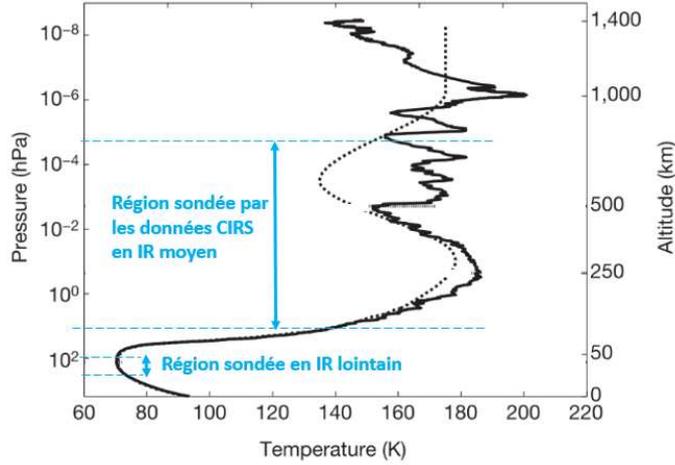


FIGURE 2.3 – Profil de température mesuré par l’instrument Huygens/HASI. De 1400 à 175 km, la température a été déterminée à partir de la densité atmosphérique déduite de la décélération de la sonde et de l’échelle de hauteur en densité. Sous 175 km, après éjection du bouclier thermique, le profil thermique a été mesuré directement par les senseurs de pression et de température (Fulchignoni et al., 2005). La troposphère est localisée entre la surface et ~ 100 mbar (10^2 hPa, ~ 50 km), la stratosphère se trouve entre 100 mbar et 0.1 mbar (0.1 hPa, ~ 250 km) et la mésosphère est située entre 0.1 mbar et 10^{-3} mbar (~ 500 km). Les régions sondées par CIRS apparaissent en bleu.

a cependant été remise en cause par plusieurs observations de Cassini ainsi que par le récent modèle radiatif-convectif développé par B. Bézard (Bézard et al., 2018) dont les constantes de temps radiatives sont 10 fois plus faibles (cf. Fig. 4.8) que celles prédites par Strobel et al. (2010). Des variations de température dans la tropopause et la troposphère ont été mises en évidence, en particulier aux pôles, sur les profils thermiques déduits des observations d’occultations radio de Cassini sondant de la surface jusqu’à 300 km d’altitude (Schinder et al., 2012, 2015, 2020) ainsi que par l’analyse de spectres CIRS en infrarouge lointain (Anderson et al., 2014; Lellouch et al., 2014). Nous avons utilisé les profils thermiques disponibles issus des données de radio occultation (seules une vingtaine d’occultations ont eu lieu de 2004 à 2016) comme a priori dans notre modèle atmosphérique des régions polaires, zones présentant les variations de température les plus marquées (de l’ordre de quelques kelvins par rapport à l’équateur).

Il nous aurait également été possible de contraindre la température de la haute troposphère et de la tropopause à partir du continuum des spectres CIRS acquis en infrarouge lointain par le détecteur du FP1 (observant entre 10 et 600 cm^{-1} , 17 - $1000\text{ }\mu\text{m}$), comme nous l’avons fait pour la latitude du site d’atterrissage de Huygens (Flasar et al., 2005). Ce type d’analyse, qui permet de déterminer la température dans la région comprise entre 50 et 400 mbar (de 60 à 30 km d’altitude) a été réalisée plus systématiquement par Lellouch et al. (2014), Anderson and Samuelson (2011) et Anderson et al. (2014). Lellouch et al. (2014) montrent ainsi que la température de la tropopause diminue d’environ 3 K entre l’équateur et $\pm 80^\circ$ de latitude pendant l’hiver nord, en accord avec les résultats de Anderson et al. (2014) qui obtiennent de plus une température de 65 K à 85°S (soit 6 K de moins qu’à l’équateur). Sylvestre et al. (2020) montrent également, à partir de leur analyse des raies rotationnelles de CH_4 en infrarouge lointain, que la température de la stratosphère profonde (15 mbar, ~ 80 km) présente des variations saisonnières marquées en particulier aux pôles où la température chute de 20 K en automne.

Mes travaux de recherche se focalisant sur la gamme de pression s’étendant de 10 mbar à 5.10^{-5} mbar (100-650 km), il aurait été idéal de pouvoir incorporer dans notre modèle atmosphérique les profils de température plus profond, soit en les déterminant à partir d’analyses de spectres acquis par le FP1 de CIRS à des dates et latitudes proches des observations de la stratosphère, soit en utilisant les profils publiés dans la littérature. Dans tous les cas, les variations de température observées dans la basse atmosphère n’impactent nos analyses qu’au niveau du calcul de la grille d’altitude en fonction de la pression, déterminée à partir de l’équilibre hydrostatique. Les erreurs engendrées sont alors de

l'ordre de quelques km, ce qui est faible devant la résolution verticale des observations CIRS utilisées dans mes travaux ($\sim 30\text{-}40$ km) et devant les erreurs de pointage de Cassini (pouvant atteindre en principe 2 mrad, soit 200 km à une distance de 100 000 km, typique des observations CIRS utilisées dans mes travaux).

2.1.2 Hypothèse sur le rapport de mélange de CH_4

Les différentes équipes analysant les données de CIRS supposent actuellement que la fraction molaire de CH_4 est constante dans toute la moyenne atmosphère et égale à 1.48% (Niemann et al., 2010). Cette valeur diffère de celle déterminée au début de la mission Cassini (1.41%, Niemann et al. (2005)) utilisée dans les premières analyses des données CIRS (papiers publiés jusqu'en 2010). Etant donné le long temps de vie chimique de cette molécule (~ 10 millions d'années), il est attendu qu'elle soit parfaitement homogénéisée dans la moyenne atmosphère par la dynamique globale. Or, les travaux de [Lellouch et al. \(2014\)](#) basés sur l'analyse de raies rotationnelles dans le domaine submillimétrique de CIRS (entre 60 et 170 cm^{-1}) ont montré que ce rapport de mélange varie dans la basse stratosphère de 1% à basse latitude et $\pm 50^\circ$ à 1.5% à $\pm 30^\circ$ et aux pôles. Les données analysées couvraient la période août 2005 – juin 2010 et il est probable que cette abondance varie avec les saisons. Or, cette possible variation n'a pas encore été étudiée. A défaut, toutes les études CIRS, y compris celles que j'ai réalisées jusqu'à présent, utilisent 1.48% pour l'abondance de CH_4 . Les observations de [Lellouch et al. \(2014\)](#) ont été corroborées par d'autres travaux dont ceux de L. Maltagliati ([Maltagliati et al., 2015](#)) qui a analysé des données d'occultations solaires enregistrées par VIMS et mis en évidence un rapport de mélange de l'ordre de 1.3% entre 150 et 500 km à différentes latitudes (70°S , 1°N , 27°N et 40°N) de 2006 à 2011. Enfin, plus récemment, B. Bézard (Rey et al., 2018) a montré que l'utilisation de la nouvelle liste de raies de méthane de la base de données TheoReTS permettait de reproduire les données de Huygens/DIRS uniquement si le profil d'abondance de CH_4 diminuait avec l'altitude d'une valeur de 1.4-1.5% à 60 km à 1% au-dessus de 110 km. Il semble maintenant évident que l'hypothèse selon laquelle le rapport de mélange du CH_4 est constant dans toute la moyenne atmosphère d'un pôle à l'autre n'est pas valide. M. Sylvestre (Université de Bristol, UK) a prévu d'étudier les variations spatiales et temporelles de l'abondance de CH_4 à partir des raies rotationnelles observées par CIRS de 2004 à 2017. Le travail à réaliser étant conséquent, les résultats de ses travaux devraient être connus d'ici un à deux ans. Idéalement, à terme il faudrait donc ré-analyser les données CIRS avec une abondance de CH_4 variable ou à défaut en estimer l'impact sur la détermination du champ thermique et de ses variations saisonnières.

Chapitre 3

Aérosols photochimiques : indices optiques, composition et impact radiatif

Les aérosols photochimiques, omniprésents dans l’atmosphère de Titan, jouent un rôle prépondérant dans le bilan radiatif de l’atmosphère. Aux pressions inférieures à 5 mbar (au-dessus de ~ 150 km), ils sont majoritairement responsables du chauffage de la stratosphère par absorption du flux solaire aux longueurs d’onde inférieures à $0.8 \mu\text{m}$. A 10 mbar (~ 100 km), le chauffage radiatif est dû à l’absorption du méthane et des aérosols alors que plus profondément, c’est l’absorption du CH_4 qui domine (Bézard et al., 2018). L’émission thermique des aérosols et des gaz C_2H_6 , C_2H_2 et HCN provoque un refroidissement radiatif de la stratosphère. Ainsi, en participant au bilan radiatif de l’atmosphère, la distribution spatiale des aérosols influe indirectement la dynamique atmosphérique qui, elle-même, affecte en retour la distribution spatiale des aérosols (Rannou et al., 2002, 2004). Le forçage radiatif des aérosols photochimiques constitue donc un point clé à prendre en compte dans les GCM de l’atmosphère de Titan pour modéliser la dynamique atmosphérique globale. Cela passe par la connaissance de leurs caractéristiques physiques : taille, structure, et coefficients d’absorption et de diffusion de l’infrarouge lointain à l’UV. Leur coefficient de diffusion dépend principalement de leur taille et de leur structure alors que leur coefficient d’absorption dépend principalement de leur composition.

Lors de la descente de la sonde Huygens, les mesures d’auréoles solaires réalisées par l’instrument DISR ont permis de déduire que les aérosols de la couche principale, au-dessus de 60 km, sont composés d’agrégats fractals d’environ 3000 monomères, chaque monomère ayant un rayon inférieur à $0.05 \mu\text{m}$ (Tomasko et al., 2005, 2008). Tomasko et al. (2009) ont par la suite confirmé une taille de monomères de $0.04 \pm 0.01 \mu\text{m}$ de 150 km à la surface et environ 4300 monomères par agrégat. Leur composition est cependant très mal connue. L’expérience ACP-GCMS qui a collecté et pyrolysé deux échantillons atmosphériques à 135 km et 25 km d’altitude et analysé les produits de la pyrolyse par spectrométrie de masse a détecté NH_3 et HCN (Israël et al., 2005) sans qu’une différence notable ne soit observée entre les deux échantillons, ce qui est en accord avec la formation d’aérosols à haute altitude. Ces mesures montrent ainsi que les aérosols de Titan contiennent des atomes N, C et H.

Une autre approche permettant de contraindre la composition des aérosols de Titan passe par le développement d’expériences de laboratoire dans lesquelles des analogues d’aérosols de Titan (appelés tholins) sont produits à partir de mélanges gazeux de N_2 et CH_4 (et éventuellement d’autres molécules) soumis à une source d’énergie (décharges dans un plasma, source UV, ...) les dissociant et initiant ainsi une chaîne de réactions chimiques formant des particules plus ou moins complexes de couleurs orangées à brunes suivant la composition du mélange initial.

Mes travaux de recherche sur les aérosols photochimiques sont basés sur l’analyse de leur émission thermique dans l’infrarouge moyen entre 580 et 1500 cm^{-1} . L’objectif est d’obtenir des informations sur leur distribution spatiale et verticale et sur leurs propriétés optiques afin d’en contraindre la composition et leur impact radiatif. Dans ce chapitre, j’évoquerai mon travail sur l’étude des propriétés radiatives des aérosols en infrarouge thermique et ce que l’on peut en déduire sur leur composition ainsi que sur leur forçage radiatif dans la moyenne atmosphère de Titan. Mon travail sur leur distribution spatiale, leurs sources et puits et la façon dont ils sont transportés par la dynamique atmosphérique globale sera présenté dans le chapitre 5.

3.1 Travaux précédents sur l'étude des aérosols en infrarouge

Avant la mission Cassini, la seule étude de l'opacité des aérosols déduite de données en infrarouge moyen était celle de Coustenis and Bézard (1995) qui ont montré, à partir de sept spectres acquis par Voyager/IRIS, que l'opacité des aérosols augmentait de l'hémisphère sud au pôle nord, en accord avec les observations en visible. Les aérosols ont principalement été étudiés dans le domaine de l'infrarouge lointain, entre 250 et 600 cm^{-1} ($40 - 17\ \mu\text{m}$), observé par le spectromètre Voyager/IRIS (prédécesseur de l'instrument Cassini/CIRS). Samuelson and Mayo (1991) et Mayo and Samuelson (2005) ont ainsi montré, en analysant des spectres enregistrés au limbe de Titan entre 64°N et 77°N , que la densité des aérosols décroissait verticalement avec une échelle de hauteur égale à 1.5 fois celle en pression, suggérant ainsi l'existence d'une source à haute altitude. Samuelson and Mayo (1991) et Samuelson et al. (1997b) ont également montré que la dépendance spectrale de l'opacité des aérosols croissait de façon monotone entre 250 et 600 cm^{-1} , une caractéristique également observée pour les analogues d'aérosols photochimiques produits en laboratoire (Khare et al., 1984). de Kok et al. (2007b) ont par la suite analysé des spectres au limbe enregistrés par CIRS lors de la mission Cassini nominale (hiver nord) et ont montré que de 65°S à 85°N l'échelle de hauteur relative des profils verticaux des aérosols variait de 1.5 à 1.7, en accord avec les observations de Voyager. Ils ont également déterminé les sections efficaces d'absorption des aérosols photochimiques (appelé "Haze 0" dans leur article) entre 250 et 550 cm^{-1} .

3.2 Mes travaux

L'étude de la dépendance spectrale de la section efficace d'extinction des aérosols nous apporte des contraintes sur la composition des aérosols et permet de déterminer leur forçage radiatif, ce qui est crucial pour le fonctionnement des GCM. L'impact radiatif des aérosols dépend directement de leur coefficient d'absorption et de diffusion, ces derniers dépendant de leur indice de réfraction. La partie imaginaire de cet indice est particulièrement pertinente pour déduire des informations sur la composition chimique des aérosols car elle dépend du coefficient d'absorption du matériau qui les compose.

J'ai donc travaillé sur la contrainte des indices de réfraction des aérosols photochimiques de Titan à partir de la détermination de leur section efficace d'extinction en IR moyen et lointain. Pour cela, j'ai analysé leur émission thermique qui contribue fortement à la radiance du continuum des spectres CIRS (Fig. 3.1) et qui dépend du profil vertical du coefficient d'extinction des aérosols ainsi que de la dépendance spectrale de ce coefficient.

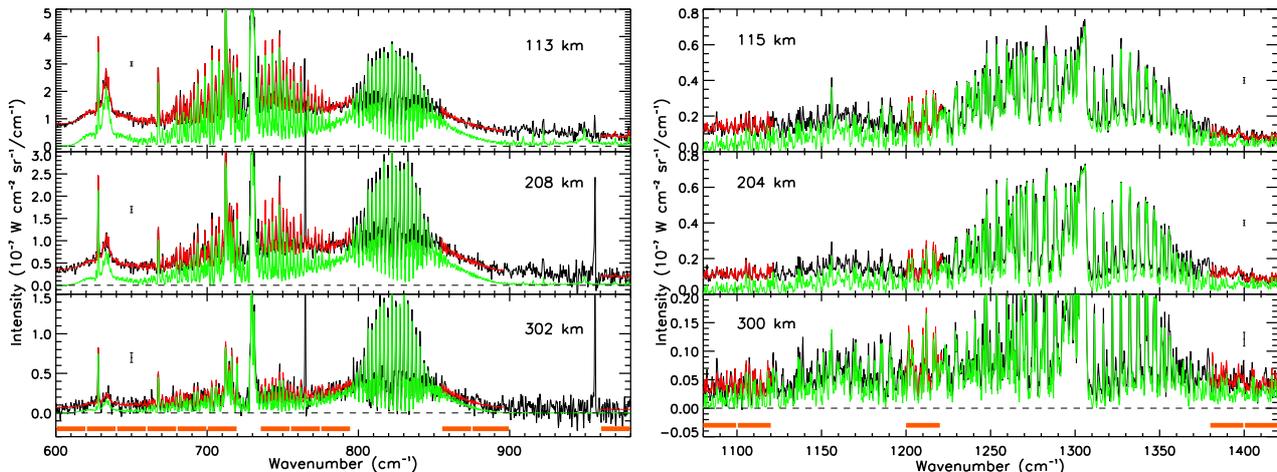


FIGURE 3.1 – Comparaison des spectres observés au limbe (en noir) par le FP3 (à gauche) et le FP4 (à droite) avec les spectres calculés sans l'émission des aérosols (en vert) et en l'incluant (rouge). La résolution spectrale est de 0.5 cm^{-1} , la latitude est 30°N et les lignes de visée pointent les altitudes vers 115, 205 et 300 km. Les profils d'extinction ont été déterminés en utilisant les gammes spectrales représentées en orange (Vinatier et al., 2010a).

Dans une première étude (Vinatier et al., 2010a), j'ai analysé des données CIRS acquises au limbe de 2005 à 2008, pendant l'hiver nord, entre 55°S et 80°N. J'ai utilisé des spectres acquis à haute résolution spectrale (0.5 cm^{-1} , Figs. 3.1, dont la géométrie d'observation est représentée sur la Fig. 2.2 à gauche) car celle-ci permet de séparer les contributions au continuum dues à l'émission thermique des aérosols de celle due au continuum des bandes d'émission moléculaires. L'inversion de la radiance du continuum sur 17 gammes spectrales de 20 cm^{-1} de large (représentées en orange sur la Fig. 3.1) m'a permis d'extraire **pour la première fois les profils verticaux du coefficient d'extinction des aérosols dans la gamme 610 - 1420 cm^{-1}** . J'ai ensuite étendu cette analyse sur une quarantaine de gammes spectrales comprises entre 580 et 1500 cm^{-1} (Vinatier et al., 2012) grâce à la publication de nouvelles données spectroscopiques des bandes ν_6 et ν_8 de C_2H_6 dans la gamme 1200-1500 cm^{-1} (di Lauro et al., 2012) et en incluant des bandes de C_3H_8 (Flaud et al., 2001) qui impactent plusieurs régions spectrales observées par CIRS. L'intégration verticale des profils d'extinction permet d'obtenir l'opacité des aérosols¹ qui est proportionnelle à leur coefficient d'extinction, lui-même égal à la section efficace d'extinction multipliée par la densité des aérosols. La dépendance spectrale du coefficient d'extinction que j'ai obtenue dans la région équatoriale (en moyennant des mesures à 4 latitudes comprises entre 55°S et 30°N) à 0.9 mbar ($\sim 193 \text{ km}$) est présentée sur la Fig. 3.2 (à gauche). Connaissant la densité des aérosols à ce niveau de pression, il est donc possible d'en déduire leur section efficace d'extinction. La densité des aérosols a été mesurée par l'instrument DISR lors de la descente de la sonde Huygens à 10°S entre 150 km d'altitude et la surface. L'extrapolation de la densité mesurée par DISR² nous donne une valeur de 0.88 cm^{-3} à 193 km. J'ai donc déterminé la section efficace d'extinction des aérosols en divisant le coefficient d'extinction dans la région équatoriale à 0.9 mbar (193 km) par cette densité. Pour obtenir la dépendance spectrale de la section efficace d'extinction des aérosols de l'IR lointain au visible (Fig. 3.2, à droite), j'ai utilisé la dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols déterminée à partir des données CIRS acquises en IR lointain à 15°S par Anderson and Samuelson (2011) et celle issue des données DISR en visible. La dépendance spectrale de la section efficace d'extinction sur cette large gamme du millimétrique au visible me permet de comparer les profils d'extinction déduits des données CIRS avec ceux d'autres instruments comme ISS en UV (e.g., Annexe D de Vinatier et al. (2020)).

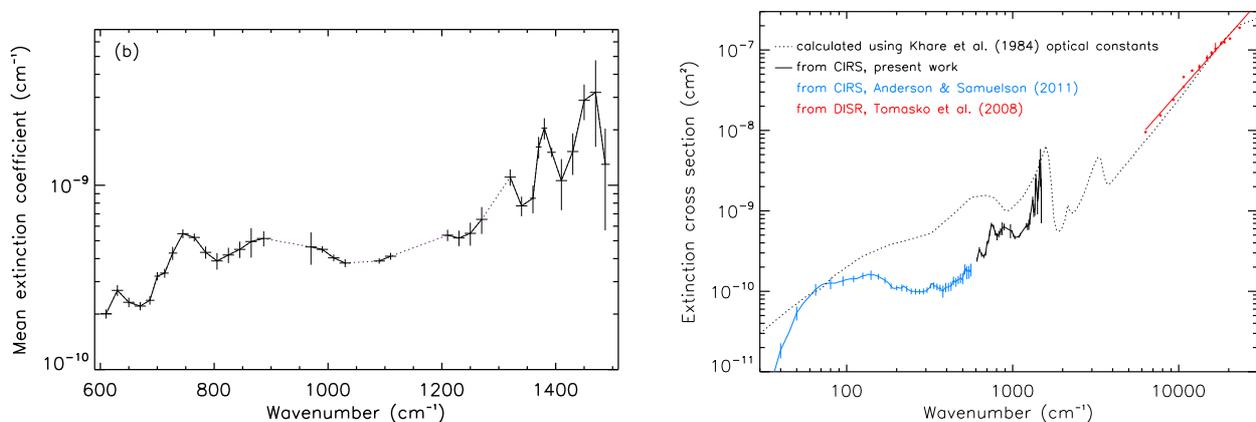


FIGURE 3.2 – A gauche : Dépendance spectrale moyenne du coefficient d'extinction volumique à 20°S et 0.9 mbar (193 km d'altitude). Les barres horizontales donnent les gammes spectrales utilisées pour extraire les épaisseurs optiques des aérosols et les barres verticales donnent les incertitudes à $1-\sigma$. A droite : Section efficace d'extinction des aérosols photochimiques de Titan de l'IR lointain au visible. La section efficace d'extinction de particules fractales de 3000 monomères de $0.05 \mu\text{m}$ de rayon chacun calculée en utilisant les indices optiques de tholins de Khare et al. (1984) est représentée en pointillés. (Vinatier et al., 2012).

La comparaison des sections efficaces d'extinction des aérosols de Titan et des tholins de Khare et al. (1984) montre que **les aérosols photochimiques ont une extinction comparable à celle des**

1. $\tau(\nu) = \int k_{ext}(\nu, z) dz = \int \sigma(\nu) n(z) dz$, où $\tau(\nu)$ est l'opacité au nombre d'onde ν , k_{ext} le coefficient d'extinction des aérosols, σ leur section efficace d'extinction supposée constante avec l'altitude, n leur densité et z l'altitude.

2. La densité vaut 0.88 cm^{-3} à 193 km en extrapolant la valeur de 5 cm^{-3} déduite des données DISR à 80 km et en supposant une échelle de hauteur des aérosols de 65 km.

tholins dans le visible mais qu'ils sont moins absorbants en infrarouge moyen et lointain. Ainsi, l'utilisation de cette nouvelle section efficace à la place de celle des tholins utilisée dans les modèles radiatifs aura pour effet un chauffage par absorption du flux solaire similaire dans la stratosphère mais un refroidissement radiatif moindre.

Pour contraindre les indices optiques des aérosols en IR moyen et lointain à partir de leur section efficace d'extinction, il est nécessaire d'utiliser un modèle calculant les sections efficaces d'extinction, d'absorption et de diffusion d'agrégats fractals (collaboration avec P. Rannou, code décrit dans Rannou et al. (1997)). La méthode utilisée consiste, dans une première étape, à comparer les sections efficaces d'extinction observées avec celles calculées pour différents indices imaginaires (n_i) tout en gardant un indice réel (n_r) constant égal à 1.69 (similaire à celui des tholins de Khare et al. (1984)). La Fig. 3.3 (à gauche) montre le principe de cette comparaison. Pour chaque nombre d'onde, il est ainsi possible de déduire l'indice imaginaire correspondant à la section efficace d'extinction observée. La dépendance spectrale de n_r est ensuite obtenue en appliquant la relation de Kramers-Kronig. Un processus itératif incorporant la dépendance spectrale de ces nouveaux indices n_i et n_r dans le calcul de la section efficace m'a permis de déterminer **les constantes optiques des aérosols photochimiques pour la première fois en IR moyen et lointain (Vinatier et al., 2012)**. Ces indices optiques sont comparés à ceux des tholins de Khare et al. (1984) sur la Fig. 3.3 (à droite). Comme mentionné ci-dessus, l'utilisation de ces nouveaux indices optiques a un fort impact sur le bilan radiatif et donc sur le profil vertical de température prédit par les modèles de circulation générale. J. Vatant d'Ollone a ainsi montré dans ses travaux de thèse sur le développement du GCM-3D de Titan de l'IPSL que l'utilisation des indices optiques de Vinatier et al. (2012) à la place de ceux de Khare et al. (1984) en IR moyen et lointain entraîne une augmentation de la température modélisée de plusieurs dizaines de kelvins à 0.1 mbar (Vatant d'Ollone, 2020). Il y a une dizaine d'année, les GCM utilisaient les constantes optiques des tholins de Khare et al. (1984) sur toute la gamme spectrale de l'UV à l'IR lointain. Ces GCM (Larson et al., 2015; Lora et al., 2015; Vatant d'Ollone et al., 2018) ont aujourd'hui remplacé les indices optiques de tholins par ceux déduits des travaux de Vinatier et al. (2012) et Anderson and Samuelson (2011) pour la gamme de l'IR moyen à lointain (de $7\mu\text{m}$ à 1 mm) et ceux déduits des données VIMS en IR proche par Rannou et al. (2010).

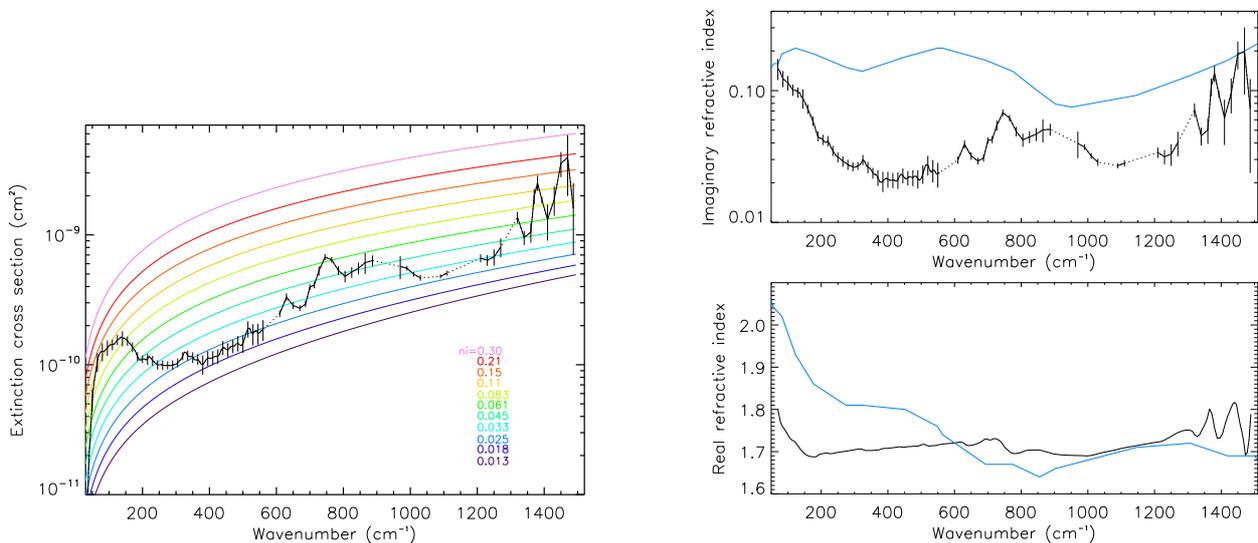


FIGURE 3.3 – A gauche : Sections efficaces d'extinction observée (en noir) et calculées avec différentes valeurs de n_i et $n_r=1.69$ pour une particule fractale de dimension 2 composée de 3000 monomères ayant chacun un rayon de $0.05\ \mu\text{m}$. Cette figure montre que le n_i des aérosols de Titan est compris entre 0.018 et 0.2. A droite : Indices de réfraction des aérosols de la couche principale déduits des données CIRS (en noir) comparé à celui des tholins (en bleu) de Khare et al. (1984) et couramment utilisés par les modélisateurs jusque dans les années 2010. (Vinatier et al., 2012).

Les signatures spectrales mises en évidence sur la dépendance spectrale de l'indice imaginaire sont principalement dues à des vibrations de liaisons C-H dans des groupements

méthyl et méthylène. J'ai ainsi montré que le spectre des aérosols de Titan en IR moyen ne présente pas de modes de vibrations identifiés impliquant l'atome d'azote (cf. Table 2 de [Vinatier et al. \(2012\)](#)). Cela ne signifie cependant pas que les aérosols de Titan ne contiennent pas d'atomes d'azote, en effet, les bandes dominantes des groupements NH_x (amines aliphatiques ou cycliques) et $\text{C}=\text{N}$ se trouvent au-delà de 1500 cm^{-1} , les vibrations impliquant des groupements $-\text{CN}$ et $-\text{NC}$ sont situées vers 2200 cm^{-1} , d'autres signatures fortes des amines se trouvent également vers 3300 cm^{-1} . Bien que les travaux de [Khare et al. \(1984\)](#) aient été utilisés jusque relativement récemment en raison de la très large gamme spectrale qu'ils couvraient, de nombreuses expériences de laboratoire produisant des tholins ont été développées avant et pendant la mission Cassini pour aider à l'interprétation des observations des aérosols de Titan. Dans ce cadre, j'ai collaboré avec N. Carrasco et T. Gautier (LATMOS) sur la comparaison du spectre des aérosols de Titan et des tholins produits dans l'expérience PAMPRE ([Szopa et al., 2006](#)) à partir d'un mélange de gaz $\text{N}_2\text{-CH}_4$ ionisé par une décharge radio-fréquence. L'article de [Gautier et al. \(2012\)](#), qui compare en détail le spectres de tholins produits dans PAMPRE avec différentes proportions de N_2 et CH_4 dans le mélange de gaz initial, montre qu'il existe un bon accord entre le spectre des tholins produits dans PAMPRE avec 5% de CH_4 et celui des aérosols de Titan (cf. leurs Figs. 4 et 7). Ils montrent également que plus la proportion de CH_4 initiale est élevée, plus les tholins produits contiennent des carbones dans des structures aliphatiques, et plus leurs signatures spectrales sont comparables à celles observées à partir de l'analyse des données CIRS, en particulier dans la gamme $1200 - 1500\text{ cm}^{-1}$ où des bandes de vibration de liaisons C-H sont détectées. Une revue des indices optiques de tholins obtenus dans différents types d'expériences de laboratoire présentée dans [Brassé et al. \(2015\)](#) montre que les indices optiques de tholins produits dans diverses conditions expérimentales varient fortement (jusqu'à un facteur 100) d'une expérience à l'autre. Les contraintes observationnelles des indices optiques des aérosols dans la gamme infrarouge (entre 5 et $7\ \mu\text{m}$ non couverte par Cassini), à partir des données JWST et en UV à partir des données Cassini/UVIS permettraient donc d'affiner la modélisation du forçage radiatif des aérosols de Titan.

Les indices optiques déterminés dans mes travaux ont par ailleurs été utilisés pour modéliser le forçage radiatif des aérosols dans les atmosphères chargées en particules photochimiques de Pluton ([Zhang et al., 2017](#)) ou de certaines exoplanètes ([Turbet et al., 2018](#)). Ces indices ont également été utilisés pour déterminer l'impact radiatif des aérosols de Jupiter ([Zhang et al., 2015](#)) et de Saturne ([Guerlet et al., 2020](#)).

Dans mes travaux, j'ai utilisé ces indices optiques pour modéliser le continuum de spectres CIRS acquis à basse résolution spectrale (cf. Chapitres 4 et 5). Ils ont également été utilisés dans diverses analyses de données pour reproduire le continuum des spectres observés par CIRS ([Cottini et al. \(2012\)](#); [Coustenis et al. \(2016\)](#); [Sylvestre et al. \(2020\)](#), [Lellouch et al. \(2014\)](#); [Teanby et al. \(2017, 2019\)](#); [Sylvestre et al. \(2018\)](#); [Mathé et al. \(2020\)](#)).

3.3 Projets de recherche

Les travaux présentés ci-dessus sont basés sur l'analyse de données CIRS acquises pendant l'hiver nord à quatre latitudes seulement. Afin de voir si les indices optiques des aérosols variait à haute latitude nord, une région impactée par les enrichissements causés par la descente d'air de la dynamique globale, j'ai réalisé une étude préliminaire similaire à celle présentée ci-dessus. J'ai mis en évidence une variation de l'intensité de certaines bandes spectrales des aérosols avec une augmentation d'amplitude dans la gamme $700\text{-}750\text{ cm}^{-1}$ et une diminution d'amplitude des bandes au-delà de 1250 cm^{-1} . Il semble donc que le spectre des aérosols présente des changements de composition d'une latitude à l'autre qu'il faudrait caractériser. De plus, s'il existe des variations de composition en latitude pendant l'hiver, il est probable que le basculement de la dynamique globale à l'équinoxe a également eu un impact sur la composition des aérosols, en particulier à partir de 2011 au pôle sud, lors de l'apparition des forts enrichissements moléculaires apportés des hautes altitudes vers la moyenne atmosphère (cf. Chapitre 5). C. Mathé, qui a effectué sa thèse sous ma direction de 2016 à 2019, a réalisé une analyse complète des spectres au limbe acquis par CIRS à haute résolution spectrale. Son travail s'est focalisé sur l'extraction des profils de température et des fractions molaires de molécules photochimiques ([Mathé et al., 2020](#)) ainsi que sur les rapports isotopiques dans HCN ([Mathé et al., 2017](#)). Dans le cadre de ses travaux, il

a déjà extrait des profils verticaux d'extinction d'aérosols permettant de reproduire le continuum des spectres CIRS mais ces profils n'ont pas été étudiés en détail et il faudrait effectuer un travail similaire à celui de [Vinatier et al. \(2010a, 2012\)](#) pour extraire les variations spectrales de la section efficace d'extinction des aérosols qui pourraient être liées à une possible modification chimique saisonnière des aérosols, en particulier dans les zones d'ascendance et de subsidence de la dynamique globale.

Chapitre 4

Champ de température et dynamique globale de la moyenne atmosphère

Une partie de mon travail de recherche a porté sur l'étude de la température de la stratosphère et la mésosphère de Titan de 100 à 650 km, deux régions présentant de forts gradients thermiques. J'ai déterminé les variations saisonnières du champ de température de 2005 à 2017, soit du début de l'hiver nord au tout début de l'été nord et j'ai participé à l'interprétation de ces variations en termes de processus radiatifs (liés aux variations de flux solaire et à l'impact radiatif des changements de distribution des composés atmosphériques) et adiabatiques (liés à la dynamique globale).

4.1 Résumé des travaux des différents groupes de l'équipe CIRS

Le premier article de référence présentant le champ thermique de la moyenne atmosphère de Titan est celui de [Flasar et al. \(2005\)](#). Ma participation à cet article concernait la détermination du profil vertical de température en décembre 2004 à 15°S (cf leur Fig. 1 A), i.e., à une latitude et une date proche de celle du profil de température mesuré par Huygens/HASI. Les autres articles de référence sont ceux de R. Achterberg et al. qui ont déterminé le champ de température à partir des données de CIRS pendant l'hiver nord (entre 2004 et 2006, de 10 à 0.001 mbar, 100 - 500 km) (Achterberg et al., 2008), étude qu'il a ensuite étendue au tout début du printemps nord, jusqu'en décembre 2009 (Achterberg et al. (2011), voir Fig. 4.1). Plus récemment, R. Achterberg a déterminé les variations saisonnières du champ thermique de 2009 à 2017 à partir de données au nadir (sondant sous 0.05 mbar, 350 km) (Achterberg et al. (2018), étude non encore publiée). Ces différents articles présentent également une étude détaillée des champs de vitesse du vent zonal calculés à partir de l'équation du vent thermique. Un autre résultat marquant obtenu par ces mêmes auteurs est la mise en évidence à 1 mbar (200 km) d'un décalage de 4° de l'axe de rotation de l'atmosphère par rapport à l'axe de rotation du corps solide de Titan. Ils ont pour cela déterminé les champs de température polaires à partir d'observations au nadir acquises par CIRS à 3 cm⁻¹ de résolution (Achterberg et al. (2008), voir Fig. 4.1). Ils ont également montré que l'axe de rotation de l'atmosphère semblait être fixe avec les saisons dans un repère stellaire (Achterberg et al., 2011). Outre la question de l'origine de ce décalage de l'axe de rotation atmosphérique qui n'est pas résolue, une autre question portait sur son extension verticale, puisque les données analysées par R. Achterberg ne sondaient que la basse stratosphère. J'ai tenté de répondre à cette dernière question en analysant des données CIRS acquises au limbe à la fin de la mission (cf., Section 4.2).

Dans le cadre de leurs études des distributions spatiales des composés photochimiques, plusieurs membres de l'équipe CIRS ont également déterminé le champ de température à différents niveaux de pression et différentes périodes. Dans la basse stratosphère (vers 1 mbar, 200 km), les variations saisonnières de température ont été étudiées par Coustenis et al. à partir d'analyses de données CIRS acquises au nadir de 2004 à janvier 2006 (Coustenis et al., 2007), de 2004 à mai 2008 (Coustenis et al., 2010a), plus spécifiquement dans les régions polaires de 2010 à 2014 (Coustenis et al., 2016) et de 2012 à 2016 (Coustenis et al., 2018), puis en 2017 (Coustenis et al., 2020). N. Teanby (Université de Bristol, UK) a également déterminé le champ de température à différentes saisons dans la basse stratosphère en analysant des données au nadir. Il a ainsi montré que la température à 3 mbar ne présentait pas de

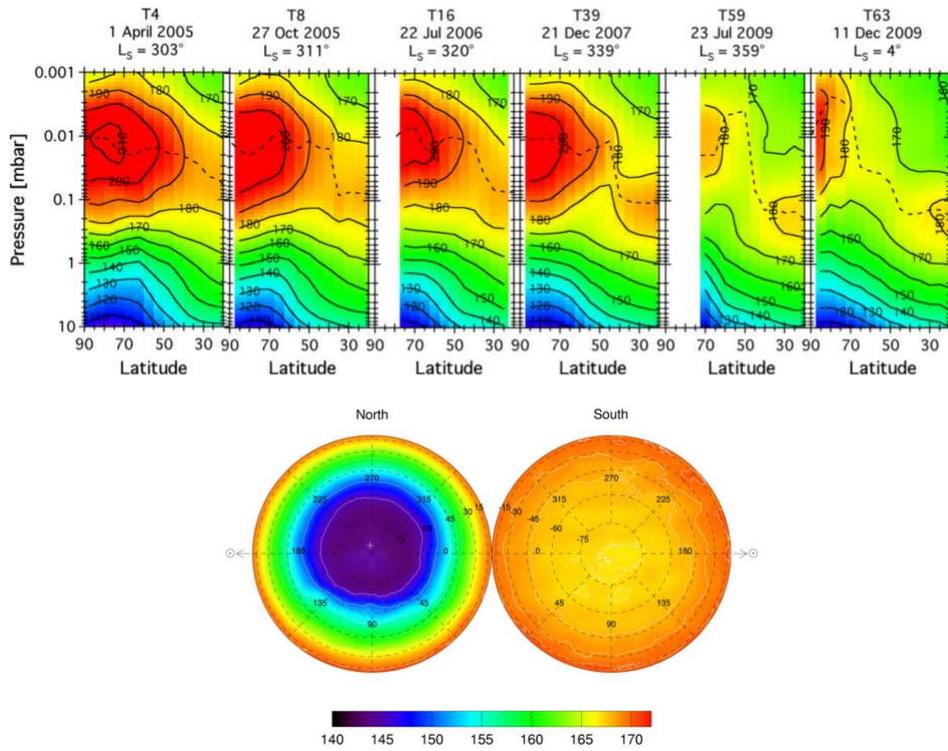


FIGURE 4.1 – En haut : Champ de température dans la région polaire nord pendant l’hiver nord entre 10 et 10^{-3} mbar (Achterberg et al., 2011). En bas : Projections polaires du champ de température à 1 mbar au pôle nord (à gauche) et au pôle sud (à droite) pendant l’hiver nord mettant en évidence le décalage de 4° de l’axe de rotation atmosphérique (Achterberg et al., 2008).

variations marquées en longitude en juillet et décembre 2004 et avril 2005 (Teanyby et al., 2006), ni en juillet 2007 (Teanyby et al., 2008a). Il a également mis en évidence les changements saisonniers de la température autour de 1 mbar de 2004 à 2011 (Teanyby et al., 2010) puis de 2004 à 2017 (Teanyby et al., 2019) (Fig. 5.1, panel en haut à gauche). A partir de données acquises au limbe, N. Teanyby a également déterminé le champ thermique pôle-à-pôle de 150 à 500 km à partir de données acquises en avril et août 2005 (Teanyby et al., 2007), il s’est ensuite intéressé aux variations saisonnières du champ thermique dans la stratosphère et la mésosphère de la région polaire sud autour de l’équinoxe d’automne (de 2007 à 2011) (Teanyby et al., 2012), puis de 2010 à 2017 (Teanyby et al., 2017) (Fig. 4.2), cette région présentant alors les variations temporelles les plus marquées.

En résumé, les différentes équipes ont utilisé des approches différentes pour contraindre la température de la moyenne atmosphère à différents niveaux de pression. Achterberg et al. se sont focalisés sur la détermination du champ de température entre 10 et 10^{-3} mbar (100 - 500 km, en utilisant des données au limbe et au nadir) de 2004 à 2009, puis sous 350 km de l’hiver à l’été nord (de 2004 à 2017, étude non encore publiée utilisant des données au nadir). Leurs profils thermiques ont été utilisés comme a priori dans les analyses de données nadir de Coustenis et al. qui ont étudié la région 10-0.05 mbar (100-300 km). Teanyby et al. ont travaillé sur la détermination des changements saisonniers de la température pôle-à-pôle à 1 mbar de 2004 à 2017 (à partir de données au nadir) et se sont également intéressés aux variations saisonnières du champ de température pôle-à-pôle pendant l’hiver nord entre 100 et 500 km (à partir de données au limbe) puis uniquement à hautes latitudes sud pendant l’automne et le début de l’hiver sud, cette région étant la plus fortement impactée par les changements saisonniers de la dynamique globale. Mon travail s’est quant à lui focalisé sur l’étude du champ thermique pôle-à-pôle de la basse stratosphère (10 mbar) à la mésosphère (jusqu’à $5 \cdot 10^{-5}$ mbar) de l’hiver nord à l’été nord pour obtenir une vision la plus complète possible des changements saisonniers à l’oeuvre dans toute la moyenne atmosphère.

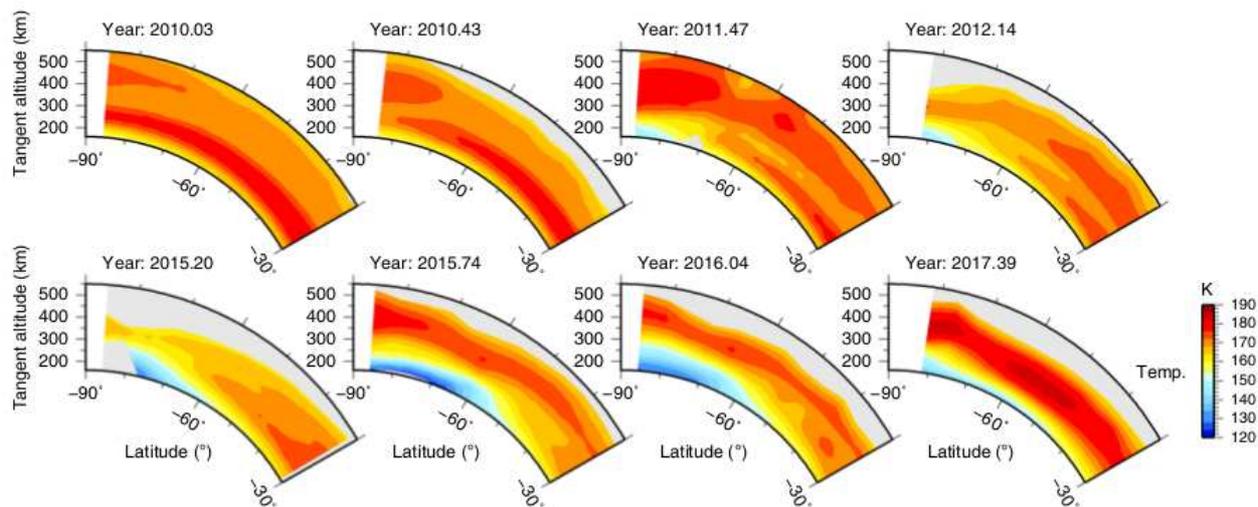


FIGURE 4.2 – Variations temporelles du champ de température entre 30°S et 90°S pendant l’automne sud (Teany et al., 2017).

4.2 Mes travaux

4.2.1 Variations saisonnières du champ de température

Hiver nord

Une partie de mon travail de thèse a consisté en la détermination des profils thermiques de la moyenne atmosphère à l’équateur et au pôle nord observés au début de l’hiver nord en 2004 et 2005. La grande différence entre les deux profils consiste en la présence d’une stratopause environ 20 K plus chaude et située 100 km plus haut au pôle qu’à l’équateur (Fig. 4.3). Cette observation, prédite par les GCM s’explique par le réchauffement adiabatique causé par la subsidence au niveau du pôle d’hiver de la cellule de circulation globale. Suite à ces premiers résultats, mes travaux ont ensuite porté sur la détermination du champ de température d’un pôle à l’autre pendant tout l’hiver nord entre 120 et 500 km d’altitude dans le but d’obtenir de meilleures contraintes sur l’impact de la dynamique globale pendant cette saison (e.g., extension horizontale du vortex polaire, impact de la remontée d’air à haute latitude sud, ...). J’ai pour cela combiné les profils thermiques extraits de 9 observations au limbe acquises à haute résolution spectrale (0.5 cm^{-1} de résolution) de février 2005 à mai 2008 de 56°S à 82°N afin d’obtenir un champ thermique moyen pendant l’hiver nord. Les résultats de ces travaux sont publiés dans [Vinatier et al. \(2010b\)](#) et sont résumés sur la Fig. 4.3. J’ai montré que **la subsidence de la cellule de circulation provoque un réchauffement adiabatique du pôle nord à 50°N responsable de températures atteignant 205 K au pôle à 400 km d’altitude. De 50°N au pôle, la stratopause est située à 400 km alors qu’en dehors de cette région, elle est observée à 300 km avec une température de 180-185 K. La basse stratosphère polaire est 25 K plus froide à 3 mbar qu’à l’équateur en raison de la nuit polaire.** Ce champ moyen de température est en accord avec ceux de [Achterberg et al. \(2008\)](#) présentant un échantillonnage temporel annuel (Fig. 4.1) extraits des inversions des spectres CIRS acquis à basse résolution spectrale (15.5 cm^{-1}).

Printemps et début de l’été nord

Naturellement, l’étape suivante était de voir comment serait modifié le champ thermique autour de l’équinoxe de printemps nord. En effet, les GCM prédisent la présence d’une seule cellule de circulation pôle-à-pôle ascendante au pôle sud et descendante au pôle nord pendant l’hiver nord. A l’approche de l’équinoxe de printemps, l’extension en latitudes de cette cellule diminue au cours du temps, sa branche ascendante se déplaçant du pôle sud vers les moyennes latitudes sud, puis l’équateur et enfin

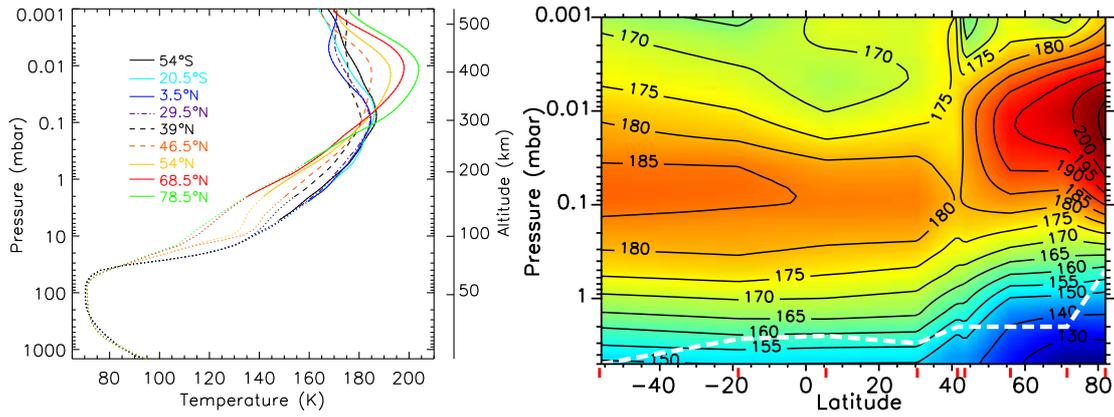


FIGURE 4.3 – Profils de température extraits des inversions de spectres au limbe acquis par CIRS à haute résolution spectrale (0.5 cm^{-1} , e.g., Fig. 2.1) pendant l’hiver nord de février 2005 à mai 2008. A gauche : profils de température individuels, les pointillés représentent les régions non sondées par les observations au limbe. Les incertitudes sont de l’ordre de 1 à 2 K suivant l’altitude considérée. A droite : champ de température déduit de ces profils. (Vinatier et al., 2010b).

les hautes latitudes nord. Simultanément, une seconde cellule se forme dans l’hémisphère sud avec une subsidence au pôle sud et une ascendance commune avec celle de la cellule hivernale résiduelle. Cette nouvelle cellule de l’hémisphère sud s’étend donc au fur et à mesure que la cellule résiduelle de l’hémisphère nord diminue en taille, jusqu’à ce que la circulation globale soit dominée par une ascendance à haute latitude nord et une subsidence au pôle sud pendant le printemps et l’été nord. La circulation globale pendant cette période est ainsi inversée par rapport à la circulation observée pendant l’hiver nord. Les GCM prédisaient que ce retournement de la dynamique globale se faisait en approximativement deux années terrestres et que la cellule résiduelle de l’hiver nord serait présente pendant tout le printemps dans la basse stratosphère à haute latitude nord. Nous reviendrons sur ce dernier point dans la Section 5.1. De tels changements saisonniers de la dynamique globale ont nécessairement un fort impact sur le champ de température et les distributions spatiales des composés trace (gaz et aérosols photochimiques).

Afin de vérifier si un tel retournement de la dynamique globale avait lieu sur les échelles de temps prédites, j’ai choisi d’analyser des données CIRS pendant la première partie du printemps nord. Ce nouveau travail de recherche a bénéficié des résultats de mes travaux sur la détermination du spectre des aérosols photochimiques de l’IR lointain (100 cm^{-1} , 1 mm) à l’IR moyen (1500 cm^{-1} , $6.6 \mu\text{m}$) présenté dans le chapitre 3 (Vinatier et al., 2012). En effet, pour obtenir une vision globale du champ de température d’un pôle à l’autre, j’ai utilisé des données au limbe spécifiques dans lesquelles le limbe d’un hémisphère entier est sondé par pointage successif de la sonde Cassini, de sorte que chaque barrette de détecteurs de CIRS sonde plusieurs latitudes successives pendant la phase d’approche ou d’éloignement de la sonde. La figure 2.2 (milieu et à droite) donne deux exemples de ce type d’observations que j’ai combinées pour extraire le champ de température pôle-à-pôle en mai-juin 2011. Des exemples de spectres acquis lors de ce type d’observation sont présentés sur la Fig. 2.1 (en bas). Ces observations étant acquises à basse résolution spectrale, il est nécessaire de connaître en amont la dépendance spectrale de la section efficace d’extinction des aérosols photochimiques pour reproduire au mieux le continuum de la bande ν_4 de CH_4 et ainsi extraire la température le plus précisément possible.

Le continuum des spectres CIRS vers 1100 cm^{-1} est parfois affecté par des problèmes de calibration (radiance du continuum négatives) pour les lignes de visée à haute altitude ($> 450 \text{ km}$). Un exemple de ce type de problème est illustré dans l’annexe C de Mathé et al. (2020). Ces problèmes de continuum ont en partie été corrigés dans la dernière version de calibration fournie par l’équipe PI de CIRS basée au NASA/GSFC, mais certains spectres ont tout de même dû être retirés de nos moyennes (une trentaine de spectres sont moyennés par ligne de visée au limbe) pour éviter toute sous-estimation de la température à haute altitude. Cette dernière version de calibration appelée "global calibration" (cf. Jennings et al. (2017) pour plus de détails sur les différentes calibrations des données CIRS) fourni des

spectres présentant un meilleur rapport signal-à-bruit que dans les versions précédentes. Elle nous a ainsi permis d'extraire le profil thermique à plus haute altitude qu'auparavant, parfois jusqu'à 700 km, en supposant que l'émission de CH₄ reste à l'équilibre thermodynamique local même dans la mésosphère (cette hypothèse est discutée dans la Section 4.2.3). Les dernières études de l'équipe (Mathé et al., 2020; Vinatier et al., 2020) tirent donc profit de cette nouvelle version de calibration pour extraire la température jusqu'à des altitudes non atteintes précédemment.

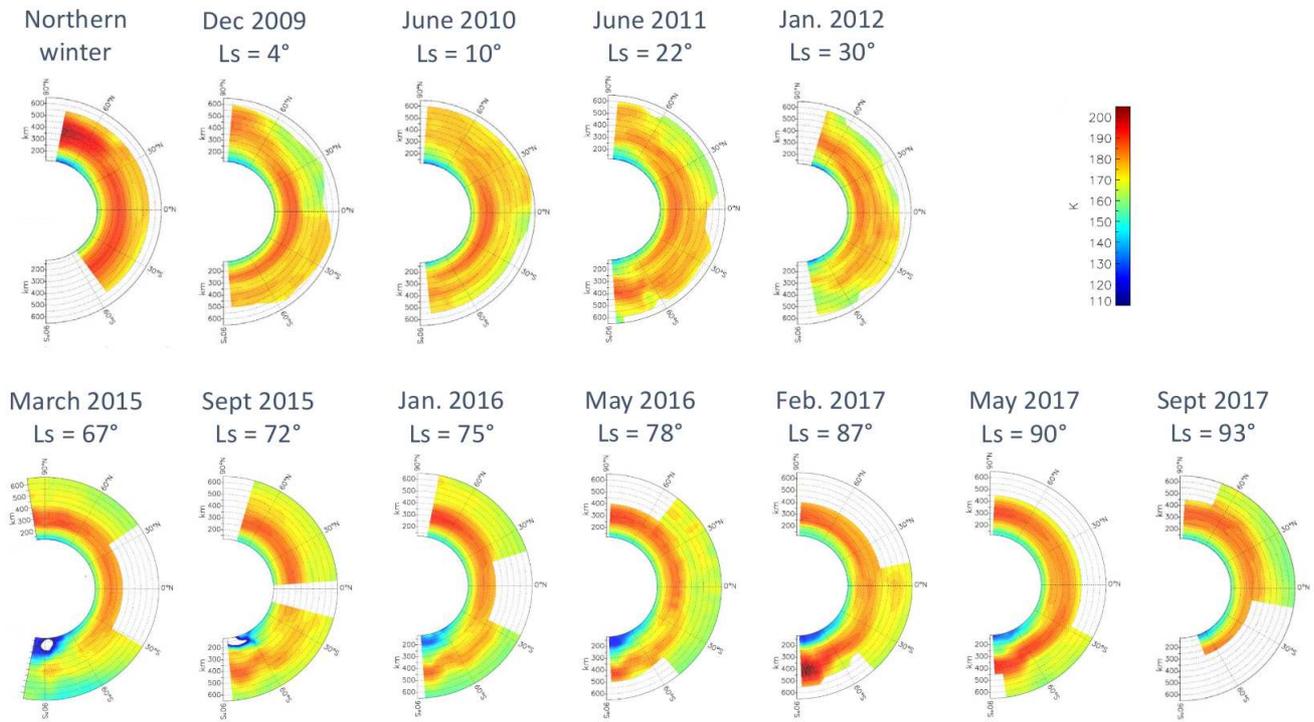


FIGURE 4.4 – Evolution du champ thermique entre 120 et 650 km pendant l'hiver nord (Vinatier et al., 2010b), au début du printemps nord de 2009 à 2012 (Vinatier et al., 2015) et de la fin du printemps au début de l'été de 2015 à 2017 (Vinatier et al., 2020). Le champ moyen de température pendant l'hiver nord a été déterminé en supposant une abondance de CH₄ égale à 1.41% (Niemann et al., 2005) contrairement autres champs déterminés avec une abondance de 1.48% (Niemann et al., 2010).

La figure 4.4 montre l'évolution saisonnière du champ de température en fonction de l'altitude de l'hiver nord (champ moyen, Vinatier et al. (2010b)) au début du printemps de 2009 à 2012 (Vinatier et al., 2015) et de la fin du printemps et début de l'été nord (Vinatier et al., 2020). Cette visualisation est complémentaire des champs de température donnés en fonction de la pression (Figs. 4.3, 4.9 et 4.10). Ces observations montrent, en accord avec les résultats de Achterberg et al. (2011) (Fig. 4.1), que **la température de la stratopause à haute latitude nord a diminué fortement entre l'hiver et le début du printemps nord. Ceci s'explique par la diminution de la vitesse de la subsidence, et donc un chauffage adiabatique moins efficace, au-dessus du pôle nord pendant le basculement de la dynamique globale vers un système à deux cellules de circulation.** L'interprétation combinée de l'évolution des champs de température et des abondances des espèces traces (cf. Section 5.1.2) m'a permis de montrer pour la première fois que **le basculement complet de la circulation globale a eu lieu en environ deux ans après l'équinoxe (Vinatier et al., 2015), comme prédit par les GCM.**

Peu après l'équinoxe, la température mésosphérique au-dessus du pôle sud a augmenté en raison de la mise en place de la subsidence de la cellule de circulation dans cette région. Cette descente d'air se renforçant au cours de l'automne sud, les GCM prédisaient une augmentation de température dans la mésosphère et la stratopause jusqu'à ce que celle-ci atteigne des valeurs proches de celles rencontrées pendant l'hiver nord, soit environ 200 K. Or, bien que cette tendance ait été observée de 2009 à mi-2011, **l'augmentation de température polaire a été suivie de façon totalement inattendue d'une chute brutale de 20 K au-dessus du niveau de pression 0.1 mbar (~300**

km) à partir de 2012 (Figs. 4.4 et 4.9). **Il fallut attendre 2015 pour que la température de la stratopause augmente de nouveau.** Cette variation de température inattendue au pôle sud, également mise en évidence dans les travaux de [Teanby et al. \(2012, 2017\)](#) (Fig. 4.2), constitue certainement l'observation la plus marquante de l'automne sud. Bien que nous n'ayons pas pu observer en détail ce qu'il s'est passé au pôle sud entre 2013 et 2015, période durant laquelle les observations des limbes polaires n'étaient pas réalisables en raison de la forte inclinaison des orbites de Cassini par rapport au plan équatorial de Saturne, les analyses d'observations au nadir de cette période ont montré que la température de la basse stratosphère n'a pas dépassé 120 K en 2013 et 2014 ([Coustenis et al. \(2018\)](#), [Vinatier et al. \(2018\)](#)). **Cette forte diminution de température s'explique par l'augmentation du refroidissement radiatif par émission thermique des composés traces fortement enrichis au pôle sud (cf Section 5.1) simultanément à la diminution du chauffage radiatif dû à la diminution du flux solaire dans cette région au cours de l'automne.** La température augmente de nouveau au cours de la seconde moitié de l'automne en raison du renforcement de la subsidence. **Ces basses températures, associées aux forts enrichissements des molécules traces (Section 5.1) sont à l'origine de la formation d'un nuage polaire stratosphérique massif observé au-dessus du pôle sud depuis 2012** ([Le Mouélic et al., 2018](#)) (cf. Chapitre 6.1).

4.2.2 Champ de vent zonal de la fin de l'automne au début de l'hiver sud

Dans le cadre de mes travaux les plus récents sur l'évolution saisonnière du champ thermique et de la distribution spatiale des composés traces de la fin du printemps au début de l'été nord ([Vinatier et al., 2020](#)), j'ai déterminé l'évolution du vent zonal à partir de mes cartes de champ de température. L'objectif était d'étudier la corrélation entre l'évolution spatiale et temporelle du vortex polaire sud et les changements de structure de la zone fortement enrichie en composés chimiques (cf. Section 5.1.2) ainsi que l'évolution de la température à haute latitude sud. J'ai donc utilisé l'équation de Navier-Stokes en coordonnées sphériques projetée sur l'axe horizontal y orienté vers le nord avec $dy = (R_T + z)d\phi = rd\phi$, où R_T est le rayon de Titan, z et ϕ sont les altitudes et latitudes considérées, les termes résultants¹ donnent l'équation :

$$2\Omega \sin(\phi)u + \frac{\tan(\phi)}{r}u^2 + \frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \phi} \Big|_z = 0 \quad (4.1)$$

où u est la vitesse du vent zonal vers l'est, Ω la vitesse angulaire de rotation de Titan (4.56×10^{-6} rad s⁻¹), z l'altitude, ϕ la latitude, p la pression et ρ la masse volumique atmosphérique. La composante des forces de friction est négligée ici car son impact n'est significatif que dans la couche limite qui se situe dans les 2 premiers kilomètres de l'atmosphère.

En dérivant l'équation 4.1 par rapport à z et en utilisant la loi des gaz parfaits, on obtient :

$$2\Omega \sin(\phi) \frac{\partial(ur)}{\partial z} + \tan(\phi) \frac{\partial u^2}{\partial z} + \frac{R}{M} \frac{\partial}{\partial z} \left(T \frac{\partial \ln(p)}{\partial \phi} \Big|_z \right) = 0 \quad (4.2)$$

où M est la masse molaire moyenne, T la température et R la constante des gaz parfaits.

L'intégration de l'équation 4.2 sur la j^{th} couche comprise dans la gamme d'altitude $[z_j, z_{j+1}]$ donne :

$$2\Omega \sin(\phi)(r_{j+1}u_{j+1}(\phi) - r_j u_j(\phi)) + \tan(\phi)(u_{j+1}^2(\phi) - u_j^2(\phi)) + \frac{R}{M} \left(T_{j+1}(\phi) \frac{\partial \ln(p_{j+1})}{\partial \phi} - T_j(\phi) \frac{\partial \ln(p_j)}{\partial \phi} \right) = 0 \quad (4.3)$$

avec les solutions :

$$u(z_{j+1}, \phi) = -\Omega \cos(\phi) r_{j+1} \pm \sqrt{\Omega^2 \cos^2(\phi) r_{j+1}^2 - C} \quad (4.4)$$

1. L'équation 4.1 est valable en régime permanent avec des forces visqueuses et une vitesse de vent vertical négligeables.

avec $C = \frac{1}{\tan(\phi)} \frac{R}{M} [T_{j+1}(\phi) \frac{\partial \ln(p_{j+1})}{\partial \phi} - T_j(\phi) \frac{\partial \ln(p_j)}{\partial \phi}] - u_j^2 - 2\Omega \cos(\phi) r_j u_j$.

Le signe "+" de la solution correspond à un vent vers l'est.

J'ai utilisé une vitesse de vent zonal de 120 m s^{-1} comme condition aux limites à 5 mbar, en accord avec les mesures *in situ* du Doppler Wind Experiment à bord de Huygens pendant la descente (Bird et al., 2005; Folkner et al., 2006).

Cette solution en coordonnées sphériques est équivalente à celle de Flasar et al. (2005, 2010) utilisée dans Achterberg et al. (2008, 2011) qui intègrent le vent thermique sur des cylindres concentriques centrés sur l'axe de rotation de Titan. La méthode de Flasar et al. (2005) présente l'avantage de pouvoir intégrer les vents thermiques plus près de l'équateur mais uniquement à basse altitude (sous 5 mbar). Alors que dans notre méthode, le terme en $\frac{1}{\tan(\phi)}$ dans la solution peut fortement amplifier les incertitudes du champ de pression, nous empêchant de considérer les latitudes inférieures à 10° . En revanche, ce même terme devient favorable à hautes latitudes car il réduit l'impact des incertitudes sur le champ de pression. Cette dernière méthode est donc avantageuse pour étudier l'évolution du vortex polaire sud.

La figure 4.5 donne l'évolution du champ du vent thermique de 2015 à 2017. Ces champs peuvent être comparés avec ceux de Achterberg et al. (2018) déduits en 2016 et 2017 sous 0.05 mbar (déterminés à partir des champs de température obtenus par analyse de données au nadir). Sous ce niveau de pression, les vents zonaux présentés sur la Fig. 4.5 (Vinatier et al., 2020) sont en bon accord avec ceux déduits par Achterberg et al. (2018). L'avantage des données au limbe utilisées ici est qu'elles permettent de déterminer le champ de température jusqu'à 600-700 km en supposant que l'émission de CH_4 est à l'équilibre thermodynamique local. **Cette étude est la première à déterminer les vents thermiques jusqu'à 650 km à partir de données CIRS.**

Le vent zonal dans l'hémisphère nord est beaucoup plus faible que dans l'hémisphère sud, en accord avec la conservation du moment cinétique dans une atmosphère en superrotation à une cellule de circulation descendante au pôle sud et ascendante à haute latitude nord. **Le vortex polaire sud est constitué de forts vents zonaux dont les vitesses atteignent $240\text{-}280 \text{ m s}^{-1}$.** Ils résultent du fort gradient méridien de température (Figs. 4.4 et 4.10) responsable d'un gradient de pression équilibré par le vent zonal. C'est au sein de ce jet polaire qu'à lieu la subsidence de la cellule de circulation qui transporte l'air enrichi en composés photochimiques produits dans la haute atmosphère vers les basses altitudes. **Le jet polaire change de structure au cours du temps et se déplace vers les moyennes et basses latitudes en mai-juin 2016.** Ce changement d'extension horizontal explique les changements de structure de la zone enrichie en molécules au-dessus du pôle sud à la fin de l'automne (cf. Section 5.1.2). L'observation du jet à basses latitudes et les vitesses de vents déduites en mai-juin 2016 à haute altitude sont en accord avec la détermination des vents zonaux réalisées par E. Lellouch à partir du décalage Doppler de raies spectrales moléculaires observées avec l'interféromètre ALMA en juillet et août 2016 (Lellouch et al., 2019). Cordiner et al. (2020), qui ont également analysé des données ALMA acquises en 2016 et 2017, mettent en évidence une chute de la vitesse du vent zonal dans le jet observé à basses latitudes, ce qui est en accord avec les vents zonaux déduits des champs de température extraits de l'analyse des données CIRS (Vinatier et al., 2020). Ce phénomène s'explique par le fait que le gradient thermique méridien à hautes latitudes sud (Fig. 4.10) est de moins en moins marqué au cours du temps, en raison du renforcement de la subsidence provoquant une augmentation de la température polaire de la mésosphère à la basse stratosphère. Ces observations ont été récemment reproduites par le GCM-3D de Titan de l'IPSL (thèse de J. Vatan d'Ollone, (Vatant d'Ollone, 2020)) comme le montre la Fig. 4.6. Le GCM-3D de l'IPSL prédit la présence d'un double jet avec un maximum de vitesse de vent à hautes latitudes et deux maxima secondaires locaux moins intenses à basses latitudes sud. Le GCM prédit une diminution de l'intensité de ces jets à l'approche du solstice d'été nord. Cette double structure et la diminution de la vitesse du vent zonal sont observées sur les champs de vents zonaux déduits de mes analyses de données CIRS.

Cette évolution marquée de la structure du jet stratosphérique sud à la fin de l'automne trouve donc son origine dans le déséquilibre radiatif provoqué par le fort enrichissement des composés photochimiques dans le premier tiers de l'automne, qui combiné à la baisse du flux solaire, provoque un fort refroidissement de la stratosphère. Celle-ci ne se réchauffe que 3 années plus tard, à partir de 2015 grâce au renforcement de la subsidence polaire sud. Ces évolutions marquées du champ de tempéra-

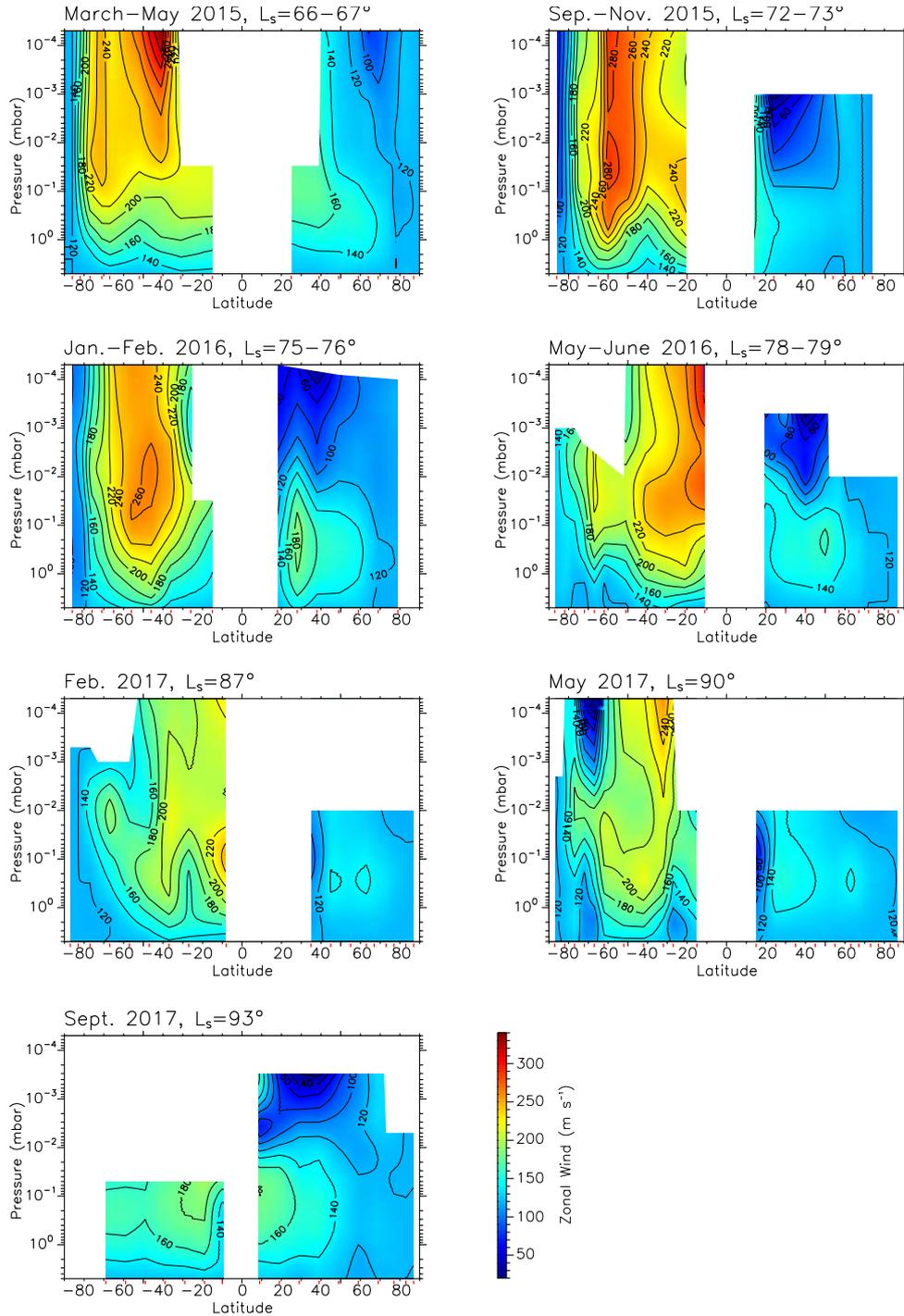


FIGURE 4.5 – Champ de vitesse du vent zonal de mars 2015 à septembre 2017. Les contours sont donnés tous les $20 m s^{-1}$. Les régions sans information sont représentées en blanc, elles correspondent à un manque de données, à des niveaux de pression non sondés par les observations au nadir ou des régions non utilisées pour le calcul du vent thermique à basses latitudes. (Vinatier et al., 2020).

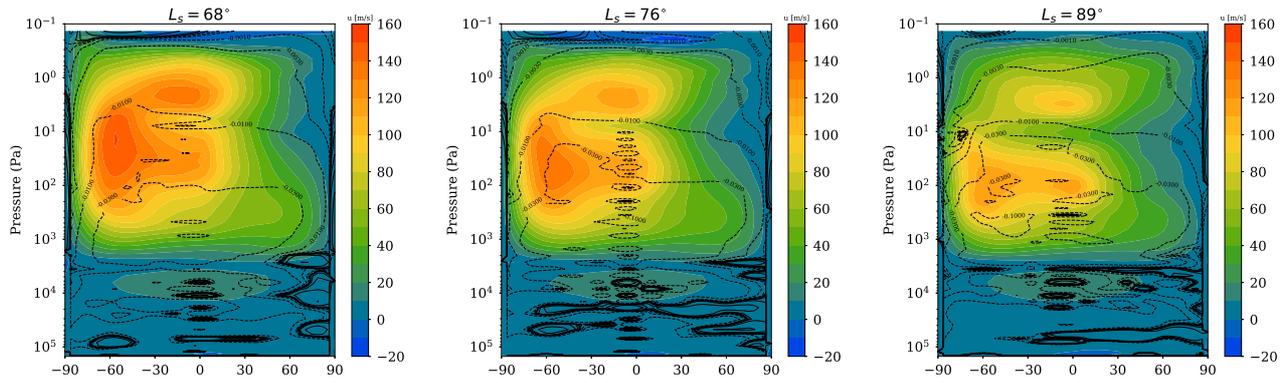


FIGURE 4.6 – Prédiction du GCM 3D Titan de l’IPSL du vent zonal (m s^{-1}) pour $L_s=68, 76$ et 89° . La circulation méridienne est représentée par les fonctions courant (10^9 kg s^{-1}) en trait plein pour une circulation horaire et en pointillés pour le sens anti-horaire.

ture provoquent une variation temporelle du champ de pression. La dynamique atmosphérique étant à l’équilibre cyclostrophique, ce déséquilibre provoque les changements des vents zonaux observés ici à la fin de l’automne sud. Les résultats présentés dans [Vinatier et al. \(2020\)](#) mettent en évidence que **peu après le solstice d’hiver sud, le vortex polaire ne semblait pas être encore stabilisé comme celui observé dans la région polaire nord au début de la mission Cassini, de 2005 à 2007** (Achterberg et al., 2011). Cette conclusion a également été mise en évidence dans le récent article de Sharkey et al. (2021) qui a déterminé les vents zonaux à partir des données CIRS acquises au nadir (sondant sous 0.001 mbar) sur toute la durée de la mission Cassini.

4.2.3 Impact des effets hors ETL sur la détermination du profil de température

Dans les travaux présentés ici, nous avons supposé que l’émission de la bande ν_4 de CH_4 était à l’équilibre thermodynamique local (ETL), c’est-à-dire que les niveaux d’énergie vibrationnels et rotationnels de cette molécule sont peuplés suivant la distribution de Boltzmann à la température cinétique locale. Ceci est vérifié lorsque les collisions entre molécules sont suffisamment fréquentes pour permettre une répartition d’énergie sur tous les niveaux suivant la distribution de Boltzmann. Or, lorsque l’altitude augmente, la densité atmosphérique diminue exponentiellement et le taux de collisions entre molécules diminue également. Au-dessus d’une certaine altitude, celles-ci ne sont plus assez fréquentes et des émissions radiatives spontanées peuvent avoir lieu entre les niveaux, le peuplement des niveaux d’énergie s’écarte alors de la distribution de Boltzmann et la radiance observée, qui n’est plus caractérisée par la fonction de Planck, est alors dite hors ETL.

Lorsque l’ETL est vérifié, la fonction source à considérer dans la solution de l’équation de transfert radiatif est la fonction de Planck. Or si les collisions entre molécules ne sont pas suffisantes, il faut considérer une fonction source prenant en compte les effets hors ETL. Pour une même molécule, les transitions entre niveaux rotationnels restent à l’ETL à plus haute altitude que les niveaux vibrationnels. En effet, les transitions entre niveaux rotationnels sont de plus faible énergie que celles entre niveaux vibrationnels, elles nécessitent donc moins de collisions pour rester à l’équilibre. La prise en compte de l’émission hors ETL est donc complexe et constitue un champ de recherche à part entière. La composante hors ETL de la radiance peut dans notre cas soit provenir de la diffusion de photons infrarouges provenant de l’atmosphère plus profonde et en particulier de la stratopause (contribution principale côté nuit), soit de photons cascading des niveaux d’énergie plus élevés (par pompage solaire côté jour) vers les niveaux d’énergie de la bande ν_4 de CH_4 que nous utilisons pour déterminer la température.

Dans mes premiers travaux de recherche ([Vinatier et al., 2007a, 2010b, 2015](#)) les profils thermiques n’étaient jamais présentés au-dessus de 500 km en raison des possibles effets hors ETL, bien que du signal de l’émission de la bande de CH_4 soit régulièrement observé par CIRS à plus haute altitude. L’altitude maximale de 500 km considérée précédemment était basée sur les travaux de Yelle (1991) qui prédisait un départ à l’ETL au-dessus de 450 km (cf. Fig. 4.7). Ce choix a également été fait par

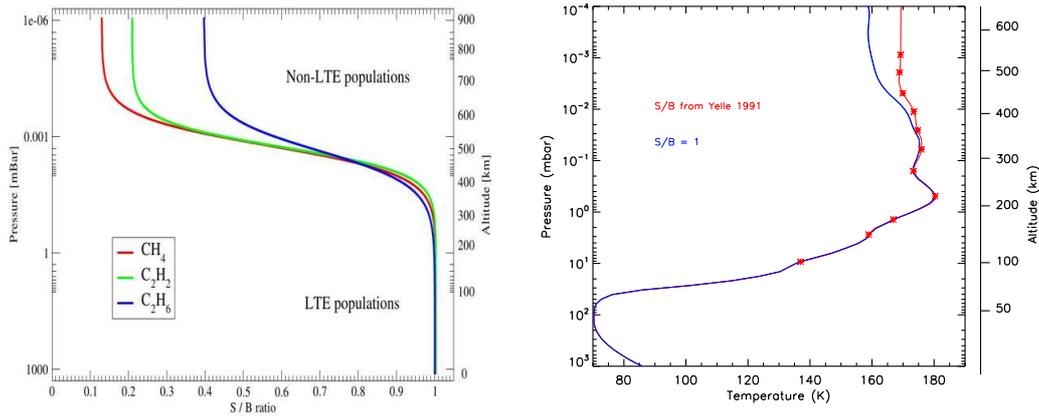


FIGURE 4.7 – A gauche : Rapport entre la fonction source (S) et la fonction de Planck (B) déterminé par Yelle (1991) pour CH₄, C₂H₂ et C₂H₆ calculés en supposant une atmosphère isotherme à 175 K et des fractions molaires de 2% de CH₄ et 0.01% de C₂H₂ et C₂H₆. Sous 400 km, la fonction source est très proche de la fonction de Planck, l’ETL est alors vérifié. Au-dessus de 500 km (0.001 mbar), S/B < 0.6, les effets hors ETL ne sont plus négligeables. Extrait de Kutepov et al. (2013), adapté de Yelle (1991). A droite : Estimation de l’impact des effets hors ETL (en utilisant la fonction source de l’émission de CH₄ représentée à gauche) sur le profil thermique extrait des inversions de la bande ν_4 de CH₄ acquises au limbe de Titan à 1°S en mai 2012. Les symboles indiquent les altitudes des lignes de visée au limbe des spectres utilisés dans l’inversion.

les autres groupes de l’équipe CIRS.

L’analyse des données CIRS acquises au limbe dans la haute stratosphère et mésosphère devrait donc incorporer les effets hors ETL pour permettre une détermination correcte de la température et des abondances moléculaires, or aucune équipe à ce jour ne prend en compte ces effets. Afin d’estimer leur impact sur l’inversion des spectres au limbe, j’ai entamé au cours de mon postdoc (2009-2010) au NASA/GSFC une collaboration avec A. Kutepov (NASA/GSFC) et A. Feofilov (LMD) sur l’évaluation de la contribution des effets hors LTE observée par CIRS. J’ai réalisé des premiers tests d’inversion de spectres CIRS incluant cette contribution basée sur l’utilisation des fonctions source de Yelle (1991). Ce travail préliminaire a été utilisé comme illustration des demandes de financement de A. Kutepov en réponse au NASA Research Announcement à partir de 2012 dans lesquelles j’étais Co-I. La Fig. 4.7 (à droite) présente une estimation du profil thermique obtenu en prenant en compte la fonction source de la Fig. 4.7 (à gauche). Cette fonction étant inférieure à la fonction de Planck au-dessus de 450 km, il résulte qu’une température supérieure doit être appliquée pour reproduire la même radiance observée.

Ces dernières années, nous avons continué notre collaboration pour mettre en place une méthode d’inversion des spectres CIRS incluant les effets hors ETL. L’idée était de modifier notre code de transfert radiatif en incorporant des profils de températures vibrationnelles correspondant à chaque transition énergétique à la place du profil de température cinétique dans la fonction de Planck. Les profils thermiques vibrationnels seraient extraits d’un abaque pré-calculé avec le modèle d’émission hors ETL de A. Kutepov et A. Feofilov pour les transitions considérées et pour différents profils de température atmosphérique et diverses conditions d’enseillement. Or la difficulté réside dans le traitement de l’émission des aérosols qui sont à priori à l’ETL et pour lesquels la température cinétique devrait être utilisée dans la fonction de Planck alors que c’est la température vibrationnelle qui doit être utilisée dans le calcul de la radiance des émissions moléculaires. Nous n’avons pas totalement convergé sur la méthode à appliquer et ce travail est resté en suspens. Je souhaiterais vivement le reprendre très prochainement pour étudier les potentielles variations diurnes de la température mésosphérique (cf. Section 4.2.4) observées au-dessus de 500 km (Vinatier et al. (2020) et Section 4.2.4).

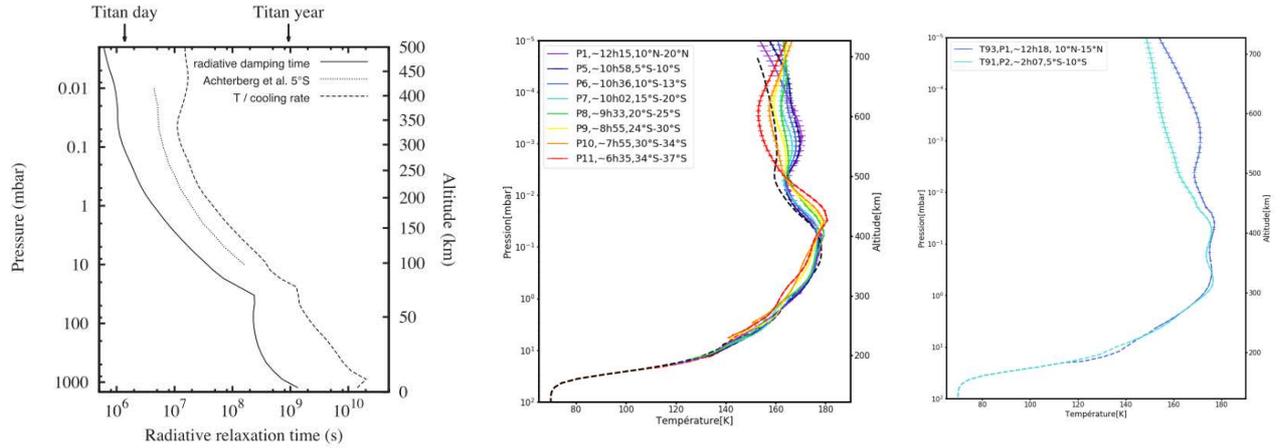


FIGURE 4.8 – À gauche : constantes de temps radiatives calculées avec différentes approches, celle en trait plein correspond au modèle radiatif-convectif de [Bézar et al. \(2018\)](#) (extrait de [Bézar et al. \(2018\)](#)). Au milieu : variations du profil thermique dans la région équatoriale de 6h35 à 12h15 heure locale. À droite : variations du profil thermique dans la région équatoriale entre 2h07 et 12h18 heure locale (rapport de stage de A. Bigot).

4.2.4 Recherche de variations diurnes de la température mésosphérique

D’après [Bézar et al. \(2018\)](#), le temps de relaxation radiatif dans la mésosphère (typiquement au-dessus de 400 km, ~ 0.01 mbar) est inférieur à la durée d’une journée titannienne (cf. Fig. 4.8). Il est donc en théorie possible d’observer des variations diurnes de la température à ces altitudes. Par ailleurs, les champs thermiques de [Vinatier et al. \(2020\)](#) semblent présenter des températures mésosphériques plus élevées du côté jour que du côté nuit. Pour vérifier cette hypothèse, j’ai donc proposé un sujet de stage de M2 en 2019 portant sur la recherche de telles variations à partir de données CIRS spécifiques. A. Bigot, l’étudiante qui a réalisé cette étude sous ma direction, a utilisé plusieurs jeux de données similaires à ceux présentés sur la Fig. 2.2 mais avec une géométrie permettant de sonder différentes longitudes, i.e. différentes heures locales, à basses latitudes. Ces observations n’ont eu lieu qu’au moment où les orbites de Cassini étaient très inclinées. L’étude de la région équatoriale et des basses latitudes permet de s’affranchir le plus possible des forts gradients méridiens du champ thermique apparaissant à haute latitude (cf sections précédentes). A. Bigot a montré en inversant des spectres au limbe observés en février 2017 que la température mésosphérique à 550 km augmentait d’environ 10 K entre 9 h et 12 h en heure locale (Fig. 4.8, milieu) entre 20°S et 20°N . À partir de deux autres jeux de données acquises proches de l’équateur en mai et juillet 2013 à 2h et 12h heure locale (Fig. 4.8, à droite), elle a confirmé cette tendance en déduisant une augmentation de ~ 15 K à 550 km entre le milieu de la nuit et le milieu du jour.

Cette tendance semble également être observée sur les champs de température de [Vinatier et al. \(2020\)](#) présentant un maximum local de température mésosphérique vers 500 km pendant la journée (e.g. Fig. 4.10 à 2°N en février 2017 à 12h27 heure locale, $\text{SZA}=26^\circ$). Les températures mésosphériques les plus basses sont quant à elles observées la nuit (e.g., Fig. 4.10, en septembre 2017 à 9°N , 22h16 heure locale, $\text{SZA}=137^\circ$). Cependant, la géométrie des observations utilisée dans cette étude n’est pas idéale car elle ne permet pas de sonder toute une gamme d’heures locales à une latitude donnée comme celles analysées par A. Bigot au cours de son stage.

Même si l’analyse de ces observations au limbe semble montrer qu’il existe des variations diurnes significatives de la température dans la mésosphère de Titan, ces analyses supposent que la radiance des spectres observés correspond à une émission à l’ETL. Or, il existe très certainement une variation des effets hors ETL côté jour (pompage solaire et diffusion des photons IR en provenance des couches atmosphériques plus profondes) et nuit (où le pompage solaire est inexistant). Pour aller plus loin dans cette caractérisation de l’évolution diurne de la température mésosphérique, il est donc nécessaire de prendre en compte les effets hors ETL mentionnés dans la Section 4.2.3.

4.3 Projets

Je souhaiterais prochainement pouvoir de nouveau, en collaboration avec A. Feofilov, me pencher sur la prise en compte des effets hors ETL dans les inversions des spectres CIRS pour d'une part étudier leurs contributions côté jour et côté nuit sur la température et d'autre part en étudier également l'impact sur la détermination des fractions molaires moléculaires à haute altitude. Il se pourrait que les variations de température mésosphérique qui semblent être corrélées à l'ensoleillement dans les champs thermiques de [Vinatier et al. \(2020\)](#) ne soient en fait liées qu'à des effets hors ETL. A l'inverse, il se pourrait également que la prise en compte de ces effets amplifient les variations de température jour/nuit observées. La réponse à cette question nécessite la prise en compte de l'émission hors ETL dans nos inversions. Il sera également possible d'étudier les effets hors ETL de l'émission d'autres molécules comme C_2H_2 ou HCN (en collaboration avec A. Panka et A. Kutepov, NASA/GSFC). Par ailleurs, la non prise en compte de ces effets dans nos inversions pourrait expliquer en partie le désaccord entre nos valeurs de rapport de mélange de HCN vers 550 km et celles déduites des observations au limbe de VIMS mesurant l'émission hors ETL de cette molécule au-dessus de 500 km ([Dinelli et al., 2019](#)) au début du printemps nord. Les valeurs d'abondance de HCN déduites de son émission thermique (mes travaux) à cette altitude sont, en effet, environ 10 fois plus faibles que celles déduites de l'émission hors ETL, alors que ce n'est pas le cas pour C_2H_2 dont les abondances déduites des deux types d'observations sont en accord.

Je vais également prochainement évaluer l'impact de la prise en compte de l'accélération de la pesanteur titannienne effective, c'est-à-dire, prenant en compte la force centrifuge (la force de Coriolis est négligeable) engendrée par le fort vent zonal observé dans l'hémisphère sud en automne, sur l'extraction du champ de température, puis en retour sur le calcul du vent zonal. La prise en compte de la modification de g dû à ce fort vent pourrait avoir un effet sur le champ de température mésosphérique qui pourrait éventuellement être comparable en intensité aux effets hors ETL. Ceci doit être évalué.

Une fois ces travaux réalisés, il sera alors possible d'étendre les analyses complètes des spectres à 15.5 cm^{-1} permettant de cartographier les champs thermiques et les champs d'abondance des composés traces en ré-analysant les données pendant le début du printemps et l'hiver nord. Cette ré-analyse bénéficiera également du futur travail de M. Sylvestre qui déterminera l'évolution spatiale de CH_4 sur une demi-année de Titan. Ce travail de ré-analyse prendra certainement plusieurs années, mais à l'issue de celui-ci, la communauté aura à disposition une vue d'ensemble la plus complète possible de ces champs et de leurs variations saisonnières sur une demi-année de Titan, en attendant une future mission spatiale dédiée à l'étude de l'atmosphère de Titan.

Ces observations permettront de contraindre les modèles de climat de Titan qui sont actuellement affinés pour, entre autre, prédire les conditions atmosphériques qui seront rencontrées par le drone de la mission Dragonfly qui arrivera sur Titan entre 2034 et 2036, soit au milieu de l'hiver nord qui est la même saison que celle du début de la mission Cassini. Par ailleurs, les ré-analyses de ces observations serviront également de contexte observationnel utile pour les futures observations ALMA et JWST.

4.4 Annexes

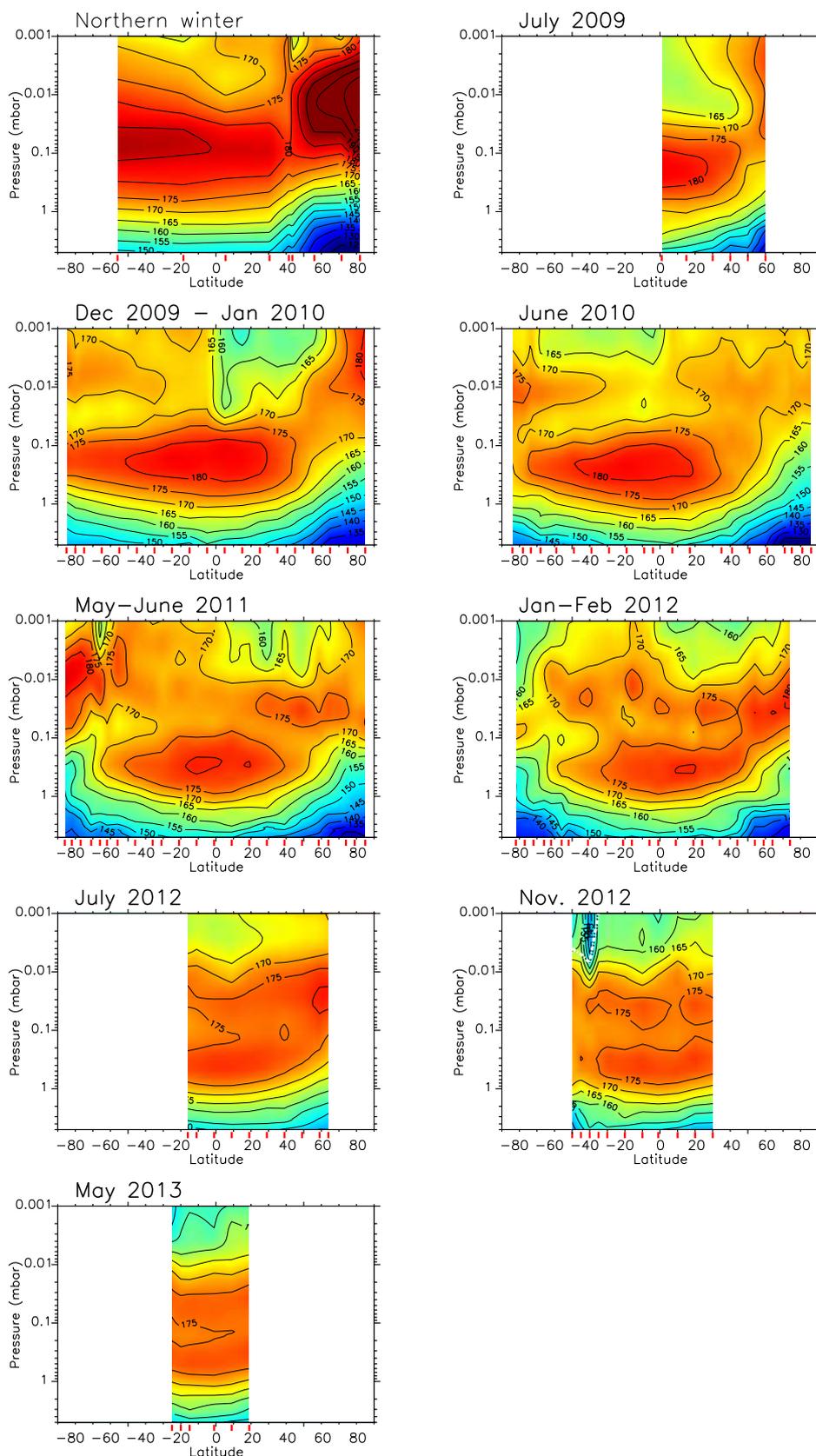


FIGURE 4.9 – Evolution saisonnière du champ de température de juillet 2009 à mai 2013 (Vinatier et al., 2015). Le champ de température en hiver nord (en haut à gauche) est le même que celui des Figs. 4.3 et 4.4 (Vinatier et al., 2010b), il a cependant été déterminé en supposant une abondance de CH_4 de 1.41% alors que les autres champs ont été déterminés avec 1.48%, ce qui explique pourquoi la température globale en hiver nord apparaît plus élevée qu’au printemps. Les traits rouges sur l’axe des abscisses donnent les latitudes des observations utilisées.

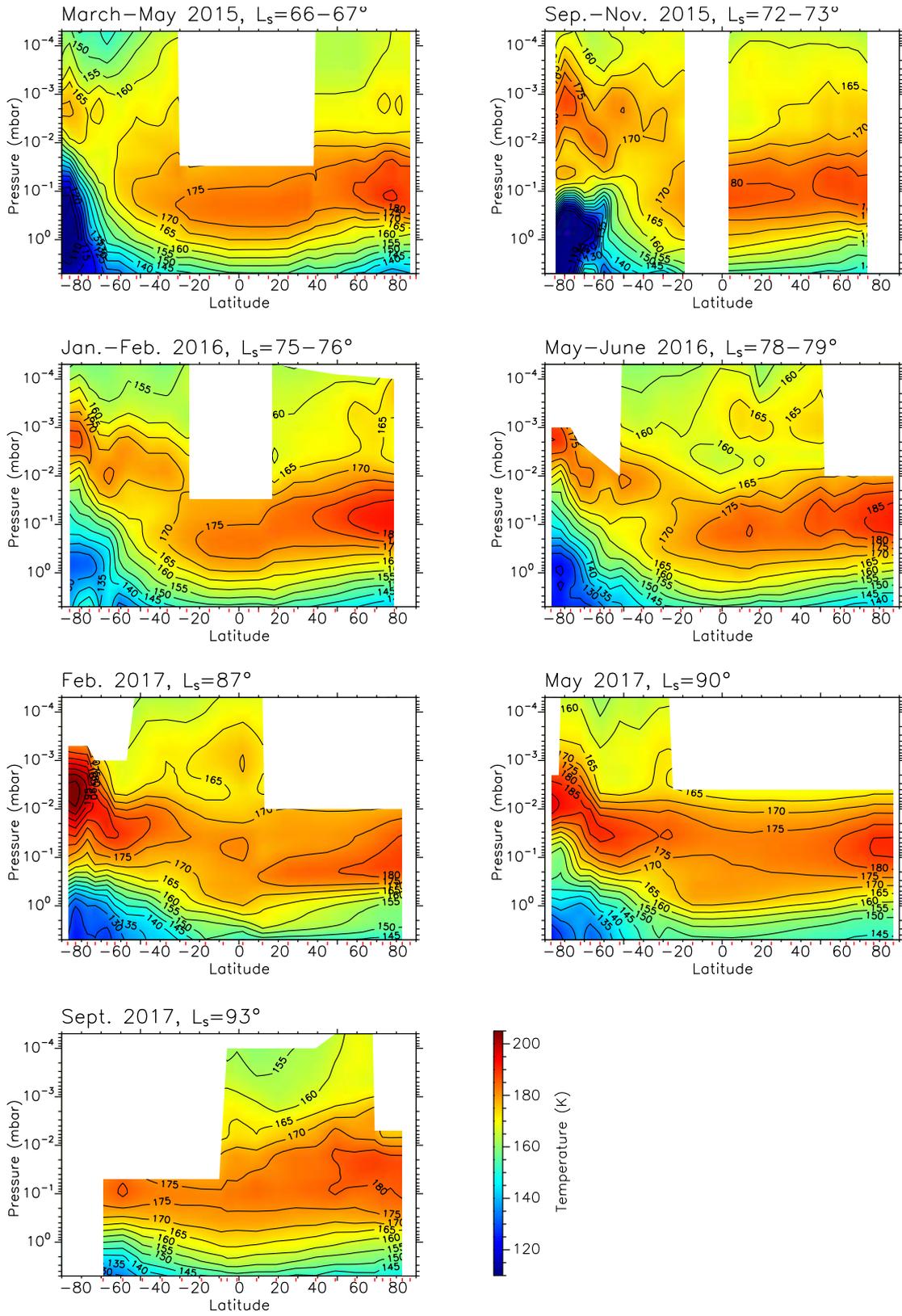


FIGURE 4.10 – Evolution saisonnière du champ de température de mars 2015 à septembre 2017 (Vinatier et al., 2020). Les traits rouges sur l’axe des abscisses donnent les latitudes des observations utilisées. Les régions sans données ou non sondées par les observations au nadir sont représentées en blanc.

Chapitre 5

Etude des espèces traces photochimiques

J'ai utilisé les spectres acquis par CIRS au limbe et au nadir pour étudier les variations saisonnières des distributions spatiales et verticales d'une dizaine de molécules : C_2H_2 , C_2H_6 , C_2H_4 , CH_3CCH , C_3H_8 , C_4H_2 , C_6H_6 , HCN, HC_3N , CO_2 et des aérosols photochimiques (Section 5.1.2). Les temps de vie photochimiques de ces molécules traces sont au moins six fois plus longs (Vuitton et al., 2019) que l'échelle de temps caractéristique de la dynamique méridienne qui est de l'ordre de quelques jours titaniens à 1 mbar (Newman et al., 2011; Lebonnois et al., 2012). Ces molécules sont donc de bons traceurs de la dynamique globale. La détermination de leurs distributions spatiales et leurs évolutions saisonnières apporte donc de très fortes contraintes pour les modèles de climat de Titan et les profils verticaux déduits à moyenne et basse latitudes sont particulièrement importants pour les modèles photochimiques 1-D (Dobrijevic et al., 2016; Krasnopolsky, 2014; Vuitton et al., 2019; Loison et al., 2015).

5.1 Distribution spatiale des espèces photochimiques dans la moyenne atmosphère

Les instruments CIRS, VIMS et ISS ont permis des avancées majeures dans notre connaissance de la moyenne atmosphère de Titan. Les observations d'occultations solaires de l'instrument VIMS ont permis d'extraire des profils d'abondance de CO et CH_4 pour quelques dates et latitudes (Bellucci et al. (2009), Maltagliati et al. (2015)). La distribution spatiale des aérosols a également été déterminée à partir de données VIMS (Rannou et al., 2010). Les données ISS ont permis de suivre l'évolution saisonnière de la couche détachée des aérosols photochimiques présente à 500 km pendant tout l'hiver nord et dont l'altitude a chuté à 370 km au passage de l'équinoxe de printemps nord avant de plus ou moins disparaître pendant toute la saison suivante (West et al., 2011; Seignovert et al., 2017, 2020). Le spectromètre CIRS a été spécialement conçu pour l'étude de la température et de la composition de la moyenne atmosphère de Titan et ce sont principalement les analyses des données de cet instrument qui ont permis une étude exhaustive des changements saisonniers de la distribution d'une douzaine de molécules et des aérosols dans la moyenne atmosphère.

5.1.1 Résumé des travaux des différents groupes de l'équipe CIRS

Mes travaux de recherche s'insèrent dans ceux de l'équipe CIRS dont plusieurs membres ont étudié les distributions spatiales des composés photochimiques dans diverses gammes d'altitudes à partir de différents jeux de données. Les divers travaux (autres que ceux que j'ai menés, détaillés ci-après) portant sur les observations de gaz traces dans la moyenne atmosphère publiés de 2007 à aujourd'hui sont résumés ci-dessous :

Etudes de la composition de la basse stratosphère (sous 1 mbar, ~ 200 km)

- les observations des changements saisonniers des rapports de mélange de C_2H_2 , C_2H_4 , C_2H_6 , CH_3C_2H , C_3H_8 , C_4H_2 , C_6H_6 , HCN, HC_3N aux pôles dans la basse stratosphère de

Coustenis et al. (2016, 2018, 2020) (à partir de données CIRS aux nadir à 0.5 cm^{-1} de résolution) ont mis en évidence l'augmentation des abondances de ces molécules au pôle sud pendant l'automne et leur décroissance au pôle nord pendant le printemps. Une cartographie de HC_3N , HCN , C_2H_2 , C_3H_4 et C_4H_2 dans l'hémisphère nord pendant l'hiver, réalisée par Teanby et al. (2008a), a montré l'extension spatiale du vortex polaire.

- **le décalage de 4° de l'axe de rotation de l'atmosphère** par rapport à l'axe de rotation de Titan a été mis en évidence sur la distribution du rapport de mélange de HCN à 5 mbar de 2005 à 2009 par Teanby et al. (2010). Ces résultats ont été confirmés par Sharkey et al. (2020) avec les champs de HCN , C_4H_2 et HC_3N dans la région polaire nord déduits de données nadir acquises entre 2007 et 2017. Ils montrent également que le vortex est axisymétrique.
- **les variations interannuelles des fractions molaires moléculaires** ont été étudiées par Coustenis et al. (2013) qui ont montré, après une réanalyse des données Voyager, que C_2H_2 , C_2H_6 , HCN et CO_2 ne présentaient pas de variations interannuelles, alors qu'une possible diminution des abondances de C_4H_2 et C_3H_4 étaient observée à 50°N une année titanienne après l'observation de Voyager.
- **les changements saisonniers sur tout le globe à 1 mbar** des abondances de C_2H_2 , C_2H_4 , C_2H_6 , $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$, C_4H_2 , HCN , HC_3N et CO_2 ont été étudiés par Teanby et al. (2010) et Teanby et al. (2019) (Fig. 5.1) à partir de données au nadir.

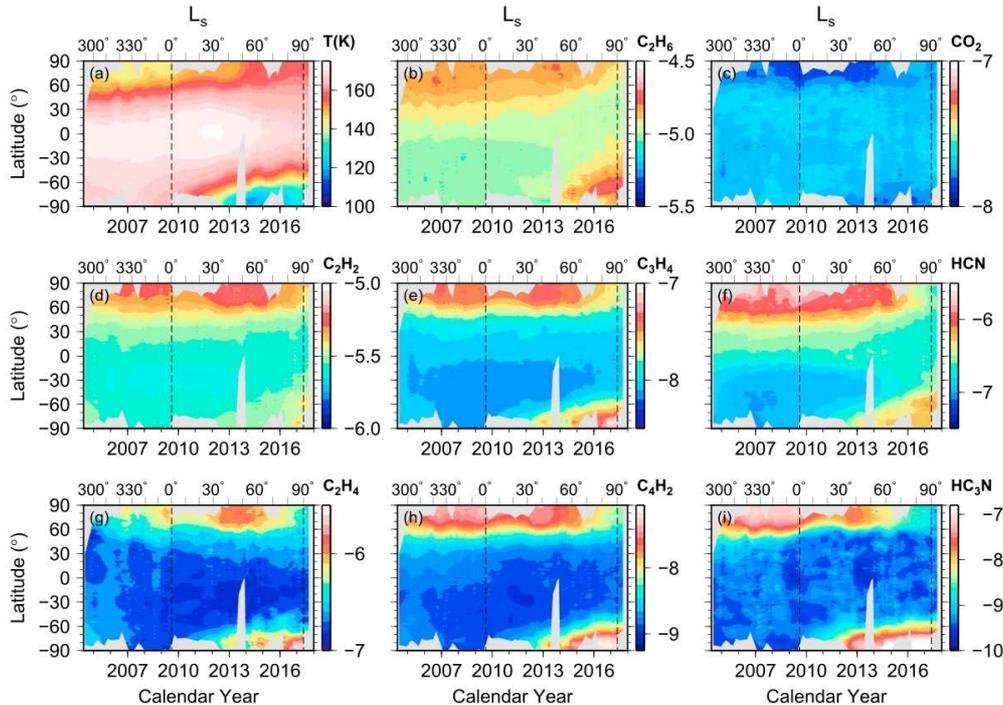


FIGURE 5.1 – Variations temporelles des champs à 1 mbar de la température (en haut à gauche) et des fractions molaires de C_2H_6 , CO_2 , C_2H_2 , C_3H_4 , HCN , C_2H_4 , C_4H_2 , HC_3N de 2004 à 2017. Les enrichissements aux pôles sont causés par la subsidence transportant vers les basses altitudes l'air enrichi provenant de la haute atmosphère, là où sont formées les molécules par photochimie et chimie ionique. Les changements saisonniers principalement observés aux pôles s'expliquent par les changements de la dynamique globale.

- **les abondances des composés oxygénés** ont été étudiées par de Kok et al. (2007a) qui ont déterminé l'abondance de CO , CO_2 et ont proposé une limite supérieure pour l'abondance de H_2O à partir des données CIRS acquises au début de la mission Cassini. Cottini et al. (2012) ont montré que l'abondance de H_2O ($\sim 0.14 \text{ ppb}$) à 97 km d'altitude déduite des données CIRS en IR lointain ne présente pas de variations en latitude alors que Bauduin et al. (2018) suggèrent, à partir d'analyses de données Herschel/PACS et de données CIRS, qu'une telle variation pourrait

exister. [Teanby et al. \(2019\)](#) ont montré que l'abondance de CO_2 à 1 mbar était relativement homogène sur tout le globe (cf. Fig. 5.1).

- **la composition de la basse stratosphère (~ 15 mbar, 80 km)** a été étudiée par N. Teanby et M. Sylvestre qui ont successivement déterminé les abondances de C_2N_2 , C_3H_4 et C_4H_2 de 2005 à 2008 ([Teanby et al., 2009](#)) puis de 2006 à 2016 ([Sylvestre et al., 2018](#)) en utilisant des données acquises en IR lointain (par le FP1 de CIRS) au nadir et au limbe. Un article sur la première détermination du profil vertical de C_2N_2 a récemment été publié ([Sylvestre et al., 2020](#)).
- **la dynamique des vortex polaires** a été étudiée en détail par [Sharkey et al. \(2021\)](#) à partir des vents thermiques déduits de données au nadir sondant principalement sous 0.01 mbar (400 km). Ils montrent comment les vortex agissent comme une barrière de mélange horizontal en impactant les distributions de HCN, HC_3N , C_2H_2 , C_2H_4 , C_2H_6 et C_4H_2 .

Il est à noter que les études mentionnées ci-dessus utilisant des données acquises uniquement au nadir supposent généralement que les profils verticaux des rapports de mélange des molécules sont constants avec l'altitude. En effet, la résolution verticale de ce type de données est très limitée, sauf pour quelques molécules comme C_2H_2 pour lesquelles les branches P, Q et R de la bande d'émission permettent de sonder des niveaux de pression différents.

Etudes des variations de composition dans la stratosphère et la mésosphère

La détermination des profils verticaux des fractions molaires des molécules photochimiques nécessite l'analyse des spectres CIRS acquis au limbe. Les deux équipes ayant beaucoup travaillé sur cette thématique sont celles initialement basées à Oxford, puis Bristol sous la responsabilité de N. Teanby, et la notre au LESIA. Je liste ici les principaux résultats qui ne constituent pas mon travail de recherche direct avant de détailler mes contributions dans la Section 5.1.2.

- **la détermination du profil vertical d'abondance de CO_2** nécessite l'analyse de données au limbe acquises à 0.5 cm^{-1} pour séparer les contributions des branches Q de HC_3N (663 cm^{-1}), CO_2 (668 cm^{-1}) et C_6H_6 (674 cm^{-1}). L'étude systématique du profil de CO_2 pendant l'hiver et le printemps nord, i.e., sur toute la durée de la mission Cassini, a été réalisée par [Mathé et al. \(2020\)](#) au cours de sa thèse. Il a ainsi montré que bien que le profil de CO_2 ne varie pas d'une latitude à l'autre (sauf au pôle sud en automne), celui-ci présente un maximum local à 1 mbar (~ 200 km) non prédit par les modèles photochimiques.
- **la détermination des champs d'abondance de HC_3N , HCN et C_2H_2** a été réalisée pendant l'hiver nord à partir de données acquises à basse résolution spectrale (15.5 cm^{-1}) en 2004 et 2005 par [Teanby et al. \(2007\)](#). Ces champs montrent l'enrichissement de ces molécules au-delà de 60°N par la subsidence de la cellule de circulation méridienne. Les champs d'abondance moyens de ces mêmes molécules ainsi que de C_4H_2 et $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$ déterminés en combinant des données acquises au limbe en 2006 à haute résolution spectrale (0.5 cm^{-1}) ont permis à [Teanby et al. \(2008b\)](#) de mettre en évidence l'impact du vortex polaire nord sur le confinement des enrichissements moléculaires à hautes latitudes nord.
- **les changements saisonniers au pôle sud pendant l'automne** ont ensuite été étudiés par [Teanby et al. \(2012\)](#) qui ont mis en évidence l'apparition des enrichissements de HC_3N et HCN au-dessus de 450 km d'altitude en 2011 sous l'impact de la subsidence de la cellule méridienne nouvellement formée après l'équinoxe d'automne (ayant eu lieu en août 2009). Cette analyse a ensuite été poursuivie par les mêmes auteurs pour étudier l'évolution des enrichissements de ces mêmes molécules ainsi que de C_2H_2 , C_4H_2 , $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$, C_6H_6 au pôle sud de 2010 à 2016, i.e. pendant tout l'automne sud. Une modélisation (réalisée par B. Bézard) de l'impact radiatif des forts enrichissements observés simultanément à la baisse du flux solaire dans cette région a permis d'expliquer l'observation inattendue de la chute de température au-dessus du pôle sud de 2012 à 2015 alors que celle-ci n'était pas prédite par les GCM ([Teanby et al., 2017](#)).

5.1.2 Mes travaux : champs de rapport de mélange et dynamique globale

Mes travaux de recherche ont été guidés par des questions portant sur la caractérisation de la dynamique globale, de la chimie et des forçages radiatifs des différentes espèces dans la moyenne atmosphère de Titan. Comme chaque espèce chimique présente des couplages dynamique-chimie plus ou moins marqués, je me suis intéressée à toutes les espèces traces observables par CIRS en IR moyen, i.e. C_2H_2 , C_2H_4 , C_2H_6 , CH_3C_2H , C_3H_8 , C_4H_2 , C_6H_6 , HCN , HC_3N , CO_2 et les aérosols photochimiques pour obtenir une vision d'ensemble des couplages décrits dans le Chapitre 1. Les molécules dont les profils de rapport de mélange varient peu avec l'altitude présentent des enrichissements moins marqués aux pôles lorsqu'elles sont transportées par la subsidence de la cellule de circulation. C'est ce qui explique pourquoi des molécules comme C_2H_6 , C_3H_8 ou CO_2 ont été relativement peu étudiées par d'autres équipes. Une autre molécule particulière est C_2H_4 qui ne condense pas dans l'atmosphère de Titan. L'impact de la dynamique globale sur cette molécule diffère donc de celui sur les autres molécules. L'interprétation combinée des champs d'abondance de ces espèces avec celle du champ de température et des vents zonaux est nécessaire pour extraire une vision globale de l'impact de la dynamique et de la chimie, en lien avec les prédictions des GCM et des modèles photochimiques.

Hiver nord

Je me suis dans un premier temps focalisée sur l'analyse de spectres CIRS acquis au limbe à haute résolution spectrale (0.5 cm^{-1} , similaires à ceux de la Fig. 5.2 en haut, dont la géométrie d'observation est présentée Fig. 2.2 à gauche) de 2005 à 2008 pour extraire les champs moyens des abondances des molécules citées ci-dessus et le champ du rapport de mélange massique des aérosols pendant l'hiver nord de 50°S au pôle nord (Vinatier et al., 2010b,a) (Fig. 5.3).

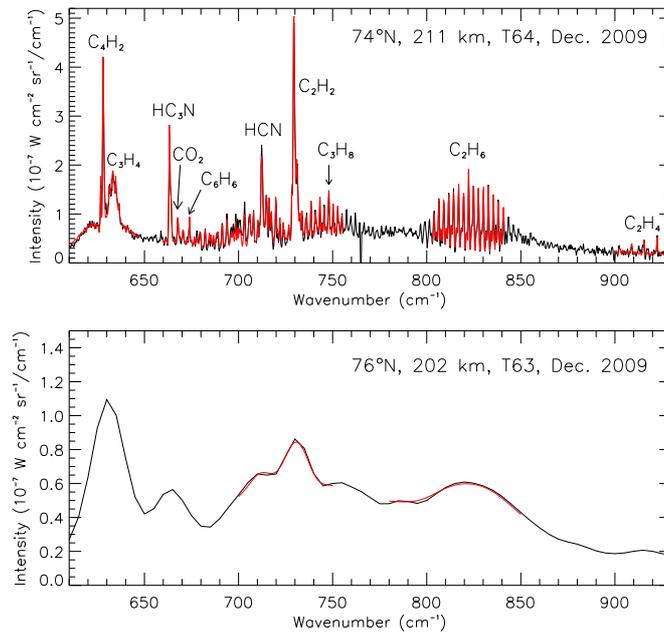


FIGURE 5.2 – Spectre au limbe à une résolution de 0.5 cm^{-1} (en haut) et 15.5 cm^{-1} (en bas). Les dates, latitudes et altitudes des lignes de visée sont comparables. Les spectres observés sont représentés en noir et les spectres calculés en rouge. (Vinatier et al., 2015)

J'ai ainsi déterminé pour la première fois les champs d'abondance de C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_6H_6 , CO_2 (Vinatier et al., 2010b) et du rapport de mélange massique des aérosols photochimiques (Vinatier et al., 2010a). Comme attendu, C_3H_8 et C_2H_6 sont les molécules présentant les variations en latitude les plus faibles, le gradient de leurs profils verticaux d'abondance étant peu marqué. **Les champs d'abondance de C_2H_2 , HCN et C_4H_2 montraient la présence d'un minimum local vers 55°N à 400 km**, résultats également obtenu par Teanby et al. (2008b) et expliqué par la localisation du vortex

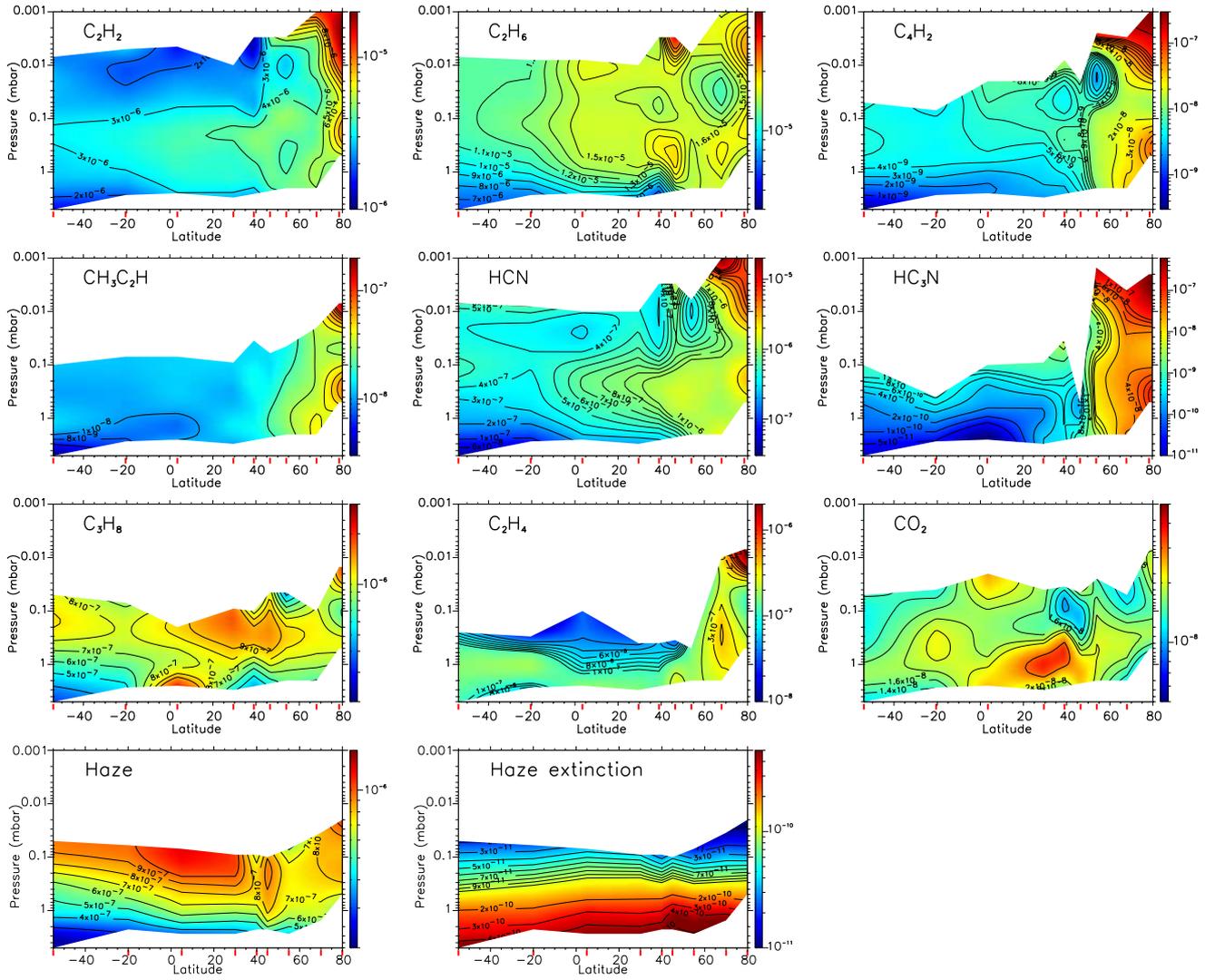


FIGURE 5.3 – Champs moyens des fractions molaires de C_2H_2 , C_2H_6 , C_4H_2 , CH_3C_2H , HCN, HC_3N , C_3H_8 , C_2H_4 , CO_2 (Vinatier et al., 2010b) et du rapport de mélange massique et du coefficient d’extinction (exprimé en cm^{-1}) des aérosols photochimiques (ligne du bas, Vinatier et al. (2010a)) pendant l’hiver nord. Les barres d’erreur typiques des profils verticaux sont visibles sur les Figs. 8 et 10 à 15 de Vinatier et al. (2010b). Les régions sans information apparaissent en blanc. Les latitudes des observations sont indiquées par des traits rouges sur l’axe des abscisses. Les données ont été acquises de 2005 à 2008.

polaire (voir leur Fig. 4). J’ai également montré qu’à $80^\circ N$, toutes les molécules étudiées présentaient un minimum local d’abondance vers 300 km, très certainement lié à la dynamique (cette structure étant observée pour toutes les molécules) qui n’était alors pas prédit par les GCM à 2 dimensions (à symétrie axiale). J’ai également montré que C_2H_4 était la seule molécule dont l’abondance décroît avec l’altitude à toutes les latitudes excepté près du pôle nord où elle est enrichie par la branche descendante de la dynamique globale. J’ai également montré que, de façon inattendue, CO_2 présente un maximum local d’abondance vers 1 mbar non prédit par les modèles photochimiques. Une dizaine d’année plus tard, Mathé et al. (2020) ont montré que ce maximum local de CO_2 est en fait observé à toutes les latitudes (sauf au pôle sud une fois la subsidence de la cellule de circulation mise en place) de l’hiver à l’été nord.

J’ai montré que le profil d’extinction des aérosols entre 1 et 0.1 mbar pendant l’hiver nord décroît avec une échelle de hauteur variant entre 0.8 et 1.4 fois celle en pression, ce qui est comparable aux observations de Voyager/IRIS. Sous le niveau 1 mbar, l’extinction des aérosols croît avec la latitude de l’hémisphère sud au pôle nord. Ce résultat, également

en accord avec les observations Voyager en infrarouge et en visible, s'explique par l'accumulation des aérosols à haute latitude nord en raison de la branche descendante de la cellule de circulation. **La dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols ne varie pas, aux barres d'erreur près, ni d'une latitude à l'autre ni dans la gamme de pression comprise entre 1.5 et 0.5 mbar (150-270 km d'altitude), suggérant une homogénéité en composition des aérosols photochimiques dans cette région.** J'ai également mis en évidence que **les aérosols photochimiques sont enrichis à haute altitude et appauvris dans la basse stratosphère, ce qui est en accord avec la présence d'une source à haute altitude et un puits à basse altitude lié à la fois à leur sédimentation et au fait qu'ils servent de noyaux de condensation aux molécules photochimiques.** L'enrichissement équatorial à haute altitude pourrait s'expliquer par une production photochimique accrue, le flux solaire y étant plus important. L'appauvrissement à haute latitude sud par rapport à l'équateur dans la basse stratosphère pourrait s'expliquer par la branche ascendante de la cellule de circulation transportant l'air appauvri en aérosols en provenance de l'atmosphère profonde (sous 5 mbar) vers la stratosphère alors qu'à l'inverse, l'enrichissement à haute latitude nord s'explique par la subsidence apportant l'air des hautes altitudes enrichi en aérosols.

Les données CIRS acquises au limbe à haute résolution spectrale sont particulièrement intéressantes pour extraire sans ambiguïté les abondances d'une dizaine de molécules (dont les bandes d'émission sont bien séparées spectralement) à une date et une latitude données. Ces spectres sont également d'un grand intérêt pour détecter les émissions d'isotopes et extraire des rapports isotopiques dans diverses espèces, ce qui ne peut être réalisé à partir des spectres à 3 cm^{-1} ou 15.5 cm^{-1} de résolution (la largeur à mi-hauteur de la branche Q d'un isotope étant de l'ordre de $1\text{ à }2\text{ cm}^{-1}$). Une douzaine d'isotopes ont ainsi été détectés et plusieurs études se sont focalisées sur la détermination des rapports isotopiques suivants : $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ et $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ dans HCN (Vinatier et al., 2007b), $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ dans HC_3N (Jennings et al., 2008), $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ dans C_2H_2 , C_2H_6 et CH_4 (Nixon et al., 2008a), D/H et $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ dans CH_4 (Nixon et al., 2012), $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ dans CH_3D (Bézar et al., 2007), D/H dans C_2H_2 (Coustenis et al., 2008) et $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ dans CO_2 (Nixon et al., 2008b). Récemment, C. Mathé a réanalysé au cours de sa thèse la totalité des spectres CIRS au limbe acquis à haute résolution spectrale pour affiner la valeur des rapports $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ et $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ dans HCN et rechercher d'éventuelles variations saisonnières qui pourraient nous renseigner sur les processus de fractionnement enrichissant HCN en ^{15}N par rapport à N_2 . Ce travail est en cours de finalisation et devrait donner lieu à un article soumis en 2021.

Au cours de ma thèse, j'ai collaboré avec l'équipe des modélisateurs de l'atmosphère de Titan du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD, en particulier avec S. Lebonnois). Un travail de comparaison entre les observations de CIRS et les sorties du GCM à deux dimensions a été réalisé et publié par Crespin et al. (2008). Cependant, l'approche bidimensionnelle du GCM n'était pas suffisante pour reproduire toutes les observations, comme par exemple, la présence de minima locaux d'abondance à moyenne latitude nord, en limite du vortex polaire. L'équipe du LMD a alors développé une nouvelle version du GCM à trois dimensions. Après ma thèse, j'ai souhaité acquérir une expertise en modélisation, en complément de mes activités de recherche basées sur l'analyse des données de CIRS. Pendant la seconde année de mon postdoc sous contrat CNES (2007-2009), j'ai donc effectué mon postdoc sous la direction de S. Lebonnois au LMD pour participer au développement du nouveau GCM-3D qui était alors le premier à coupler la microphysique des aérosols photochimiques avec la dynamique. Je me suis intéressée à l'impact de la distribution verticale des aérosols photochimiques sur la dynamique globale en testant différentes paramétrisations de cette distribution (différents taux de production d'aérosols, rajout d'un coefficient de diffusion turbulente verticale, ...) dans le GCM et en comparant les sorties du modèle avec les divers champs déduits de mes analyses de données CIRS. L'objectif de ces comparaisons était également de contraindre les paramètres libres du modèle et de mettre en évidence d'éventuels problèmes. La collaboration avec S. Lebonnois se poursuit toujours et j'ai, en particulier, collaboré ces dernières années plus étroitement avec son doctorant J. Vatant d'Ollone qui a effectué sa thèse de 2016 à 2019 sur le couplage de la chimie et de la microphysique dans le GCM-3D pour mieux reproduire et prédire le comportement de la dynamique globale dans la moyenne atmosphère de Titan. A l'issue de cette thèse, la nouvelle version 3D du Titan-ISPL-GCM, maintenant considéré comme un modèle climatique global, constitue le GCM le plus complet à ce jour pour modéliser le climat de la moyenne atmosphère de Titan.

Basculement de la dynamique globale au début du printemps nord

La détermination des champs moyens d'abondance combinant des spectres au limbe à haute résolution spectrale acquis à des dates différentes (Fig. 5.3) permet d'obtenir la distribution moyenne de la composition dans une période peu affectée par les changements saisonniers de la dynamique atmosphérique mais elle ne permet pas d'étudier ces derniers. En particulier, je voulais caractériser précisément l'évolution temporelle du basculement de la dynamique globale autour de l'équinoxe de printemps nord et j'ai pour cela analysé des données au limbe acquises à basse résolution spectrale comme celles présentées sur la Fig. 2.2 (droite et milieu) qui permettent de sonder un hémisphère complet à une date donnée.

La Fig. 5.2 montre une comparaison de spectres au limbe acquis à haute et basse résolution (0.5 et 15.5 cm^{-1} , respectivement). A basse résolution, la contribution du continuum due à l'émission des aérosols, facilement observable sur le spectre à haute résolution devient, indiscernable de celle des bandes spectrales. Il est donc nécessaire de connaître en amont la dépendance spectrale de l'émission des aérosols photochimiques (cf. Chapitre 3) avant de pouvoir reproduire l'émission des spectres à 15.5 cm^{-1} de résolution et déterminer les abondances des molécules et des aérosols sans ambiguïté. J'ai donc utilisé la section efficace d'extinction des aérosols déterminée dans [Vinatier et al. \(2012\)](#) et j'ai inversé la gamme spectrale $700\text{-}850 \text{ cm}^{-1}$ pour déterminer le profil d'extinction des aérosols simultanément à ceux des rapports de mélange de C_2H_2 , HCN et C_2H_6 qui sont les molécules trace les plus abondantes. Un exemple d'ajustement de spectre est donné sur la Fig. 5.2 (en bas). De façon complémentaire, j'ai également inversé des spectres à haute résolution spectrale aux pôles, à moyenne et basses latitudes acquis en hiver et au début du printemps nord pour comparer les profils de ces mêmes molécules à ceux des champs d'abondance déduits des observations à basse résolution spectrale de juillet 2009 à mai 2013. Ceci m'a permis de vérifier le bon accord entre les profils déduits des deux jeux de données. Les résultats de cette étude sont publiés dans [Vinatier et al. \(2015\)](#) et la fig. 5.4 montre l'exemple de la variation temporelle du champ de la fraction molaire de HCN .

L'interprétation simultanée des champs de température et d'abondance de ces trois molécules et des aérosols m'a permis de montrer que **la subsidence au pôle sud était déjà présente en janvier 2010 (~ 10 jours titaniens après l'équinoxe, voir aussi ([Teanby et al., 2012](#))) alors que la subsidence au-dessus du pôle nord était probablement encore présente, signalant la présence de deux cellules de circulation subsidantes aux pôles.** Ce régime à deux cellules était encore observé en juin 2010. **La transition entre un régime à deux cellules et celui à une seule cellule ascendante à hautes latitudes nord et descendante au pôle sud semble avoir eu lieu entre juin 2010 et juin 2011.** En effet, en juin 2011 et janvier 2012, l'enrichissement en molécules observé à haute altitude (au-dessus de 0.1 mbar) dans l'hémisphère nord est probablement la signature du transport horizontal de l'air polaire enrichi vers l'équateur par la branche haute de la nouvelle cellule de circulation.

Après la mise en place de cette cellule descendante au pôle sud et ascendante au pôle nord, il était prévu que le renforcement de la circulation accentuerait l'enrichissement en molécules au-dessus du pôle sud et entraînerait une augmentation de la température de la stratopause et de la mésosphère par compression adiabatique. Nos analyses de données CIRS ont montré que l'enrichissement de l'air polaire a bien eu lieu de 2011 à 2012 alors que la température de la stratopause a quant à elle fortement chuté (d'environ 20 K à 0.01 mbar , $\sim 400 \text{ km}$) de juin 2011 à janvier 2012 (cf. Fig. 4.9) ([Teanby et al., 2017](#); [Vinatier et al., 2015](#)).

Evolutions saisonnières à la fin du printemps et début de l'été nord

En raison de la forte inclinaison des orbites de Cassini de 2012 à 2015 les pôles de Titan n'ont pas pu être observés au limbe pendant cette période. Je me suis donc focalisée de nouveau sur l'étude de la composition de la stratosphère et de la mésosphère à partir des données au limbe acquises de 2015 à 2017, de l'automne sud au début de l'hiver, pour étudier l'évolution de l'atmosphère suite au refroidissement radiatif causé par les forts enrichissements moléculaires polaires. Je souhaitais également étudier le retour de la couche détachée d'aérosols qui était prédit entre mi-2014 et 2015 ([Larson et al., 2015](#)) via le transport des aérosols photochimiques du pôle nord vers l'équateur à haute altitude. Je me suis

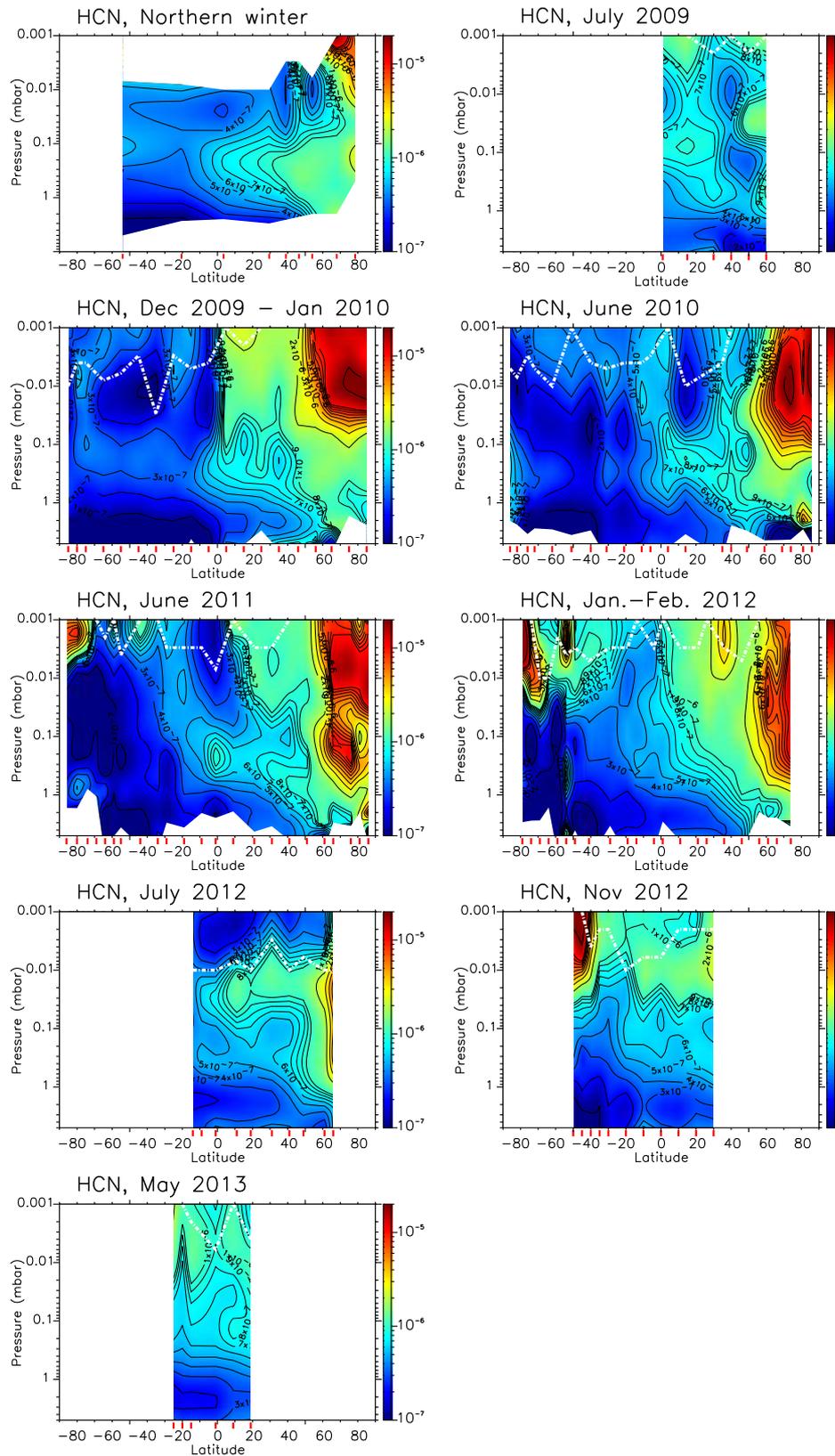


FIGURE 5.4 – Champs de la fraction molaire de HCN de l’hiver nord à mai 2013. Le champ moyen en hiver est celui publié dans [Vinatier et al. \(2010b\)](#) (Fig. 5.3). Les barres d’erreur typiques des profils verticaux sont visibles sur les Figs. 8 et 10 à 15 de [Vinatier et al. \(2015\)](#). Les régions sans information apparaissent en blanc (pas de données), celles avec une information limitée sont indiquées avec des pointillés blancs. Les latitudes des observations sont indiquées par des traits rouges sur l’axe des abscisses. ([Vinatier et al., 2015](#))

donc penchée sur la problématique de cette réapparition en lien avec l'évolution de la distribution des molécules photochimiques qui auraient dû être corrélées en raison de l'origine dynamique de la couche détachée. Pour cela, j'ai donc déterminé les champs d'abondance d'un maximum d'espèces chimiques (gaz et aérosols photochimiques) d'un pôle à l'autre et sur la plus large gamme d'altitudes possible. J'ai alors affiné ma méthode d'analyse des spectres au limbe acquis à 15.5 cm^{-1} de résolution pour déterminer indépendamment l'extinction des aérosols à partir de la gamme spectrale $580\text{-}610 \text{ cm}^{-1}$, puis les abondances des gaz en supposant le profil d'extinction des aérosols fixé. Bien que la résolution de 15.5 cm^{-1} ne permette pas de résoudre les bandes spectrales moléculaires individuelles (Figs. 2.1 et 5.2 en bas), il est tout de même possible d'extraire les profils d'abondance des molécules avec une bonne précision. La seule exception est la signature spectrale incluant les contributions de HC_3N (à 663 cm^{-1}), CO_2 (à 668 cm^{-1}) et C_6H_6 (à 674 cm^{-1}) que j'ai reproduite en supposant un profil d'abondance de CO_2 ne variant ni avec la latitude ni avec les saisons (Mathé et al., 2020; Vinatier et al., 2015). Seuls les profils d'abondance de HC_3N et C_6H_6 ont donc été extraits de l'inversion de la gamme spectrale $650\text{-}680 \text{ cm}^{-1}$. La figure 2.1 donne quelques exemples d'ajustements des spectres au limbe en appliquant cette méthode que j'ai validée en confrontant les profils d'abondance obtenus à ceux extraits des inversions de spectres au limbe à haute résolution spectrale de Mathé et al. (2020).

J'ai pu ainsi déterminer pour la première fois l'évolution des champs pôle-à-pôle de 120 à 650 km (5 à $5 \cdot 10^{-5}$ mbar) des fractions molaires de C_2H_2 , C_2H_6 , C_2H_4 , $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$, C_3H_8 , C_4H_2 , C_6H_6 , HCN , HC_3N et le champ du rapport de mélange massique des aérosols photochimiques de mars 2015 à septembre 2017, tous les 6 mois environ. Lorsque des observations au limbe n'étaient pas disponibles, j'ai complété les champs en analysant des observations au nadir (qui sondent généralement la basse stratosphère). La Fig. 5.5 montre l'évolution temporelle du champ d'abondance de HCN et la Fig. 5.6 montre celle du champ du rapport de mélange massique des aérosols photochimiques. Les champs des abondances des autres molécules sont présentés dans Vinatier et al. (2020).

Cette étude met en évidence plusieurs résultats :

- **toutes les espèces chimiques étudiées présentent un fort enrichissement au pôle sud dont la distribution spatiale évolue sur des échelles de temps de l'ordre de la douzaine de jours titaniens** qui semble être directement liée aux changements de la structure du vortex polaire (Fig. 4.5). **En mars 2015, les fractions molaires de C_2H_2 , C_4H_2 , $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$, C_2H_4 , HCN , HC_3N et C_6H_6 au-dessus de 400 km sont comparables à celles mesurées par INMS à 1000 km d'altitude, ce qui suggère que la barrière de mélange horizontal de ce vortex est très efficace, non seulement dans la stratosphère et la mésosphère mais également à plus haute altitude.** Ceci est en accord avec les résultats de Sharkey et al. (2021) qui déduisent qu'une telle barrière de mélange horizontale¹ est présente à 75°S .
- **toutes les espèces chimiques sont enrichies au-delà de 50°N entre 0.1 et 1 mbar.** Ces enrichissements qui s'atténuent à l'approche de l'été sont les reliquats des enrichissements polaires hivernaux confinés au printemps dans la basse stratosphère par la cellule de circulation résiduelle. Cette interprétation est fournie par le GCM 3D de l'IPSL (Fig. 5.7, Vatant d'Ollone et al. (2018) et Vatant d'Ollone (2020)) qui prédit ces enrichissements pendant tout le printemps ainsi que leur disparition au début de l'été suite à la disparition de la cellule de circulation résiduelle.
- **C_2H_2 , C_2H_6 et HCN sont appauvris dans la mésosphère de l'hémisphère nord et parfois jusqu'à moyenne latitude sud alors que C_4H_2 , $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$, C_2H_4 et HC_3N semblent être enrichis dans la même région.** Il n'y a actuellement pas d'explication claire à cette observation. Les temps de vie photochimiques à 500 km de C_2H_2 , C_2H_6 et HCN sont respectivement de 14, 100 et 1000 jours de Titan (Vuitton et al., 2019). Bien que ces appauvrissements soient observés côté jour, il n'est pas attendu que des variations diurnes soient observées. Si on suppose que cet air appauvri est transporté horizontalement de 80°N en mai 2015 à 40°S en septembre 2015, la vitesse d'advection horizontale correspondante serait alors de 50 cm/s ce qui est plus élevé mais du même ordre que les $0.1\text{-}0.2 \text{ m/s}$ prédits par le GCM 3D de l'IPSL (Vatant d'Ollone, 2020; Vatant d'Ollone et al., 2018).

1. Ce résultat est obtenu à partir du calcul de la vorticité potentielle (dédit de leur champ de température et de vent thermique) dont le gradient est maximal à 75°S .

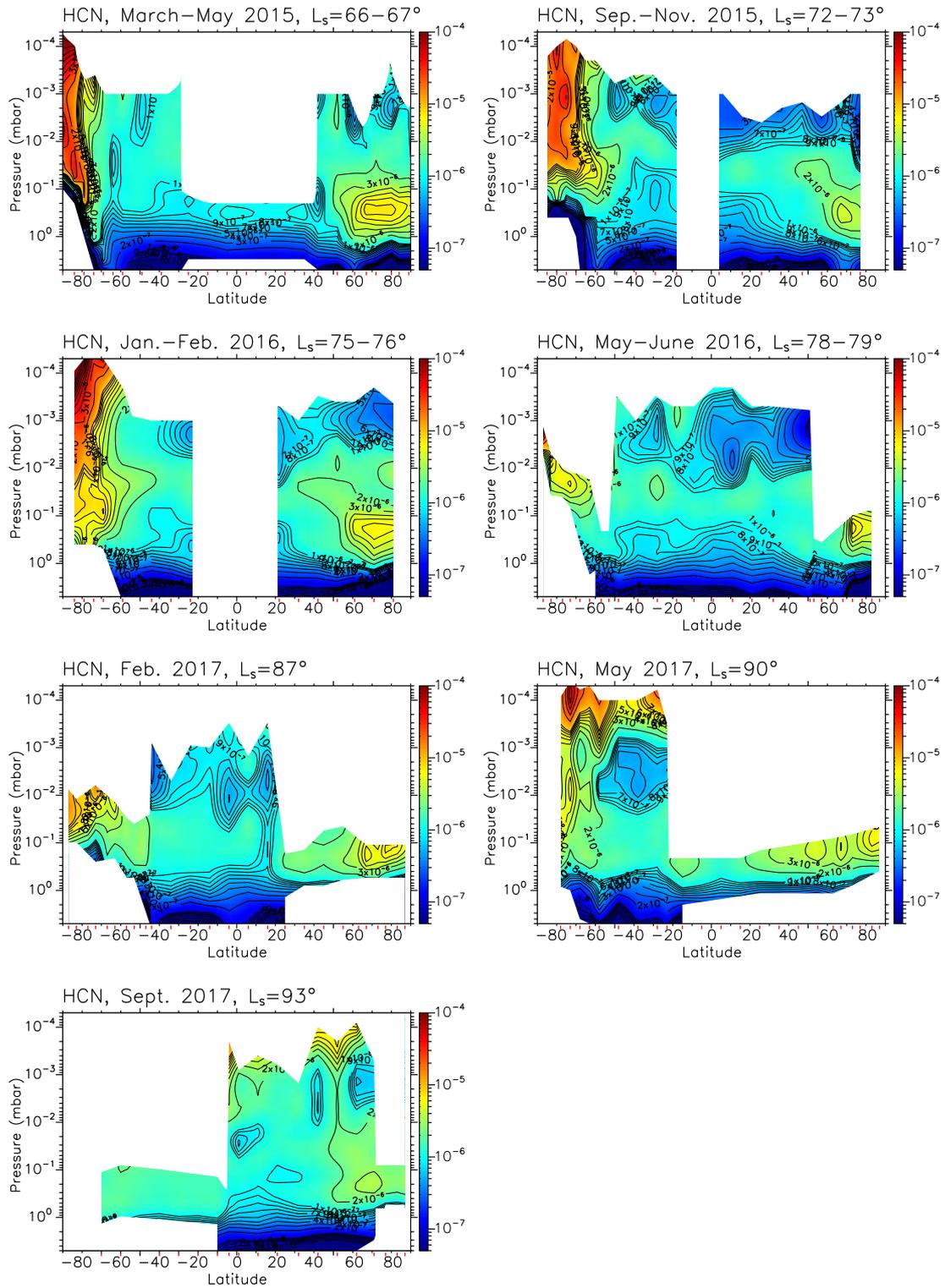


FIGURE 5.5 – Champ de la fraction molaire de HCN de mars 2015 à septembre 2017. Les zones sans données ou qui ne sont pas sondées par des observations au nadir sont représentées en blanc. Les marques rouges sur l’axe des abscisses donnent les latitudes des observations utilisées (Vinatier et al., 2020).

- **la couche détachée des aérosols photochimiques n’est pas réapparue pendant le printemps nord.** Ceci a également été observé avec les données Cassini/ISS par Seignovert et al. (2020) qui montrent qu’une couche détachée intermittente a pu réapparaître pendant le printemps mais sans que celle-ci ne se stabilise au cours du temps. Au tout début de l’été, en septembre 2017, il semblerait que nous observions une couche détachée à 0.01 mbar (~ 400 km), qui est en

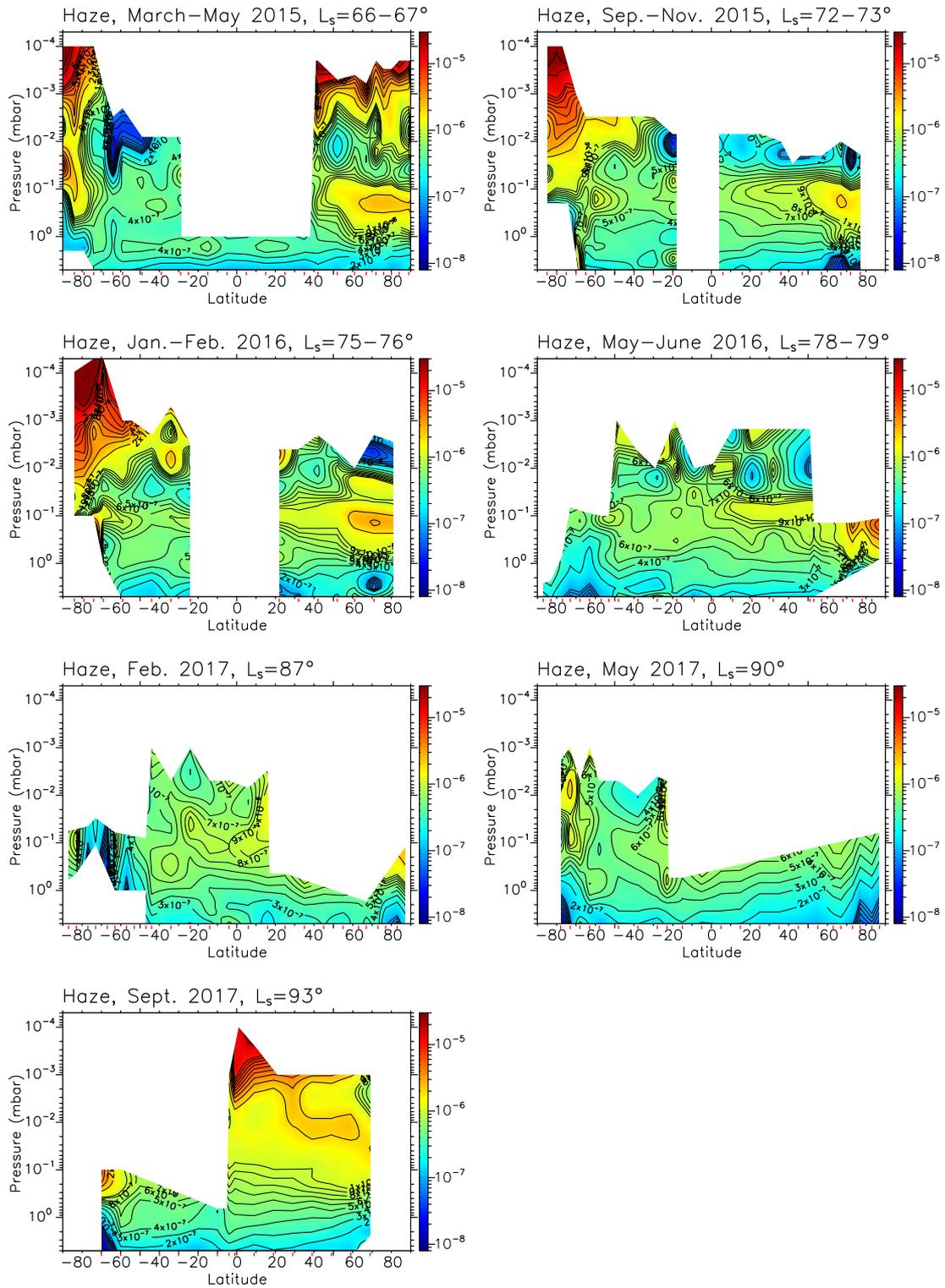


FIGURE 5.6 – Champ du rapport de mélange massique des aérosols photochimiques de mars 2015 à septembre 2017 déterminés à partir du champ de l’extinction des aérosols présentés sur les Fig. D.1 et D.2 de [Vinatier et al. \(2020\)](#). Les zones sans données ou qui ne sont pas sondées par des observations au nadir sont représentées en blanc. Les marques rouges sur l’axe des abscisses donnent les latitudes des observations utilisées ([Vinatier et al., 2020](#)).

accord avec l’observation ISS à la même date ([Seignovert et al., 2020](#)).

Les résultats de cette étude sont publiés dans [Vinatier et al. \(2020\)](#) et tous les profils verticaux extraits des analyses de données de cette section sont disponibles soit en supplementary material, soit sur le portail OV VESPA (<http://vespa.obspm.fr/planetary/data/>).

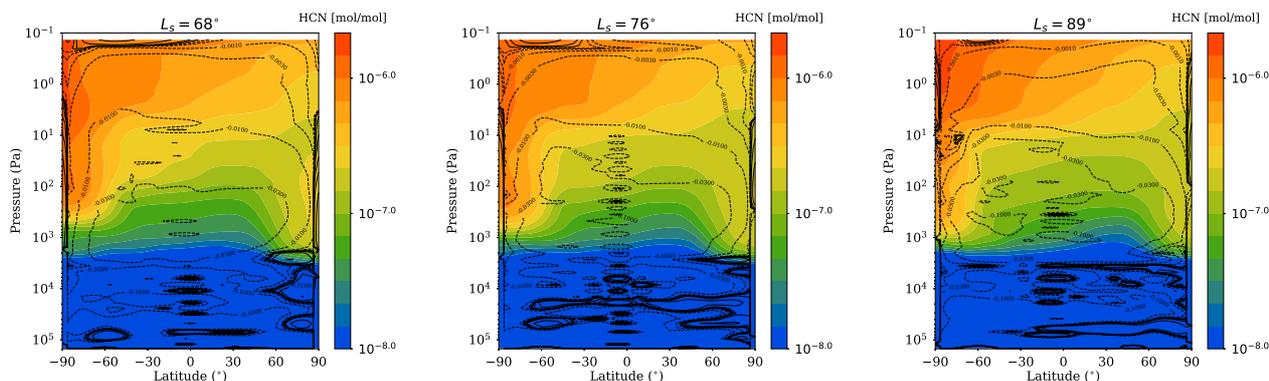


FIGURE 5.7 – Prédiction du GCM 3D de Titan de l’IPSL de la fraction molaire de HCN pour $L_s = 68^\circ$, 76° et 89° . Les fonctions courant de la circulation méridienne sont superposées (10^9 kg s^{-1}) en trait plein pour le sens horaire et en pointillés pour le sens anti-horaire (Vatant d’Ollone, 2020).

5.2 Etude de la composition atmosphérique à partir de données IR moyen et submillimétrique

Malgré la présence à bord de la sonde Cassini de plusieurs instruments dédiés à l’étude de la composition atmosphérique, une seule nouvelle molécule a été identifiée dans la moyenne atmosphère avec CIRS : le propène (C_3H_6) détecté à 912 cm^{-1} (Nixon et al., 2013). Son profil vertical de rapport de mélange a récemment été contraint par Lombardo et al. (2019) qui ont également montré que cette molécule, contrairement aux autres, est plus abondante près de l’équateur qu’au pôle d’hiver.

Afin de détecter de nouvelles molécules à partir des spectres au limbe enregistrés par CIRS, j’ai choisi d’analyser certains jeux de données spécifiques acquis au pôle nord à la fin de l’hiver, lorsque la température augmentait en raison de l’augmentation d’ensoleillement et que les molécules étaient encore très enrichies par la subsidence. J’ai détecté un certain nombre de signatures spectrales sans pouvoir les attribuer à des gaz connus. Ce travail n’a pas encore été publié mais je souhaiterais le reprendre.

Une autre voie très prometteuse pour l’étude de la chimie atmosphérique est l’observation de Titan dans la gamme spectrale du submillimétrique où les raies rotationnelles des molécules asymétriques (ayant un moment dipolaire permanent) peuvent être détectées. Ces dernières années, le télescope spatial Herschel puis l’interféromètre ALMA observant dans ce domaine de longueur d’onde ont permis la détection de plusieurs molécules. HNC a ainsi été détecté à partir de données de Herschel (Moreno et al., 2011) et son profil vertical a récemment été mieux contraint à partir des données ALMA : cette molécule ne se trouve que dans la haute atmosphère au-dessus de 800 km d’altitude (Lellouch et al., 2019). Le propionitrile (ethyl cyanide, $\text{C}_2\text{H}_5\text{CN}$), l’acrylonitrile (vinyl cyanide, $\text{C}_2\text{H}_3\text{CN}$) et la molécule cyclique cyclopropenilidene ($c\text{-C}_3\text{H}_2$) ont été détectées respectivement par Cordiner et al. (2015), Palmer et al. (2017) et Nixon et al. (2020). Toutes ces détections apportent de nouvelles contraintes pour les modèles photochimiques.

Notre équipe, constituée de R. Moreno (LESIA), E. Lellouch (LESIA), A. Moullet (SOFIA/USRA, NASA/Ames), M. Gurwell (Center for Astrophysics, Cambridge USA), B. Butler (NRAO) et moi-même, a soumis des demandes de temps d’observation de Titan à chaque appel à projets d’observations ALMA (une fois/an) qui ont été acceptées dans la majorité. Je suis en charge de l’analyse de données acquises lors du cycle 1 (étant PI de la demande) qui portaient sur la recherche de certaines molécules comme HC_5N et H_2CO ainsi que sur la détermination de rapports isotopiques dans les nitriles. Je n’ai pas eu le temps d’aller très loin dans l’analyse de ces données car je me suis focalisée ces dernières années sur l’analyse de données CIRS, mais je souhaiterais reprendre ce travail début 2021. Dans le cadre de ce travail d’équipe, j’ai analysé des données CIRS acquises en même temps que nos observations ALMA de 2016 pour proposer une cartographie de la température et des abondances de HCN, HC_3N et $\text{CH}_3\text{C}_2\text{H}$ comme contexte à l’étude des vents zonaux de Lellouch et al. (2019) à partir du décalage Doppler des raies spectrales de plusieurs molécules. Maintenant que la mission Cassini est terminée, la seule

possibilité de suivre l'évolution saisonnière de la température et de la composition atmosphérique passe par l'utilisation de grands instruments comme ALMA ou prochainement JWST. Il est donc important d'effectuer et de poursuivre l'analyse des données ALMA pour continuer à suivre les changements saisonniers de la composition et de la température dans la moyenne et la haute atmosphère de Titan et en particulier au cours des prochaines années autour de l'équinoxe d'automne nord en 2025, lorsque la circulation globale s'inversera de nouveau.

5.3 Les futures missions spatiales ...

Une autre approche pour poursuivre et aller plus loin dans l'étude de la chimie et de la dynamique de l'atmosphère de Titan est d'envoyer une nouvelle mission spatiale sur place. L'appel d'offre Cosmic Vision 2008 de l'ESA m'a permis de travailler, en collaboration avec E. Lellouch, sur la définition scientifique d'un spectromètre hétérodyne dans le domaine submillimétrique pour l'orbiteur de la mission Titan Saturn System Mission (TSSM, finaliste avec la mission Europa Jupiter System Mission, dont le nom actuel est JUICE). J'ai effectué des calculs de spectres de l'atmosphère de Titan à haute résolution spectrale dans le but de sélectionner les gammes spectrales d'intérêt de ce spectromètre. J'ai également déterminé les gammes d'altitude dans lesquelles les différents composés pourraient être observés et permettraient d'extraire la température atmosphérique, les abondances de ces composés et de mesurer précisément la vitesse des vents par effet Doppler. Un spectromètre submillimétrique hétérodyne en orbite permettrait de sonder l'atmosphère de Titan entre ~ 30 km et 1200 km, ce qui couvre la large gamme d'altitude comprise entre 600 et 1000 km qui n'a été que très peu étudiée par Cassini. Il est à noter que cette gamme d'altitude peut être sondée avec les observations ALMA mais avec une résolution verticale limitée de l'ordre de quelques centaines de kilomètres au mieux. Les résultats de ces travaux sont présentés dans [Lellouch et al. \(2010\)](#).

En 2019, l'ESA a lancé un appel à idée de thèmes scientifiques pour son programme "Voyage 2050" dont le budget permettrait de développer environ 2 missions de classe "Large" et 3 missions de classe "Medium". Pour répondre à cet appel une équipe française s'est constituée pour rédiger un White Paper portant sur les grandes questions concernant Titan qui ont été soulevées par les observations de la mission Cassini. S. Rodriguez (IPGP) était l'auteur principal de ce papier, il était en charge de la partie sur la surface et le concept de mission, j'étais l'auteure secondaire en coordonnant la partie sur l'atmosphère, G. Tobie coordonnait la partie sur la structure interne et D. Cordier celle sur l'étude de l'habitabilité. Dans la version finale, nous avons pu inclure la soixantaine d'auteurs qui ont contribué à ce travail². La version soumise à l'ESA en 2019 est disponible sur Arxiv et sur le site de l'ESA et la version mise à jour en juillet 2020 a été soumise à *Experimental Astronomy*. La sélection des thèmes scientifiques a été retardée en raison de la pandémie de Covid-19, elle devrait être annoncée début 2021. En 2020, j'ai également participé à la rédaction de trois white papers sur Titan soumis au Decadal Survey de la NASA dont les premiers auteurs sont S. MacKenzie, J. Barnes et C. Nixon.

Les paragraphes précédents concernent d'éventuelles futures missions vers Titan. Or il en est une particulièrement ambitieuse et novatrice qui a été sélectionnée par la NASA en 2019 dans le cadre de son programme New Frontier : la mission Dragonfly. Cette mission, constituée d'un drone de la taille d'une voiture, emportera quatre instruments pour mesurer la composition de surface et de l'atmosphère, faire des relevés sismiques et effectuer des mesures de pression et de température à la surface pendant les 3.5 années de la mission nominale qui devrait débuter en 2034, après un lancement prévu en 2027. Dragonfly atterrira dans la région équatoriale des dunes et se déplacera par vols successifs jusqu'à un cratère d'impact qui aurait pu maintenir de l'eau à l'état liquide pendant plusieurs centaines voire milliers d'années juste après sa formation. Le LESIA participe au développement du sous-système de chromatographie en phase gazeuse (GC) de l'instrument DraMS (Dragonfly Mass Spectrometer) qui est un GCMS (Gas Chromatograph Mass Spectrometer) composé d'un spectromètre de masse combiné à un chromatographe en phase gazeuse dont l'un des objectifs principaux est de déterminer la composition d'échantillons de surface et de rechercher un éventuel déséquilibre énantiomérique qui aurait un fort intérêt pour l'étude de la chimie prébiotique, en particulier dans le cratère d'impact. Le LATMOS est le laboratoire PI du sous-système GC de l'instrument (PIs : C. Freissinet et C. Szopa). Il est le seul

2. Dans la version soumise à l'ESA, seule une liste de 30 auteurs était autorisée.

laboratoire français à avoir participé à la rédaction de la proposition de cette mission. Le LATMOS a impliqué le LESIA en janvier 2020 pour participer à la conception du sous-système DraMS-GC. L'équipe du LESIA est constituée de F. Chapron et B. Borgo qui sont responsables de la conception de la structure mécanique de support des colonnes et des ballons d'hélium, de N. Nguyen-Tuong, responsable de la conception thermique et responsable de l'équipe des ingénieurs et de moi-même, responsable scientifique LESIA.

Chapitre 6

Composition et structure du nuage polaire sud apparu en automne

6.1 Nuage stratosphérique massif au pôle sud observé en automne

Nous avons vu que la température stratosphérique du pôle sud a fortement chuté au milieu de l'automne sud entre 2012 et 2015 (cf. Section 4.2.1). La basse stratosphère sous 300 km se trouve alors en partie dans la nuit polaire et la température n'y dépasse pas 115 K. Simultanément, nous avons vu que de forts enrichissements moléculaires sont observés et que ceux-ci sont dans cette région, confinés à haute latitude par le vortex polaire. La combinaison de ces phénomènes entraîne la formation d'un nuage polaire très étendu (Fig. 6.1) à la fois horizontalement (600-900 km d'envergure) et verticalement (de l'ordre de 100 km d'épaisseur d'après des observations ISS, communication privée de S. Rodriguez) au-dessus du pôle sud à partir de 2012. Les impacts radiatifs et thermiques (via la libération de chaleur latente par condensation) dans les couches atmosphériques où il est présent n'ont pas été modélisés jusqu'à présent.

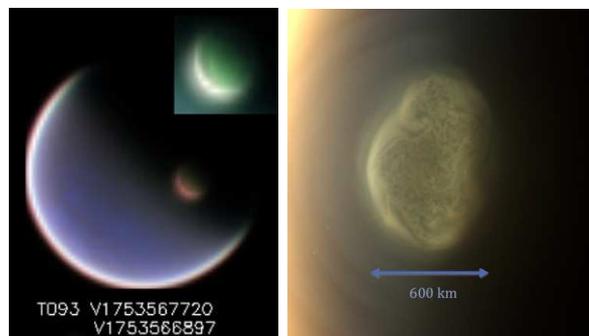


FIGURE 6.1 – A gauche : image VIMS acquise le 10 juillet 2013. Le haut du nuage est visible au-dessus du terminateur, il se situe à une altitude d'environ 300 km et est éclairé par le dessous (Le Mouélic et al., 2018). A droite : zoom sur le nuage observé par ISS le 26 juin 2012, la structure du nuage montre de nombreuses hétérogénéités (West et al., 2016).

Ce nuage a été observé pour la première fois en mai 2012 à une altitude de 300 km sur les images de la caméra ISS (West et al., 2016) et de la glace de HCN y a été détectée en juin à la même altitude (de Kok et al., 2014). Des observations CIRS en IR lointain ont également permis de suivre l'évolution de la signature spectrale à 220 cm^{-1} apparue entre février et juillet 2012 (Jennings et al., 2012) attribuée à des condensats de composition inconnue (Coustenis et al., 1999; de Kok et al., 2007b, 2008; Anderson et al., 2014, 2018b). Compte tenu des forts enrichissements et des faibles températures stratosphériques au-dessus du pôle sud, un certain nombre de molécules, comme HCN, HC_3N et C_6H_6 , condensent à haute altitude par rapport à leurs niveaux de condensation usuels généralement localisés vers 80-100 km d'altitude (cf. Figs. A.6 et A.7 de Vinatier et al. (2020)). Il est intéressant de noter que là où ces molécules condensent, un appauvrissement du rapport de mélange des aérosols est observé

(cf. Fig. 5.6 en 2015), probablement parce qu'ils servent de noyaux de condensation et sont incorporés dans les cristaux de glace sédimentant vers la surface. La question de la composition de ce nuage stratosphérique massif unique dans le système solaire s'est donc posé immédiatement et plusieurs équipes se sont penchées sur cette question avec des approches observationnelles, expérimentales et de modélisation microphysiques.

6.2 Mes travaux : étude du nuage de benzène

Je me suis intéressée à la détermination de la composition et des propriétés physiques de ce nuage en analysant des données CIRS de la région polaire acquises au nadir en 2013. Je me suis plus particulièrement focalisée sur la recherche de la signature de la glace de benzène (C_6H_6), cette molécule faisant partie de celles condensant le plus haut, vers 300 km d'altitude, en raison de son fort enrichissement et des basses températures polaires. Les données nadir que j'ai utilisées avaient une géométrie d'observation des pôles particulièrement favorables car l'orbite de Cassini était très inclinée. La résolution spectrale de 3 cm^{-1} de ces spectres **m'a permis de détecter plusieurs signatures spectrales (Fig. 6.2) dont une partie peut être attribuée à la glace de C_6H_6 à 682 cm^{-1} , observée pour la première fois dans une atmosphère planétaire.** Comme les indices optiques de cette glace n'existaient pas dans la littérature, j'ai contacté B. Schmitt qui m'a fourni des indices imaginaires mesurés à partir d'un film de C_6H_6 condensé à 130 K. J'ai déterminé la dépendance spectrale de l'indice réel en utilisant l'équation de Kramers-Kronig. Ces indices optiques sont disponibles dans l'infrastructure de bases de données SSHADE (Solid Spectroscopy Hosting Architecture of Databases and Expertise) développée par B. Schmitt.

J'ai extrait la distribution spatiale du nuage de glace de C_6H_6 (Fig. 6.3) à partir de ces données au nadir et j'ai utilisé des données au limbe acquises en mars 2015 pour contraindre le profil vertical du rapport de mélange massique de cette glace (Fig. 6 de [Vinatier et al. \(2018\)](#)). **Le sommet du nuage est observé de plus en plus bas en s'éloignant du pôle sud, passant de 300 km à 120 km d'altitude de 87°S à 68°S . A 10 mbar, le rapport de mélange massique de la glace de C_6H_6 est similaire d'une latitude à l'autre.** En 2015, le profil vertical du rapport de mélange massique de la glace est constant en altitude de 0.1 à 1.0 mbar. Les différents jeux de données montrent que le rapport de mélange massique de la glace est environ 10 fois plus faible que celui des aérosols déterminés aux mêmes niveaux de pression.

Pour contraindre la taille des grains de glace de C_6H_6 , j'ai calculé des spectres incorporant les sections efficaces d'extinction par unité de volume de cristaux sphériques avec des rayons de 0.1 à 4 μm . **La comparaison des spectres calculés avec les spectres observés dans la gamme $675\text{--}690\text{ cm}^{-1}$ m'a permis de déduire une limite supérieure du rayon des cristaux de glace de C_6H_6 de 1.5 μm .** Au-delà de ce rayon (qui est à comparer avec la longueur d'onde observée de 14.7 μm , soit 682 cm^{-1}), la contribution de la section efficace de diffusion augmente avec la taille des particules ayant pour effet de "lisser" la dépendance spectrale de la section efficace d'extinction (Fig. 7 de [Vinatier et al. \(2018\)](#)), dégradant ainsi la modélisation des spectres observés. J'ai montré que cette limite supérieure du rayon des cristaux de glace de C_6H_6 était en accord avec une estimation du rayon ($0.1\text{ }\mu\text{m} < r < 1.7\text{ }\mu\text{m}$) déduite de l'égalisation des temps caractéristiques de croissance par condensation et de chute (incluant le transport par la subsidence et la sédimentation) de ces cristaux. Cette contrainte observationnelle de la taille des cristaux de glace de C_6H_6 est également en très bon accord avec une modélisation réalisée récemment par E. Barth avec son modèle complet de microphysique (Barth, 2017) appliqué aux conditions atmosphériques rencontrées lors de la formation de ce nuage polaire ([Dubois et al., 2021](#)). Afin de vérifier s'il était éventuellement possible d'extraire une information sur la forme de ces cristaux, j'ai calculé des sections efficaces d'extinction avec le code DDSCAT (Draine and Flatau, 1994, 2008; Flatau and Draine, 2012) pour des formes rectangulaires, cubiques, elliptiques, en double sphère ou double ellipse pour un même volume équivalent. Bien que les sections efficaces d'extinction diffèrent d'un cas à l'autre, le rapport signal-à-bruit des spectres CIRS ne permet pas de privilégier l'une ou l'autre des formes.

La Fig. 6.2 (à droite) montre que la modélisation des spectres au limbe avec la glace de C_6H_6 pure ne permet de reproduire qu'une partie des signatures spectrales non identifiées dans ce nuage. J'ai donc

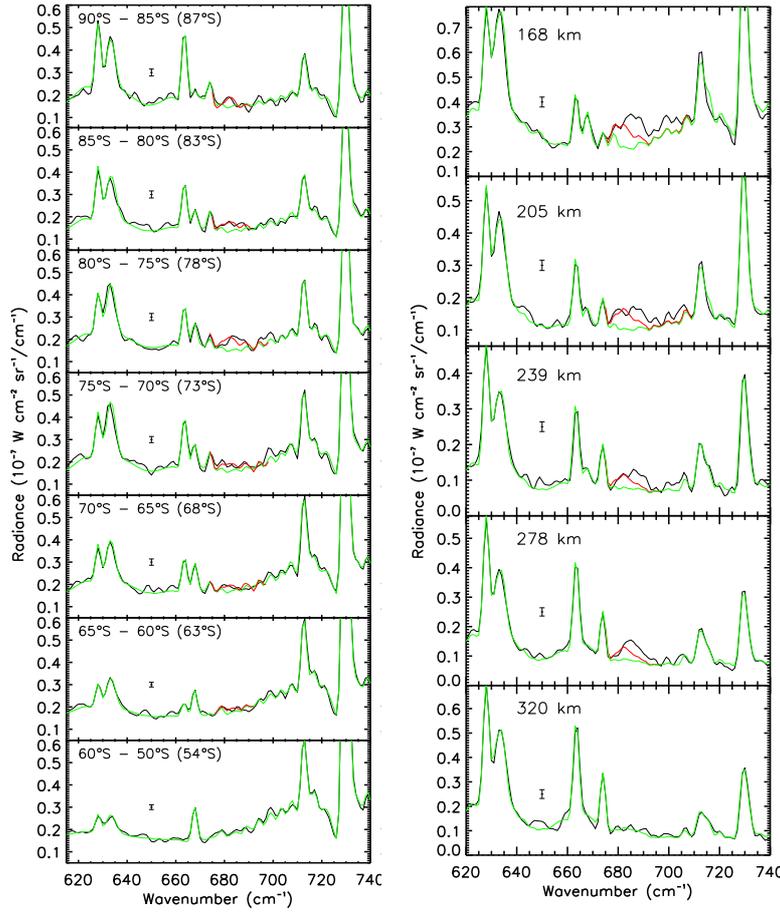


FIGURE 6.2 – A gauche : Comparaison des spectres au nadir observés (en noir) avec les spectres calculés sans la glace de C_6H_6 (en vert) et avec (en rouge) pour sept gammes de latitudes différentes le 24 mai 2013. A droite : Comparaisons des spectres au limbe observés le 16 mars 2015 à $79^\circ S$ (en noir) et des spectres calculés sans la glace de C_6H_6 (en vert) et avec (en rouge) pour cinq lignes de visée de 168 km à 320 km d’altitude. La glace n’apparaît plus sur le spectre à 320 km car cette altitude se situe au-dessus du niveau de condensation de C_6H_6 (Vinatier et al., 2018).

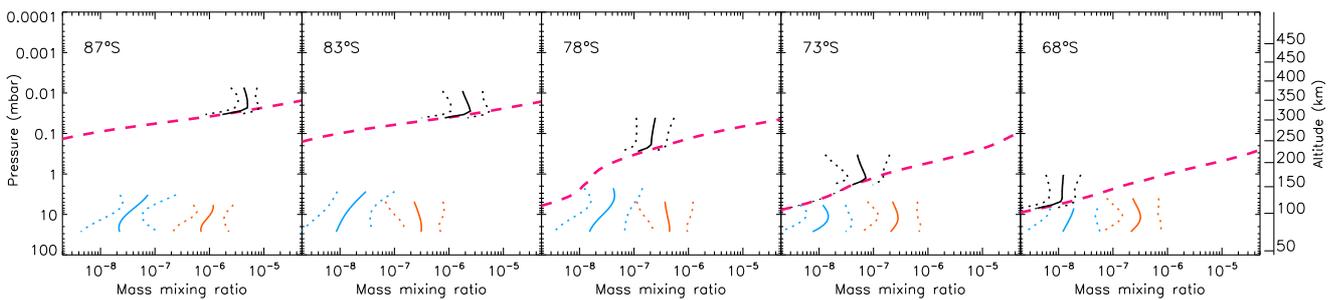


FIGURE 6.3 – Fraction molaire du gaz de C_6H_6 (en noir) et rapport de mélange massique de la glace de C_6H_6 (en bleu) et des aérosols photochimiques (en orange). Les pointillés donnent les barres d’erreur à $1-\sigma$. L’échelle des altitudes correspond à $68^\circ S$. La loi de saturation de C_6H_6 est représentée en tirets roses (Vinatier et al., 2018).

recherché d’autres glaces présentant des signatures spectrales dans l’IR moyen. La seule glace de nitrile présentant une bande à 695 cm^{-1} est l’acrylonitrile C_2H_3CN , dont le gaz a été détecté à 1000 km d’altitude par INMS (Vuitton et al., 2007; Magee et al., 2009; Cui et al., 2009) et ALMA au-dessus de 200 km d’altitude (Palmer et al., 2017). La Fig. 10 de Vinatier et al. (2018) montre l’ajustement du spectre incluant la glace de C_2H_3CN correspondant au profil de rapport de mélange massique de leur

Fig. 11. La glace de C_2H_3CN serait 2 fois moins abondante que celle C_6H_6 à 0.1 mbar et 10 fois moins abondante à 10 mbar. J’ai également montré que l’émission du gaz de C_2H_3CN ressortirait difficilement du bruit des spectres CIRS, alors que la bande d’émission de sa glace serait détectable.

6.3 Projets

Afin d’attribuer les signatures spectrales non identifiées des spectres au limbe acquis en mars 2015 (Fig. 6.2, à droite), nous avons monté une collaboration avec E. Sciamma O’Brien (NASA/JPL) qui a obtenu un financement Cassini Data Analysis Program (CDAP) dans lequel je suis co-I. Ce projet interdisciplinaire porte sur l’étude de la condensation de C_6H_6 aux températures rencontrées dans la basse stratosphère de Titan et en présence d’aérosols photochimiques par les approches expérimentales (mesure de la loi de saturation de C_6H_6 à basse température par D. Dubois, L. Iraci, E. Sciamma O’Brien, NASA/JPL), la modélisation avec le modèle microphysique d’E. Barth (SwRI, Boulder) incorporant les conditions thermodynamiques et de composition observées avec CIRS (ma contribution). Plus de détails sur ce projet sont présentés dans [Dubois et al. \(2019\)](#) et l’article présentant cette loi de condensation à basse température et ses implications sur la structure du nuage et sa composition va être très prochainement soumis à *Planetary Science Journal* ([Dubois et al., 2021](#)).

J’ai également récemment été contactée par C. Anderson et sa postdoctorante (M. Ugelow) pour être co-I de leur projet d’étude de la composition du nuage stratosphérique polaire en considérant les mélanges de glace co-condensées (Anderson et al., 2018a,b) comme candidats pour reproduire les observations CIRS en infrarouge lointain et moyen. Le financement (NASA/CDAP) de ce projet vient d’être accepté (financement de 2021 à 2024). Ma contribution portera sur l’étude des signatures spectrales de glaces détectées en IR moyen sur les données CIRS et en IR proche avec VIMS et qui ne sont actuellement pas attribuées. Les images hyperspectrales du nuage acquises par VIMS sont d’un grand intérêt pour étudier la composition du nuage qui semble varier horizontalement en s’éloignant du pôle (Fig. 6.1 à gauche et Fig. 6 de Le Mouélic et al. (2018)). La combinaison de ces données avec les spectres CIRS nous permettrait d’identifier sans ambiguïté des glaces dont les bandes d’émission apparaîtraient à la fois dans les gammes spectrales de ces deux instruments.

J’ai donc choisi de participer au développement d’un code de transfert radiatif permettant d’analyser les images hyperspectrales de ce nuage acquises par VIMS. Celles-ci présentent généralement des géométries d’observation avec des angles d’incidence supérieurs à 90° (nuage visible au-dessus du terminateur et éclairé par en-dessous, voir Fig. 6.1 à gauche et Fig. 6 de Le Mouélic et al. (2018)) et des angles d’émergence élevés (typiquement supérieurs à 60°). Pour cela, j’ai co-encadré avec B. Bézard une stagiaire de M2 de mars à juin 2020 portant sur la modification d’un code de transfert plan parallèle développé initialement par B. Bézard (Hirtzig et al., 2013) pour étudier la composition de la surface. L’idée de ce stage était d’incorporer un module de transfert radiatif pseudo-sphérique permettant d’analyser des observations avec des angles d’incidence supérieurs à 90° et des angles d’émergence inférieurs à 70° . Or, l’homogénéité des couches atmosphériques considérée dans ce type de modèle n’est pas applicable ici dans la région polaire car une même couche atmosphérique contient le nuage à une latitude supérieure à $80^\circ S$ et uniquement du gaz à plus basses latitudes. Pour pouvoir reproduire les spectres VIMS, il faudrait donc utiliser un modèle de transfert radiatif 3D à géométrie sphérique avec des couches atmosphériques hétérogènes, or ce type de code n’existe pas actuellement. J’ai donc contacté la start’up Meso-Star, spécialiste de développement de codes de transfert radiatif 3D avec des hétérogénéités sur la ligne de visée (cf. <https://www.meso-star.com/projects/high-tune/high-tune.html>) pour monter une collaboration menant au développement d’un tel code utilisable pour l’analyse de données de sondes spatiales. Cet outils serait par ailleurs d’une grande utilité pour les GCM de Titan pour mieux modéliser le transfert radiatif dans les régions polaires qui sont des régions moteur de la dynamique globale. Les discussions sont en cours et je viens de déposer un projet de recherche (“RaD³-net”) auprès de l’ANR en vue d’obtenir un financement.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

7.1 Conclusions

Ce manuscrit présente mes travaux de recherche des treize dernières années dont l'objectif était d'étudier, principalement à partir d'observations, les couplages (Fig. 1.2) au sein de l'atmosphère de Titan dans le but d'en comprendre le fonctionnement dans sa globalité. J'ai déterminé, à partir de l'analyse de données de l'instrument Cassini/CIRS, l'évolution du champ de température et des champs de rapport de mélange d'une dizaine de molécules et des aérosols photochimiques dans la stratosphère et la mésosphère du premier tiers de l'hiver nord (décembre 2004) au début de l'été nord (septembre 2017) sur toute la durée de la mission Cassini.

J'ai ainsi montré que pendant l'hiver nord toutes les molécules, sauf le CO_2 , sont enrichies à hautes latitudes nord par la subsidence de la cellule méridienne, tout en présentant un minimum local de leurs abondances en limite du vortex polaire à 400 km d'altitude. Dans le vortex, la stratopause polaire se situe à plus haute altitude avec des températures environ 20 K plus élevées qu'aux latitudes inférieures à 50°N , ce qui s'explique par un réchauffement adiabatique lié à la subsidence polaire. J'ai également déterminé pour la première fois les champs du coefficient d'extinction et de rapport de mélange massique des aérosols photochimiques qui sont aussi enrichis par la subsidence et tracent également une ascendance à hautes latitudes sud. Ils sont de plus enrichis à haute altitude dans la stratosphère équatoriale, probablement en raison d'une photochimie accrue avec un flux solaire plus important qu'à hautes latitudes. A partir du coefficient d'extinction des aérosols photochimiques, j'ai extraits pour la première fois leurs indices optiques de 100 à 1500 cm^{-1} qui sont maintenant utilisés dans les GCM pour modéliser leur forçage radiatif. Les aérosols photochimiques ont une extinction comparable à celle des tholins produits en laboratoire dans le visible mais ils sont moins absorbants en infrarouge moyen et lointain. La dépendance spectrale de l'indice imaginaire montre la présence de bandes d'absorption liées principalement à des modes de vibration C-H.

Je me suis ensuite penchée sur l'étude des variations saisonnières de ces champs autour de l'équinoxe de printemps nord en 2009 pour caractériser en détail le retournement de la dynamique atmosphérique globale à cette saison. L'interprétation des champs observés m'a permis de montrer que le basculement de la cellule de circulation méridienne avait eu lieu en environ deux ans après l'équinoxe. C'est à cette époque que les forts enrichissements des espèces chimiques apparaissent au pôle sud, celles-ci étant entraînées par la subsidence. Le vortex polaire sud est très peu étendu horizontalement dans la stratosphère et la mésosphère et les abondances observées y sont comparables à celles mesurées *in situ* par INMS à 1000 km d'altitude, ce qui laisse penser que celui-ci s'étend au-delà de 650 km d'altitude. Ces enrichissements provoquent un refroidissement radiatif marqué, lié également à la diminution du flux solaire au cours de l'automne, entraînant une forte diminution de la température dans la stratosphère et mésosphère jusqu'en 2015 malgré le réchauffement adiabatique de la subsidence. La combinaison de ces basses températures polaires et de ces forts enrichissements moléculaires entraîne la condensation de certaines molécules à une altitude de 300 km, responsable de l'apparition d'un nuage polaire massif au-dessus du pôle sud. J'ai détecté dans ce nuage la glace de C_6H_6 dont j'ai pu extraire une limite supérieure de la taille des cristaux ainsi que leur distribution spatiale et verticale au sein du nuage.

Je me suis également intéressée à l'évolution temporelle des champs de température et d'abondance à la fin du printemps nord pour étudier en détail l'évolution du vortex polaire sud au cours de l'automne ainsi que la disparition du vortex polaire nord au cours du printemps. Pour cela, j'ai déterminé les champs de température et d'abondance à plus haute altitude qu'auparavant, jusqu'à 650 km, grâce aux dernières versions de calibration des données CIRS qui présentent un meilleur signal-à-bruit que précédemment. Dans la basse stratosphère, j'ai montré que les molécules et les aérosols restaient enrichis dans une zone confinée entre 0.1 et 1 mbar au-delà de 50°N pendant tout le printemps avant de se dissiper au tout début de l'été nord. Cette observation peut s'expliquer par la présence de la cellule de circulation hivernale résiduelle dans cette région qui se maintient pendant tout le printemps et disparaît au solstice d'été nord, comme prédit par le GCM-3D de Titan de l'IPSL. J'ai également montré que les données CIRS ne montrent pas de réapparition de la couche détachée des aérosols pendant le printemps (contrairement aux prédictions de certains GCM), sauf peut-être au tout début de l'été nord, ce qui est en accord avec les observations de la caméra Cassini/ISS. J'ai aussi montré que C_2H_2 , HCN et C_2H_6 sont appauvris dans toute la mésosphère excepté à moyenne et haute latitude sud, ce qui pourrait être lié à un transport horizontal par la dynamique atmosphérique. La température mésosphérique présente des variations diurnes, elle est 5 à 10 K plus élevée du côté jour que du côté nuit. Cependant, de telles variations doivent être confirmées par la prise en compte des effets hors ETL dans la mésosphère. Une première estimation de ces effets m'a permis de montrer qu'ils affectent la température déduite des données CIRS d'environ 5-10 K dans la mésosphère et la haute stratosphère. Une étude plus poussée doit donc être menée en collaboration avec des collègues experts en modélisation de l'émission hors ETL.

7.2 Perspectives

Les champs de température, de composition et de vent zonal que j'ai déterminés jusqu'à 650 km d'altitude en prenant en compte le plus de composés possible ne concernent que les deux dernières années du printemps nord et il est indispensable d'effectuer le même type d'analyse pour les 11 années précédentes de la mission Cassini afin d'affiner notre compréhension des couplages dans la moyenne atmosphère et en particulier notre connaissance de la dynamique méridienne et de ses changements saisonniers. Ces champs déterminés à partir des données CIRS constitueraient alors ce que la communauté aura de plus précis à disposition en attendant une future mission spatiale dédiée à l'étude de l'atmosphère de Titan. Ils serviront par ailleurs de modèle des conditions climatiques qui seront rencontrées par la mission Dragonfly à partir de 2034, exactement une année titaniaque après le début de la mission Cassini.

Les travaux présentés dans ce manuscrit traitent des couplages au sein de la stratosphère et de la mésosphère. Or, il existe également des interactions entre la troposphère et la stratosphère et entre la mésosphère et la thermosphère qui n'ont été que très peu étudiées jusqu'à présent.

La détermination des paramètres physiques extraits des analyses des données CIRS que j'ai poussé dans mes travaux les plus récents à la plus haute altitude possible laisse entrevoir la complexité accrue de la dynamique méridienne de la moyenne atmosphère. Celle-ci est maintenant reproduite par la nouvelle version du GCM-3D de l'IPSL, récemment amélioré au cours de la thèse de J. Vatant d'Ollone avec la prise en compte des couplages entre la chimie, la dynamique et la microphysique. Ses travaux montrent qu'il existe très certainement une cellule de circulation stratosphérique et une cellule mésosphérique (Vatant d'Ollone, 2020), ce qui n'avait jamais été considéré jusqu'à présent.

Nous avons vu qu'il faudrait réaliser une étude des effets hors ETL pour en caractériser l'impact sur la détermination de la température mésosphérique. Il serait également particulièrement intéressant de collaborer avec les spécialistes de l'émission hors ETL pour reproduire les émissions en infrarouge moyen des espèces traces comme C_2H_2 , HCN ou C_2H_6 , dont les émissions sont observables au limbe jusqu'à des altitudes de l'ordre de 600 km. Ce travail permettrait de faire le lien avec les champs d'abondance de C_2H_2 et HCN entre 500 et 1100 km que Dinelli et al. (2019) ont extraits des émissions hors ETL de ces molécules enregistrées par l'instrument VIMS au limbe de Titan. Cela permettrait également de faire le lien avec les profils verticaux de C_2H_2 , C_2H_4 , C_4H_2 , C_6H_6 , HCN, HC_3N et le profil

d’extinction des aérosols qui peuvent être déduits entre 400 et 1000 km des occultations solaires et stellaires observées en UV par le spectromètre Cassini/UVIS (Koskinen et al., 2011). Ce dernier point fait l’objet d’une collaboration avec R. Yelle et sa doctorante M. Palmer (LPL, Tucson) dont la thèse (débutée en 2019) porte sur l’analyse de la totalité des occultations UV (25 occultations stellaires et 15 occultations solaires).

La mission Cassini s’étant achevée en 2017, les résultats d’analyse d’observations ALMA à haute résolution spatiale (au moins comparable à celle des observations utilisées par Lellouch et al. (2019) pour la mesure des vents zonaux de la stratosphère à la thermosphère) nous permettront de mieux caractériser les couplages entre la moyenne et la haute atmosphère de Titan. ALMA est actuellement le seul instrument à pouvoir atteindre une résolution spatiale suffisante pour extraire les profils verticaux de température et de composition de la stratosphère à la thermosphère (~ 1200 km). Les observations sur le long terme avec cet instrument permettront de poursuivre l’étude des changements saisonniers à l’oeuvre dans l’atmosphère de Titan pendant l’été nord et en particulier autour du prochain équinoxe en 2025 qui verra le même type de basculement de la dynamique globale que celui observé par Cassini en 2009.

L’étude de la distribution spatiale des aérosols et de son interaction avec la dynamique atmosphérique sera réalisable dans un futur proche par l’instrument NIRSpec à bord du James Web Space Telescope dont la résolution spatiale sera comparable à celle d’ALMA (0.1 seconde d’arc). Cet instrument permettra de sonder la couche principale des aérosols photochimiques jusqu’à 500 km d’altitude. Des observations acquises par NIRSpec et ALMA à des dates comparables permettront donc de continuer l’étude des couplages entre la dynamique, les gaz et les aérosols photochimiques à l’approche de l’automne nord puis le début de l’hiver, deux saisons qui n’ont pas été observées par Cassini. De plus, le spectromètre MIRI (qui ne permettra pas vraiment de résoudre Titan), à bord de JWST, permettra d’approfondir notre connaissance de la composition des aérosols de la moyenne atmosphère en particulier grâce à l’observation de la gamme spectrale 5-7 μm qui n’a pas été observée par les instruments de Cassini. Cette gamme sera d’un grand intérêt pour rechercher la signature des modes de vibration moléculaires impliquant l’azote dans le spectre des aérosols, dominantes dans les spectres de tholins et qui n’ont pu être étudiées à partir des données de Cassini.

Les couplages entre la basse atmosphère (de la tropopause à la surface) et la moyenne atmosphère ont été relativement peu étudiés car plus difficilement observables. Les observations Cassini les plus directes pour l’étude de l’interface entre ces deux régions sont les données de radio-occultation qui ont montré que le minimum de vent zonal observé à 80 km (20 mbar) par Huygens/DWE était présent à toutes les latitudes (Flasar et al., 2013), excepté à moyennes et hautes latitudes. Ce minimum de vent génère une sorte de barrière découpant la dynamique de la basse et de la moyenne atmosphère. La détermination de l’abondance de CH_4 sur les deux saisons observées par la mission Cassini apportera de nouveaux éléments de réponses concernant les couplages entre ces deux régions. Une des zones dans laquelle un fort couplage existe entre la moyenne et la basse atmosphère est la région polaire dans laquelle la descente d’air de la dynamique globale a lieu pendant l’automne et l’hiver. Cette subsidence est responsable de forts enrichissements moléculaires confinés au coeur du vortex polaire pendant une douzaine d’années. Les molécules condensent alors à haute altitude en raison des basses températures causées d’une part par la baisse du flux solaire et d’autre part par le refroidissement radiatif engendré par ces mêmes molécules. Il en résulte la formation d’un nuage polaire stratosphérique massif observé pendant une douzaine d’année certainement à l’origine de précipitations, dont la composition des cristaux de glace est inconnue, au-dessus des mers et lacs des régions polaires. Or, il existe de nombreuses données de spectro-imagerie acquises par Cassini/VIMS qui n’ont pas pu être analysées faute de codes de transfert radiatif adaptés aux géométries d’observation des régions polaires. Ces données contiennent énormément d’information sur la composition du nuage polaire, sa distribution spatiale, sur les aérosols photochimiques environnant et également sur la surface. La combinaison des données VIMS et des données CIRS acquises simultanément permettrait de déterminer la composition du nuage sans ambiguïtés grâce à des signatures spectrales présentes dans les deux gammes spectrales. C’est dans cette optique que j’ai proposé avec 8 autres collègues un projet de recherche ANR déposé en décembre 2020 portant sur le développement d’un modèle de transfert radiatif 3D en géométrie

sphérique pour l'étude d'atmosphères présentant des couches atmosphériques hétérogènes (comme les nuages polaires de Titan ou Mars localisés spatialement ou des couches nuageuses présentant des hétérogénéités comme sur Vénus). J'ai pour cela contacté la start'up Meso-Star (www.meso-star.com), spécialiste de la modélisation haute performance du transfert radiatif, pour développer ce modèle. Un tel code est indispensable pour l'analyse de nombreux jeux de données non exploitées acquises par de nombreuses missions spatiales mais également pour tous les GCM de l'atmosphère de Titan qui utilisent actuellement l'approximation plan-parallèle pour le calcul du transfert radiatif dans les régions polaires, biaisant le bilan radiatif de ces régions, en particulier celle du pôle d'hiver ou les forçages radiatifs des espèces chimiques et du nuage polaire ne peuvent actuellement pas être pris en compte de façon exacte. Ce nouveau modèle sera également d'intérêt pour les GCM d'autres planètes comme celui de Venus de l'IPSL dans lequel l'impact d'hétérogénéités spatiales de la couche nuageuse de Venus sur le climat de la planète pourra être modélisé. Si le projet ANR n'est pas retenu, je ferai mon possible pour trouver un financement pour développer ce code de transfert radiatif car je pense qu'il sera d'une grande utilité à la communauté des planétologues (observateurs et modélisateurs).

Enfin, je terminerai avec la mission Dragonfly, qui devrait atterrir dans la région équatoriale de Titan entre 2034 et 2036 et qui permettra de caractériser en détail les interactions entre la surface et l'atmosphère, ce qui était difficilement réalisable par la mission Cassini. En particulier, elle permettra d'étudier les variations de composition atmosphérique et les changements de conditions météorologiques dans la couche limite ainsi que jusqu'à 4 km d'altitude (à quelques occasions lors de vols spécifiques). Cette mission n'est cependant pas dédiée à l'étude de l'atmosphère et il sera indispensable d'envoyer un orbiteur pour effectuer de nouvelles avancées dans la compréhension du fonctionnement de l'atmosphère de Titan sur toute son épaisseur. La communauté s'est organisée en 2019 pour soumettre plusieurs White Paper pour le call Voyage 2050 de l'ESA et le Decadal survey de la NASA. Nous saurons dans le courant du printemps 2021 si la thématique Titan a été retenue, ce qui pourrait ouvrir la porte vers le développement d'une nouvelle mission spatiale pour l'étude de son atmosphère et de sa surface dans les prochaines décennies.

Chapitre 8

Collaborations

Mes travaux ont mené aux collaborations et aux publications suivantes (dans lesquelles je suis co-auteur) :

8.1 Etude de l’atmosphère de Titan

Etude du spectre et la distribution spatiale des aérosols photochimiques

- détermination des propriétés optiques des aérosols, cartographie des aérosols stratosphériques et utilisation des profils verticaux pour analyse de données VIMS : P. Rannou (GSMA) ([Vinatier et al., 2012](#)), Co-I du projet ANR APOSTIC (PI : P. Rannou, financée de 2011 à 2015).
- forçage radiatif des aérosols (profil vertical et spectre) : S. Lebonnois, J. Vatant (LMD), P. Rannou (GSMA), B. Bézard (LESIA), ([Vatant d’Ollone et al., 2018](#); [Bézard et al., 2018](#))
- comparaison du spectre des aérosols de Titan et des tholins : T. Gautier, N. Carrasco, ([Gautier et al., 2012](#))
- comparaison du spectre des aérosols de Titan et Saturne : S. Guerlet (LMD), ([Guerlet et al., 2015](#))
- comparaison des profils d’extinction des aérosols déterminés avec les instruments Cassini/ISS et CIRS : B. Seignovert (LPG Nantes) ([Seignovert et al., 2020](#))
- étude de l’incorporation de l’azote dans les aérosols de Titan : N. Carrasco (LATMOS), Co-I de la demande ANR NICOTIN en 2013 (“Chimie de l’azote sur Titan”, financement non obtenu)

Etude des champs thermiques et de rapports de mélange des gaz

- modélisation de la dynamique, du champ de température et des composés photochimiques avec le GCM-3D de l’IPSL avec S. Lebonnois, J. Vatant d’Ollone, A. Crespin (LMD) ([Crespin et al. \(2008\)](#), proceedings : [Lebonnois et al. \(2009\)](#); [Lebonnois and Vinatier \(2013\)](#))
- comparaisons des résultats d’inversion des spectres CIRS avec N. Teanby, M. Sylvestre (Université de Bristol) ([Sylvestre et al., 2018, 2020](#); [Teanby et al., 2007, 2008b, 2012, 2017, 2019](#))
- profils verticaux de température et d’abondances moléculaires comme contexte pour l’analyse de données ALMA et du plateau de Bure : E. Lellouch, R. Moreno (LESIA), M. Gurwell (Harvard) ([Lellouch et al., 2019](#))
- étude préliminaire des effets hors LTE sur l’inversion des spectres CIRS acquis au limbe avec A. Kutepov (NASA/GSFC) et A. Fefilov (LMD), proceedings : [Kutepov et al. \(2012, 2013\)](#); [Fefilov et al. \(2016\)](#), co-I d’un roposal NASA/CDAP (PI : A. Kutepov) financement obtenu en 2015.
- rapports isotopiques dans les hydrocarbures et les nitriles : C. Nixon, D. Jennings (NASA/GSFC), A. Coustenis (LESIA) ([Jennings et al., 2008](#); [Nixon et al., 2008a,b, 2012](#); [Coustenis et al., 2008](#))

- profils de température extraits des données CIRS acquises à des dates et latitudes proches des observations d’occultations solaires observées par VIMS : L. Maltagliati (postdoc au LESIA de 2012 à 2015, actuellement éditeur chez Nature Astronomy) ([Maltagliati et al., 2015](#)), P. Rannou (GSMA).
- profils verticaux des rapports de mélange moléculaires à la latitude du site d’atterrissage de Huygens : T. Gautier (LATMOS), collaboratrice de son ANR JCJC obtenue en 2020 (financement prévu 2021-2024).
- profils verticaux de température et de rapport de mélange des gaz et aérosols dans la mésosphère, comparaison avec les données UVIS : R. Yelle, M. Palmer (LPL, Tucson), Co-I d’un proposal NASA/CDAP (PI : R. Yelle), financement obtenu pour 2020-2023.
- soumissions de demandes de temps d’observation avec l’IRTF et Gemini, données obtenues en 2017 : B. Bézard, E. Lellouch (LESIA), T. Greathouse (SwRI, Boulder).

Etude des glaces présentes dans l’atmosphère de Titan

- développement d’un code de transfert radiatif 3D en géométrie sphérique avec couches hétérogènes pour l’étude de la composition et de la structure des nuages polaires : collaboration avec V. Eymet de la start’up Meso-Star, dépôt d’une demande ANR en décembre 2020 en tant que PI pour financer ce projet.
- profils thermiques, profils d’abondance de la vapeur et de la glace de C_6H_6 au pôle sud en automne : E. Sciamma, D. Dubois, L. Iraci (NASA/Ames), E. Barth (SwRI, Boulder). Co-I d’un proposal CDAP (PI : E. Sciamma O’Brien), financé de 2017 à 2020 ([Dubois et al., 2021](#))
- composition des glaces du nuage polaire sud à partir de l’analyse des spectres CIRS : M. Ugelow, C. Anderson (NASA/GSFC) ([Anderson et al., 2011](#)). Je suis Co-I d’un proposal CDAP (PI : M. Ugelow), financement obtenu de 2021 à 2024.

8.2 Etude de la composition des atmosphères d’exoplanètes

Un autre volet de mes recherches non mentionné dans les pages précédentes porte sur la caractérisation de la composition des exoplanètes à haute résolution spectrale. En 2013 et 2014, j’ai demandé et obtenu du temps d’observation avec le spectromètre haute résolution CRILES (CRyogenic high-resolution InfraRed Echelle Spectrograph) au VLT pour observer les transits de deux Jupiter chauds HD189733b et HD209458b. Ce projet s’est fait en collaboration avec E. Lellouch, B. Bézard (LESIA), G. Tinetti et I. Waldman (UCL, Londres). L’objectif était de contraindre la chimie des composés oxygénés ainsi que la température dans ces Jupiter chauds. J’ai commencé la réduction des données mais je me suis heurtée à une limite de la calibration en longueur d’onde de l’instrument qui n’était pas aussi bonne qu’attendu pour la détection de raies de CO par décalage Doppler (en appliquant la méthode de Snellen et al. (2010)).

Je collabore actuellement avec F. Kiefer, postdoc PSL au LESIA d’octobre 2019 à octobre 2021, expert en analyse de spectres à haute résolution, pour extraire le signal de CO et H_2O à partir de ces données CRILES obtenues en 2013 et 2014. Un des objectifs de ce travail serait également d’essayer de combiner différents jeux de données pour améliorer le signal-à-bruit de la détection de ces molécules et éventuellement d’en déduire une meilleure contrainte sur leurs abondances. Enfin, la recherche de l’émission ou de l’absorption de ces molécules juste avant ou après le transit (correspondant à l’émission thermique) nous permettrait de contraindre la présence ou non d’une stratopause. Ce dernier projet reste cependant très “challenging”.

J’ai également collaboré avec B. Bézard, E. Lellouch et B. Charnay en 2019 pour demander du temps d’observation d’autres exoplanètes avec le spectro-polarimètre SPIRou. Notre demande de temps n’a pas été retenue mais B. Bézard étant Co-I d’un large programme d’observations d’exoplanètes avec SPIRou, nous avons co-proposé un projet de recherche de stage de M2 pour le printemps 2021 sur l’analyse de spectres de HD189733b acquis par cet instrument en 2019 dans le but de détecter des molécules et si possible d’en contraindre les abondances. Ce stage a été pourvu et l’étudiant, A.

Masson, commencera ses travaux en mars 2021. Nous testerons également la méthode d'analyse des données SPIRou sur les données CRIRES mentionnées ci-dessus afin de rendre l'outil d'analyse de données le plus versatile possible. Si tout se passe bien, ce projet de recherche pourrait être poursuivi en thèse.

Bibliographie

- Achterberg, R. K., Conrath, B. J., Gierasch, P. J., Flasar, F. M., Nixon, C. A., Mar. 2008. Titan's middle-atmospheric temperatures and dynamics observed by the Cassini Composite Infrared Spectrometer. *Icarus* 194, 263–277.
- Achterberg, R. K., Gierasch, P. J., Conrath, B. J., Michael Flasar, F., Nixon, C. A., Jan. 2011. Temporal variations of Titan's middle-atmospheric temperatures from 2004 to 2009 observed by Cassini/CIRS. *Icarus* 211, 686–698.
- Achterberg, R. K., Gierasch, P. J., Nixon, C. A. Flasar, F. M., Aug. 2018. Seasonal Variations of Titan's Stratospheric Temperatures and Winds from Cassini/CIRS. Cassini Science Symposium, 13th-17th August, Boulder, USA.
- Anderson, C. M., Nna-Mvondo, D., Samuelson, R. E., McLain, J. L., Dworkin, J. P., Sep 2018a. The SPECTRAL Ice Chamber : Application to Titan's Stratospheric Ice Clouds. *The Astrophys. J.* 865 (1), 62.
- Anderson, C. M., Samuelson, R., Vinatier, S., Dec. 2011. Spectral and vertical distribution properties of Titan's particulates from thermal-IR CIRS data : Physical Implications. In : AGU Fall Meeting Abstracts. Vol. 2011. pp. P33F–02.
- Anderson, C. M., Samuelson, R. E., Apr. 2011. Titan's aerosol and stratospheric ice opacities between 18 and 500 μm : Vertical and spectral characteristics from Cassini CIRS. *Icarus* 212, 762–778.
- Anderson, C. M., Samuelson, R. E., Achterberg, R. K., Barnes, J. W., Flasar, F. M., Nov. 2014. Subsidence-induced methane clouds in Titan's winter polar stratosphere and upper troposphere. *Icarus* 243, 129–138.
- Anderson, C. M., Samuelson, R. E., Nna-Mvondo, D., Dec 2018b. Organic Ices in Titan's Stratosphere. *Space Sci. Rev.* 214 (8), 125.
- Barth, E. L., Mar. 2017. Modeling survey of ices in Titan's stratosphere. *Planet. Space Sci.* 137, 20–31.
- Bauduin, S., Irwin, P. G. J., Lellouch, E., Cottini, V., Moreno, R., Nixon, C. A., Teanby, N. A., Ansty, T., Flasar, F. M., Sep. 2018. Retrieval of H_2O abundance in Titan's stratosphere : A (re)analysis of CIRS/Cassini and PACS/Herschel observations. *Icarus* 311, 288–305.
- Bellucci, A., Sicardy, B., Drossart, P., Rannou, P., Nicholson, P. D., Hedman, M., Baines, K. H., Burrati, B., May 2009. Titan solar occultation observed by Cassini/VIMS : Gas absorption and constraints on aerosol composition. *Icarus* 201, 198–216.
- Bézar, B., Nixon, C. A., Kleiner, I., Jennings, D. E., Nov. 2007. Detection of $^{13}\text{CH}_3\text{D}$ on Titan. *Icarus* 191 (1), 397–400.
- Bézar, B., Vinatier, S., Achterberg, R. K., Mar. 2018. Seasonal radiative modeling of Titan's stratospheric temperatures at low latitudes. *Icarus* 302, 437–450.
- Bird, M. K., Allison, M., Asmar, S. W., Atkinson, D. H., Avruch, I. M., Dutta-Roy, R., Dzierma, Y., Edenhofer, P., Folkner, W. M., Gurvits, L. I., Johnston, D. V., Plettmeier, D., Pogrebenko, S. V., Preston, R. A., Tyler, G. L., Dec 2005. The vertical profile of winds on Titan. *Nature* 438 (7069), 800–802.

- Brassé, C., Muñoz, O., Coll, P., Raulin, F., May 2015. Optical constants of Titan aerosols and their tholins analogs : Experimental results and modeling/observational data. *Planet. Space Sci.* 109, 159–174.
- Cheng, A. F., Summers, M. E., Gladstone, G. R., Strobel, D. F., Young, L. A., Lavvas, P., Kammer, J. A., Lisse, C. M., Parker, A. H., Young, E. F., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Jul. 2017. Haze in Pluto’s atmosphere. *Icarus* 290, 112–133.
- Cordiner, M. A., Garcia, E., Cosentino, R., Teanby, N. A., Nixon, C., Sep. 2020. Temporal variability of Titan’s high-altitude zonal winds detected using ALMA. In : EPSC 2020. Vol. 2020. pp. EPSC–2020–424.
- Cordiner, M. A., Palmer, M. Y., Nixon, C. A., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Charnley, S. B., Mumma, M. J., Kisiel, Z., Serigano, J., Kuan, Y. J., Chuang, Y. L., Wang, K. S., Feb. 2015. Ethyl Cyanide On Titan : Spectroscopic Detection and Mapping Using Alma. *Strophys. J. Letters* 800 (1), L14.
- Cottini, V., Nixon, C. A., Jennings, D. E., Anderson, C. M., Goriuss, N., Bjoraker, G. L., Coustenis, A., Teanby, N. A., Achterberg, R. K., Bézard, B., de Kok, R., Lellouch, E., Irwin, P. G. J., Flasar, F. M., Bampasidis, G., Aug. 2012. Water vapor in Titan’s stratosphere from Cassini CIRS far-infrared spectra. *Icarus* 220 (2), 855–862.
- Coustenis, A., Achterberg, R. K., Conrath, B. J., Jennings, D. E., Marten, A., Gautier, D., Nixon, C. A., Flasar, F. M., Teanby, N. A., Bézard, B., Samuelson, R. E., Carlson, R. C., Lellouch, E., Bjoraker, G. L., Romani, P. N., Taylor, F. W., Irwin, P. G. J., Fouchet, T., Hubet, A., Orton, G. S., Kunde, V. G., Vinatier, S., Mondellini, J., Abbas, M. M., Courtin, R., Jun. 2007. The composition of Titan’s stratosphere from Cassini/CIRS mid-infrared spectra. *Icarus* 189, 35–62, doi :10.1016/j.icarus.2006.12.022.
- Coustenis, A., Bampasidis, G., Achterberg, R. K., Lavvas, P., Jennings, D. E., Nixon, C. A., Teanby, N. A., Vinatier, S., Flasar, F. M., Carlson, R. C., Orton, G., Romani, P. N., Guand ique, E. A., Stamogiorgos, S., Dec. 2013. Evolution of the Stratospheric Temperature and Chemical Composition over One Titanian Year. *Astrophys. J.* 779 (2), 177.
- Coustenis, A., Bézard, B., May 1995. Titan’s atmosphere from Voyager infrared observations. IV : Latitudinal variations of temperature and composition. *Icarus* 115, 126–140.
- Coustenis, A., Jennings, D. E., Achterberg, R. K., Bampasidis, G., Lavvas, P., Nixon, C. A., Teanby, N. A., Anderson, C. M., Cottini, V., Flasar, F. M., May 2016. Titan’s temporal evolution in stratospheric trace gases near the poles. *Icarus* 270, 409–420.
- Coustenis, A., Jennings, D. E., Achterberg, R. K., Bampasidis, G., Nixon, C. A., Lavvas, P., Cottini, V., Flasar, F. M., Feb. 2018. Seasonal Evolution of Titan’s Stratosphere Near the Poles. *Astropys. J. Letters* 854 (2), L30.
- Coustenis, A., Jennings, D. E., Achterberg, R. K., Lavvas, P., Bampasidis, G., Nixon, C. A., Flasar, F. M., Jul. 2020. Titan’s neutral atmosphere seasonal variations up to the end of the Cassini mission. *Icarus* 344, 113413.
- Coustenis, A., Jennings, D. E., Jolly, A., Bénilan, Y., Nixon, C. A., Vinatier, S., Gautier, D., Bjoraker, G. L., Romani, P. N., Carlson, R. C., Flasar, F. M., Oct. 2008. Detection of C₂HD and the D/H ratio on Titan. *Icarus* 197, 539–548.
- Coustenis, A., Jennings, D. E., Nixon, C. A., Achterberg, R. K., Lavvas, P., Vinatier, S., Teanby, N. A., Bjoraker, G. L., Carlson, R. C., Piani, L., Bampasidis, G., Flasar, F. M., Romani, P. N., May 2010a. Titan trace gaseous composition from CIRS at the end of the Cassini-Huygens prime mission. *Icarus* 207, 461–476.
- Coustenis, A., Lellouch, E., Sicardy, B., Roe, H., 2010b. Earth-Based Perspective and Pre-Cassini-Huygens Knowledge of Titan. p. 9.

- Coustenis, A., Schmitt, B., Khanna, R. K., Trotta, F., Oct. 1999. Plausible condensates in Titan's stratosphere from Voyager infrared spectra. *Planet. Space Sci.* 47, 1305–1329.
- Crespin, A., Lebonnois, S., Vinatier, S., Bézard, B., Coustenis, A., Teanby, N. A., Achterberg, R. K., Rannou, P., Hourdin, F., Oct. 2008. Diagnostics of Titan's stratospheric dynamics using Cassini/CIRS data and the 2-dimensional IPSL circulation model. *Icarus* 197, 556–571.
- Cui, J., Yelle, R. V., Vuitton, V., Waite, J. H., Kasprzak, W. T., Gell, D. A., Niemann, H. B., Müller-Wodarg, I. C. F., Borggren, N., Fletcher, G. G., Patrick, E. L., Raaen, E., Magee, B. A., Apr. 2009. Analysis of Titan's neutral upper atmosphere from Cassini Ion Neutral Mass Spectrometer measurements. *Icarus* 200, 581–615.
- de Kok, R., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Oct. 2008. Condensation in Titan's stratosphere during polar winter. *Icarus* 197, 572–578.
- de Kok, R., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Lellouch, E., Bézard, B., Vinatier, S., Nixon, C. A., Fletcher, L., Howett, C., Calcutt, S. B., Bowles, N. E., Flasar, F. M., Taylor, F. W., Feb. 2007a. Oxygen compounds in Titan's stratosphere as observed by Cassini CIRS. *Icarus* 186, 354–363.
- de Kok, R., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Nixon, C. A., Jennings, D. E., Fletcher, L., Howett, C., Calcutt, S. B., Bowles, N. E., Flasar, F. M., Taylor, F. W., Nov. 2007b. Characteristics of Titan's stratospheric aerosols and condensate clouds from Cassini CIRS far-infrared spectra. *Icarus* 191, 223–235.
- de Kok, R. J., Teanby, N. A., Maltagliati, L., Irwin, P. G. J., Vinatier, S., Oct. 2014. HCN ice in Titan's high-altitude southern polar cloud. *Nature* 514, 65–67.
- di Lauro, C., Lattanzi, F., Brown, L. R., Sung, K., Vander Auwera, J., Mantz, A. W., Smith, M. A. H., Jan. 2012. High resolution investigation of the 7 μm region of the ethane spectrum. *Planet. Space Sci.* 60 (1), 93–101.
- Dinelli, B. M., Puertas, M. L., Fabiano, F., Adriani, A., Moriconi, M. L., Funke, B., García-Comas, M., Oliva, F., D'Aversa, E., Filacchione, G., Oct 2019. Climatology of CH_4 , HCN and C_2H_2 in Titan's upper atmosphere from Cassini/VIMS observations. *Icarus* 331, 83–97.
- Dobrijevic, M., Loison, J. C., Hickson, K. M., Gronoff, G., Apr. 2016. 1D-coupled photochemical model of neutrals, cations and anions in the atmosphere of Titan. *Icarus* 268, 313–339.
- Draine, B. T., Flatau, P. J., Apr. 1994. Discrete-dipole approximation for scattering calculations. *Journal of the Optical Society of America A* 11, 1491–1499.
- Draine, B. T., Flatau, P. J., Oct. 2008. Discrete-dipole approximation for periodic targets : theory and tests. *Journal of the Optical Society of America A* 25, 2693.
- Dubois, D., Iraci, L., Barth, E., Salama, F., Vinatier, S., Sciamma-O'Brien, E., 2021. Investigating the condensation of benzene (C_6H_6) in Titan's South polar cloud system, submitted. *Planetary Science Journal*.
- Dubois, D., Sciamma-O'Brien, E., Iraci, L., Barth, E., Salama, F., Vinatier, S., Sep. 2019. Investigating the condensation of benzene (C_6H_6) in Titan's South polar cloud system. In : EPSC-DPS Joint Meeting 2019. Vol. 2019. pp. EPSC–DPS2019–1165.
- Feofilov, A., Rezac, L., Kutepov, A., Vinatier, S., Rey, M., Nikitin, A., Tyuterev, V., Jun 2016. Non-LTE diagnostics of infrared radiation of Titan's atmosphere. In : Titan Aeronomy and Climate. p. 2.
- Flasar, F. M., Achterberg, R. K., Conrath, B. J., Gierasch, P. J., Kunde, V. G., Nixon, C. A., Bjoraker, G. L., Jennings, D. E., Romani, P. N., Simon-Miller, A. A., Bézard, B., Coustenis, A., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Brasunas, J., Pearl, J. C., Segura, M. E., Carlson, R. C., Mamoutkine, A., Schinder,

- P. J., Barucci, A., Courtin, R., Fouchet, T., Gautier, D., Lellouch, E., Marten, A., Prangé, R., Vinatier, S., Strobel, D. F., Calcutt, S. B., Read, P. L., Taylor, F. W., Bowles, N., Samuelson, R. E., Orton, G. S., Spilker, L. J., Owen, T. C., Spencer, J. R., Showalter, M. R., Ferrari, C., Abbas, M. M., Raulin, F., Edgington, S., Ade, P., Wishnow, E. H., May 2005. Titan's Atmospheric Temperatures, Winds, and Composition. *Science* 308, 975–978.
- Flasar, F. M., Baines, K. H., Bird, M. K., Tokano, T., West, R. A., 2010. Atmospheric Dynamics and Meteorology. p. 323.
- Flasar, F. M., Kunde, V. G., Abbas, M. M., Achterberg, R. K., Ade, P., Barucci, A., Bézard, B., Bjoraker, G. L., Brasunas, J. C., Calcutt, S., Carlson, R., C'esarsky, C. J., Conrath, B. J., Coradini, A., Courtin, R., Coustenis, A., Edberg, S., Edgington, S., Ferrari, C., Fouchet, T., Gautier, D., Gierasch, P. J., Grossman, K., Irwin, P., Jennings, D. E., Lellouch, E., Mamoutkine, A. A., Marten, A., Meyer, J. P., Nixon, C. A., Orton, G. S., Owen, T. C., Pearl, J. C., Prangé, R., Raulin, F., Read, P. L., Romani, P. N., Samuelson, R. E., Segura, M. E., Showalter, M. R., Simon-Miller, A. A., Smith, M. D., Spencer, J. R., Spilker, L. J., Taylor, F. W., Dec. 2004. Exploring The Saturn System In The Thermal Infrared : The Composite Infrared Spectrometer. *Space Sci. Rev.* 115, 169–297.
- Flasar, F. M., Schinder, P. J., French, R. G., Kliore, A. J., Marouf, E. A., Sep. 2013. A new look at Titan's zonal winds from Cassini radio occultations. In : European Planetary Science Congress. pp. EPSC2013–298.
- Flatau, P. J., Draine, B. T., Jan. 2012. Fast near field calculations in the discrete dipole approximation for regular rectilinear grids. *Optics Express* 20, 1247.
- Flaud, J.-M., Lafferty, W. J., Herman, M., Jun. 2001. First high resolution analysis of the absorption spectrum of propane in the 6.7 μm to 7.5 μm spectral region. *J. Chem. Phys.* 114, 9361–9366.
- Folkner, W. M., Asmar, S. W., Border, J. S., Franklin, G. W., Finley, S. G., Gorelik, J., Johnston, D. V., Kerzhanovich, V. V., Lowe, S. T., Preston, R. A., Bird, M. K., Dutta-Roy, R., Allison, M., Atkinson, D. H., Edenhofer, P., Plettemeier, D., Tyler, G. L., Jul 2006. Winds on Titan from ground-based tracking of the Huygens probe. *J. Geophys. Res. (Planets)* 111 (E7), E07S02.
- Fulchignoni, M., Ferri, F., Angrilli, F., Ball, A. J., Bar-Nun, A., Barucci, M. A., Bettanini, C., Bianchini, G., Borucki, W., Colombatti, G., Coradini, M., Coustenis, A., Debei, S., Falkner, P., Fanti, G., Flamini, E., Gaborit, V., Gard, R., Hamelin, M., Harri, A. M., Hathi, B., Jernej, I., Leese, M. R., Lehto, A., Lion Stoppato, P. F., López-Moreno, J. J., Mäkinen, T., McDonnell, J. A. M., McKay, C. P., Molina-Cuberos, G., Neubauer, F. M., Pirronello, V., Rodrigo, R., Saggin, B., Schwingenschuh, K., Seiff, A., Simões, F., Svedhem, H., Tokano, T., Towner, M. C., Trautner, R., Withers, P., Zarnecki, J. C., Dec. 2005. In situ measurements of the physical characteristics of Titan's environment. *Nature* 438, 785–791.
- Gautier, T., Carrasco, N., Mahjoub, A., Vinatier, S., Giuliani, A., Szopa, Anderson, C. M., C., Correia, J.-J., Dumas, P., Cernogora, G., 2012. Mid- and far-infrared absorption spectroscopy of Titan's aerosols analogues. *Icarus*, submitted.
- Guerlet, S., Fouchet, T., Vinatier, S., Simon, A. A., Dartois, E., Spiga, A., Aug. 2015. Stratospheric benzene and hydrocarbon aerosols detected in Saturn's auroral regions. *A&A* 580, A89.
- Guerlet, S., Spiga, A., Delattre, H., Fouchet, T., Nov. 2020. Radiative-equilibrium model of Jupiter's atmosphere and application to estimating stratospheric circulations. *Icarus* 351, 113935.
- Hirtzig, M., Bézard, B., Lellouch, E., Coustenis, A., de Bergh, C., Drossart, P., Campargue, A., Boudon, V., Tyuterev, V., Rannou, P., Cours, T., Kassi, S., Nikitin, A., Mondelain, D., Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Sep. 2013. Titan's surface and atmosphere from Cassini/VIMS data with updated methane opacity. *Icarus* 226 (1), 470–486.

- Israël, G., Szopa, C., Raulin, F., Cabane, M., Niemann, H. B., Atreya, S. K., Bauer, S. J., Brun, J. F., Chassefière, E., Coll, P., Condé, E., Coscia, D., Hauchecorne, A., Millian, P., Nguyen, M. J., Owen, T., Riedler, W., Samuelson, R. E., Signier, J. M., Steller, M., Sternberg, R., Vidal-Madjar, C., Dec. 2005. Complex organic matter in Titan's atmospheric aerosols from in situ pyrolysis and analysis. *Nature* 438 (7069), 796–799.
- Jennings, D. E., Anderson, C. M., Samuelson, R. E., Flasar, F. M., Nixon, C. A., Bjoraker, G. L., Romani, P. N., Achterberg, R. K., Cottini, V., Hesman, B. E., Kunde, V. G., Carlson, R. C., de Kok, R., Coustenis, A., Vinatier, S., Bampasidis, G., Teanby, N. A., Calcutt, S. B., Dec. 2012. First Observation in the South of Titan's Far-infrared 220 cm^{-1} Cloud. *Astrophys. J.* 761, L15.
- Jennings, D. E., Flasar, F. M., Kunde, V. G., Nixon, C. A., Segura, M. E., Romani, P. N., Gorius, N., Albright, S., Brasunas, J. C., Carlson, R. C., Mamoutkine, A. A., Guandique, E., Kaelberer, M. S., Aslam, S., Achterberg, R. K., Bjoraker, G. L., Anderson, C. M., Cottini, V., Pearl, J. C., Smith, M. D., Hesman, B. E., Barney, R. D., Calcutt, S., Vellacott, T. J., Spilker, L. J., Edgington, S. G., Brooks, S. M., Ade, P., Schinder, P. J., Coustenis, A., Courtin, R., Michel, G., Fettig, R., Pilorz, S., Ferrari, C., Jun 2017. Composite infrared spectrometer (CIRS) on Cassini. *Appl. Opt.* 56 (18), 5274.
- Jennings, D. E., Nixon, C. A., Jolly, A., Bézard, B., Coustenis, A., Vinatier, S., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Romani, P. N., Achterberg, R. K., Flasar, F. M., Jul. 2008. Isotopic Ratios in Titan's Atmosphere from Cassini CIRS Limb Sounding : HC_3N in the North. *Astrophys. J.* 681 (2), L109.
- Khare, B. N., Sagan, C., Arakawa, E. T., Suits, F., Callcott, T. A., Williams, M. W., Oct. 1984. Optical constants of organic tholins produced in a simulated Titanian atmosphere - From soft X-ray to microwave frequencies. *Icarus* 60, 127–137.
- Koskinen, T. T., Yelle, R. V., Snowden, D. S., Lavvas, P., Sandel, B. R., Capalbo, F. J., Benilan, Y., West, R. A., Dec. 2011. The mesosphere and lower thermosphere of Titan revealed by Cassini/UVIS stellar occultations. *Icarus* 216, 507–534.
- Krasnopolsky, V. A., Jul. 2014. Chemical composition of Titan's atmosphere and ionosphere : Observations and the photochemical model. *Icarus* 236, 83–91.
- Kunde, V. G., Ade, P. A., Barney, R. D., Bergman, D., Bonnal, J.-F., Borelli, R., Boyd, D., Brasunas, J. C., Brown, G., Calcutt, S. B., Carroll, F., Courtin, R., Cretolle, J., Crooke, J. A., Davis, M. A., Edberg, S., Fettig, R., Flasar, M., Glenar, D. A., Graham, S., Hagopian, J. G., Hakun, C. F., Hayes, P. A., Herath, L., Horn, L., Jennings, D. E., Karpati, G., Kellebenz, C., Lakew, B., Lindsay, J., Lohr, J., Lyons, J. J., Martineau, R. J., Martino, A. J., Matsumura, M., McCloskey, J., Melak, T., Michel, G., Morell, A., Mosier, C., Pack, L., Plants, M., Robinson, D., Rodriguez, L., Romani, P., Schaefer, W. J., Schmidt, S., Trujillo, C., Vellacott, T., Wagner, K., Yun, D., Oct. 1996. Cassini infrared Fourier spectroscopic investigation. In : Horn, L. (Ed.), *Cassini/Huygens : A Mission to the Saturnian System*, Proc. SPIE Vol. 2803. pp. 162–177.
- Kutepov, A., Nixon, C., Vinatier, S., Feofilov, A., Apr. 2012. Non-LTE diagnostics of CIRS observations of Titan's mesosphere. In : Cottini, V., Nixon, C., Lorenz, R. (Eds.), *Titan Through Time ; Unlocking Titan's Past, Present and Future*. p. 73.
- Kutepov, A., Vinatier, S., Feofilov, A., Nixon, C., Boursier, C., Oct. 2013. Non-LTE diagnostics of CIRS observations of the Titan's mesosphere. In : *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #45*. AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts. p. 207.05.
- Larson, E. J. L., Toon, O. B., West, R. A., Friedson, A. J., Jul. 2015. Microphysical modeling of Titan's detached haze layer in a 3D GCM. *Icarus* 254, 122–134.
- Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Robidel, R., Rousseau, B., Seignovert, B., Sotin, C., Barnes, J. W., Brown, R. H., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Nicholson, P. D., Rannou, P., Cornet, T.,

- Sep 2018. Mapping polar atmospheric features on Titan with VIMS : From the dissipation of the northern cloud to the onset of a southern polar vortex. *Icarus* 311, 371–383.
- Lebonnois, S., Burgalat, J., Rannou, P., Charnay, B., Mar. 2012. Titan global climate model : A new 3-dimensional version of the IPSL Titan GCM. *Icarus* 218, 707–722.
- Lebonnois, S., Vinatier, S., Dec. 2013. Modeling seasonal variations of the composition in Titan’s polar stratosphere with the IPSL Titan GCM. In : AGU Fall Meeting Abstracts. Vol. 2013. pp. P53C–1869.
- Lebonnois, S., Vinatier, S., Burgalat, J., Rannou, P., Apr. 2009. Extension of the IPSL Titan climate model to full three-dimensional GCM. In : EGU General Assembly Conference Abstracts. EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 4177.
- Lellouch, E., Bézard, B., Flasar, F. M., Vinatier, S., Achterberg, R., Nixon, C. A., Bjoraker, G. L., Gorius, N., Mar. 2014. The distribution of methane in Titan’s stratosphere from Cassini/CIRS observations. *Icarus* 231, 323–337.
- Lellouch, E., Gurwell, M. A., Moreno, R., Vinatier, S., Strobel, D. F., Moullet, A., Butler, B., Lara, L., Hidayat, T., Villard, E., Apr 2019. An intense thermospheric jet on Titan. *Nature Astronomy* 3, 614–619.
- Lellouch, E., Vinatier, S., Moreno, R., Allen, M., Gulkis, S., Hartogh, P., Krieg, J. M., Maestrini, A., Mehdi, I., Coustenis, A., Nov. 2010. Sounding of Titan’s atmosphere at submillimeter wavelengths from an orbiting spacecraft. *Planet. Space Sci.* 58 (13), 1724–1739.
- Loison, J. C., Hébrard, E., Dobrijevic, M., Hickson, K. M., Caralp, F., Hue, V., Gronoff, G., Venot, O., Bénilan, Y., Feb. 2015. The neutral photochemistry of nitriles, amines and imines in the atmosphere of Titan. *Icarus* 247, 218–247.
- Lombardo, N. A., Nixon, C. A., Achterberg, R. K., Jolly, A., Sung, K., Irwin, P. G. J., Flasar, F. M., Jan. 2019. Spatial and seasonal variations in C₃H_x hydrocarbon abundance in Titan’s stratosphere from Cassini CIRS observations. *Icarus* 317, 454–469.
- Lora, J. M., Lunine, J. I., Russell, J. L., Apr 2015. GCM simulations of Titan’s middle and lower atmosphere and comparison to observations. *Icarus* 250, 516–528.
- Magee, B. A., Waite, J. H., Mandt, K. E., Westlake, J., Bell, J., Gell, D. A., Dec. 2009. INMS-derived composition of Titan’s upper atmosphere : Analysis methods and model comparison. *Planet. Space Sci.* 57, 1895–1916.
- Maltagliati, L., Bézard, B., Vinatier, S., Hedman, M. M., Lellouch, E., Nicholson, P. D., Sotin, C., de Kok, R. J., Sicardy, B., Mar. 2015. Titan’s atmosphere as observed by Cassini/VIMS solar occultations : CH₄, CO and evidence for C₂H₆ absorption. *Icarus* 248, 1–24.
- Mathé, C., Vinatier, S., Bézard, B., Lebonnois, S., Gorius, N., Jennings, D. E., Mamoutkine, A., Guandique, E., Vatant d’Ollone, J., Jul. 2020. Seasonal changes in the middle atmosphere of Titan from Cassini/CIRS observations : Temperature and trace species abundance profiles from 2004 to 2017. *Icarus* 344, 113547.
- Mathé, C., Vinatier, S., Bézard, B., Nixon, C. A., Oct. 2017. ¹²C/¹³C and ¹⁴N/¹⁵N isotopic ratios in HCN in the middle atmosphere of Titan from Cassini/CIRS data. In : AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #49. Vol. 49 of AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts. p. 213.01.
- Mayo, L. A., Samuelson, R. E., Aug. 2005. Condensate clouds in Titan’s north polar stratosphere. *Icarus* 176, 316–330.
- Moreno, R., Lellouch, E., Lara, L. M., Courtin, R., Bockelée-Morvan, D., Hartogh, P., Rengel, M., Biver, N., Banaszkiwicz, M., González, A., Dec. 2011. First detection of hydrogen isocyanide (HNC) in Titan’s atmosphere. *Astro. & Astrophys.* 536, L12.

- Newman, C. E., Lee, C., Lian, Y., Richardson, M. I., Toigo, A. D., Jun. 2011. Stratospheric superrotation in the TitanWRF model. *Icarus* 213, 636–654.
- Niemann, H. B., Atreya, S. K., Bauer, S. J., Carignan, G. R., Demick, J. E., Frost, R. L., Gautier, D., Haberman, J. A., Harpold, D. N., Hunten, D. M., Israël, G., Lunine, J. I., Kasprzak, W. T., Owen, T. C., Paulkovich, M., Raulin, F., Raaen, E., Way, S. H., Dec. 2005. The abundances of constituents of Titan’s atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe. *Nature* 438, 779–784.
- Niemann, H. B., Atreya, S. K., Demick, J. E., Gautier, D., Haberman, J. A., Harpold, D. N., Kasprzak, W. T., Lunine, J. I., Owen, T. C., Raulin, F., Dec. 2010. Composition of Titan’s lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment. *Journal of Geophysical Research (Planets)* 115, 12006.
- Nixon, C. A., Achterberg, R. K., Vinatier, S., Bézard, B., Coustenis, A., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., de Kok, R., Romani, P. N., Jennings, D. E., Bjoraker, G. L., Flasar, F. M., Jun. 2008a. The $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ isotopic ratio in Titan hydrocarbons from Cassini/CIRS infrared spectra. *Icarus* 195 (2), 778–791.
- Nixon, C. A., Ansty, T. M., Lombardo, N. A., Bjoraker, G. L., Achterberg, R. K., Annex, A. M., Rice, M., Romani, P. N., Jennings, D. E., Samuelson, R. E., Anderson, C. M., Coustenis, A., Bézard, B., Vinatier, S., Lellouch, E., Courtin, R., Teanby, N. A., Cottini, V., Flasar, F. M., Sep. 2019. Cassini Composite Infrared Spectrometer (CIRS) Observations of Titan 2004-2017. *Astrophys. J. Supp. Series* 244 (1), 14.
- Nixon, C. A., Jennings, D. E., Bézard, B., Teanby, N. A., Achterberg, R. K., Coustenis, A., Vinatier, S., Irwin, P. G. J., Romani, P. N., Hewagama, T., Flasar, F. M., Jul. 2008b. Isotopic Ratios in Titan’s Atmosphere from Cassini CIRS Limb Sounding : CO_2 at Low and Midlatitudes. *Astrophys. J. Letters* 681 (2), L101.
- Nixon, C. A., Jennings, D. E., Bézard, B., Vinatier, S., Teanby, N. A., Sung, K., Ansty, T. M., Irwin, P. G. J., Gorius, N., Cottini, V., Coustenis, A., Flasar, F. M., Oct. 2013. Detection of Propene in Titan’s Stratosphere. *Astrophys. J. Letters* 776 (1), L14.
- Nixon, C. A., Temelso, B., Vinatier, S., Teanby, N. A., Bézard, B., Achterberg, R. K., Mandt, K. E., Sherrill, C. D., Irwin, P. G. J., Jennings, D. E., Romani, P. N., Coustenis, A., Flasar, F. M., Apr. 2012. Isotopic Ratios in Titan’s Methane : Measurements and Modeling. *Astrophys. J.* 749 (2), 159.
- Nixon, C. A., Thelen, A. E., Cordiner, M. A., Kisiel, Z., Charnley, S. B., Molter, E. M., Serigano, J., Irwin, P. G. J., Teanby, N. A., Kuan, Y.-J., Nov. 2020. Detection of Cyclopropenylidene on Titan with ALMA. *Astronomical J.* 160 (5), 205.
- Palmer, M. Y., Cordiner, M. A., Nixon, C. A., Charnley, S. B., Teanby, N. A., Kisiel, Z., Irwin, P. G. J., Mumma, M. J., Jul. 2017. ALMA detection and astrobiological potential of vinyl cyanide on Titan. *Science Advances* 3, e1700022.
- Pinhas, A., Madhusudhan, N., Gandhi, S., MacDonald, R., Jan. 2019. H_2O abundances and cloud properties in ten hot giant exoplanets. *MNRAS* 482 (2), 1485–1498.
- Rannou, P., Cabane, M., Botet, R., Chassefière, E., 1997. A new interpretation of scattered light measurements at Titan’s limb. *J. Geophys. Res.* 102, 10997–11014.
- Rannou, P., Cours, T., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Sotin, C., Drossart, P., Brown, R., Aug. 2010. Titan haze distribution and optical properties retrieved from recent observations. *Icarus* 208, 850–867.
- Rannou, P., Hourdin, F., McKay, C. P., Aug. 2002. A wind origin for Titan’s haze structure. *Nature* 418, 853–856.
- Rannou, P., Hourdin, F., McKay, C. P., Luz, D., Aug. 2004. A coupled dynamics-microphysics model of Titan’s atmosphere. *Icarus* 170, 443–462.

- Rey, M., Nikitin, A. V., Bézard, B., Rannou, P., Coustenis, A., Tyuterev, V. G., Mar. 2018. New accurate theoretical line lists of $^{12}\text{CH}_4$ and $^{13}\text{CH}_4$ in the 0-13400 cm^{-1} range : Application to the modeling of methane absorption in Titan's atmosphere. *Icarus* 303, 114–130.
- Samuelson, R. E., Mayo, L. A., Jun. 1991. Thermal infrared properties of Titan's stratospheric aerosol. *Icarus* 91, 207–219.
- Samuelson, R. E., Nath, N. R., Borysow, A., Aug. 1997b. Gaseous abundances and methane supersaturation in Titan's troposphere. *Planet. Space Sci.* 45, 959–980.
- Schinder, P. J., Flasar, F. M., Marouf, E. A., French, R. G., Anabtawi, A., Barbinis, E., Fleischman, D., Achterberg, R. K., Jul. 2020. The structure of Titan's atmosphere from Cassini radio occultations : One- and two-way occultations. *Icarus* 345, 113720.
- Schinder, P. J., Flasar, F. M., Marouf, E. A., French, R. G., Anabtawi, A., Barbinis, E., Kliore, A. J., Jul. 2015. A numerical technique for two-way radio occultations by oblate axisymmetric atmospheres with zonal winds. *Radio Science* 50 (7), 712–727.
- Schinder, P. J., Flasar, F. M., Marouf, E. A., French, R. G., McGhee, C. A., Kliore, A. J., Rappaport, N. J., Barbinis, E., Fleischman, D., Anabtawi, A., Nov. 2012. The structure of Titan's atmosphere from Cassini radio occultations : Occultations from the Prime and Equinox missions. *Icarus* 221, 1020–1031.
- Seignovert, B., Rannou, P., Lavvas, P., Cours, T., West, R. A., 2017. Aerosols optical properties in Titan's detached haze layer before the equinox. *Icarus* 292, 13–21.
- Seignovert, B., Rannou, P., West, R. A., Vinatier, S., 2020. Haze seasonal variations of Titan's upper atmosphere during the Cassini Mission. *Astrophys. J.*, revised.
- Sharkey, J., Teanby, N. A., Sylvestre, M., Mitchell, D. M., Seviour, W. J. M., Nixon, C. A., Irwin, P. G. J., Feb. 2020. Mapping the Structure and Evolution of Titan's Northern Polar Vortex. *Icarus* 337, 113441.
- Sharkey, J., Teanby, N. A., Sylvestre, M., Mitchell, D. M., Seviour, W. J. M., Nixon, C. A., Irwin, P. G. J., Jan. 2021. Potential vorticity structure of Titan's polar vortices from Cassini CIRS observations. *Icarus* 354, 114030.
- Snellen, I. A. G., de Kok, R. J., de Mooij, E. J. W., Albrecht, S., Jun. 2010. The orbital motion, absolute mass and high-altitude winds of exoplanet HD209458b. *Nature* 465 (7301), 1049–1051.
- Strobel, D. F., Atreya, S. K., Bézard, B., Ferri, F., Flasar, F. M., Fulchignoni, M., Lellouch, E., Müller-Wodarg, I., 2010. Atmospheric Structure and Composition. p. 235.
- Sylvestre, M., Teanby, N. A., Vattant d'Ollone, J., Vinatier, S., Bézard, B., Lebonnois, S., Irwin, P. G. J., 2020. Seasonal evolution of temperatures in Titan's lower stratosphere. *Icarus* 344, 113188.
- Sylvestre, M., Teanby, N. A., Vinatier, S., Lebonnois, S., Irwin, P. G. J., Jan 2018. Seasonal evolution of C_2N_2 , C_3H_4 , and C_4H_2 abundances in Titan's lower stratosphere. *Astron. Astrophys.* 609, A64.
- Szopa, C., Cernogora, G., Boufendi, L., Correia, J. J., Coll, P., Apr. 2006. PAMPRE : A dusty plasma experiment for Titan's tholins production and study. *Planet. Space Sci.* 54 (4), 394–404.
- Teanby, N. A., Bézard, B., Vinatier, S., Sylvestre, M., Nixon, C. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Calcutt, S., Flasar, F. M., Nov. 2017. The formation and evolution of Titan's winter polar vortex. *Nature Comm.* 8, 1586.
- Teanby, N. A., de Kok, R., Irwin, P. G. J., Osprey, S., Vinatier, S., Gierasch, P. J., Read, P. L., Flasar, F. M., Conrath, B. J., Achterberg, R. K., Bézard, B., Nixon, C. A., Calcutt, S. B., Dec. 2008b. Titan's winter polar vortex structure revealed by chemical tracers. *J. Geophys. Res.* 113, E12003, doi : 10.1029/2008JE003218.

- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Apr 2010. Compositional evidence for Titan's stratospheric tilt. *Planet. Space Sci.* 58 (5), 792–800.
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Jolly, A., Bézard, B., Nixon, C. A., Calcutt, S. B., Aug. 2009. Titan's stratospheric C₂N₂, C₃H₄, and C₄H₂ abundances from Cassini/CIRS far-infrared spectra. *Icarus* 202 (2), 620–631.
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Nixon, C. A., Coustenis, A., Bézard, B., Calcutt, S. B., Bowles, N. E., Flasar, F. M., Fletcher, L., Howett, C., Taylor, F. W., 2006. Latitudinal variations of HCN, HC₃N, and C₂N₂ in Titan's stratosphere derived from Cassini CIRS data. *Icarus* 181, 243–255.
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Nixon, C. A., Coustenis, A., Royer, E., Calcutt, S. B., Bowles, N. E., Fletcher, L., Howett, C., Taylor, F. W., Feb. 2008a. Global and temporal variations in hydrocarbons and nitriles in Titan's stratosphere for northern winter observed by Cassini/CIRS. *Icarus* 193, 595–611.
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., de Kok, R., Vinatier, S., Bézard, B., Nixon, C. A., Flasar, F. M., Calcutt, S. B., Bowles, N. E., Fletcher, L., Howett, C., Taylor, F. W., Feb. 2007. Vertical profiles of HCN, HC₃N, and C₂H₂ in Titan's atmosphere derived from Cassini/CIRS data. *Icarus* 186, 364–384.
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., Nixon, C. A., de Kok, R., Vinatier, S., Coustenis, A., Sefton-Nash, E., Calcutt, S. B., Flasar, F. M., Nov. 2012. Active upper-atmosphere chemistry and dynamics from polar circulation reversal on Titan. *Nature* 491, 732–735.
- Teanby, N. A., Sylvestre, M., Sharkey, J., Nixon, C. A., Vinatier, S., Irwin, P. G. J., Mar 2019. Seasonal Evolution of Titan's Stratosphere During the Cassini Mission. *Geophys. Res. Letter* 46 (6), 3079–3089.
- Tomasko, M. G., Archinal, B., Becker, T., Bézard, B., Bushroë, M., Combes, M., Cook, D., Coustenis, A., de Bergh, C., Dafoe, L. E., Doose, L., Douté, S., Eibl, A., Engel, S., Gliem, F., Grieger, B., Holso, K., Howington-Kraus, E., Karkoschka, E., Keller, H. U., Kirk, R., Kramm, R., Küppers, M., Lanagan, P., Lellouch, E., Lemmon, M., Lunine, J., McFarlane, E., Moores, J., Prout, G. M., Rizk, B., Rosiek, M., Rueffer, P., Schröder, S. E., Schmitt, B., See, C., Smith, P., Soderblom, L., Thomas, N., West, R., Dec. 2005. Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature* 438, 765–778.
- Tomasko, M. G., Doose, L., Engel, S., Dafoe, L. E., West, R., Lemmon, M., Karkoschka, E., See, C., Apr. 2008. A model of Titan's aerosols based on measurements made inside the atmosphere. *Planet. Space Sci.* 56, 669–707.
- Tomasko, M. G., Doose, L. R., Dafoe, L. E., See, C., Nov. 2009. Limits on the size of aerosols from measurements of linear polarization in Titan's atmosphere. *Icarus* 204, 271–283.
- Turbet, M., Bolmont, E., Leconte, J., Forget, F., Selsis, F., Tobie, G., Caldas, A., Naar, J., Gillon, M., May 2018. Modeling climate diversity, tidal dynamics and the fate of volatiles on TRAPPIST-1 planets. *A&A* 612, A86.
- Vatant d'Ollone, J., 2020. Modélisation numérique des variations saisonnières de l'atmosphère de titan. Ph.D. thesis, Sorbonne Université, Paris.
- Vatant d'Ollone, J., Lebonnois, S., Burgalat, J., Sep. 2018. Seasonal variations in Titan's stratosphere polar regions addressed with a Global Climate Model. In : European Planetary Science Congress. pp. EPSC2018–1034.
- Vinatier, S., Bézard, B., de Kok, R., Anderson, C. M., Samuelson, R. E., Nixon, C. A., Mamoutkine, A., Carlson, R. C., Jennings, D. E., Guandique, E. A., Bjoraker, G. L., Michael Flasar, F., Kunde, V. G., Dec. 2010a. Analysis of Cassini/CIRS limb spectra of Titan acquired during the nominal mission II : Aerosol extinction profiles in the 600–1420 cm⁻¹ spectral range. *Icarus* 210, 852–866.

- Vinatier, S., Bézard, B., Fouchet, T., Teanby, N. A., de Kok, R., Irwin, P. G. J., Conrath, B. J., Nixon, C. A., Romani, P. N., Flasar, F. M., Coustenis, A., May 2007a. Vertical abundance profiles of hydrocarbons in Titan's atmosphere at 15°S and 80°N retrieved from Cassini/CIRS spectra. *Icarus* 188, 120–138.
- Vinatier, S., Bézard, B., Lebonnois, S., Teanby, N. A., Achterberg, R. K., Gorius, N., Mamoutkine, A., Guandique, E., Jolly, A., Jennings, D. E., Flasar, F. M., Apr. 2015. Seasonal variations in Titan's middle atmosphere during the northern spring derived from Cassini/CIRS observations. *Icarus* 250, 95–115.
- Vinatier, S., Bézard, B., Nixon, C. A., Nov. 2007b. The Titan $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ and $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ isotopic ratios in HCN from Cassini/CIRS. *Icarus* 191, 712–721.
- Vinatier, S., Bézard, B., Nixon, C. A., Mamoutkine, A., Carlson, R. C., Jennings, D. E., Guandique, E. A., Teanby, N. A., Bjoraker, G. L., Michael Flasar, F., Kunde, V. G., Feb. 2010b. Analysis of Cassini/CIRS limb spectra of Titan acquired during the nominal mission. I. Hydrocarbons, nitriles and CO_2 vertical mixing ratio profiles. *Icarus* 205, 559–570.
- Vinatier, S., Mathé, C., Bézard, B., Vatant d'Ollone, J., Lebonnois, S., Dauphin, C., Flasar, F. M., Achterberg, R. K., Seignovert, B., Sylvestre, M., Teanby, N. A., Gorius, N., Mamoutkine, A., Guandique, E., Jennings, D. E., Sep. 2020. Temperature and chemical species distributions in the middle atmosphere observed during Titan's late northern spring to early summer. *A & A* 641, A116.
- Vinatier, S., Rannou, P., Anderson, C. M., Bézard, B., de Kok, R., Samuelson, R. E., May 2012. Optical constants of Titan's stratospheric aerosols in the 70–1500 cm^{-1} spectral range constrained by Cassini/CIRS observations. *Icarus* 219, 5–12.
- Vinatier, S., Schmitt, B., Bézard, B., Rannou, P., Dauphin, C., de Kok, R., Jennings, D. E., Flasar, F. M., Aug 2018. Study of Titan's fall southern stratospheric polar cloud composition with Cassini/CIRS : Detection of benzene ice. *Icarus* 310, 89–104.
- Vuitton, V., Yelle, R. V., Klippenstein, S. J., Hörst, S. M., Lavvas, P., May 2019. Simulating the density of organic species in the atmosphere of Titan with a coupled ion-neutral photochemical model. *Icarus* 324, 120–197.
- Vuitton, V., Yelle, R. V., McEwan, M. J., Nov. 2007. Ion chemistry and N-containing molecules in Titan's upper atmosphere. *Icarus* 191, 722–742.
- West, R. A., Balloch, J., Dumont, P., Lavvas, P., Lorenz, R., Rannou, P., Ray, T., Turtle, E. P., Mar. 2011. The evolution of Titan's detached haze layer near equinox in 2009. *Geophys. Res. Lett.* 38, 6204.
- West, R. A., Del Genio, A. D., Barbara, J. M., Toledo, D., Lavvas, P., Rannou, P., Turtle, E. P., Perry, J., May 2016. Cassini Imaging Science Subsystem observations of Titan's south polar cloud. *Icarus* 270, 399–408.
- Yelle, R. V., Dec. 1991. Non-LTE Models of Titan's Upper Atmosphere. *Astrophys. J.* 383, 380.
- Zhang, X., Strobel, D. F., Imanaka, H., Nov. 2017. Haze heats Pluto's atmosphere yet explains its cold temperature. *Nature* 551 (7680), 352–355.
- Zhang, X., West, R. A., Irwin, P. G. J., Nixon, C. A., Yung, Y. L., Dec. 2015. Aerosol influence on energy balance of the middle atmosphere of Jupiter. *Nature Communications* 6, 10231.