

UNIVERSITÉ DE REIMS CHAMPAGNE – ARDENNE

THÈSE

présentée

pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
DE REIMS CHAMPAGNE – ARDENNE

Spécialité : Optique et milieux dilués

Ecole doctorale Sciences, Technologies, Santé

par

Thibault Le Barbu

Sujet de la thèse

SPECTROMÉTRIE INFRAROUGE ATMOSPHERIQUE

Applications à la mesure in situ par diodes laser de H₂O, CO₂ et leurs isotopes dans la basse atmosphère de Mars (TDLAS) et à la mesure du CO₂ terrestre par le spectromètre à réseau SOIR.

Soutenue le 9 octobre 2006

Composition du jury

Dr. Eric Chassefière	Service d'Aéronomie du CNRS, Paris	Rapporteur
Pr. Oleg Korablev	Institut Recherche Spatiale de Moscou	Rapporteur
Pr. Georges Durry	Université de Reims	Directeur de thèse
Dr. Jacques Berthon	CNES, Toulouse	Examineur
Dr. Alain Hauchecorne	Service d'Aéronomie du CNRS, Paris	Examineur
Dr. Francis Rocard	CNES, Paris	Examineur
Dr. Virginie Zéninari	Université de Reims	Examineur

L'expérience est une bougie qui n'éclaire que celui qui la porte.

Confucius

Résumé

Les travaux présentés dans ce manuscrit portent sur la spectrométrie infrarouge et sur les développements et tests effectués pour deux instruments pouvant être utilisés pour des applications atmosphériques.

La première partie de ce manuscrit présente d'abord une chronologie de l'exploration spatiale de la planète Mars d'un point de vue de la recherche de l'eau ainsi que les caractéristiques environnementales de la planète et présente ensuite les développements autour d'un spectromètre à diodes laser accordables (TDLAS¹) adapté à l'étude in situ de l'atmosphère de Mars et en particulier des flux de vapeur d'eau à la surface. L'eau est un élément essentiel à la vie et il est important de comprendre tous les aspects de son cycle, en particulier les interactions surface/atmosphère.

La deuxième partie traite des études spectroscopiques qui ont été faites en laboratoire avec les diodes laser émettant à 1877nm, 2042nm et 2640nm pouvant être utilisées par TDLAS pour la mesure de H₂O/CO₂, ¹³CO₂/¹⁸O¹²C¹⁶O, et HDO/H₂¹⁷O/H₂¹⁸O respectivement. Les paramètres spectroscopiques de ces molécules d'intérêts à ces longueurs d'onde ont été déterminés et pourront être utilisés pour l'exploitation des spectres mesurés in situ.

La troisième partie porte sur un spectromètre à réseau et filtre acousto-optique (SOIR²) pouvant être utilisé pour la mesure du dioxyde de carbone dans l'atmosphère de la Terre par occultation solaire. Le CO₂ est l'un des principaux de gaz à effets de serre. Une connaissance des sources et des puits de CO₂ est primordiale pour évaluer l'impact de son augmentation de concentration sur l'évolution future du climat. Un instrument compact comme SOIR serait très utile pour compléter le réseau actuel de stations de mesure de CO₂. Les premières mesures solaires sont présentées ainsi que les modifications apportées à l'instrument et les premiers tests de calibration.

Mots-Clés : Planétologie ; Atmosphère ; Spectrométrie moléculaire ; Absorption ; Diode laser ; Filtre acousto-optique ; Occultation solaire ; Calibration.

¹ TDLAS : Tunable Diode Laser Spectrometer

² SOIR : Solar Occultation InfraRed spectrometer

Remerciements

Ces travaux ont été effectués à l'UFR Sciences Exactes et Naturelles de l'Université de Reims Champagne Ardenne, au sein du Groupe de Spectrométrie Moléculaire et Atmosphérique (UMR CNRS 6089). Je tiens à remercier le directeur, le Pr. Alain Barbe, qui m'a accepté dans son laboratoire.

Je remercie particulièrement les rapporteurs, mais aussi les autres membres du jury d'être venus examiner ce travail.

Je remercie également mon directeur de thèse, le professeur Georges Durry, de m'avoir donné l'opportunité de découvrir plus en avant le monde de la recherche.

Bien entendu, même si je ne les nommerai pas tous, je remercie les autres membres du laboratoire pour leur accueil, les aides et les conseils. En particulier, Bertrand Parvitte et Virginie Zéninari, pour leur aide en spectroscopie, Etienne Mérienne pour ses schémas électroniques, Vincent Parpillon pour son travail sur le pointeur solaire et les deux techniciens avec lesquels j'ai eu le plus l'occasion de travailler Nicolas Chauvin et Thomas De Carpentier.

Enfin, je remercie nos sympathiques collègues russes, Imant Vinogradov et Taras Afanasenko.

Table des matières

Résumé.....	i
Remerciements	iii
Introduction générale.....	1
- CHAPITRE 1 - TDLAS, un spectromètre à diodes laser pour l'étude de la planète Mars ..	3
Introduction	3
1. Histoire de l'exploration Martienne : à la recherche de l'eau	4
1.1. Chronologie des missions spatiales.....	4
1.2. Dernières missions et derniers résultats	8
1.2.1. Depuis le sol	8
1.2.2. Depuis l'orbite.....	8
1.3. Les missions futures	9
1.3.1. Les missions de la NASA.....	9
1.3.2. Le programme AURORA de l'ESA.....	12
1.4. L'atmosphère de Mars.....	12
1.4.1. Le cycle du CO ₂	12
1.4.2. Le cycle de l'eau	13
1.4.3. Les conditions climatiques au sol.....	16
2. L'instrument TDLAS	17
2.1. Présentation du projet.....	17
2.2. Méthodologie	18
2.3. Proposition de configuration et caractéristiques	23
2.4. Développements instrumentaux	26
2.4.1. Développements logiciels	26
2.4.2. Instrument de laboratoire	28
3. Perspectives instrumentales pour TDLAS	32
3.1. La mission Phobos-Grunt.....	32
3.2. Les instruments d'études in-situ du sol.....	33
3.3. Le spectromètre à diodes lasers – TDLAS Phobos Grunt.....	34

3.3.1. Présentation de l'instrument.....	34
3.3.2. Réalisation du tube	36
3.4. Tests en laboratoire	36
3.4.1. Test de chauffage	36
3.4.2. Test laser	36
3.5. La coopération pour la mission Phobos	38
Conclusion.....	39
Bibliographie chapitre 1	40
Lexique des instruments.....	43
- CHAPITRE 2 - Spectrométrie laser en laboratoire des isotopes de CO ₂ et H ₂ O pour le projet TDLAS.....	45
Introduction	45
1. Spectroscopie laser infrarouge	46
1.1. Objectifs de l'étude	46
1.2. Détails expérimentaux.....	46
2. Résultats de l'étude spectroscopique.....	55
2.1. Laser 1877nm	55
2.1.1. Résultat pour H ₂ O	55
2.1.2. Résultat pour CO ₂	57
2.2. Laser 2042nm	59
2.3. Laser 2640nm.....	62
3. Impact des études spectroscopiques de laboratoire sur le retour scientifiques des mesures martiennes.	64
3.1. Remarques concernant les incertitudes de mesures	64
3.2. Impact sur le retour scientifiques	64
Conclusion.....	65
Bibliographie chapitre 2	66
- CHAPITRE 3 - Spectrométrie infrarouge par occultation solaire : Application à l'étude de la Terre avec l'instrument SOIR.	67
Introduction	67
1. Discussion sur l'évolution et les mesures du dioxyde de carbone atmosphérique.....	68
1.1. Evolution du dioxyde de carbone atmosphérique et implications.....	68
1.2. Perspectives instrumentales.....	70

1.2.1. Le satellite OCO	70
1.2.2. Les stations au sol	72
2. L'instrument SOIR	73
2.1. Présentation de l'instrument	73
2.2. Description de l'instrument	74
2.2.1. Fonctionnement	74
2.2.2. Formalisme	77
2.2.3. Optimisation	78
2.2.4. Les filtres acousto-optiques	80
2.3. Mesures solaires	83
2.3.1. Avec le modèle initial	83
2.3.2. Avec le modèle modifié (nouveau filtre)	86
2.3.3. Traitements	86
2.4. Test et calibration du spectromètre en laboratoire	89
2.4.1. Alignement optique	89
2.4.2. Calibration sur une cuve long parcours	90
2.4.3. Modifications optiques et mécaniques	96
2.5. Perspectives instrumentales	97
Conclusion	99
Bibliographie chapitre 3	100
Conclusion générale	103
ANNEXES	105
Compléments mathématiques de spectroscopie	108
PUBLICATIONS	109

Introduction générale

L'atmosphère de la Terre est une enveloppe de gaz qui nous fait vivre et qui nous protège. Elle maintient à la surface de la planète des températures adéquates à la vie et nous protège des rayons ultraviolets solaires nocifs. Bien qu'en équilibre en première approche (majoritairement de l'azote et de l'oxygène), les concentrations des composés minoritaires changent continuellement. Cela est dû aux interactions avec les différents écosystèmes présents sur Terre, à l'action humaine, et aux réactions chimiques qui s'y produisent. Certains gaz, cependant, ont plus d'impact que d'autres sur l'équilibre de la planète. Le dioxyde de carbone, entre autres, est un gaz qui contribue de façon importante au réchauffement climatique.

D'autres planètes ont également une atmosphère. Mars, en particulier. Cette planète suscite un intérêt important car elle présente des similitudes avec la Terre et les scientifiques se demandent si elle n'aurait pas un jour pu abriter la vie. En effet, l'eau liquide, qui est nécessaire à la vie telle que nous la connaissons, semble avoir pu couler par le passé à la surface de Mars même si aujourd'hui elle a complètement disparu de sa surface. Compte tenu de la faible pression de l'atmosphère actuelle, l'état liquide, en admettant qu'il puisse se produire à certains endroits sous certaines conditions, n'est pas stable.

La spectroscopie dans le proche infrarouge ($1\mu\text{m}$ à $3\mu\text{m}$) permet de faire des mesures précises de concentration de gaz dans les atmosphères planétaires. Que ce soit sur Terre ou sur Mars, les principes de spectroscopie permettent de réaliser des instruments précis qui nous aide à mieux comprendre les états actuels et passés des atmosphères et leur évolution.

L'objectif de la thèse était d'utiliser la spectroscopie pour deux applications pratiques :

- 1) Utilisation de la spectrométrie par diode laser infrarouge pour la mesure in situ de CO_2 , H_2O et de leurs isotopes dans l'atmosphère de Mars (Chapitre 1). Ce type d'instrument nécessite la caractérisation des sources lasers utilisées et l'étude en laboratoire des molécules (Chapitre 2).
- 2) Utilisation d'un spectromètre à réseau et filtre acousto-optique pour la mesure de colonnes de CO_2 dans l'atmosphère de la Terre par occultation solaire (Chapitre 3).

Le premier instrument, TDLAS, permettra de caractériser la basse atmosphère de Mars pour mieux comprendre le climat actuel et passé de la planète et ainsi déterminer, en relation avec les autres instruments scientifiques d'étude de Mars, si la vie peut ou a pu exister.

Le second, SOIR, pourra compléter le réseau actuel de stations de mesure du CO_2 et suivre l'évolution de la concentration du CO_2 terrestre. Cette évolution est un paramètre important pour les modèles climatiques.

- CHAPITRE 1 -
TDLAS, un spectromètre à diodes laser
pour l'étude de la planète Mars

Introduction

L'exploration spatiale de la planète Mars a commencé dans les années 1960. Depuis, grâce à la diversité des instruments scientifiques embarqués dans les différentes missions d'études de Mars, satellites ou atterrisseurs, notre connaissance de cette planète a considérablement augmenté. A l'heure actuelle, nous avons une cartographie visible totale de Mars avec une bonne résolution, des cartographies altimétriques, magnétiques, minéralogiques, thermiques ainsi qu'une cartographie de la variation de la concentration de vapeur d'eau atmosphérique. A cela s'ajoute des données météorologiques, pression, température, et des observations (nuages, givre) qui nous permettent de mieux contraindre les modèles de circulation atmosphérique générale de Mars.

Toutes les informations semblent indiquer que Mars a connu par le passé un climat qui aurait permis la présence d'eau liquide à sa surface et probablement en grande quantité. Cependant, cette eau n'a jusqu'à maintenant pas été mesurée dans sa totalité. Il est possible qu'une partie de cette eau ait été perdue dans l'espace, auquel cas les rapports isotopiques des composés de l'atmosphère peuvent nous donner des indications (en particulier celui de HDO), ou qu'elle soit piégée dans des réservoirs sous la surface.

Les missions en cours et futures devraient permettre de donner des indices supplémentaires sur l'histoire de l'évolution de la planète et sur son état actuel avec un thème majeur : la recherche de l'eau sous toutes ces formes.

Parmi les connaissances qu'il reste à acquérir, les interactions surface atmosphère sont primordiales et en particulier, les interactions de la vapeur d'eau avec le régolite (absorption/désorption). Le sol martien est-il un réservoir important d'eau ? Les dernières mesures de Mars Odyssey semblent indiquer la présence d'une grande quantité d'eau sous la surface, probablement sous forme de glace. Les prévisions sur l'évolution future du cycle de l'eau dépendent de la compréhension de ces phénomènes.

Pour essayer de caractériser ces interactions nous proposons une mesure in situ précise de l'eau, du CO₂ et de leurs isotopes à l'aide d'un senseur à diodes laser. La technique de spectroscopie d'absorption infrarouge par diode laser est très efficace pour la mesure des concentrations de gaz à haute précision.

La première partie de ce chapitre présente un court historique des missions spatiales d'exploration de Mars puis les connaissances qu'elles nous ont permis d'acquérir. L'accent est mis sur l'étude de l'eau sur Mars.

La deuxième partie porte sur l'instrument TDLAS et les développements effectués pour adapter la méthode de spectroscopie d'absorption laser à l'étude de la planète Mars.

A la fin de ce chapitre, nous abordons également les possibilités pour une mission vers Phobos, l'un des satellites naturels de Mars.

1. Histoire de l'exploration Martienne : à la recherche de l'eau

Dans cette partie nous aborderons brièvement l'histoire de l'exploration de Mars avec un objectif double : prédire les conditions de mesure au sol nécessaires pour le dimensionnement de l'instrument TDLAS, voir comment s'insère l'instrument dans la problématique de l'étude de Mars et en particulier de l'eau. Un historique plus détaillé de l'exploration spatiale au 20^{ème} siècle peut être trouvé dans [Huntress et al., 2003] ou [Moroz et al., 2002].

1.1. Chronologie des missions spatiales

Le début de l'exploration spatiale de la planète Mars remontent aux années 1960. Cependant, c'est à partir des années 1970 (Figure 1), avec la mise en orbite du premier satellite scientifique autour de Mars, Mariner 9, puis l'arrivée des sondes Viking (deux satellites et deux atterrisseurs) que notre connaissance de cette planète a considérablement augmenté. En particulier, concernant notre connaissance du cycle de la vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars, ce sont les données acquises par les spectromètres MAWD¹ des satellites Viking [Jakosky et Farmer, 1982], qui ont longtemps été la référence pour les comparaisons avec les modèles atmosphériques [Haberle et Jakosky, 1990] et avec les mesures effectuées depuis la Terre [Jakosky et Baker, 1984 ; Clancy et al., 1992 ; Sprague et al., 1996]. Ces données sont encore exploitées aujourd'hui pour tenir compte des connaissances acquises depuis (données altimétriques précises), des modèles d'inversion améliorés (incorporant les effets des aérosols) [Fedorova et al., 2004] et pour réaliser des comparaisons avec les données plus récentes.

Après une interruption de 10 années, suivie de 10 années ponctuées par quelques échecs (Phobos-1, Mars Climate Orbiter et Mars 96) et demi réussite (Phobos-2), l'exploration de Mars a repris en 1997 avec l'atterrisseur Mars Pathfinder et le satellite Mars Global Surveyor (MGS). Ces sondes ont apporté de nombreuses nouvelles informations concernant la planète et ont été rejointes par les satellites Mars Odyssey en 2001, Mars Express en 2003, les deux robots mobiles MER (Mars Exploration Rover) également en 2003, et Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) en 2006.

Les Figure 2 et Figure 3 montrent l'étendue des domaines couverts par les différents instruments scientifiques engagés dans les différentes missions d'exploration de Mars. Tous les détails ne sont pas donnés. En effet, même si certains instruments sont très spécialisés et ne servent qu'à un type de mesure, d'autres sont plus polyvalents et permettent, par exemple, d'étudier la surface ainsi que l'atmosphère (TES², OMEGA³). Par ailleurs, certains instruments 'auxiliaires' ne sont pas indiqués comme par exemple les accéléromètres qui sont utilisés pour étudier l'atmosphère (que ce soit pendant la descente ou la phase d'aérofreinage).

¹ MAWD : Mars Atmospheric Water Detector experiment.

² TES : Thermal Emission Spectrometer.

³ OMEGA : Observatoire Martien pour l'étude de l'Eau, des Glaces et de l'Activité.

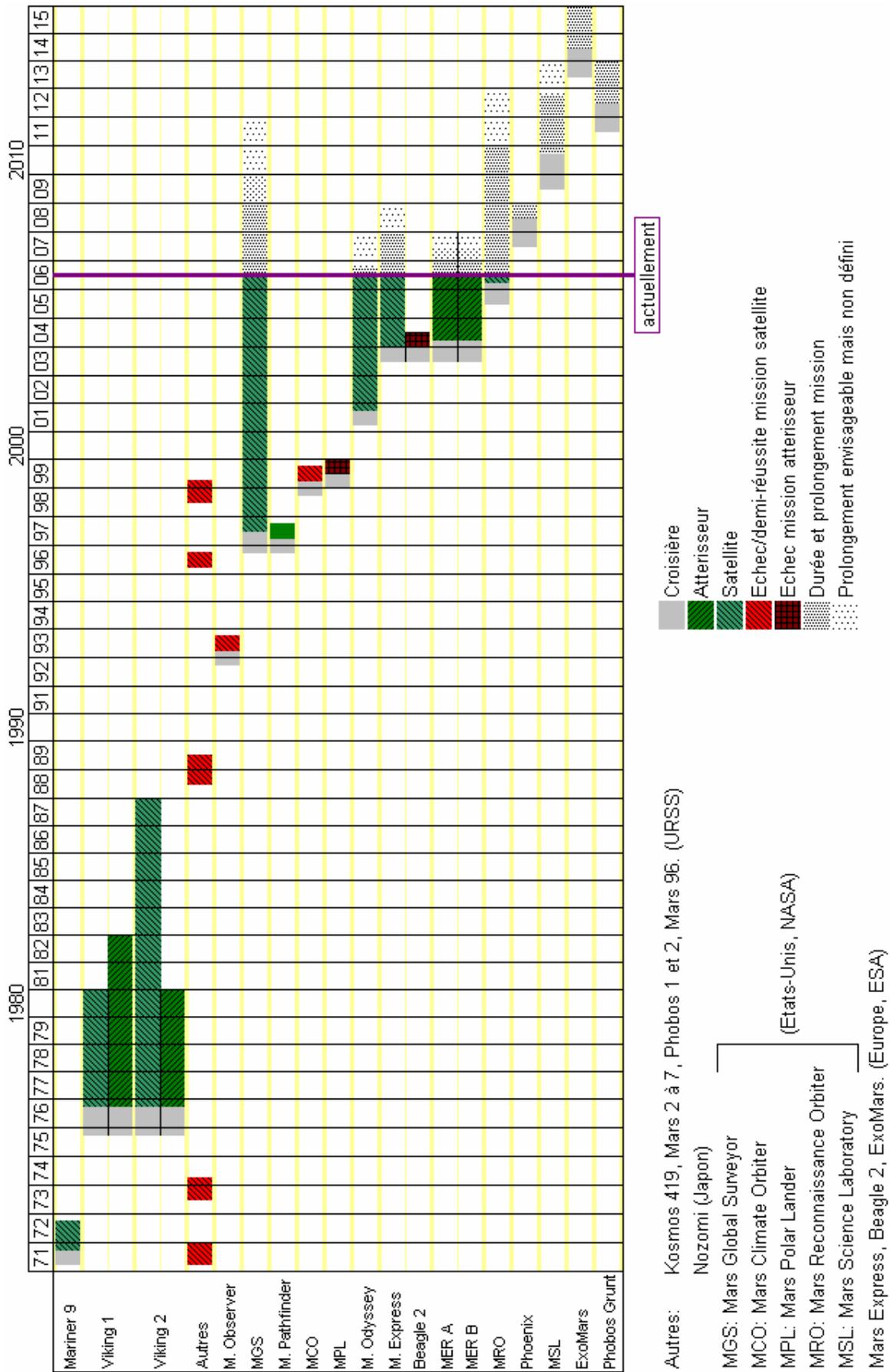


Figure 1: Chronologie des missions spatiales d'exploration de la planète Mars depuis 1971.

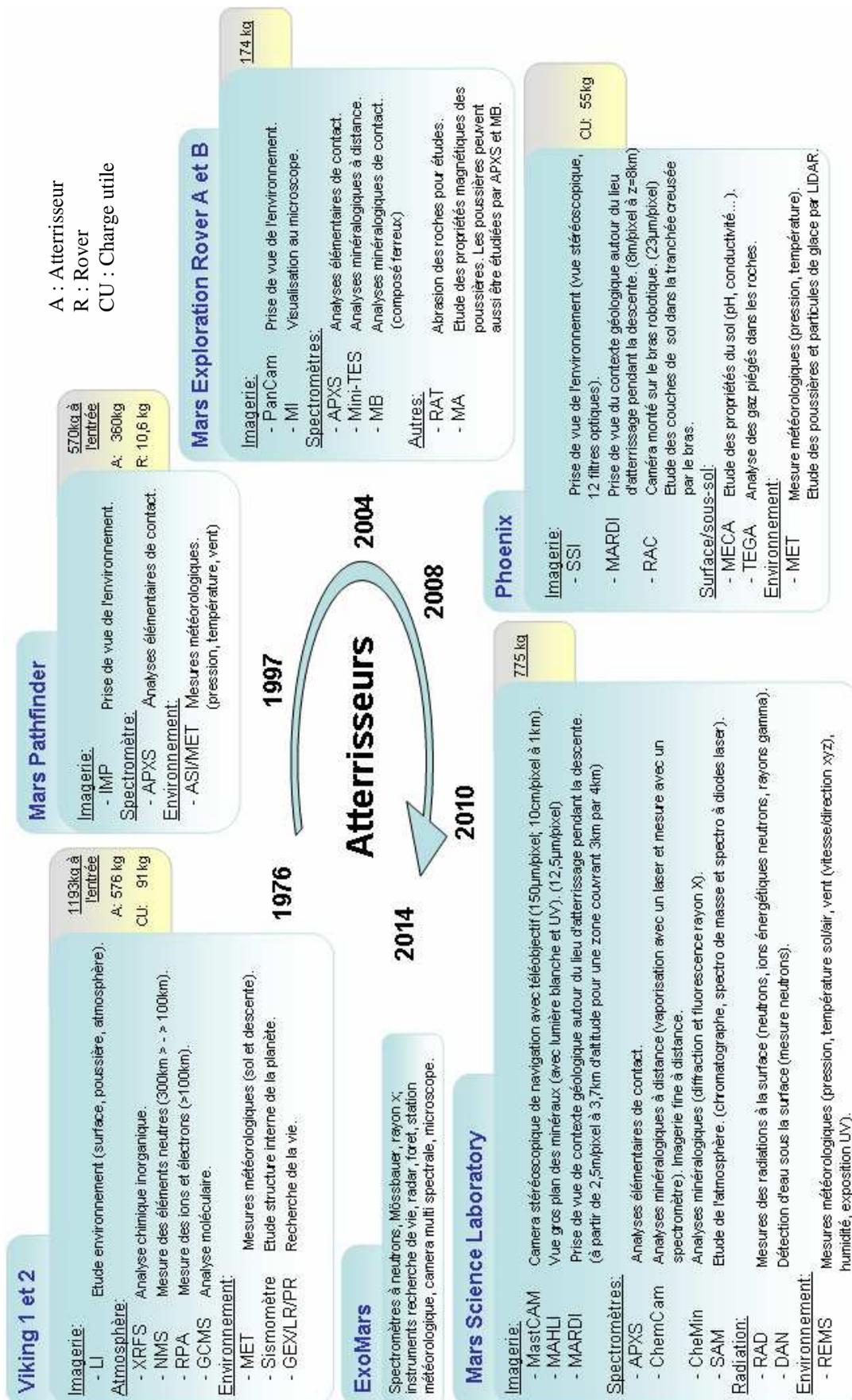
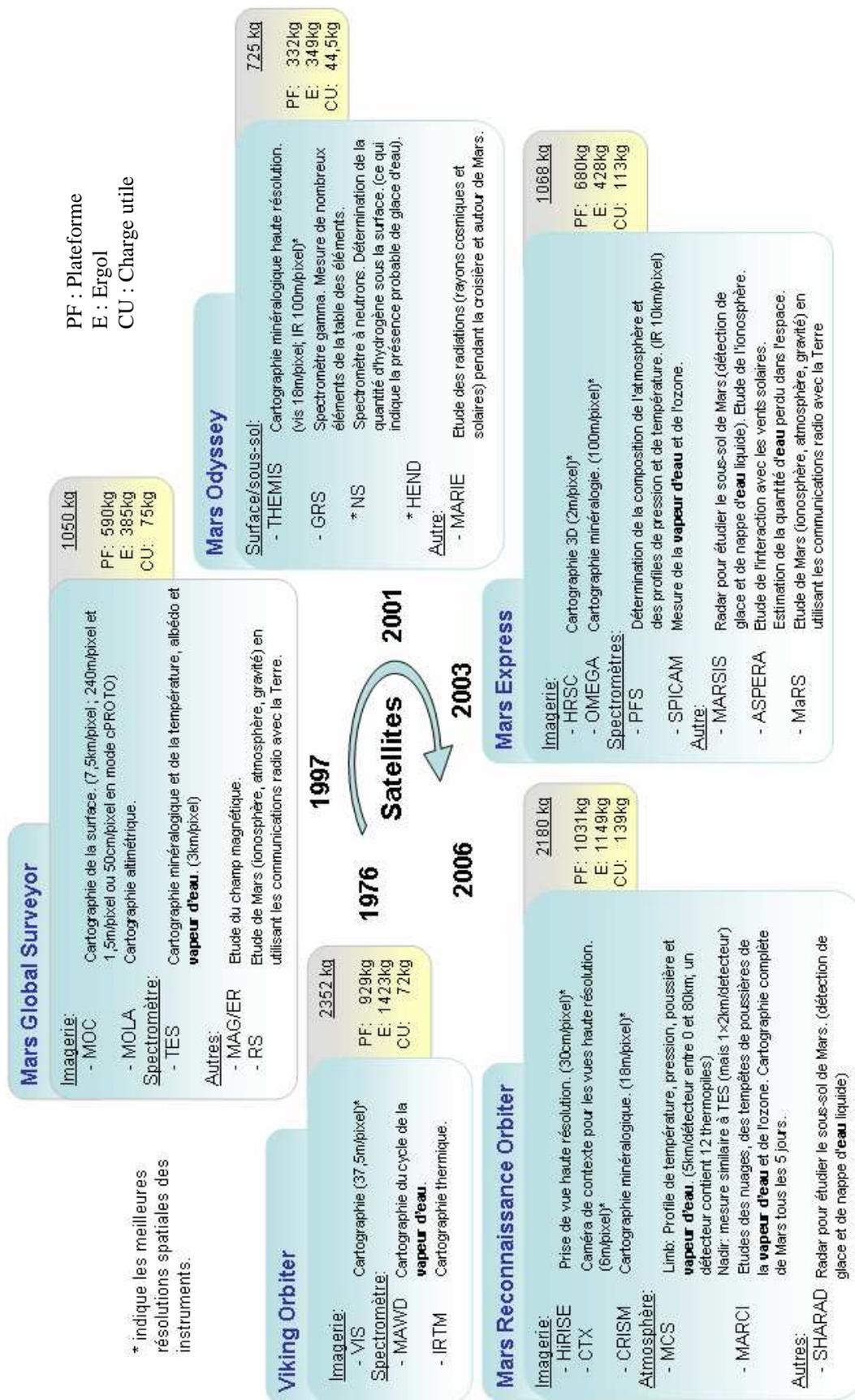


Figure 2: Résumé des instruments embarqués sur les différents atterrisseurs passés, présents et futurs. Voir le lexique à la fin du chapitre.



PF : Plateforme
E : Ergol
CU : Charge utile

* indique les meilleures résolutions spatiales des instruments.

Figure 3: Résumé des différents instruments embarqués sur les satellites passés, présents ou futurs d'étude de Mars. Voir le lexique à la fin du chapitre.

J'évoquerai dans la section suivante un certain nombre d'instruments qui ont permis de faire des mesures directes ou indirectes d'eau (vapeur ou glace).

1.2. Dernières missions et derniers résultats

1.2.1. Depuis le sol

Après les atterrisseurs Viking, l'exploration au sol a repris en 1997 avec la mission Pathfinder. L'atterrisseur était muni d'une station météorologique pour faire des mesures de pression, de température et de vent mais, comme Viking, ne comportait pas de capteur d'humidité. Cependant, l'imageur de Pathfinder (IMP) était équipé de plusieurs filtres, dont certains, centrés sur des raies d'eau, ont permis de faire des mesures de vapeur d'eau en regardant le soleil [Titov, 1999]. Le rover Sojourner était quant à lui principalement un démonstrateur technologique et transportait seulement un spectromètre APXS pour déterminer la composition des roches.

Lors de la mission suivante, Mars Polar Lander, l'atterrisseur comportait un instrument qui aurait permis de faire des mesures directes de la concentration en vapeur d'eau avec un spectromètre à diodes laser [May et al., 2001] mais la sonde a été perdue lors de l'atterrissage en 1999.

L'exploration de Mars a ensuite continué en 2004 avec l'arrivée des robots mobiles MER. Ceux-ci, toujours en activité début 2006, sont spécialisés pour des études géologiques et ne sont également pas équipés pour faire des mesures directes de vapeur d'eau. Cependant, parmi les résultats scientifiques qu'ils ont apportés, on notera la découverte d'indices minéralogiques qui indiquent la présence d'eau liquide par le passé.

Notre connaissance du cycle de l'eau à la surface et des interactions avec le régolithe ne repose donc pas sur des mesures directes locales au sol. Les estimations que nous avons se basent sur les relevés météo de Viking, les observations (dépôts de givre, nuages) et des modèles simples [Savijarvi, 1995] ainsi que sur des mesures de laboratoires [Zent et al., 1995, 1997, 2001]. Ils nous permettent seulement d'émettre des hypothèses sur le cycle de l'eau à la surface. Celles-ci devront être vérifiées lors des prochaines missions. L'occasion sera donnée en 2010 avec MSL et en 2012 avec ExoMars qui seront tout deux équipés de capteurs d'humidité.

1.2.2. Depuis l'orbite

Après les satellites Viking, l'exploration depuis l'orbite a repris en 1988. L'instrument ISM de la mission Phobos-2 a pu mesurer des variations diurnes de la concentration de vapeur d'eau [Titov et al., 1995]. Cependant, le contact avec la sonde a été perdu après 2 mois d'opération. Il faut attendre le spectromètre TES de la sonde MGS arrivée en 1997 pour obtenir une couverture globale et temporelle de la variation de la colonne de vapeur d'eau sur plus de deux années martiennes [Smith, 2002, 2004]. Avec les données obtenues par MAWD, elles forment la base de l'étude du cycle global de l'eau

[Richardson et Wilson 2002] et continuent d'être comparées avec les valeurs mesurées depuis la Terre [Sprague et al., 2001, 2003].

Arrivé en 2001, Mars Odyssey a cartographié la présence d'eau par une méthode indirecte en utilisant des spectromètres à rayons gamma GRS¹ [Boyton et al., 2002], et à neutrons NS² [Feldman et al., 2002] et HEND³ [Mitrofanov et al., 2002]. Le spectromètre GRS a détecté des signaux importants de rayons gamma au dessus des régions du pôle sud. Les rayons gamma sont produits durant les collisions inélastiques et/ou la capture de neutrons secondaires produits dans le sol par les rayons cosmiques. Ces signaux indiquent la présence d'une grande quantité d'hydrogène sous la surface. Le spectromètre NS détecte quant à lui une large gamme de neutrons : neutrons de basses énergies (neutrons thermiques), de moyennes énergies (neutrons épithermiques) et très énergétiques (neutrons rapides). HEND détecte uniquement les neutrons de hautes énergies. Ces neutrons sont également produits par les rayons cosmiques. Comme l'hydrogène a une forte habilité à ralentir les neutrons, une dépression du flux de neutrons, surtout des plus rapides, peut être interprétée comme une évidence de la présence d'une grande quantité d'hydrogène et donc de H₂O. Etant données les conditions environnementales à la surface de Mars, l'eau se trouve probablement sous forme de glace.

La sonde Mars Express de l'ESA a également grandement contribué à notre connaissance de Mars. Une des principales découvertes est la détection directe par le spectro-imageur OMEGA de glace d'eau au pôle sud [Bibring et al., 2004] confirmant ainsi les mesures indirectes réalisées par les instruments TES et THEMIS⁴ de MGS et MO [Titus et al., 2003]. D'autres découvertes importantes auront peut être lieu en regardant les résultats à venir des mesures du radar MARSIS⁵. Les opérations de celui-ci ont commencé seulement fin 2005 à cause d'un report de déploiement de plusieurs mois. Celui-ci n'a pas encore découvert de réservoirs d'eau liquide souterrains mais a déjà montré sa capacité à étudier les structures internes (cratère caché, topographie calotte glacière) [Picardie et al., 2005].

1.3. Les missions futures

1.3.1. Les missions de la NASA

Les objectifs scientifiques établis par le Programme d'Exploration de Mars de la NASA sont définies autour de quatre grands thèmes reliés par une stratégie commune. Les thèmes sont :

1. La recherche de preuves d'une vie passée ou présente.
2. Comprendre le climat de Mars et son histoire.

¹ GRS : Gamma Ray Spectrometer.

² NS : Neutron Spectrometer.

³ HEND : High Energy Neutron Detector.

⁴ THEMIS : Thermal Emission Imaging System.

⁵ MARSIS: Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding.

3. Comprendre la géologie et la géophysique de la surface et du sous-sol martien.
4. Evaluer la nature et faire l'inventaire des ressources sur Mars pour préparer l'exploration humaine.

La stratégie qui relie ces thèmes est la recherche de l'eau. L'eau est la clef de l'origine, du développement et du maintien de la vie telle que nous la connaissons sur Terre. Les missions futures de la NASA suivent cette stratégie.

a) Mars Reconnaissance Orbiter

Les prochains résultats scientifiques concernant Mars devraient venir de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter [Graft et al., 2005] dont le lancement a eu lieu en août 2005 et l'arrivée en orbite martienne au mois de mars 2006. La phase scientifique commencera après la mise à poste par aérofreinage qui devrait finir en novembre 2006. Parmi les instruments embarqués, deux permettront la mesure de la vapeur d'eau dans l'atmosphère (MCS¹ et MARCI²) et un autre (SHARAD³) comme MARSIS de Mars Express tentera de détecter des nappes d'eau liquide ou des couches de glace sous la surface.

MCS réalisera en mode 'limb' des profils de température, de pression, de poussière et de vapeur d'eau. En mode 'nadir', il fera des mesures similaires à celles de TES de MGS avec une résolution légèrement meilleure.

MARCI étudiera plus généralement le climat martien et réalisera une cartographie complète de Mars tous les cinq jours [Malin et al., 2001]. On pourra donc observer des événements tels que les tempêtes de poussière et les nuages. Il pourra également faire des mesures de vapeur d'eau et d'ozone.

La sonde MRO emporte également un imageur haute résolution (30cm/pixel) appelé HiRISE⁴. Il permettra l'étude des dépôts, des formations géologiques, et des écoulements pour essayer de déterminer leurs origines. Il servira également pour la sélection des sites d'atterrissage des futures missions.

b) Phoenix

La mission Phoenix [Shotwell, 2005] prévue pour un lancement en août 2007 et pour une arrivée en mai 2008 étudiera les plaines arctiques nord de Mars dans lesquelles la sonde Mars Odyssey a détecté de grandes concentrations de glace d'eau juste sous la surface (Figure 4). Celle-ci vient en remplacement de la mission annulée de 2001 et de l'atterrisseur Mars Polar Lander perdu en 1999.

¹ MCS : Mars Climate Sounder.

² MARCI : Mars Color Imager.

³ SHARAD: Shallow Radar.

⁴ HiRISE : High Resolution Imaging Science Experiment.

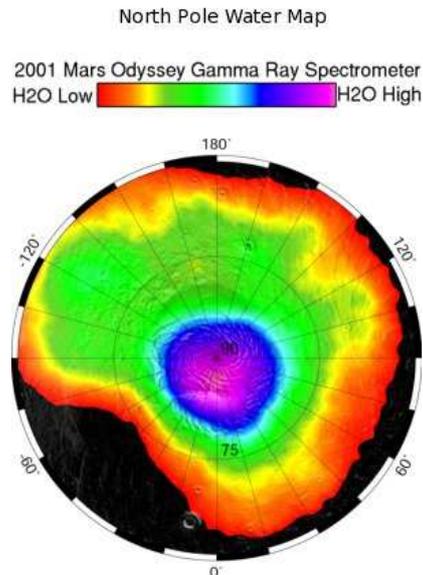


Figure 4: Cartographie de l'abondance de glace d'eau sur le pôle nord. (source NASA)

Même s'il possède les ingrédients nécessaires pour soutenir la vie, le sol martien peut également contenir des éléments qui pourraient empêcher la croissance biologique, comme des oxydants puissants qui cassent les molécules organiques. Ceux-ci sont prévus dans un environnement sec baigné dans la lumière UV, comme la surface de Mars. Mais quelques centimètres sous la surface, le sol pourrait protéger les organismes de la radiation solaire dangereuse. Phoenix déploiera un bras robotisé et creusera suffisamment profond dans le sol (d'un demi-mètre dans la couche de glace d'eau) pour étudier la partie du sol protégée des UV, chercher les signatures organiques et évaluer le potentiel d'habitabilité.

Pour comprendre les processus atmosphériques martiens, Phoenix scannera également l'atmosphère martienne jusqu'à une altitude de 20km, obtenant des données sur la formation, la durée et le mouvement des nuages, brouillard et de la poussière avec le lidar du package MET. Il mesurera également la pression et la température.

c) Mars Science Laboratory

La mission Mars Science Laboratory sera une étape importante de l'exploration robotisée de la planète Mars. Il sera le plus gros robot mobile jamais envoyé vers cette planète et sera capable de parcourir jusqu'à 200 mètres par jour. Comme les robots MER, il transportera beaucoup d'instruments pour des études géologiques. Il sera en effet équipé pour prélever des échantillons de sol, les écraser pour les distribuer aux différents instruments à bord, mais sera également bien équipé pour l'étude de l'atmosphère. La suite d'instrument REMS étudiera l'atmosphère de Mars, pression, température, vent ainsi que l'humidité. Celle-ci permettra de caractériser les flux de vapeur d'eau à la surface. L'instrument SAM étudiera l'atmosphère de Mars avec des chromatographes, des spectromètres de

masse ainsi que des diodes laser. Enfin, le rover mesurera l'eau sous la surface avec des mesures de neutrons.

1.3.2. Le programme AURORA de l'ESA

Dans le cadre de son nouveau programme, Aurora, l'agence spatiale européenne prévoit d'envoyer le robot ExoMars vers Mars en 2013. ExoMars est avant tout une mission technologique qui permettra de valider les technologies pour se poser sur Mars. Il préparera ainsi les missions plus complexes du futur comme le retour d'échantillons.

Sur le plan scientifique, ExoMars sera spécialisé dans la recherche de la vie passée ou présente. Comme MSL il embarquera un certain nombre d'instruments pour l'étude des roches et d'autres pour l'atmosphère.

1.4. L'atmosphère de Mars

L'inventaire de tous les éléments volatiles condensés sur Mars, dans toutes les formes (gaz, nuages, minéraux hydratés, givres, glaces, pergélisol, liquide) sur et sous la surface est essentielle à la compréhension de la planète, sur des temps géologiques ou pour des variations saisonnières. Une partie des questions qui se posent concernant la planète Mars se trouvent dans cet inventaire. Dans cette partie, je résumerai les principales caractéristiques de l'atmosphère de Mars.

1.4.1. Le cycle du CO₂

Le cycle des saisons martiennes est dû à la combinaison de deux facteurs : l'inclinaison de l'axe de rotation de Mars sur son orbite (obliquité) et une forte excentricité orbitale (Figure 5). Le printemps et l'été martien durent plus longtemps (372 jours) que l'automne et l'hiver (297 jours) dans l'hémisphère sud. Par ailleurs, l'excentricité de l'orbite permet à la planète de recevoir 44% de lumière solaire en plus au périhélie (c'est alors l'été dans l'hémisphère sud) qu'à l'aphélie. Donc l'été dans l'hémisphère sud est plus court (de 24 jours), mais aussi plus chaud (il peut exister une différence de 30° entre les deux hémisphères) que l'été dans l'hémisphère nord. Ce qui explique que 30 % de l'atmosphère se condense au pôle sud pendant l'hiver, alors que le pôle nord ne reçoit que 40 % de la quantité de CO₂ déposée au pôle sud. La Figure 6 montre la variation de pression mesurée par l'atterrisseur Viking-1 au cours d'une année martienne.

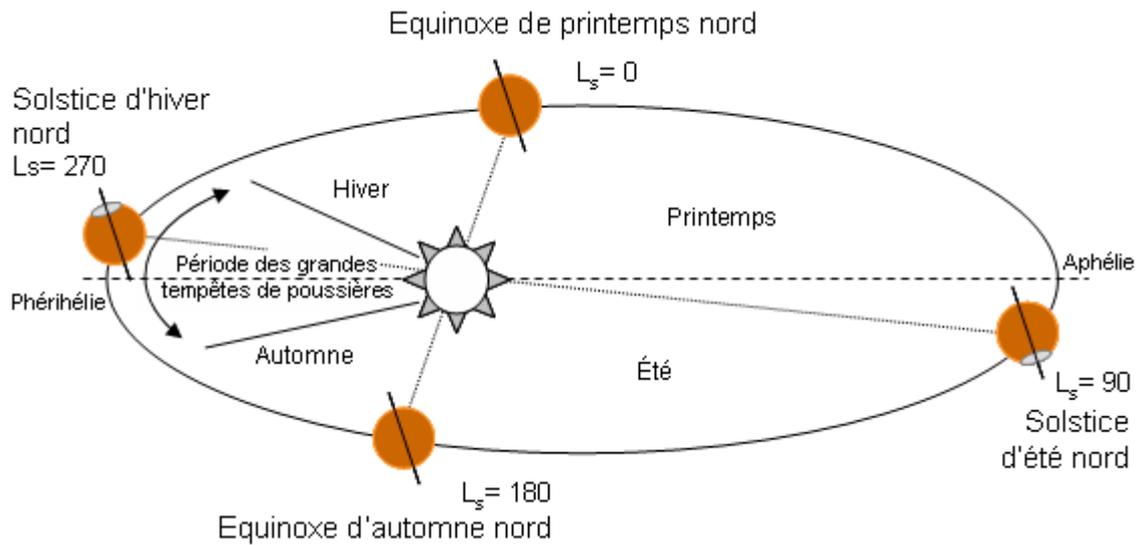


Figure 5: Orbite de Mars. La durée du jour martien est de 24 heures 40 minutes. L'année martienne dure 669 jours martiens (équivalent à 687 jours terrestres). L'obliquité est de $25,2^\circ$ pour Mars ($23,4^\circ$ pour la Terre). La longitude solaire « L_s » correspond à l'angle parcouru sur l'orbite depuis l'équinoxe de printemps de l'hémisphère nord. (d'après un schéma du Laboratoire de Météorologie Dynamique)

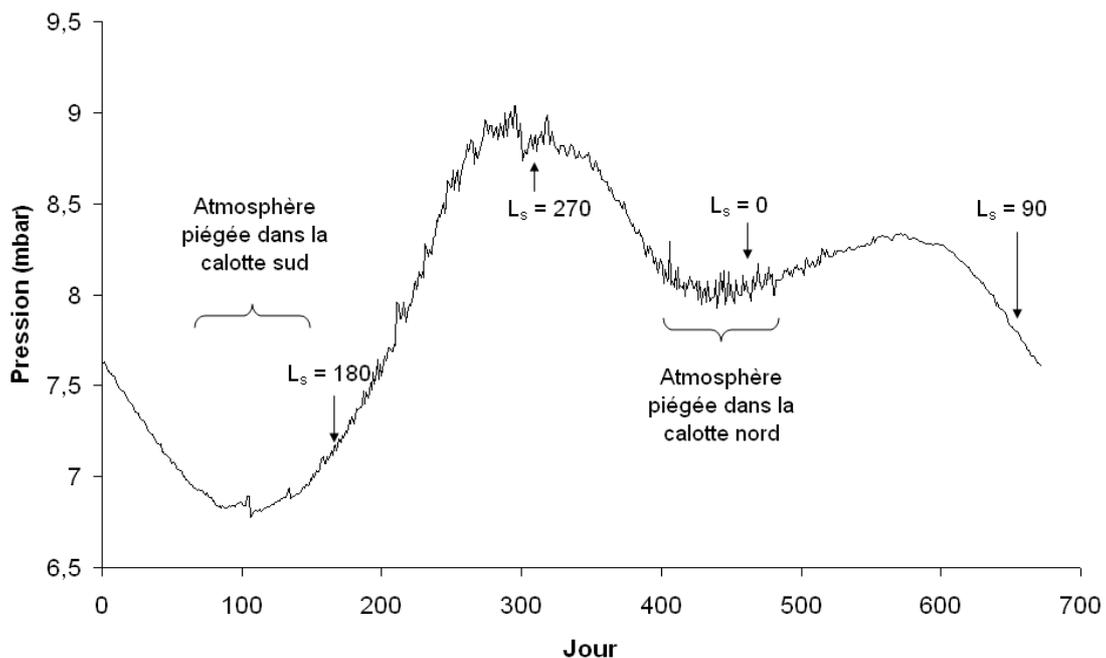


Figure 6: Variation de la pression sur une année martienne mesurée par l'atterrisseur Viking-1 (plaine de Chryse Planitia ; $23^\circ\text{N}/48^\circ\text{O}$). Les longitudes solaires L_s sont indiquées. Au site Viking-2, la variation de pression observée était comprise entre 7,3 et 10,8 mbar due à l'altitude inférieure du site d'atterrissage (plaine d'Utopia ; $48^\circ\text{N}/226^\circ\text{O}$). (données NASA NSSDC)

1.4.2. Le cycle de l'eau

Les interactions surface/atmosphère sont importantes pour comprendre le climat actuel et passé. Le cycle de l'eau, quant à lui, est particulièrement important pour la détermination de l'habitabilité passée et présente. Le cycle martien de l'eau est contrôlé par les processus physiques de condensation et d'évaporation de la glace d'eau à la surface de Mars. La surface peut être soit un puits

soit une source d'eau en fonction des conditions locales. L'atmosphère transporte l'eau, la retirant des régions sources et la déposant autre part. Les détails du transport dépendent des relations entre les caractéristiques du sol (contenu en eau, porosité, composition, albédo), les conditions atmosphériques et d'insolation qui sont variables sur des échelles diurne, saisonnière et géologique (Figure 7).

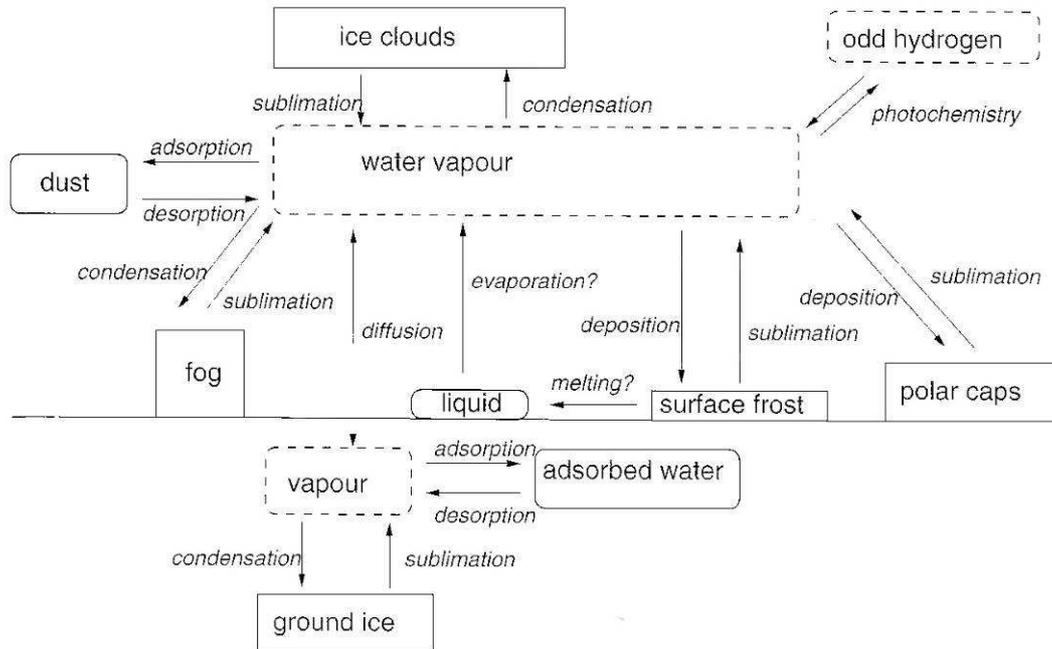


Figure 7: Schéma montrant les différents réservoirs d'eau échangeable dans l'atmosphère et le sous-sol proche ainsi que les flux entre eux. La magnitude de ces flux n'est pas indiquée en raison de large incertitude. [Tokano, 2005]

Plus globalement, l'eau est transportée par le vent dont la circulation sur deux différentes saisons est schématisée sur la Figure 8. Cette circulation de type Hadley est due aux contrastes thermiques créés par les différences d'insolation.

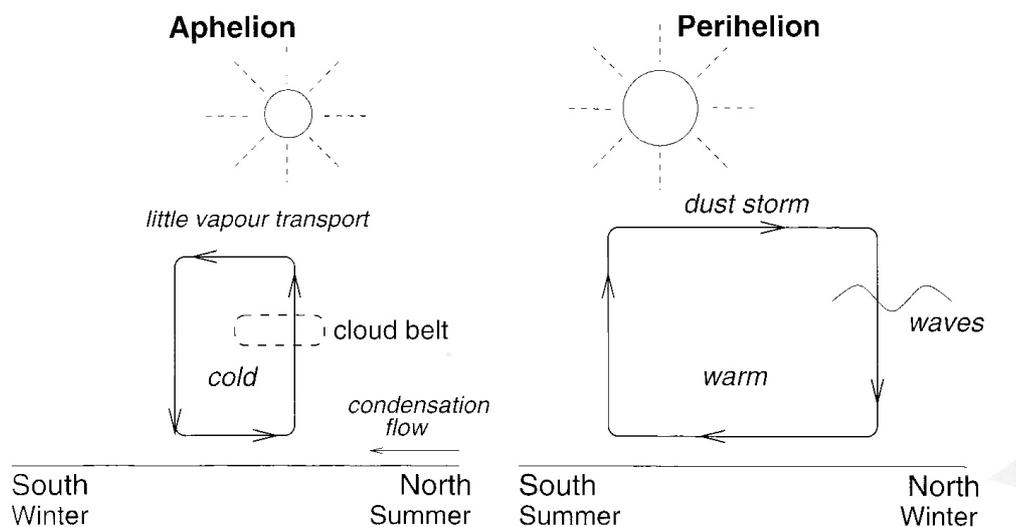


Figure 8: Schéma simplifié du transport global de la vapeur d'eau sur Mars pour deux différentes saisons. [Tokano, 2005]

Le schéma de la Figure 8 est à mettre en relation avec les Figure 5 et Figure 9. A l'aphélie ($L_s=90$, été au nord), la calotte polaire nord, lorsque la couche de glace carbonique a complètement disparu et fait apparaître la couche de glace d'eau permanente, devient une source de vapeur d'eau. On observe alors un maximum annuel d'environ $100 \text{ pr } \mu\text{m}^1$ près du pôle nord juste après le solstice d'été nord (Figure 9, en bas). L'eau est entraînée dans la branche ascendante de la cellule de Hadley, situé aux basses latitudes nord, ou elle se condense à la rencontre des couches plus froides de l'atmosphère pour former une ceinture de nuages vers l'équateur (Figure 9, au milieu). A cette époque, les couches supérieures de l'atmosphère se déplacent vers le sud. Etant donné que le transport de l'eau vers ces couches est limité par la formation des nuages, peu d'eau se déplace vers le sud. L'effet inverse ne se produit pas au périhélie en raison d'une température de l'air plus chaude et l'absence de nuages pour limiter le transport vers le nord [Tokano, 2005]. Cependant, le pôle sud étant une source d'eau moins importante (un maximum après l'été sud mesuré à $40 \text{ pr } \mu\text{m}$ par TES et $10 \text{ pr } \mu\text{m}$ par MAWD), il est difficile de dire si le cycle de l'eau est fermé, i.e. les quantités d'eau émise par chacun des pôles se redéposent dans des proportions identiques.

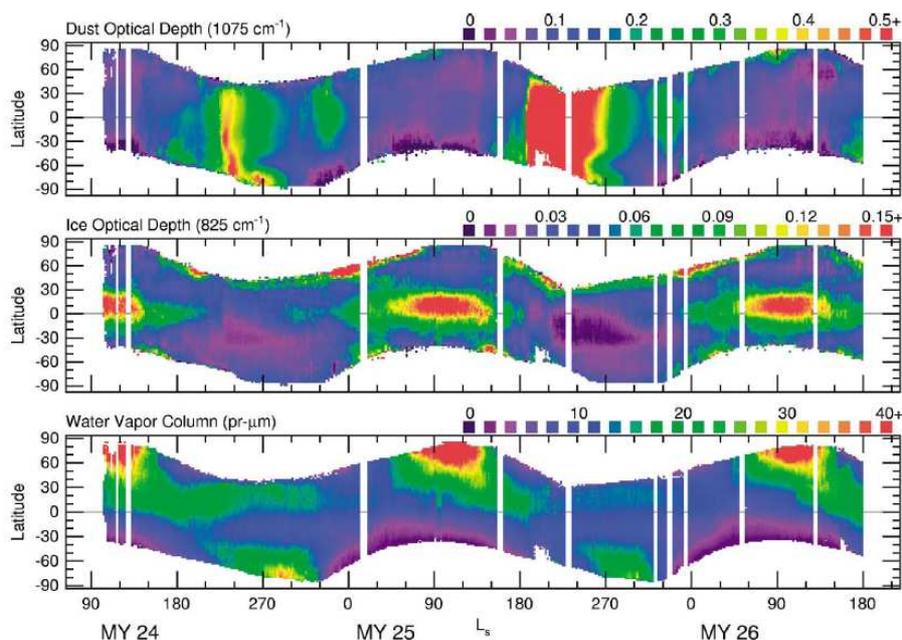


Figure 9: Aperçu des mesures d'abondance de vapeur d'eau et d'aérosol obtenues avec l'instrument TES (en haut) Epaisseur optique de la poussière à 1075 cm^{-1} normalisée à un équivalent de pression de surface de $6,1 \text{ mbar}$ (pour retirer les effets de la topographie) (milieu) Epaisseur optique de glace d'eau à 825 cm^{-1} . (en bas) Abondance de la colonne de vapeur d'eau en micron précipitable ($\text{pr-}\mu\text{m}$) Les pertes de données sont dues à des conjonctions solaires et à des périodes de maintenance du satellite MGS. [Smith, 2004]

D'une façon générale, le contenu en vapeur d'eau varie avec les saisons et la latitude mais les caractéristiques principales ne changent pas beaucoup d'une année sur l'autre.

¹ $\text{Pr } \mu\text{m}$: Les colonnes d'eau mesurées sont exprimées en micromètre précipitable, qui indique la hauteur de précipitation qui résulterait sur la surface si l'eau était complètement condensée.

1.4.3. Les conditions climatiques au sol

Pour réaliser les simulations nécessaires au dimensionnement de l'instrument TDLAS qui sera présenté dans la partie suivante, il est nécessaire de connaître les conditions climatiques au sol. Grâce aux missions précédentes, Viking et Pathfinder, un aperçu des caractéristiques au sol à certaines latitudes est disponible. La Figure 10 montre des exemples de variations journalières de pression et de température à la surface de Mars (sites Viking et Pathfinder). La pression de surface varie de quelques dixièmes de millibar au cours d'une journée et de plusieurs millibars au cours d'une année dans une gamme allant de 6 à 11mbar.

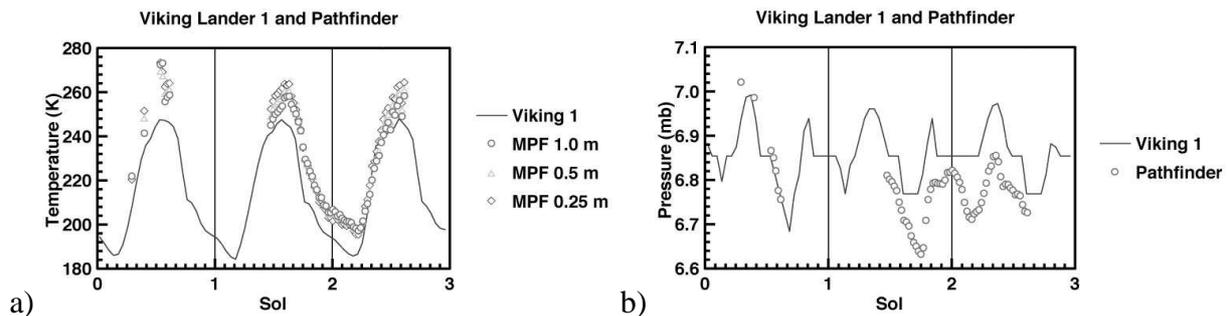


Figure 10 : a) Variation de température sur le site d'atterrissage de Viking 1 au cours de 3 journées martiennes (sol) et comparaison avec les données MPF (Mars Pathfinder) des thermocouples placés sur le mat à 25cm, 50 cm et 100cm au dessus du sol. b) Variation de la pression et comparaison avec Mars Pathfinder. (source NASA)

La température, quant à elle, peut varier de plusieurs dizaines de Kelvins au cours d'une journée, de 190K à 250K (-80°C à -20°C) par exemple, au site Viking-1. Concernant les variations annuelles, l'instrument TES a réalisé un relevé global des températures de surface sur deux années martiennes. La Figure 11 montre les gammes de températures aux niveaux du sol pendant le jour et la nuit en fonction de la latitude martienne et de la longitude solaire (L_s).

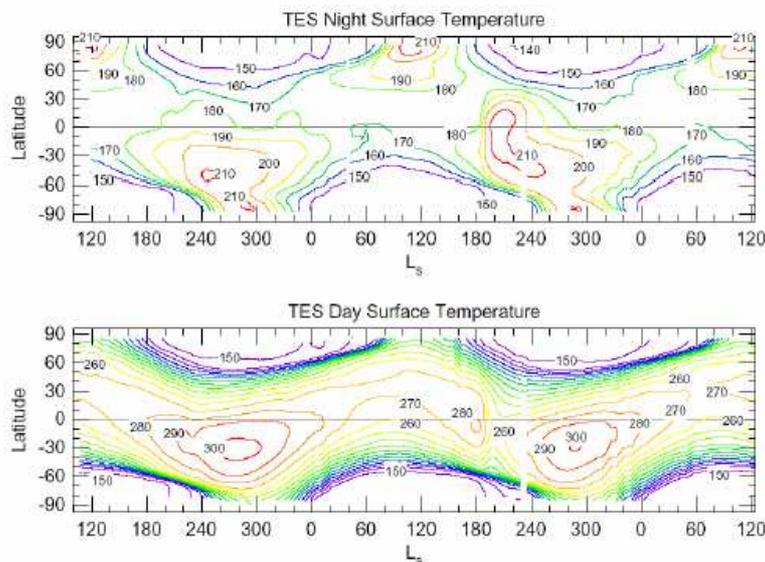


Figure 11: Evolution de la température en fonction de la longitude solaire (L_s) et de la latitude martienne. (extrait de l'appel d'offre NASA MSL)

2. L'instrument TDLAS

2.1. Présentation du projet

La technique de sondage par diode laser est très efficace pour donner des mesures de concentration de composés atmosphériques minoritaires à des résolutions temporelles et spatiales élevées et avec une grande sélectivité dans les molécules analysées [Durry et al., 2002a]. Le Service d'Aéronomie a combiné les diodes lasers et la spectroscopie d'absorption pour mesurer le méthane, le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau dans l'atmosphère de la Terre en utilisant des instruments embarqués sous des ballons stratosphériques [Durry and Megie, 1999]. La Figure 12 montre un exemple de profils verticaux de concentration de H₂O, CH₄ et CO₂ réalisés avec le Spectromètre à Diodes Laser Accordables (SDLA) dans la troposphère et la basse stratosphère.

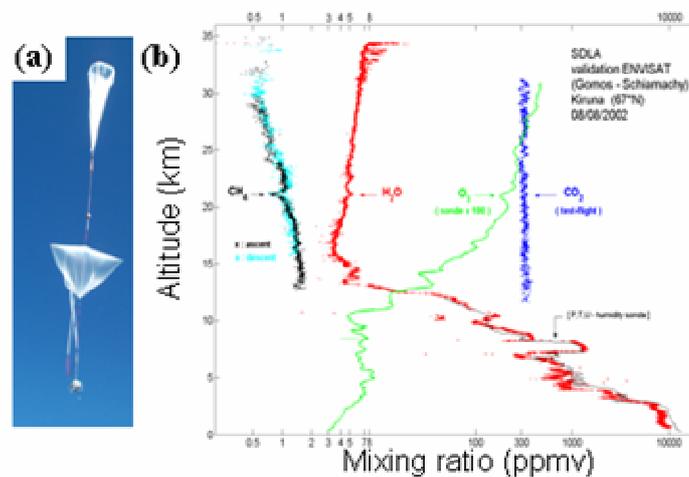


Figure 12: Profils des concentrations mesurées par l'instrument SDLA embarqué sous ballon stratosphérique. (Durry)

Les profils comportent quelques milliers de mesures in-situ réalisées avec un intervalle de 1 seconde avec une précision qui va de 5 à 10%. La dynamique de mesure est de cinq ordres de grandeur ce qui permet de mesurer continuellement la vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère (LS) malgré la forte différence de concentration entre ces deux régions de l'atmosphère de la Terre [Durry et al., 2002a]. Une telle dynamique de mesure sera également très utile dans le cas d'une mission vers Phobos (voir partie 3). La mission russe Phobos-Grunt prévoit d'envoyer un atterrisseur à la surface de Phobos et de mesurer, entre autre, les gazs émanant des roches pendant chauffage. Une diode laser à 1,39 μ m, également utilisée par SDLA, permettra de réaliser un hygromètre qui s'adaptera aux différents scénarios de mesures sur Phobos (sol riche ou pauvre en eau). La méthode de mesure laser développée devrait également être très efficace pour l'étude de l'atmosphère de Mars [May et al., 2001 ; Webster 2004] étant donné qu'il y a beaucoup plus de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone dans l'atmosphère de Mars que dans la basse stratosphère (H₂O: 200 ppmv à 9 hPa sur Mars, 5 ppmv à 10 hPa dans la BS, CO₂: 95% sur Mars, 360 ppmv dans LS). Par

ailleurs, d'autres molécules tel que CH₄ et ces isotopes ¹²CH₄, ¹³CH₄ pourrait également être mesurées [Webster, 2005] par spectroscopie laser.

Tableau 1: Simulation des absorptions moléculaires (T= 210K, P=9mbar)

Molécule		Région spectrale	Longueur d'absorption	Absorption en %
H ₂ O	200ppmv	1,88μm	120 cm	1,2
CO ₂	0,95%	1,88μm	120 cm	0,4
¹³ CO ₂	RIT	2,04μm	120 cm	4
¹⁶ O ¹² C ¹⁸ O	RIT	2,04μm	120 cm	0,7
H ₂ ¹⁸ O	RIT	2,64μm	10 m	0,02
H ₂ ¹⁷ O	RIT	2,64μm	10 m	0,02
HDO		2,64μm	10 m	0,04

Les paramètres moléculaires sont extraits de la base de données HITRAN. Les rapports isotopiques terrestres (RIT) sont utilisés. Concernant HDO, le rapport isotopique est trouvé dans [Krasnopolsky, 2000].

Le tableau 1 montre les profondeurs d'absorption simulées (i.e., le pourcentage d'énergie laser absorbée) pour les molécules sélectionnées. Ainsi, nous proposons d'adapter la méthode laser pour l'atmosphère de Mars. L'étude et les réalisations sont menés avec le soutien du CNES dans le cadre d'une collaboration entre le Service d'Aéronomie (CNRS, Paris), le Centre de Recherche Spatiale de Moscou (IKI, Russie) et le Groupe de Spectrométrie Moléculaire et Atmosphérique de l'université de Reims (CNRS, Reims). Les objectifs principaux sont de déterminer les flux de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone à la surface de Mars et d'étudier les propriétés de la couche limite. Le senseur pourra réaliser des mesures in-situ journalières des concentrations de surface de H₂O et CO₂ au cours des saisons [Titov, 2002 ; Tokano, 2003]. Les mesures supplémentaires des isotopes donneront des bases quantitatives pour les modèles d'évolution de la composition atmosphérique et sur l'histoire de l'eau sur Mars [Krasnopolsky, 2000 ; Bertaux et Montmessin, 2001 ; Donahue, 2004 ; Montmessin et al., 2005].

2.2. Méthodologie

La technique de sondage laser est basée sur l'accordabilité en longueur d'onde d'une diode laser monomode au dessus d'une transition de rotation-vibration de la molécule d'intérêt. La longueur d'onde d'émission est scannée sur la ou les transitions moléculaires sélectionnées par application d'une rampe de courant sur le contrôle du laser à température constante. Le faisceau laser se propage dans l'atmosphère sur un parcours d'absorption adéquat et est absorbé in situ par les molécules ambiantes (Figure 13). Un exemple de spectre direct brut est montré sur la Figure 14. L'absorption de l'énergie laser est reliée à l'absorption moléculaire par la loi de Beer Lambert et un modèle moléculaire [Durry et al., 2002a]. La transmission, rapport entre l'intensité lumineuse I après le parcours d'absorption et celle I₀ avant, est calculée à partir de l'équation suivante :

$$T(\sigma) = \frac{I(\sigma)}{I_0(\sigma)} = \exp\left(-\rho_{\text{molecule}} \times N_{(T,P)} \times L \times \sum_{\text{raies}} k_{\nu}^N(T) \times \Phi(T,P,\sigma)\right)$$

où ρ_{molecule} est le rapport de mélange de la molécule d'intérêt, $N_{(T,P)}$ est le nombre total de molécules par unité de volume, L la longueur du trajet optique parcouru par le laser à travers le milieu absorbant, k_{ν}^N est la force de raie à la température T et $\Phi(T,P,\sigma)$ le profil moléculaire.

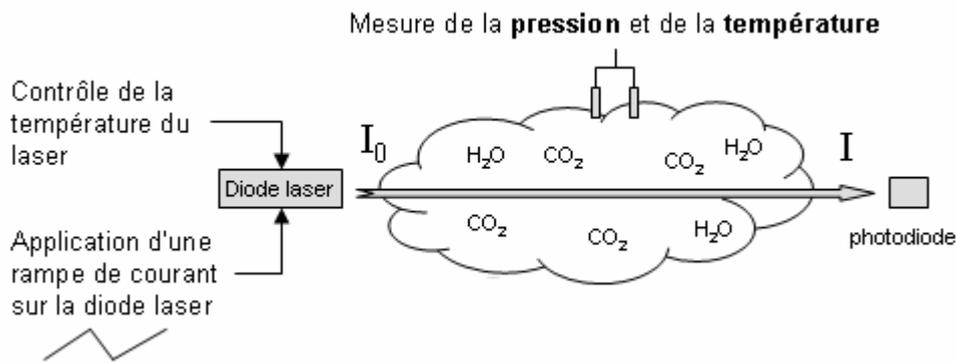


Figure 13: Principe de la spectroscopie d'absorption par diode laser.

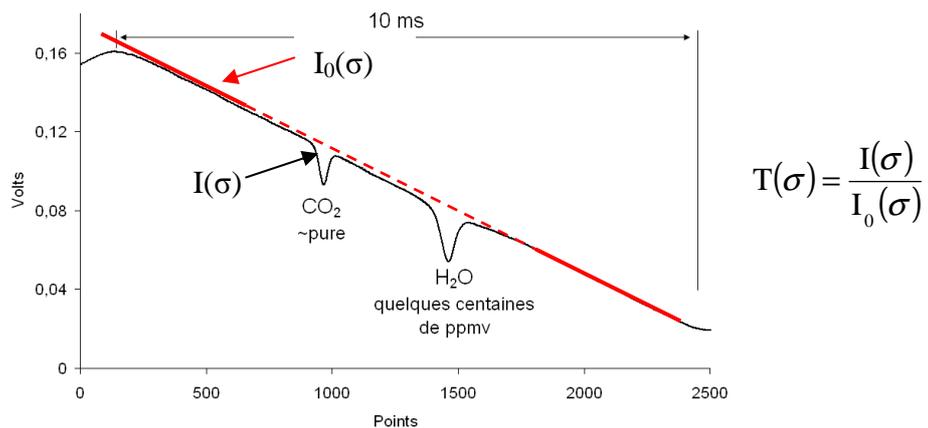


Figure 14: Exemple de spectre d'absorption directe.

La limite de détection est de 10^{-5} (exprimée en unité d'absorption) pour une mesure d'une durée d'une seconde [Durry et al., 2000b]. L'instrument TDLAS est basé sur l'utilisation de diodes laser proche infrarouge DFB (distributed feedback) GaInSb émettant dans la région 1,8-2,7 μm (Figure 15). Cette technologie laser est bien adaptée aux applications de spectroscopie grâce à ses propriétés spectrales d'émission; l'émission est monochromatique, elle est accordable sur un domaine spectral de 10 cm^{-1} , et la bande passante est de quelques MHz (bien inférieure à la moyenne des largeurs des raies à la pression martienne, i.e., moins de 1 GHz) et la puissance optique est de quelques mW. Ces diodes laser fonctionnent à température ambiante et un module Peltier est suffisant pour obtenir une émission laser stable. De plus, des détecteurs linéaires de hautes sensibilités sont disponibles dans le proche infrarouge pour développer des senseurs compacts (photodiodes InGaAs « Long wavelength enhanced type » pour $\lambda < 2,2 \mu\text{m}$ et détecteurs InAs pour $\lambda < 3,8 \mu\text{m}$).

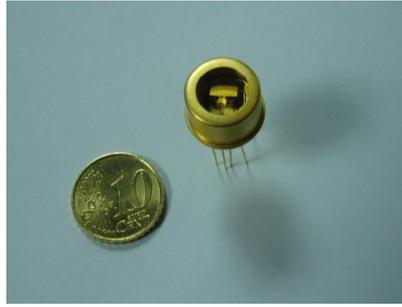


Figure 15: Exemple de diode laser de nouvelle génération GaInSb ($\lambda=2,68\mu\text{m}$) dans un boîtier TO8. L'ancienne génération issue des technologies de télécommunication (InGaAs) était limitée à environ $2\mu\text{m}$.

Une diode laser DFB GaInSb émettant à 1877 nm peut être utilisée pour la mesure simultanée de H_2O et CO_2 . La Figure 16 montre un spectre d'absorption simulé dans les conditions martiennes: 95% de dioxyde de carbone et 200 ppmv de vapeur d'eau pour un parcours d'absorption de 120 cm. Les niveaux d'absorption sont du même ordre de grandeur malgré les proportions très différentes en raison des intensités des raies ($\text{cm}^2\text{molecule}^{-1}\text{cm}^{-1}$) qui sont de $1,056 \times 10^{-24}$ pour CO_2 et $1,77 \times 10^{-20}$ pour H_2O d'après la base de donnée HITRAN [Rothman et al., 2003].

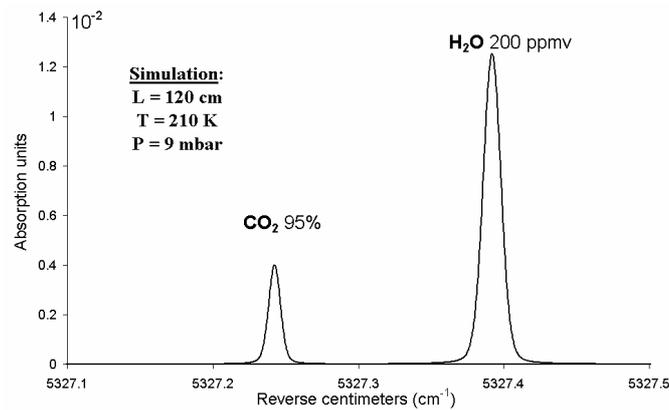


Figure 16: Simulation de H_2O et CO_2 . Les conditions de simulations sont indiquées sur la figure.

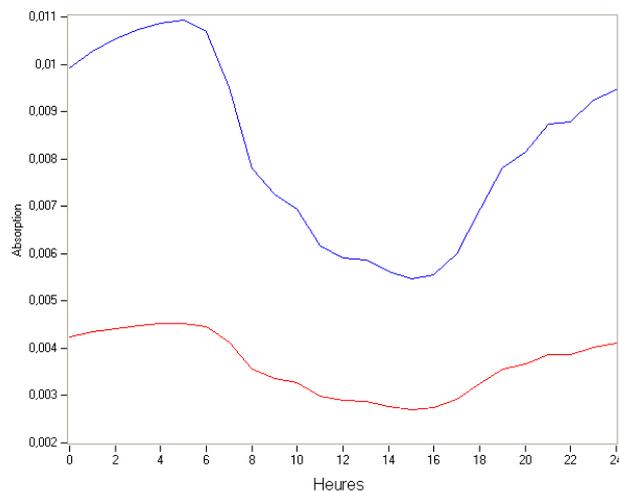


Figure 17 : Simulation de la variation des absorptions de H_2O et CO_2 au cours d'une journée. Les paramètres variables sont la pression (entre 7,5 et 7,7mbar) et la température (entre 187 et 245K) (données Viking 1 – $L_S = 97,2$).

La Figure 17 montre un exemple des variations d'absorption de H₂O et CO₂ à 1,88μm au cours d'une journée martienne en tenant compte des variations de pression et de température. Pour estimer le domaine de mesure de l'instrument (les niveaux d'absorption rencontrés pendant une mission), il faut également tenir compte des variations de la concentration de vapeur d'eau (par exemple : saturation pendant la nuit puis taux relatif d'humidité faible pendant la journée [Savijari, 1995]) ainsi que des variations de la pression au cours d'une année martienne (entre 6 et 11mbar). Les développements logiciels présentés au paragraphe 2.4.1 faciliteront la mise en relation de différents modèles et types de simulations.

En tenant compte de la plage d'accordabilité limitée des diodes laser utilisées et la forme du spectre proche infrarouge martien, il est nécessaire d'utiliser un laser dédié pour chaque espèce sélectionnée et ces isotopes. Une seconde diode laser émettant autour de 2042 nm est donc utilisée pour les isotopes du CO₂ (¹³C¹⁶O₂ et ¹⁶O¹²C¹⁸O). En l'absence de connaissance précise sur les concentrations isotopiques au niveau du sol, il est raisonnable de prendre les valeurs des rapports isotopiques terrestres comme point de départ. Les simulations (Figure 18), en utilisant les intensités de raie disponibles et les rapports isotopiques données par HITRAN, montrent que, pour un parcours d'absorption de 120cm, les niveaux d'absorption (par exemple, 7×10⁻³ pour ¹⁶O¹²C¹⁸O) sont pratiquement 3 ordres de grandeur au dessus de la limite de détection (limite de détection de 10⁻⁵ exprimée en unité d'absorption). Même avec d'importantes différences par rapport aux valeurs terrestres, il sera possible faire les mesures.

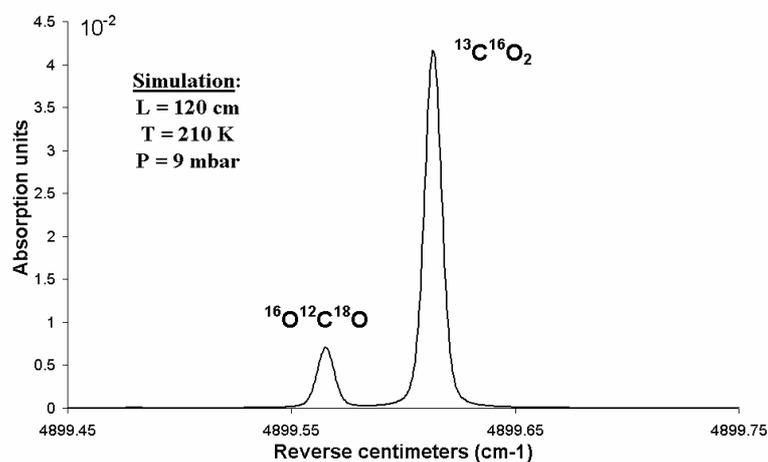


Figure 18: Simulation des isotopes de CO₂. Les conditions de simulation sont indiquées sur la figure.

Concernant les isotopes de l'eau HDO, H₂¹⁸O et H₂¹⁷O, un troisième laser est nécessaire pour atteindre les fortes transitions moléculaires dans la région de 2,6μm. La simulation de la Figure 19 montre le domaine spectral envisagé pour la mesure des isotopes de l'eau. Il n'est pas possible de mesurer simultanément les trois isotopes car l'espacement spectral entre eux est trop important pour être effectué avec une seule rampe de courant. Il est donc nécessaire de mesurer le couple H₂¹⁸O/H₂¹⁷O en faisant une rampe de courant (90mA +/-6mA) à une température de laser de 17,9°C

puis de changer la température. Le couple HDO/H₂O est mesuré pour une température de 21,4°C et un courant (90mA +/-4mA). Voir le paragraphe 2.3 du Chapitre 2 pour les mesures préliminaires effectués avec ce laser.

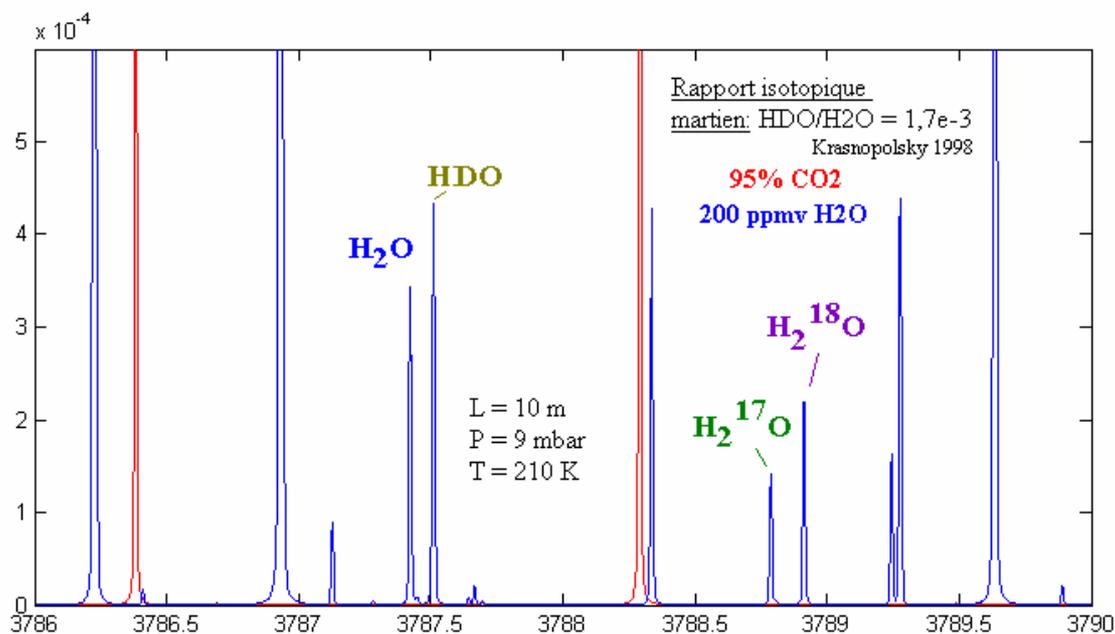


Figure 19: Simulation du domaine spectral vers 2640nm présentant des transitions des isotopes de H₂O. Le rapport isotopique martien HDO/H₂O utilisé est de $1,7 \cdot 10^{-3}$ [Krasnopolsky et al., 1998].

Les trois lasers nécessaires ont été achetés chez Nanoplus GmbH. Les deux premiers ont été testés au laboratoire GSMA et ont servi aux études spectroscopiques sur H₂O et CO₂ [Le Barbu et al., 2006a, 2006b]. Le troisième est en cours de test. Les isotopes de l'eau nécessite une longueur d'absorption beaucoup plus longue ; au moins 10 mètres sont nécessaires. Avec un parcours optique de 10m, les simulations du tableau 1 montrent que les absorptions de H₂¹⁷O et H₂¹⁸O (0,02% ou 2×10^{-4} exprimé en unité d'absorption) sont approximativement un ordre de grandeur au dessus de la limite de détection. En tenant compte des fluctuations de la concentration de vapeur d'eau et du fait que les rapports isotopiques rencontrés sur Mars puissent être inférieurs, cette longueur doit être considérée comme la limite inférieure pour le parcours d'absorption. Une telle longueur augmente notablement la masse totale de l'instrument car cela nécessite l'utilisation d'une cuve optique à réflexion multiple compacte [Durry et al., 2002b].

Il est possible de proposer trois versions de TDLAS en fonction des objectifs scientifiques et des contraintes de taille. Deux versions légères (<500 g): Une version avec une seule diode laser (mesure de H₂O et CO₂), une seconde version avec deux lasers (mesure de H₂O, CO₂ et des isotopes de CO₂); et une troisième version plus lourde (<1 kg) avec trois lasers (H₂O, CO₂, ¹³C¹⁶O₂, ¹⁶O¹²C¹⁸O, HDO, H₂¹⁸O, H₂¹⁷O).

Dans la prochaine section, nous aborderons plus en détail la version H₂O/CO₂ à 1877 nm.

2.3. Proposition de configuration et caractéristiques

La Figure 20 montre le schéma de principe de la version compacte à une diode laser de TDLAS qui est la première étape du projet. Le senseur mesure simultanément CO_2 et H_2O par spectroscopie d'absorption en utilisant une diode laser DFB GaInSb émettant à 1877nm. La longueur d'onde d'émission est scannée au dessus de la transition de rotation-vibration sélectionnée par modulation du courant de contrôle de la diode à température constante. La température de fonctionnement de la diode est mesurée avec un pont de résistance et est régulée à $\pm 0.01^\circ\text{C}$ avec le contrôle proportionnel intégral d'un élément Peltier (TEC^1). Ce contrôle précis de la température est réalisé par un contrôleur hybride de Hytek Microsystems Inc., identique à celui utilisé par l'instrument MAVCS² sur la mission perdue Mars Polar Lander.

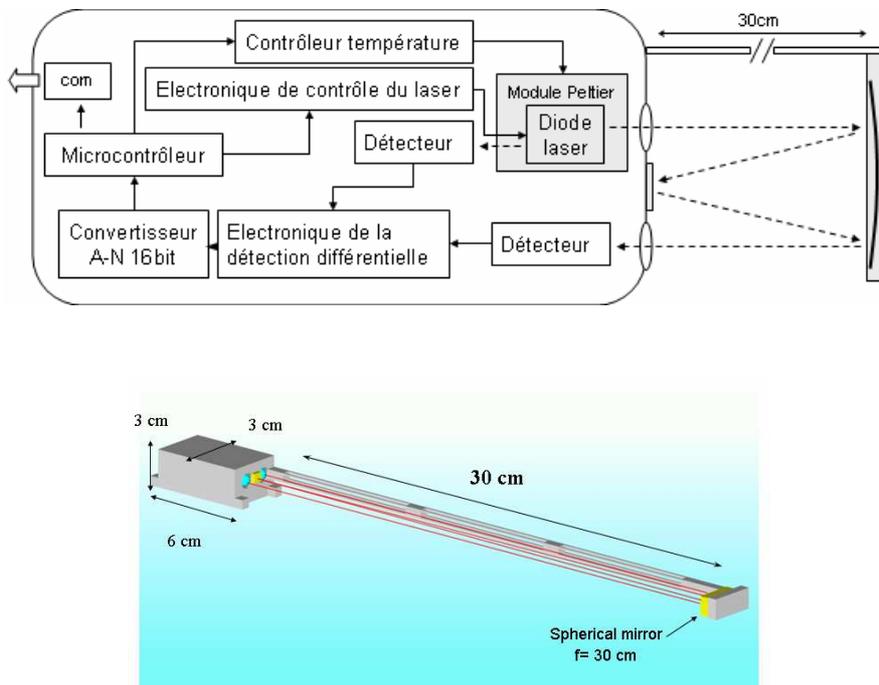


Figure 20: (en haut) Schémas de principe de TDLAS. (en bas) Vue 3D de l'encombrement possible du senseur TDLAS.

Le faisceau laser se propage dans l'atmosphère sur un parcours de 120cm multi-passages et est absorbé in situ par les molécules ambiantes (Figure 20). Le prototype utilise une combinaison d'un miroir sphérique (distance focale de 30 cm) et d'un miroir plan pour réaliser ce parcours optique multi-passages. Les spectres d'absorption, qui comportent 256 échantillons, sont enregistrés à 10ms d'intervalle en utilisant une détection différentielle utilisant des photodiodes InGaAs [Durry and Megie, 1999 ; Durry et al., 2000a]. L'application d'une rampe sur le courant de contrôle du laser pour scanner une région spectrale produit également une modulation de la puissance de sortie de la diode laser. La détection différentielle permet de supprimer cette contribution et d'appliquer toute la

¹ TEC : Thermoelectric Cooler

² MAVCS : Mars Volatile and Climate Surveyor

dynamique de mesure (16 bits) sur le faible signal d'absorption. Pour cela, on combine un signal de référence B_0 au signal $A_0T(\sigma)$ pour obtenir le signal différentiel S_Δ qui est la différence analogique compensée des deux signaux.

$$S_\Delta = G[A_0T(\sigma) - B_0]$$

où G est le gain appliqué au signal différentiel.

Concernant la détermination du rapport de mélange, la transmission $T(\sigma)$ est obtenue à partir du spectre enregistré. En introduisant une erreur d'équilibrage on obtient :

$$\delta_{\text{err}} = A_0 - B_0$$

$$\text{Abs}(\sigma) = \frac{G\delta_{\text{err}} - S_\Delta}{GA_0}$$

L'erreur d'équilibrage est directement extraite du signal différentiel par une interpolation avec un polynôme du 3^{ième} degré. A_0 est déterminé à partir du spectre $A_0T(\sigma)$ par une interpolation par un polynôme du 3^{ième} degré.

Le principe électronique de la détection différentielle est donné sur la Figure 21.

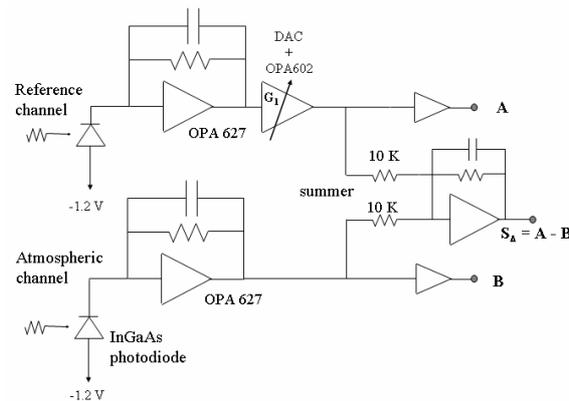


Figure 21: Schéma de principe de la détection différentielle.

Pour le contrôle général de l'instrument, la version spatiale pourra s'appuyer sur un microcontrôleur 8-bit 80C32 résistant aux radiations d'Atmel qui est également utilisé par l'instrument SPICAM à bord de Mars Express. Cependant, de nouveaux microcontrôleurs 16bits supportant les radiations sont maintenant disponibles et pourraient être utilisés [Webster et al., 2004].

Les rapports de mélange atmosphériques sont ensuite extraits des spectres mesurés in-situ en utilisant la loi de Beer-Lambert et un modèle moléculaire [Parvitte et al., 2002]. L'erreur sur la restitution de la concentration est de quelques pourcents et peut être améliorée en co-additionnant des mesures successives de 10ms. La limite de détection est de 10^{-5} exprimée en unité d'absorption (i.e. 0,001% d'absorption de l'énergie laser) en additionnant des mesures sur 1 seconde. Des informations

supplémentaires sur les performances de cette technique de détection peuvent être trouvées dans [Durry et al., 2000b]. Les caractéristiques envisageables sont données dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Caractéristiques du senseur

Masse	170g (sans le bras)
Taille	Instrument principal : 6 cm (longueur) 3 cm (largeur) 3 cm (hauteur) Miroir sphérique $f=30\text{cm}$: 1,5cm (lon.) 2cm(lar.) 2cm(hau.)
Puissance	4W à 6W pic
Parcours optique	120 cm ouvert à l'atmosphère
Diode laser	DFB GaInSb 1877nm Température de fonctionnement 26°C
Temps de mesure	10ms pour une rampe laser
Limite de détection	10^{-4} (unité d'absorption, une rampe) 10^{-5} (moyenne sur une seconde)
Précision	Quelques pourcents
Volume de données	*600octets par mesure (CO ₂ et H ₂ O) non compressés. * Moins si traitement in situ.

Dans les traitements actuels (pour les instruments embarqués sous ballon) les spectres sont enregistrés sur 256 points pris sur chaque voie (A, B, A–B) avec un convertisseur 16bits; les spectres atmosphériques sont ensuite traités après les vols ballons. Concernant le senseur martien, pour le traitement, il sera possible de développer un modèle d'inversion temps réel. En effet, le développement d'un modèle d'inversion temps réel est facilité aux pressions martiennes car (comparé à la Terre), l'effet de l'élargissement collisionnel par la pression est négligeable ; les profils moléculaires Martiens sont dominés par l'effet Doppler et la concentration est directement reliée à la profondeur d'absorption.

$$Abs(\sigma) \approx \rho \times N \times L \times \sum_i S_i(T) \times \Phi(\sigma)$$

$$\rho = \frac{Abs(\sigma_0)}{N \times L \times \sum_i S_i(T) \times \Phi(\sigma_0)}$$

où S_i est l'intensité de la raie.

Ainsi, les données pourraient être traitées in situ avec un modèle moléculaire simplifié. Cependant, bien entendu, les spectres complets bruts pourront également être transmis complètement vers la Terre.

Les effets environnementaux, comme la déposition de poussière sur les optiques ou du givre, sont également considérés. Concernant la poussière, la puissance optique du laser est suffisante pour qu'on puisse perdre de l'énergie par occultation partielle sans dégrader de manière significative les mesures. Bien sûr, il sera probablement nécessaire d'implémenter une protection mécanique dans le

cadre de missions de longues durées. Dans ce cas, il sera possible d'implémenter une version miniaturisée des caches motorisés, qui sont utilisés en ce moment sur SDLA pour protéger la surface des miroirs, qui pourrait être utilisée durant les périodes d'activité intense de la poussière ou les périodes de mise en veille. Concernant le givre, les miroirs pourront être chauffés par des résistances plates Kapton pour éviter la formation de glace, de la même façon que ce qui est réalisé sur SDLA. Cependant, le montage final de l'instrument dépendra de la configuration de la mission (emplacement sur un atterrisseur, un robot mobile ou couplé avec un autre instrument dans une configuration fermée avec un système de pompage et de filtrage), c'est pourquoi ces aspects ne sont pas détaillés plus en avant.

2.4. Développements instrumentaux

2.4.1. Développements logiciels

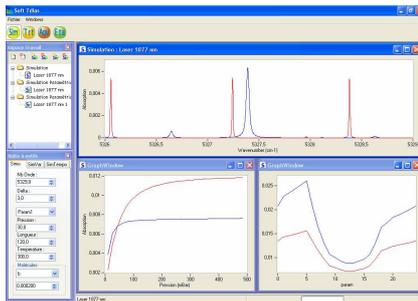
Les études et les développements autour d'un instrument de ce type nécessitent un certain nombre de développements informatiques que l'on peut regrouper en plusieurs thèmes :

- Simulation
- Acquisition
- Traitement
- Calibration

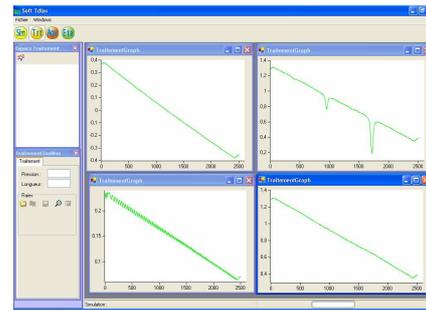
On remarquera que cela est également valable pour la plupart des instruments scientifiques. A partir de ce constat, on peut penser que chaque développement d'instrument devrait s'appuyer sur une plateforme logicielle commune dans laquelle on pourrait insérer des modules pour ajouter des fonctionnalités supplémentaires ou pour l'adapter à un autre instrument. Cependant, il semble que, jusqu'à récemment, une telle plateforme n'existait pas.

J'ai donc réalisé des développements spécifiques pour chacune de ces activités. Les captures d'écran de la Figure 22 montrent les développements préliminaires. Dans le cadre de la simulation, j'ai d'abord effectué le portage des algorithmes existants (Matlab) vers le langage C# et l'environnement de développement Visual Studio avant d'y rajouter des fonctionnalités supplémentaires : évolution de l'absorption en fonction de P ou T, évolution de l'absorption en fonction du temps avec P, T et la concentration variables (ces variations sont importantes pour le dimensionnement de l'instrument).

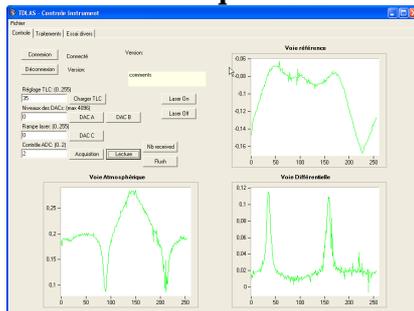
Simulation



Traitement



Acquisition



Étalonnage

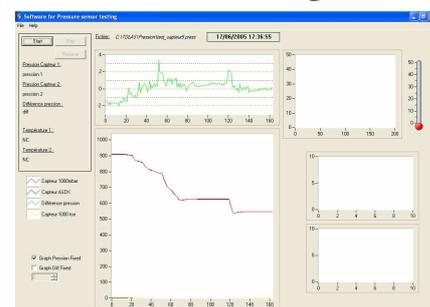


Figure 22 : Différentes composantes logicielles du projet (simulation, traitement, acquisition, étalonnage). Chacune de ces composantes était d'abord traitée par un programme distinct (sans interface commune) comme le montrent les deux figures du bas. Pour faciliter le passage des données entre chacune des applications, une interface commune a été créée (deux figures du haut). Cependant, des problèmes (lisibilité, gestion de la mémoire) ont montrés qu'il était nécessaire de revoir l'architecture.

Le problème à résoudre repose dans la complexité des relations entre les différentes tâches à effectuer, entre les différentes représentations que peuvent avoir les données, et dans le nombre croissant des données à traiter.

Ces problèmes ont été rencontrés lors des développements nécessaires à TDLAS et à SOIR. En effet, la création de multiples logiciels dédiés, ou d'algorithmes sans relation entre eux, posent des problèmes lors de leur création et de leur utilisation comme, par exemple, pour le passage manuel des données entre applications (risque d'erreur, perte de temps) et surtout pour l'ajout de fonctionnalités.

Sans rentrer dans les détails d'un choix de technologie, je mentionnerai les blocs de code réalisés par Microsoft, 'Composite UI Application Block' (CAB) et 'Guidance Automation Toolkit' disponible depuis la fin de l'année 2005 qui devraient permettre de résoudre la plupart des problèmes évoqués. Il propose en effet une architecture puissante et extensible sur laquelle chacun peut s'appuyer pour commencer un nouveau développement logiciel. En combinaison avec les outils National Instruments (visualisation de données, pilotes d'instruments, fonctions mathématiques) et d'Infragistics (contrôles utilisateur supportant les fonctionnalités CAB), une plateforme commune adaptée peut être créée pour des développements instrumentaux.

2.4.2. Instrument de laboratoire

a) Mécanique

Les deux diodes laser qui reposent sur l'utilisation d'un parcours d'absorption de 120cm, 1877nm et 2042nm, sont montées sur des boîtiers TO5.6 sans cache (semi-conducteur à l'air et non protégé), Nanoplus ne proposant pas, au moment de l'achat de ces lasers, d'autres types de boîtier. Cela était suffisant pour les études spectroscopiques car les diodes sont ensuite montées dans des boîtiers de test adaptés. Cependant, l'utilisation de TO5.6 sans module TEC intégré complique les réalisations mécaniques de laboratoire car il faut tenir compte du contrôle de la température du laser. Maintenant, Nanoplus propose des lasers tout intégrés. Ainsi, la diode laser à 2,64 μ m, pour les isotopes de l'eau, est montée dans un boîtier TO5 avec TEC et thermistance intégrés. Dans le cadre des lasers 1877nm et 2042nm, la diode est placée dans un cube en aluminium maintenu entre deux TEC (Figure 23c). Les deux photodiodes de la voie directe et de celle de référence sont fixes. Le cube laser est positionné avec des micro-contrôles puis fixé en position. Le faisceau laser est séparé en deux avec un cube séparateur de 5mm de côté. Les lentilles plan-convexes utilisées ont un diamètre de 4,2mm et une distance focale de 4mm.

La Figure 23a montre la première version l'instrument qui donne une idée de l'encombrement mécanique et du poids. Les dimensions du corps sont de 72mm de longueur, 43mm de largeur et 40mm de hauteur avec un bras de 30cm. Un support mécanique plus stable pour l'utilisation en laboratoire a ensuite été réalisé (Figure 23b)

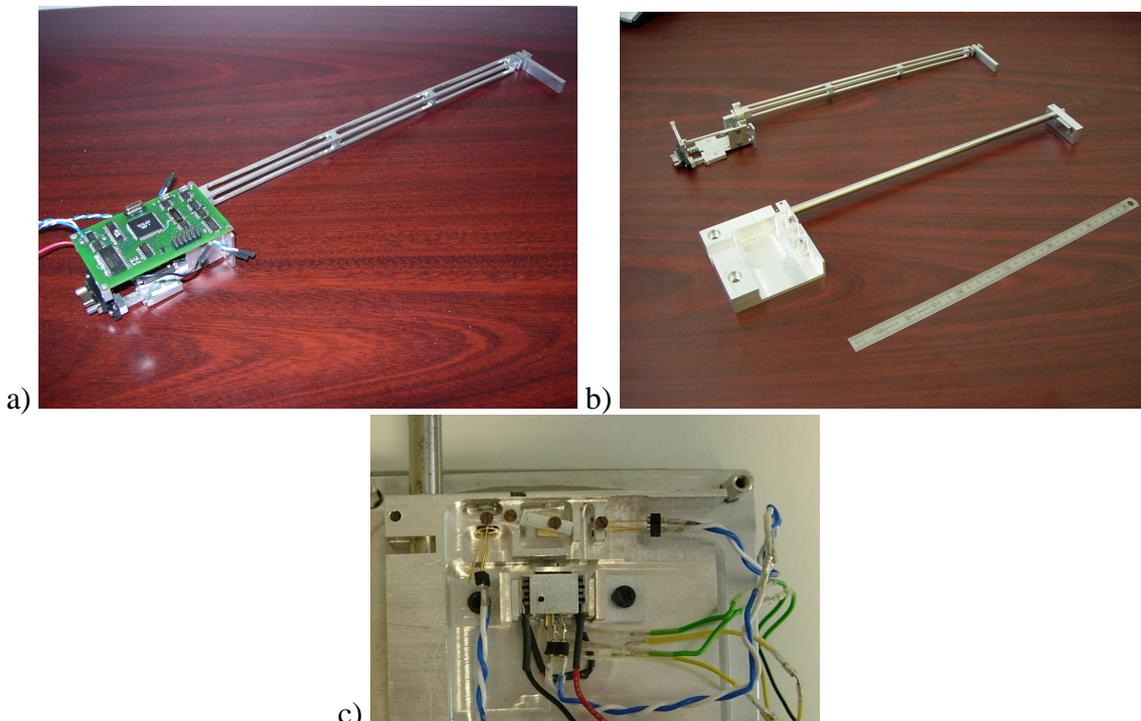


Figure 23: a) Test pour voir l'encombrement mécanique et avoir une idée de l'ordre de grandeur du poids (110 grammes). b) Supports mécaniques des versions de laboratoire. c) intégration du laser

La version 2 qui inclut tous les éléments pour pouvoir faire des mesures de façon autonome (capteur de pression, capteur de température, horloge, convertisseur DC-DC, contrôle laser, acquisition) a des dimensions externes de 116mm de longueur (+30cm de bras) 50mm de largeur et 36mm de hauteur (Figure 24). Cette version pourra par exemple être utilisée avec un laser vers $2,7\mu\text{m}$ pour mesurer le CO_2 dans l'atmosphère de la Terre en utilisant 1,60m de parcours.

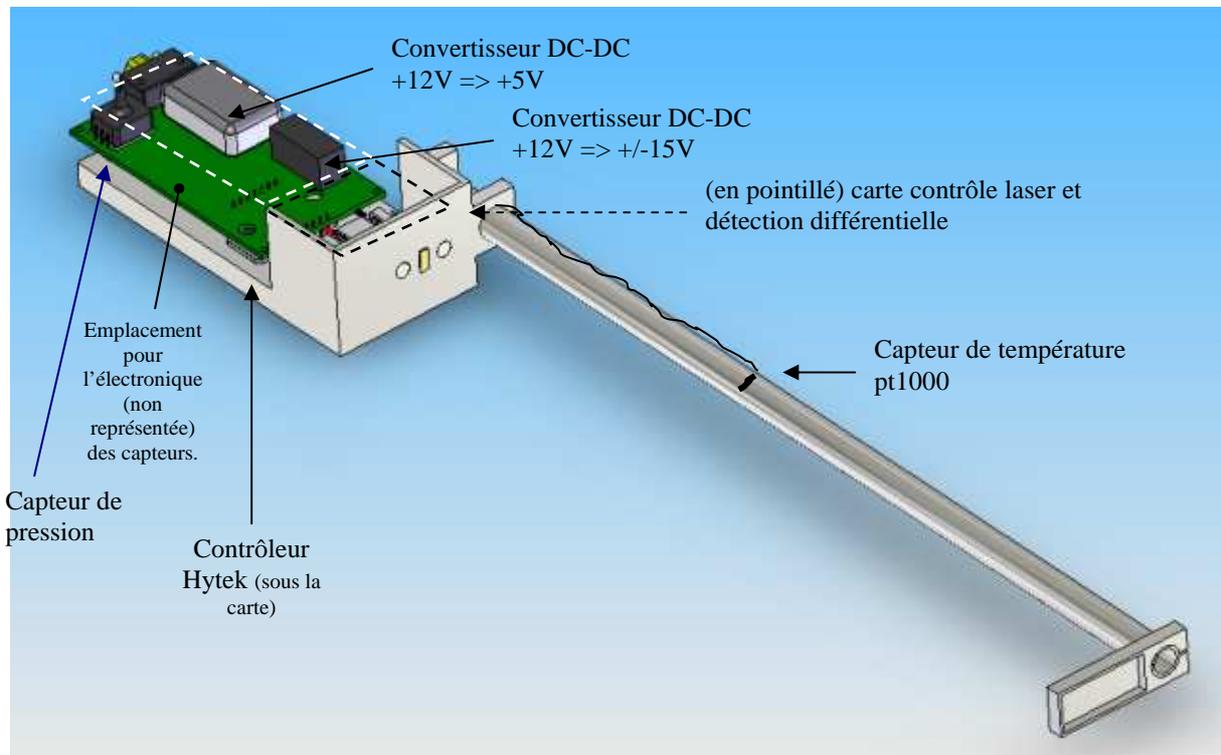


Figure 24: Vue 3D de la deuxième version d'essai de TDLAS. Deux cartes électroniques ne sont pas représentées (contrôle laser et acquisition différentielle.)

b) Electronique

Le principe général est donné sur la Figure 20. La version de laboratoire utilise un microcontrôleur Atmel atmega 128. La programmation de celui-ci a été faite en langage assembleur à partir du logiciel AVRStudio3.6. Le programme embarqué réalisé permet de contrôler les fonctions de bases de l'instrument (gestion des versions, contrôle du laser, du gain et de l'acquisition, communication).

Le contrôle du laser se fait avec un convertisseur numérique analogique (CNA) 12 bit sur port SPI¹, DAC7612, pour régler la composante continue du courant ainsi que l'amplitude de la rampe et un CNA 8 bit parallèle, DAC08, pour la génération effective de la rampe. Cependant, un problème de routage au niveau du générateur de courant empêche l'utilisation du contrôle laser sur les vrais lasers. Celui ci pourra être réglé sur la prochaine carte en améliorant les distances entre les composants et en créant des pistes de protections.

¹ SPI : Serial Port Interface. (Port série)

La combinaison DAC7612/DAC08 est convenable pour une version de laboratoire cependant la combinaison AD5332/AD5331 apporte certains avantages (allumage à zéro volts, entrée parallèle, buffer d'entrée, mise en veille). Elle pourra être utilisée dans la prochaine version de laboratoire. Le détail est donné sur la Figure 25.

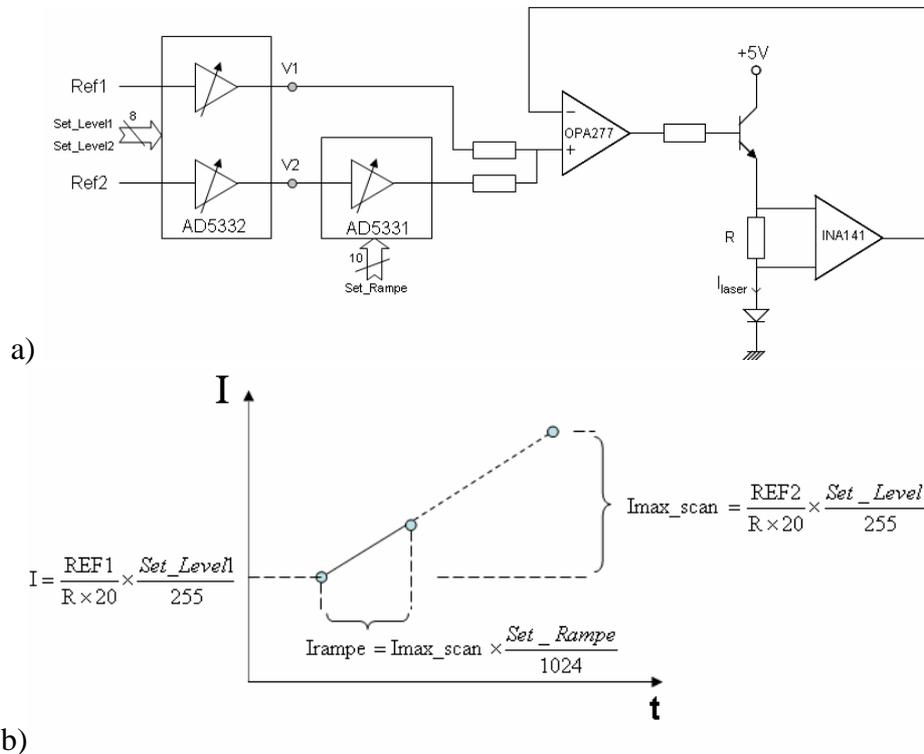


Figure 25: a) Schéma de principe de l'électronique de contrôle du laser de la version d'essai numéro 2 de TDLAS. b) Principe de génération d'une rampe de courant en fonction des mots 8 et 10bits de contrôle. Par exemple, en utilisant une résistance $R=2,5\text{ohms}$, en réglant le gain de l'amplificateur d'instrumentation INA141 à 10 et en connectant une référence de 5 volts à Ref1, la partie constante du courant laser est égal à 100mA quand Set_Level1 est mis à 255. Quand il est mis à 128, la partie constante est égale à 50mA. Avec un courant de rampe spécifié de 50mA maximum, une référence de 2,5volts est nécessaire sur Ref2. Set_Level2 sert à définir l'amplitude de la rampe et Set_Rampe sert à effectué la rampe.

Le principe de l'acquisition différentielle a été donné sur la Figure 21. La conversion analogique numérique se fait sur 16 bit avec un convertisseur analogique numérique ADS7825.

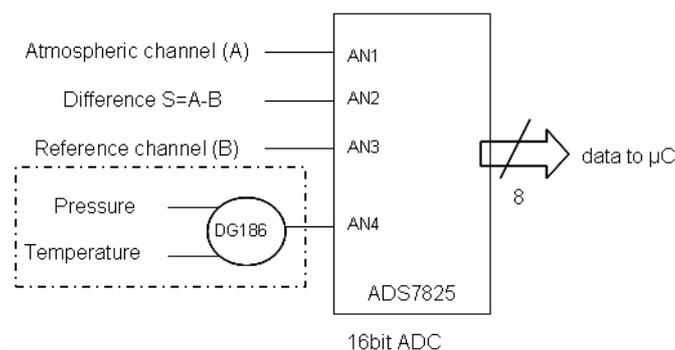


Figure 26: Convertisseur analogique numérique. La partie encadrée en pointillés sera intégrée dans la version 2.

Pour la mesure des paramètres environnementaux, des cartes électroniques ont été réalisées avec le capteur de pression ASDX15 de SensorTechnics et un capteur de température Pt1000. Les signaux des capteurs sont amplifiés entre 0 et 10V. Cependant, dans le cadre d'une mission vers Mars, on pourra réutiliser les développements faits pour d'autres missions. En particulier, des thermocouples pour la mesure de température et le capteur de pression de Beagle 2 [Towner et al., 2004], également utilisé pour les pénétrateurs de la mission Mars-96. Ce capteur a pour dimensions 30×30×10mm et pèse 15 grammes.

c) Tests

En attendant la réalisation mécanique et la cuve de test, l'instrument (détection différentielle) a été testé sur une cuve remplie d'eau à basse pression. Comme indiqué précédemment, l'électronique de contrôle du courant des lasers pose problème sur la première version mais l'acquisition différentielle marche correctement. La diode laser est donc contrôlée avec les alimentations habituelles et la détection différentielle est testée séparément en utilisant la carte à base de microcontrôleur réalisée au GSMA. Celle-ci est programmée par le port série d'un ordinateur. Les premières mesures montrent un bruit important qui a été réduit en partie par la suite par l'intégration de la carte dans un boîtier de blindage et isolation des câbles. Celui ci pourra être d'avantage réduit en améliorant le routage de la carte électronique.

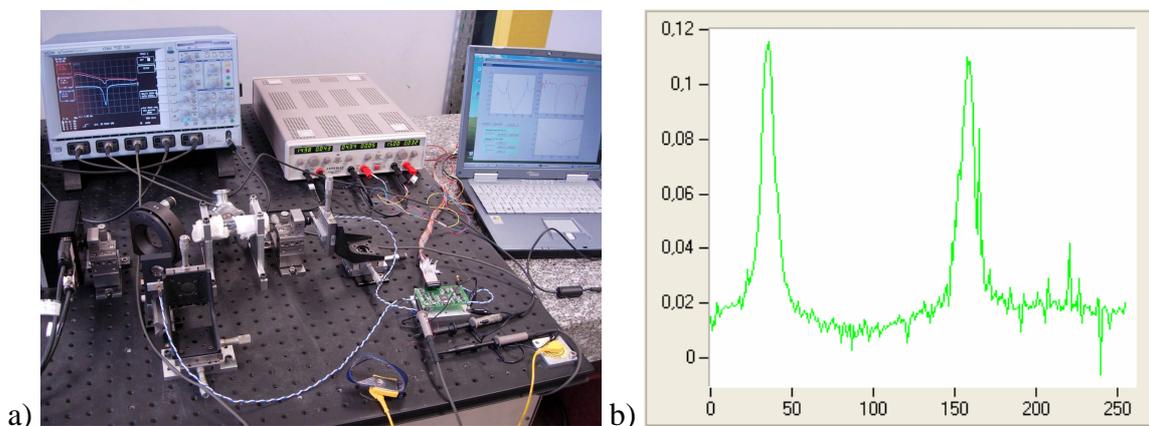


Figure 27: a) Montage de test préliminaire. b) Mesure différentielle d'une raie d'eau sans moyenne (une seule acquisition). Deux pics d'absorption sont visibles (rampe montante et descendante) car l'acquisition n'est pas synchronisé avec la rampe laser. Par ailleurs, on note le problème d'équilibrage dû à la vapeur d'eau dans l'air ambiant. Les parcours des deux voies de mesures n'étant pas exactement égaux.

Une cuve basse pression a été réalisée pour tester l'instrument dans les conditions de pression et de composition martienne (Figure 28). Elle pourra également être utilisée pour des tests dynamiques (diminution de pression) dans le cadre d'une préparation pour des vols sous ballons stratosphériques. En effet, une diode laser à 2,74 μ m pourrait être utilisée pour la réalisation d'un senseur compact pour la mesure de l'eau dans la stratosphère. Les dimensions, 60cm de long et 13cm de rayon, permettront de tester les différentes versions de TDLAS à un, deux et trois lasers.

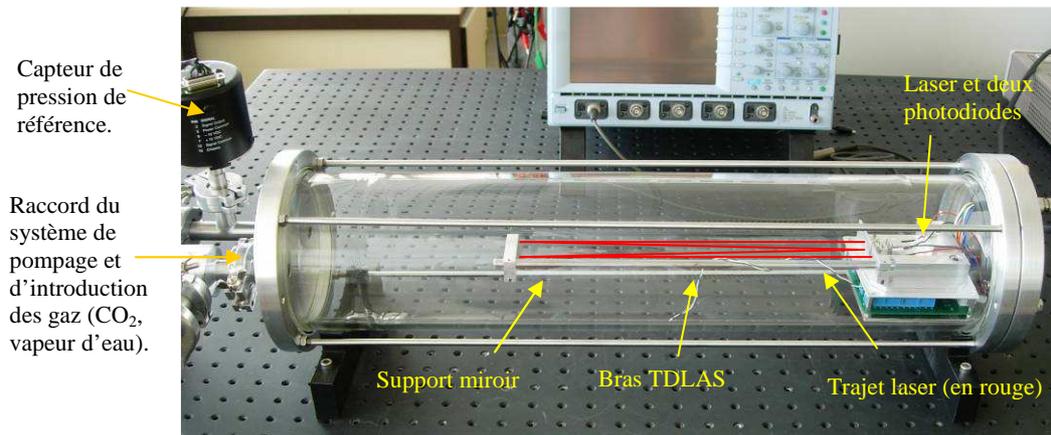


Figure 28 : Cuve de test basse pression utilisable pour la version jusqu'à trois lasers (utilisant une cellule multipassage long parcours).

Les premiers tests de dérive en pression montrent qu'elle est adaptée à des mesures de laboratoire pour les tests de TDLAS. La dérive minimale obtenue dans un premier temps est de quelques centièmes de millibar par heure.

Les tests suivants ont été réalisés avec le nouveau bras de support du miroir à l'intérieur de la cuve. Le laser est contrôlé par les boîtiers d'alimentations habituels qui sont cependant pilotés par l'entrée TTL avec la carte TDLAS. Ainsi, il est possible de synchroniser la rampe de courant et l'acquisition et de faire une moyenne de plusieurs mesures.

Un problème, qui n'a pas encore été résolu à l'écriture de ce manuscrit, a été rencontré. Le signal laser (non pas l'absorption, mais bien le signal dû à l'émission laser) disparaît quand on fait le vide à l'intérieur de la cuve. Celui-ci réapparaît quand on réinjecte de l'air. Cela est probablement dû à un aspect mécanique. Il n'a donc pas été possible pour l'instant de faire une mesure à la pression martienne (9mbar).

Les tests pourront être continués, cependant, l'instrument TDLAS sera probablement d'abord utilisé vers une mission vers Phobos, l'un des satellites de Mars, avant d'être embarqué pour une mission vers Mars. L'instrument de mesure par diodes laser de la mission Phobos repose sur des besoins différents qui sont décrits dans la partie suivante.

3. Perspectives instrumentales pour TDLAS

3.1. La mission Phobos-Grunt

La mission Phobos-Grunt, conduite par le centre de recherche spatiale Russe et prévue pour un lancement à l'horizon 2009-2011, étudiera Phobos, l'un des deux satellites de la planète Mars (Tableau 3). Le projet comporte trois aspects. L'étude in-situ du sol de ce satellite, l'étude à distance de l'atmosphère de Mars par occultation et un retour d'échantillons de roche et de poussière sur Terre pour une étude en laboratoire.

Les résultats de cette mission devraient permettre de donner des indices supplémentaires concernant l'origine des satellites de Mars. En effet, ces satellites semblent avoir des matériaux de surfaces similaires à la plupart des astéroïdes dans la ceinture externe. Cela laisse penser que Phobos et Deimos sont des astéroïdes qui ont été capturés par Mars. Cependant d'autres hypothèses ont été émises. En particulier, ils pourraient s'être formés en même temps que Mars (hypothèse de la co-accrétion) ou ils pourraient être issus d'un fort impact de météorite, les poussières et roches émises s'étant rassemblées en orbite.

Par ailleurs, ce sera également une mission technologique qui permettra de préparer un jeu d'instruments réutilisables pour l'étude d'autres astéroïdes.

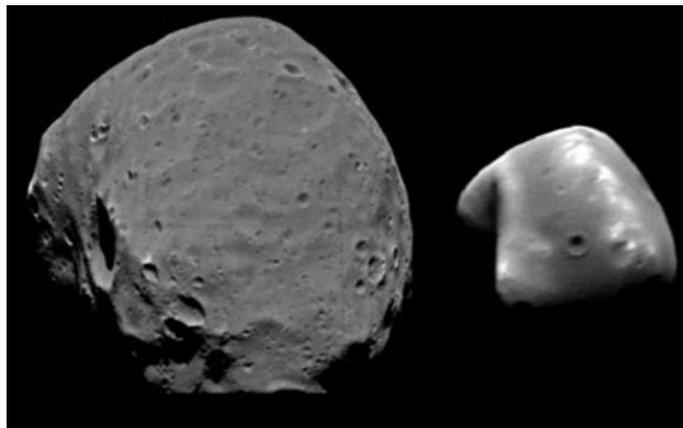


Figure 29: Photos de Phobos (à gauche) et Deimos (à droite). (source NASA)

Tableau 3: Données sur les satellites de Mars. (source NASA)

	Phobos	Deimos
Distance moyenne au centre de Mars (km)	9377	23436
Période de l'orbite (jour martien)	0,31891	1,26244
Grand axe (km)	26	16
Petit axe (km)	18	10
Masse (10^{15} kg)	10,8	1,8
Densité moyenne (g/cm^3)	1,9	1,75

3.2. Les instruments d'études in-situ du sol

L'atterrisseur comporte un certain nombre d'instruments pour l'étude minéralogique du sol (spectromètre APX, Mössbauer, à neutrons et gamma, entre autres), un sismomètre ainsi qu'un package d'analyse de gaz. Celui-ci comprend six cellules de pyrolyses pour chauffer les échantillons de sol. Les gaz émanant passent d'abord au travers de la cellule optique d'un spectromètre à diodes laser. Les gaz sont ensuite stockés dans un piège à gaz. Une fois le chauffage des échantillons terminé, le piège à gaz est à son tour chauffé pour libérer les gaz absorbés. Ceux-ci sont étudiés à l'aide d'un chromatographe puis d'un spectromètre de masse. Le processus complet est de l'ordre de 1 heure, dont

20 minutes pour la partie laser. Celle-ci s'occupant de mesurer les concentrations de gaz aux différents paliers de température du chauffage des échantillons.

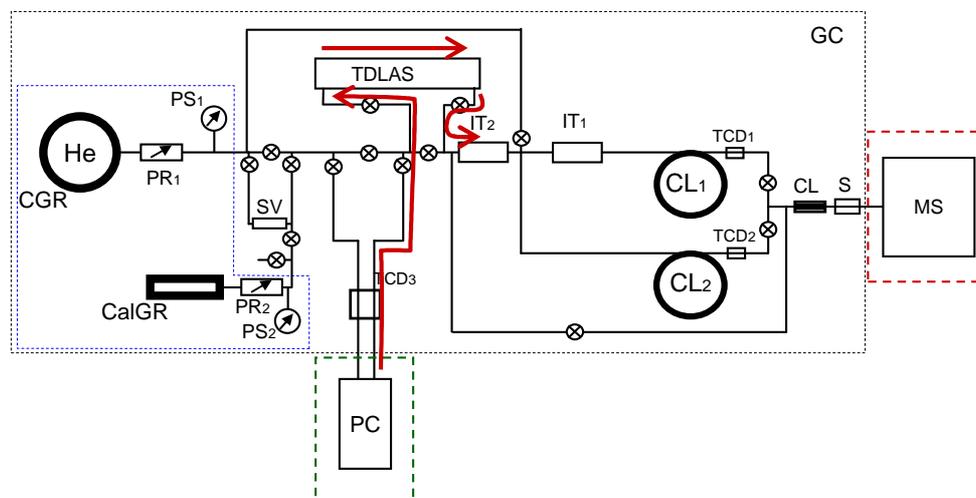


Figure 30: Configuration préliminaire du package d'étude in situ du sol de Phobos. (PC- Pyrolytic Cell, MS- Mass Spectrometer). (source IKI)

3.3. Le spectromètre à diodes lasers – TDLAS Phobos Grunt

3.3.1. Présentation de l'instrument

La composition et la quantité de gaz émanant n'étant pas connues, on se base sur des estimations probables pour le dimensionnement de l'instrument. A l'heure de l'écriture de ce texte, les estimations finales ne sont pas arrêtées. De même, des simulations spectroscopiques supplémentaires doivent être réalisées. En particulier, les simulations seront faites à hautes températures (de 60°C à 150°C).

Une configuration avec quatre diodes lasers est pour l'instant envisagée (Tableau 4). Le laser 1,39µm serait utilisé comme hygromètre pouvant s'adapter aux différentes concentrations possibles de vapeur d'eau. En effet, sur le domaine spectral couvert par cette diode laser, il existe des transitions d'eau de différentes intensités. Si le sol s'avère riche en eau, on utilisera une raie de faible intensité pour ne pas avoir une saturation de l'instrument (absorption complète du faisceau laser). Au contraire, si le sol est très pauvre, on utilisera une raie d'intensité plus forte pour avoir un signal détectable.

Tableau 4: Domaine spectral des diodes lasers envisageables et molécules mesurables.

Domaine spectral	Molécules accessibles sur le domaine.
1,39µm	H ₂ O
1,65µm	CH ₄
2,042µm	Isotopes CO ² (¹³ C ¹⁶ O ₂ , ¹⁶ O ¹² C ¹⁸ O)
2,64µm	CO ₂ , H ₂ O, H ₂ ¹⁷ O, H ₂ ¹⁸ O, HDO

La partie électronique du spectromètre comporte les mêmes éléments que les versions décrites dans les parties précédentes. Pour rappel, cela comprend le contrôle de la température de fonctionnement des diodes laser, le contrôle de la rampe de courant appliquée aux diodes laser, l'acquisition en mode direct ou différentiel (selon les résultats des simulations qui seront faites), la mesure des paramètres environnementaux (pression, température).

La partie mécanique est quant à elle différente pour s'adapter aux besoins et à l'environnement de la mission. La quantité de gaz émise par les roches nécessite d'avoir un volume suffisamment petit pour que le nombre de molécules sur le trajet du faisceau laser permette de faire des mesures précises.

La cellule optique testée en première approche est donc faite d'un tube en acier de vingt-deux centimètres de longueur et d'un diamètre de trois millimètres (Figure 31). Le gaz entre par un raccord de 0,8mm de diamètre à une des extrémités du tube et ressort à l'autre extrémité. Toute la longueur du tube est recouverte par un fil chauffant. Celui-ci soumet le tube pendant les mesures à une température de 150°C pour éviter la condensation sur ou l'absorption des molécules par les parois.

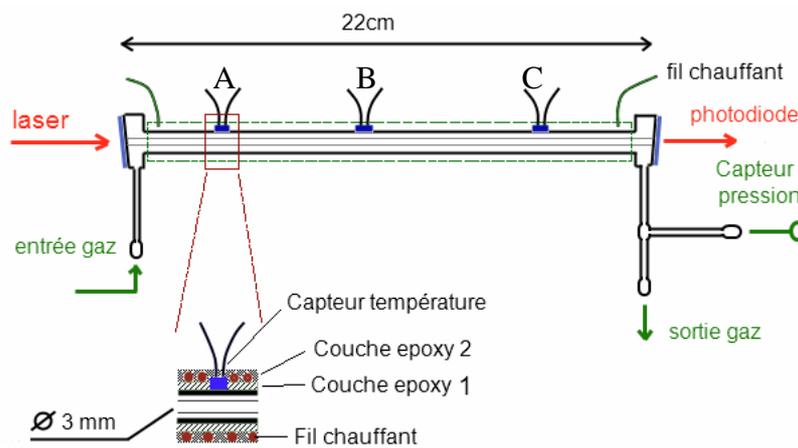


Figure 31: Schéma de principe préliminaire du tube.

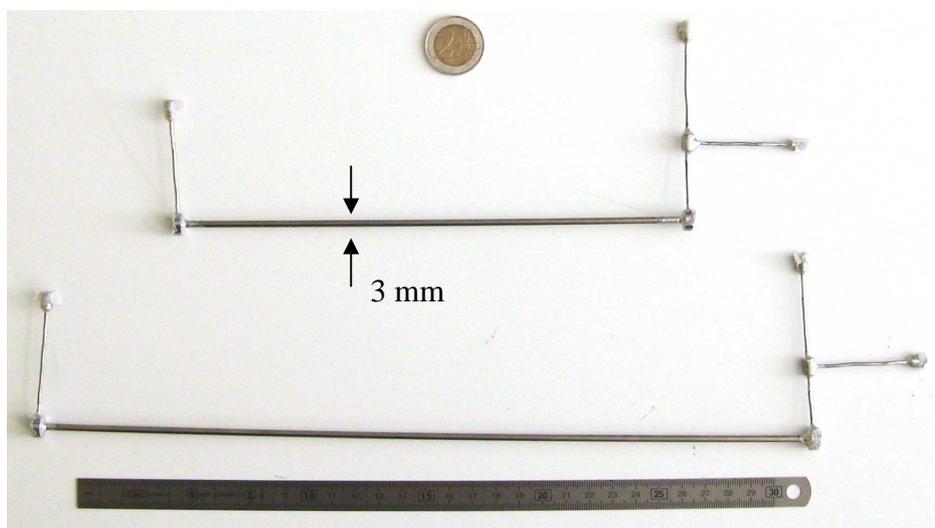


Figure 32: Tube avant assemblage.

3.3.2. Réalisation du tube

Le tube testé en laboratoire est recouvert d'une première couche d'époxy pour réaliser l'isolation électrique entre le tube (en acier inoxydable) et le fil chauffant. Trois entailles dans l'époxy permettent de placer des capteurs pt1000 en contact direct avec le tube. Un fil métallique est enroulé sur la longueur du tube. La résistance résultante du fil est de 10ohms. Un courant d'un ampère permet de chauffer le tube à 100°C. Une deuxième couche d'époxy recouvre l'ensemble tube/fil chauffant.

Des fenêtres en saphir sont fixées aux deux extrémités du tube avec le même époxy que pour l'isolation du tube. Le plan des fenêtres réalise un angle de 10° par rapport à la perpendiculaire à l'axe du tube. Les tubes de connexion ont un diamètre de 1,5 mm avec une épaisseur de parois de 0,35mm.

3.4. Tests en laboratoire

3.4.1. Test de chauffage

Dans les conditions de laboratoire (température ambiante d'environ 20°C), il y a un gradient de température le long du tube au niveau du capteur C lorsqu'on le chauffe. Ce gradient est d'environ 10°C quand on chauffe le tube à 100°C en utilisant un courant d'un ampère. Celui-ci est probablement dû à la présence de métal supplémentaire pour la connexion au capteur de pression et à une densité de spirales chauffantes non uniforme. Ce gradient ne pose pas de problèmes pour les tests préliminaires en laboratoire.

Des simulations seront faites pour déterminer les effets d'un gradient de température sur les mesures spectroscopique dans cette gamme de température.

3.4.2. Test laser

Nous avons d'abord testé la faisabilité du passage d'un faisceau laser dans un tube de ce diamètre avec une diode laser émettant à 2042nm et une émettant à 1877nm. Il est possible de faire des réglages optiques pour que les franges sur la ligne de base soit négligeables. Par ailleurs, les déformations que peut subir le tube n'ont pas d'impact important sur les mesures.

Nous avons ensuite testé le système en mesurant une raie d'eau avec le laser 1877nm. Un premier test a été fait en utilisant un seul coté pour l'injection et le pompage du gaz comme il est fait habituellement pour les études spectroscopiques en laboratoire faites au GSMA. Cependant, il n'a pas été possible de faire des mesures de cette façon.

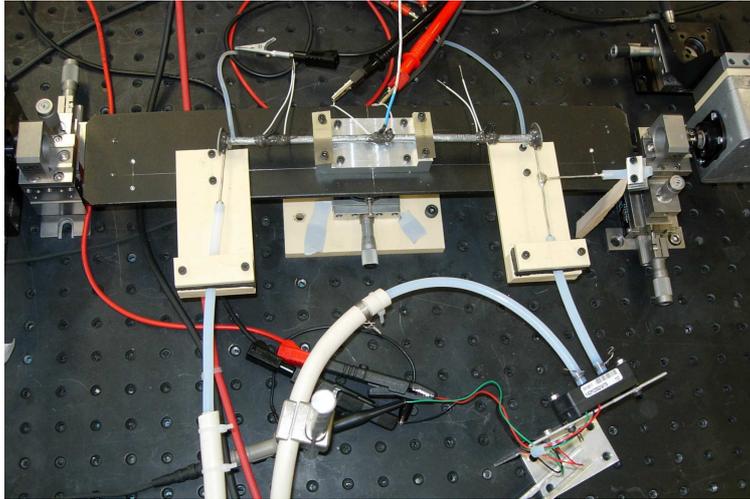


Figure 33: Configuration du premier test. Le gaz est injecté et pompé à gauche. A droite, un des raccords est bloqué, l'autre est connecté à un capteur de pression différentielle. Le deuxième tuyau monté sur le capteur de pression sert pour la référence de pression (vide).

En effet, il semble que dans cette configuration, l'eau se condense ou se glace sur les parois des tubes de connexions (de 0,8mm de diamètre interne) et empêche l'introduction de molécules d'eau supplémentaires à l'intérieur du tube. Le chauffage du tube ne permet pas de résoudre le problème.

Un deuxième test a été réalisé en flux, c'est-à-dire en injectant le gaz d'un côté du tube et en pompant de l'autre comme prévu dans la configuration de la mission. Cette configuration a permis la mesure de la raie d'eau.

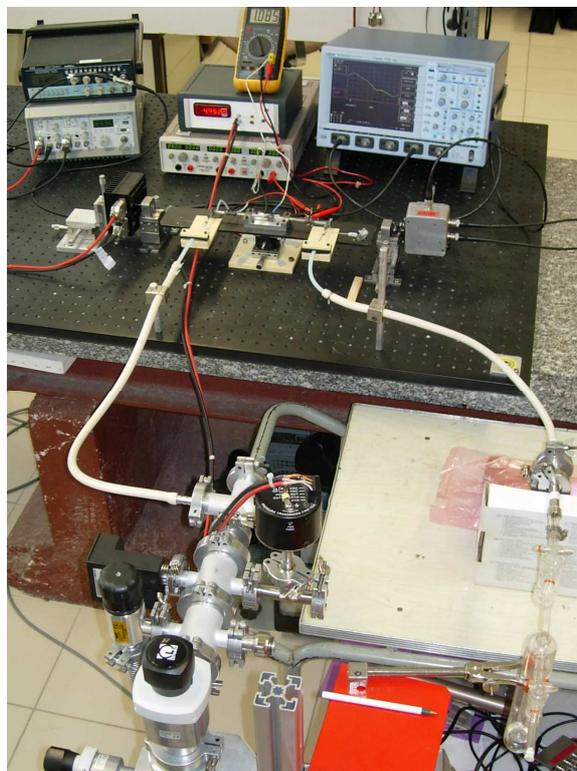


Figure 34: Deuxième test. Mesure en flux. Injection de l'eau à droite et pompage à gauche.

3.5. La coopération pour la mission Phobos

Concernant l'instrument, les premiers tests en laboratoire ont montré la faisabilité des mesures avec un tube de ce type (très faible diamètre) et ont mis en évidence les points problématiques des mesures (absorption, condensation). Il est nécessaire de faire des simulations supplémentaires avant de pouvoir continuer les tests en laboratoire.

Concernant le projet Phobos-Grunt, la coopération franco-russe pour cette mission est toujours en cours de discussion (financement, organisation) à l'écriture de ce texte.

Le travail préliminaire a été réalisé en coopération avec l'IKI. Le dimensionnement du tube a été fait par l'IKI. La finalisation de l'assemblage du tube (pose de l'époxy, des capteurs, des fenêtres) et les tests en laboratoire ont été réalisés à Reims pendant le séjour d'Imant Vinogradov de l'IKI avec la participation de Thomas De Carpentier, personnel technique du GSMA.

Conclusion

Mars est maintenant une planète froide et inhospitalière. Cependant, les différentes missions spatiales d'exploration de cette planète ont trouvé des indices qui indiquent qu'elle a connu par le passé une période plus clémente qui a permis la présence d'eau liquide à sa surface et peut-être l'apparition de la vie. Les futures missions robotiques d'abord, et plus tard, habitées, permettront de déterminer si la vie a pu un jour se développer sur Mars. Elles permettront également de mieux caractériser les processus climatiques actuels et chercheront des indices qui nous permettront de reconstituer l'histoire de l'évolution de la planète.

Les études et les développements réalisés dans le cadre cette thèse ont permis de poser les bases pour la réalisation d'un senseur à diodes laser compact utilisable dans le cadre d'une future mission spatiale. Le cas de Mars a d'abord été envisagé et des configurations d'instruments adaptés, utilisant des diodes lasers émettant à 1877nm pour la mesure de H₂O et CO₂, à 2042nm pour la mesure de ¹³C¹⁶O₂ et ¹⁶O¹²C¹⁸O, et à 2640nm pour la mesure de HDO, H₂¹⁷O et H₂¹⁸O, ont été proposées.

La spectroscopie d'absorption par diodes laser est très efficace et peut être utilisée dans différents cas de figure. Dans le cadre de la mission russe Phobos-Grunt qui déposera un atterrisseur à la surface de Phobos, un des satellites de Mars, en 2009, il serait possible d'utiliser un spectromètre à diodes laser pour analyser la composition des gaz émis par des échantillons de roches chauffés.

Les développements peuvent également être continués pour une utilisation terrestre pour, par exemple, la réalisation d'un instrument de mesure de CO₂ précis et compact, ou de mesure de H₂O dans la stratosphère de la Terre.

Bibliographie chapitre 1

- Bertaux J.L. and Montmessin F., Isotopic fractionation through water vapour condensation: the Deuteropause, a cold trap for Deuterium in the atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res.*, 106(E12), 32,879-32,884, 2001.
- Bibring J.P., Langevin Y., Poulet F., Gendrin A., Gondet B., Berthé M., Soufflot A., Drossart P., Combes M., Bellucci G., Moroz V., Mangold N., Schmitt B. & the OMEGA team, Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars, *Nature*, 428, 627-630, 2004.
- Boynton W.V. et al., Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits, *Science*, 297, 81-85, 2002.
- Clancy R.T., Grossman A.W., Muhleman D.O., Mapping Mars water vapour with the very large array, *Icarus*, 100, 48-59, 1992.
- Durry G. and Megie G., Atmospheric CH₄ and H₂O monitoring with near-infrared InGaAs laser diodes by the SDLA, a balloonborne spectrometer for tropospheric and stratospheric in situ measurements, *Appl. Opt.*, 38, 7342-7354, 1999.
- Durry G. and Megie G., In situ measurements of H₂O from a stratospheric balloon by diode laser direct-differential absorption spectroscopy at 1.39 μ m, *Appl. Opt.*, 39, 5601-5608, 2000a.
- Durry G., Pouchet I., Amarouche N., Danguy T. and Megie G., Shot-noise-limited dual-beam detector for atmospheric trace-gas monitoring with near-infrared diode laser, *Appl. Opt.*, 39, 5609-5619, 2000b.
- Durry G., Hauchecorne A., Ovarlez J., Ovarlez H., Pouchet I., Zeninari V. and Parvitte B., In situ measurement of H₂O and CH₄ with telecommunication laser diodes in the lower stratosphere: dehydration and indication of a tropical air intrusion at mid-latitudes, *J. Atmos. Chem.*, 43, 175-194, 2002a.
- Durry G., Danguy T., Pouchet I., Open multipass absorption cell for the in situ monitoring of stratospheric trace gas with telecommunication laser diodes, *Appl. Opt.*, 41, 3424-3433, 2002b.
- Donahue T.M., Accretion, loss and fractionation of Martian water, *Icarus*, 167, 225-227, 2004.
- Fedorova A.A., Baklanova I.V., Rodin A.V., MAWD observations revisited: seasonal behavior of water vapor in the martian atmosphere, *Icarus*, 71, 54-67, 2004.
- Feldman W.C. et al., Global distribution of neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey, *Science*, 297, 75-78, 2002.
- Graft J.E., Zurek R.W., Eisen H.J., Jai B., Johnston M.D., DePaula R., The Mars Reconnaissance Orbiter Mission, *Acta Astronautica*, 57, 566-578, 2005.
- Haberle R.M., Jakosky B.M., Sublimation and transport of water from the north residual polar cap on Mars, *J. Geophys. Res.*, 95, 1423-1437, 1990.
- Houben H., The Martian diurnal water cycle, *Adv. Space Res.*, 29, 9, 1587-1590, 1999.
- Huntress W.T., Moroz V.I., Shevarev I.L., Lunar and planetary robotic exploration missions in the 20th century, *Space Sci. Rev.*, 107, 541-649, 2003.
- Jakosky B.M., Farmer C.B., The seasonal and global behaviour of water vapour in the Mars atmosphere: complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment, *J. Geophys. Res.*, 87, 2999-3019, 1982.
- Jakosky B.M., Barker E.S., Comparison of ground-based and Viking Orbiter measurements of Martian water vapour: Variability of the seasonal cycle, *Icarus*, 57, 322-334, 1984.
- Krasnoposlyk V., Mumma M.J., Gladstone R.G., Detection of atomic deuterium in the upper atmosphere of Mars, *Science*, 280, 1576-1580, 1998.

- Krasnopolsky V., On the deuterium abundance on Mars and some related problems, *Icarus*, 148, 597-602, 2000.
- Le Barbu, T., Zéninari V., Parvitte B., Courtois D. and Durry G., Line strengths and self-broadening coefficients of carbon dioxide isotopes ($^{13}\text{CO}_2$ and $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$) near 2.04 μm for the in situ laser sensing of the Martian atmosphere, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 98(2), 264-276, 2006a.
- Le Barbu T., Parvitte B.; Zéninari Z.; Vinogradov I.; Korablev O. and Durry G., Diode laser spectroscopy of H_2O and CO_2 in the 1.877- μm region for the in situ monitoring of the Martian atmosphere, *Applied Physics B*, 82, 133-140, 2006b.
- Malin M. C., J. F. Bell III, W. Calvin, R. T. Clancy, R. M. Haberle, P. B. James, S. W. Lee, P. C. Thomas, and M. A. Caplinger, Mars Color Imager (MARCI) on the Mars Climate Orbiter, *J. Geophys. Res.*, v. 106(E8), 17,651-17,672, 2001
- May R.D., Forouhar S., Crisp D., Woodward S., Paige D., Pathare A., Boynton W., The MAVCS tunable diode laser spectrometers, *J. Geophys. Res.*, 106(E8), 17,673-17,682, 2001.
- Mitrofanov I., Anfimov D., Kozyrev A., Litvak M., Sanin A., Tret'yakov V., Krylov A., Shvetsov V., Boynton W., Shinohara C., Hamara D., Saunders R.S., Maps of subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey, *Science*, 297, 78-81, 2002.
- Montmessin F., Fouchet T., Forget F., Modeling the annual cycle of HDO in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 110(E3), 2005.
- Moroz V.I., Huntress W.T., Shevlev I.L., Planetary missions of the 20th century, *Cosmic Res.*, 40, 419-445, 2002.
- Parvitte B., Zéninari V., Pouchet I. et al., Diode laser spectroscopy of H_2O in the 7165-7185 cm^{-1} range for atmospheric applications, *J. Quantum Spectrosc. Radiat. Transfer*, 75, 493-507, 2002.
- Picardi G. Plaut J.J., Biccari D., Bombaci O., Calabrese D., Cartacci M., Cicchetti A., Clifford S.M., Edenhofer P., Farrell W.M., Federico C., Frigeri A., Gurnett D.A., Hagfors T., Heggy E., Herique A., Huff R.L., Ivanov A.B., Johnson W.T.K., Jordan R.L., Kirchner D.L., Kofman W., Leuschen C.J., Nielsen E., Orosei R., Pettinelli E., Phillips R.J., Plettemeier D., Safaieinili A., Seu R., Stofan E.R., Vannaroni G., Watters T.R., Zampolini E., Radar Soundings of the Subsurface of Mars, *Science*, 310, 1925-1928, 2005
- Richardson M., Wilson J.R., Investigation of the nature and stability of the Martian seasonal water cycle with a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 107(E5), 5031, doi:10.1029/2001JE001536, 2002.
- Rothman L.S., Barbe A., Benner D.C. et al., The HITRAN molecular spectroscopic database: edition of 2000 including updates through 2001, *J. Quantum Spectrosc. Radiat. Transfer*, 82, 5-44, 2003.
- Savúärvi H., Mars boundary layer modelling: diurnal moisture cycle and soil properties at the Viking Lander 1 site, *Icarus*, 117, 120 -127, 1995.
- Shotwell R., Phoenix – the first Mars Scout mission, *Acta Astronautica*, 57, 121-134, 2005
- Smith M. D., The annual cycle of water vapour on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 107(E11), 5115, doi:10.1029/2001JE001522, 2002.
- Smith M.D., Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003, *Icarus*, 167, p148-165, 2004
- Sprague A.L., Hunten D.M., Hill R.E., Rizk B., Wells W.K., Martian water vapour 1988-1995, *J. Geophys. Res.*, 101(10), 23,229-23,241, 1996.
- Sprague A.L. Hunten D.M., Hill R.E., Doose L.R., Rizk B., Water vapour abundances over Mars north high latitude regions: 1996-1999, *Icarus*, 154, 183-189, 2001.

- Sprague A.L., Hunten D.M., Doose L.R., Hill R.E., Mars atmospheric water vapour abundance: 1996-1997, *Icarus* 163, 88-101, 2003.
- Titov, D.V., Rosenqvist J., Moroz V.I., Grigoriev A.V., Evidences of the regolith-atmosphere water exchange on Mars from the ISM (Phobos-2) infrared spectrometer observations, *Adv. Space Res.*, 16(6), 23 – 33, 1995.
- Titov D.V., Markiewicz W.J., Thomas N., Keller H.U., Sablotny R.M., Tornasko M.G., Lemmon M.T., Smith P.H., Measurements of atmospheric water vapour on Mars by the imager for Mars Pathfinder, *J. Geophys. Res.*, 104(E4), 9019-9026, 1999.
- Titov D.V., Water vapour in the atmosphere of Mars, *Adv. Space Res.*, 29(2), 183-191, 2002
- Titus T.N., H.H. Kieffer, and P.R. Christensen, Exposed water ice discovered near the south pole of Mars, *Science*, 299, 1048-1051, 2003.
- Tokano T., Spatial inhomogeneity of the Martian subsurface water distribution: implication from a global water cycle model, *Icarus*, 164, 50-78, 2003.
- Tokano T., Water on Mars and Life, Adv. Astrobiol. Biogeophys., Springer, Berlin Heidelberg, 2005.
- Towner M.C., Patel M.R., Ringrose T.J., Zanercki J.C., Pullan D., Sims M.R., Haapanala S., Harri A.M., Polkko J., Wilson C.F., Zent A.P., Quinn R.C., Grunthaler F.J., Hecht M.H., Garry J.R.C., The Beagle 2 environmental sensors: science goals and instrument description, *Planet. Space Sci.*, 52, 1141-1156, 2004.
- Webster C.R., Flesch G.J., Mansour K., Haberle R., Bauman J., Mars laser hygrometer, *Appl. Opt.*, 43(22), 4436 – 4445, 2004.
- Webster C.R., Measuring methane and its isotopes $^{12}\text{CH}_4$, $^{13}\text{CH}_4$, CH_3D on the surface of Mars with in situ laser spectroscopy, *Appl. Opt.*, 44(7), 1226-1235, 2005.
- Zent A.P., Quinn R.C., Simultaneous adsorption of CO_2 and H_2O under Mars-like conditions and application to the evolution of the Martian Climate, *J. Geophys. Res.*, 100(E3), 5341-5349, 1995.
- Zent A.P., Quinn R.C., Measurement of H_2O adsorption under Mars-like conditions: Effects of adsorbent heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 102(E4), 9,085-9,095, 1997.
- Zent A.P., Howard A.J., Quinn R.C., H_2O adsorption on smectites: Application to the diurnal variation of H_2O in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 106(7), 14,667-14,674, 2001.

Lexique des instruments

	<u>Satellite Viking</u>		
IRTM	Infrared Thermal Mapper		
MAWD Detectors	Mars Atmospheric Water		
VIS	Visual Imaging System		
	<u>Atterisseur Viking</u>		
GCMS	Gas Chromatograph / Mass Spectrometer		
GEX	Gaz Exchange		
LR	Labelled Release		
NMS	Neutral Mass spectrometer		
PR	Pyrolytic Release		
RPA	Retarding Potential Analyzer		
XRFS	X-Ray fluorescence spectrometer		
	<u>Mars Global Surveyor</u>		
MAG/ER	Magnetometer/Electron Reflectometer		
MOC	Mars Orbiter Camera		
MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter		
TES	Thermal Emission Spectrometer		
cPROTO	Compensated Pitch and Roll Targeted Observation		
	<u>Mars Pathfinder</u>		
ASI/MET	Atmospheric Structure Instrument / Meteorology station		
APXS	Alpha Proton X-ray Spectrometer		
IMP	Imager for Mars Pathfinder		
	<u>Mars Odyssey</u>		
GRS	Gamma Ray Spectrometer		
HEND	High Energy Neutron Detector		
MARIE	Martian Radiation Experiment		
NS	Neutron Spectrometer		
THEMIS System	Thermal Emission Imaging		
	<u>Mars Express</u>		
OMEGA	Observatoire Martien pour l'étude de l'Eau, des Glaces et de l'Activité		
HRSC	High-Resolution Stereo Camera		
MARSIS	Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding		
PFS	Planetary Fourier Spectrometer		
SPICAM	Spectroscopie Pour l'Investigation des Caractéristiques de l'Atmosphère de Mars		
ASPERA	Analyser of Space Plasmas and Energetic Neutral Atoms		
			comporte les instruments:
			IMA Ion Mass Analyzer
			NPD Neutral Particle Detector
			NPI Neutral Particle Imager
			ES Electron Spectrometer
		MaRS	Mars Radio Science Experiment
			<u>Mars Exploration Rover</u>
		APXS	Alpha Proton X-ray Spectrometer
		MB	Mössbauer spectrometer
		MI	Microscopic Imager
		Mini-TES	Mini-Thermal Emission Spectrometer
		PanCam	Panoramic Camera
		RAT	Rock Abrasion Tool
		MA	Magnet Array
			<u>Phoenix</u>
		SSI	Surface Stereo Imager
		MARDI	Mars Descent Imager
		RAC	Robotic Arm Camera
		MECA	Microscopy Electrochemistry Conductivity Analyser
		TEGA Analyser	Thermal and Evolved Gaz
		MET	Meteorological station
			<u>Mars Reconnaissance Orbiter</u>
		HiRISE	High Resolution Imaging Science Experiment
		CTX	Context camera
		MARCI	Mars Color Imager
		MCS	Mars Climate Sounder
		CRISM	Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars
		SHARAD	Shallow Radar
			<u>Mars Science Laboratory</u>
		APXS	Alpha Proton X-ray Spectrometer
		ChemCam	Chemistry and Camera
		CheMin	Chemistry and Mineralogy
		DAN	Dynamic of Albedo Neutrons
		MARDI	Mars Descent Imager
		MAHLI	Mars Hand Lens Imager
		RAD	Radiation Assessment Detector
		REMS	Rover Environmental Monitoring Station
		SAM	Sample Analysis at Mars

- CHAPITRE 2 -

Spectrométrie laser en laboratoire des isotopes de CO₂ et H₂O pour le projet TDLAS

Introduction

En parallèle avec le développement de la maquette de TDLAS exposé au chapitre précédent, un important travail de spectrométrie a été conduit sur l'utilisation pour la mesure de concentration de gaz des diodes laser de nouvelles générations en GaInSb dans le domaine 1,8µm-3µm. Ce travail avait deux objectifs :

- Déterminer les propriétés d'émission des nouveaux lasers,
- Etudier les zones spectrales retenues (paramètres moléculaires).

Les diodes laser DFB (Distributed feedback) sont de très bons outils spectroscopiques. Des diodes laser émettant à 1877nm, à 2042nm et à 2640nm peuvent être utilisées pour l'étude de la basse atmosphère de Mars. Celles-ci permettent la mesure de H₂O/CO₂, ¹³C¹⁶O₂/¹⁶O¹²C¹⁸O et HDO/H₂¹⁷O/H₂¹⁸O respectivement.

La restitution de concentration de gaz par spectrométrie laser nécessite des sources laser ayant de bonnes propriétés d'émission spectrale (monomode, bande passante étroite). Leur caractérisation est donc indispensable. Par ailleurs, les simulations nécessaires au dimensionnement d'un senseur à diodes laser adapté à Mars ainsi que l'exploitation des futurs spectres mesurés nécessitent une connaissance précise des paramètres spectroscopiques de ces molécules à ces longueurs d'onde.

Un spectromètre à diode laser accordable est donc utilisé en laboratoire pour vérifier les propriétés d'émission des lasers et pour faire la mesure des paramètres spectroscopiques, intensité et coefficient d'auto-élargissement. Les objectifs de l'étude et les détails expérimentaux sont donnés dans la première partie.

La deuxième partie présente les résultats. L'exploitation des mesures de laboratoire a été faite en utilisant différents profils moléculaires Voigt, Rautian et Galatry. Les résultats sont ensuite comparés aux valeurs présentes dans les bases de données disponibles.

1. Spectroscopie laser infrarouge

1.1. Objectifs de l'étude

La spectroscopie laser infrarouge est une méthode très efficace pour l'étude in-situ des atmosphères. Elle est rapide, avec un temps de mesure inférieur à une seconde, et précise, avec une erreur de quelques pourcents. Dans le cadre d'une mission martienne, trois lasers peuvent être utilisés (Tableau 5). Certaines de ces zones spectrales pourront également être utilisées dans le cadre de la mission Phobos-Grunt en cours de définition. Les spectres de ces lasers ont été enregistrés à haute résolution en laboratoire avec un spectromètre à diode laser accordable pour déterminer les paramètres spectroscopiques des molécules à ces longueurs d'onde. Les paramètres obtenus seront utilisés pour déterminer les concentrations à partir des mesures in-situ de futures missions martiennes.

Tableau 5: Gammes spectrales permettant l'étude des molécules indiquées dans la basse atmosphère de Mars.

Longueur d'onde	Molécules
1877 nm	H ₂ O, CO ₂
2042 nm	¹³ C ¹⁶ O ₂ , ¹⁸ O ¹² C ¹⁶ O
2640 nm	CO ₂ , H ₂ O, H ₂ ¹⁷ O, H ₂ ¹⁸ O, HDO

1.2. Détails expérimentaux

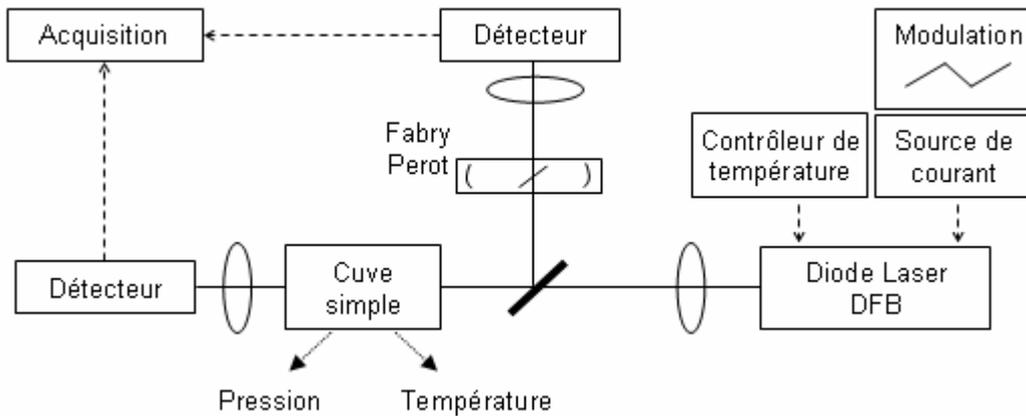
Le montage expérimental (Figure 35b) est schématisé sur la Figure 35a. La diode laser est montée dans un module de support commercial. Le faisceau est séparé en deux faisceaux. Le faisceau principal traverse une cellule d'absorption (Tableau 6).

Tableau 6 : Détails des cellules d'absorption utilisées pour les études spectroscopiques.

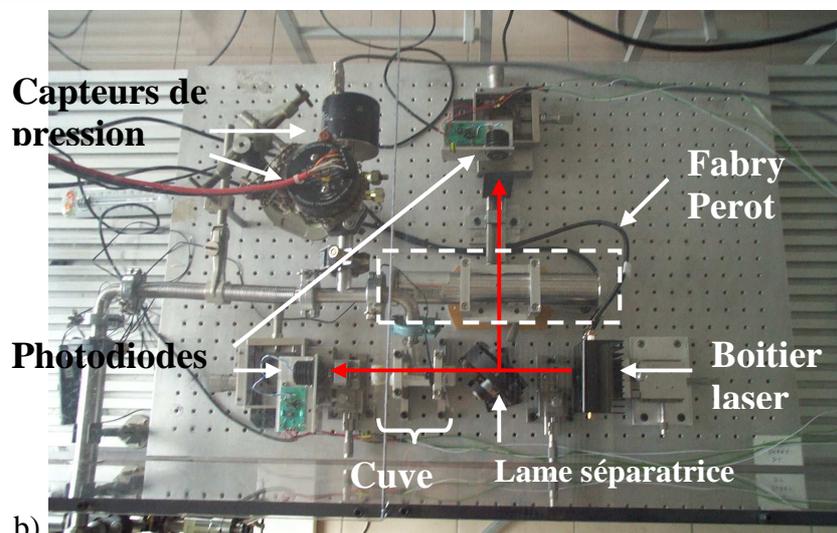
Molécule – Longueur d'onde	Type de cuve	Longueur
H ₂ O – 1877 nm	Simple passage	10 cm
CO ₂ – 1877 nm	White, multipassage	69,6 m
Isotopes CO ₂ – 2042 nm	White, multipassage	21,6 m
Isotopes H ₂ O	White, multipassage	7,2 m

Le second faisceau est couplé avec un interféromètre de type Fabry Perot (FP) qui est utilisé pour la calibration en fréquence (Figure 36). La cavité Fabry Perot est une cavité confocale constituée de deux miroirs sphériques concaves identiques distants de 25cm et d'une lame semi-réfléchissante placée au centre et faisant un angle de 45° par rapport à l'axe optique. Cette cavité, placée perpendiculairement au passage du faisceau, prélève une partie de la lumière laser qui, après un aller-

retour sur les miroirs, interfère en sortie avec le faisceau incident traversant la lame séparatrice. Dans le cas du FP utilisé, l'intervalle spectral libre est de $0,0095\text{cm}^{-1}$.



a)



b)

Figure 35: Montage expérimental pour l'étude de H_2O à 1877nm .

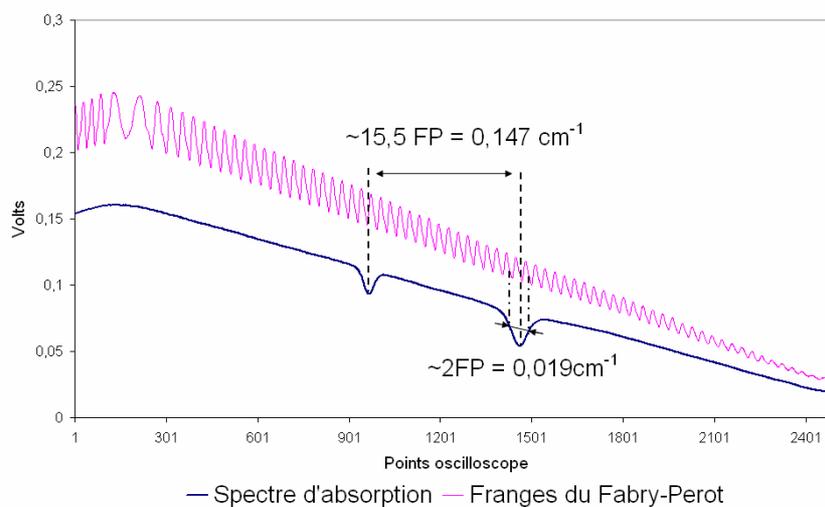


Figure 36: Principe d'étalonnage en fréquence en utilisant un interféromètre de type Fabry-Perot ayant pour intervalle spectral libre $0,0095\text{cm}^{-1}$. $15,5\text{FP} = 0,147\text{cm}^{-1} \sim \sigma_{\text{H}_2\text{O}}(5327,39035) - \sigma_{\text{CO}_2}(5327,242395) = 0,148\text{cm}^{-1}$.

Le Fabry Perot permet de tester la linéarité de l'émission spectrale du laser et de détecter les sauts de mode.

Deux photodiodes InGaAs sont utilisées pour la détection des signaux. Ceux-ci sont enregistrés par un oscilloscope puis sont traités sur un ordinateur. Dans le cas de l'étude de H₂O, le montage expérimental complet était placé dans un caisson remplie d'azote sec pour éviter l'absorption parasite de la vapeur d'eau dans l'air ambiant.

Les sources laser sont des diodes laser de type DFB (distributed feedback) achetées à Nanoplus GmbH. Les puissances optiques moyennes sont comprises entre 1 et 2 mW. Les lasers sont parfaitement monomodes et il n'y a pas de saut de modes sur les domaines d'accordabilité des lasers. La plage d'accordabilité est d'environ 3cm⁻¹ vers 5328cm⁻¹ (laser 1877nm), 7cm⁻¹ vers 4900cm⁻¹ (laser 2042nm) et n'a pas encore été mesurée vers 3788cm⁻¹ (laser 2,64μm). Les caractéristiques des lasers sont indiquées dans le Tableau 7. Les taux d'accordabilité sont obtenus avec le Fabry Perot.

Tableau 7: Caractéristiques des lasers disponibles.

Longueur d'onde	Seuil (mA)	Maximum (mA)	Efficacité (mW / mA)	Taux d'accordabilité en température (cm ⁻¹ / °C)	Taux d'accordabilité en courant (cm ⁻¹ /mA)
1877 nm	51	80	0,05	0,37	0,045
2042 nm	32	90	0,07	0,48	0,053
2640 nm	48	120	0,05	0,36	0,023

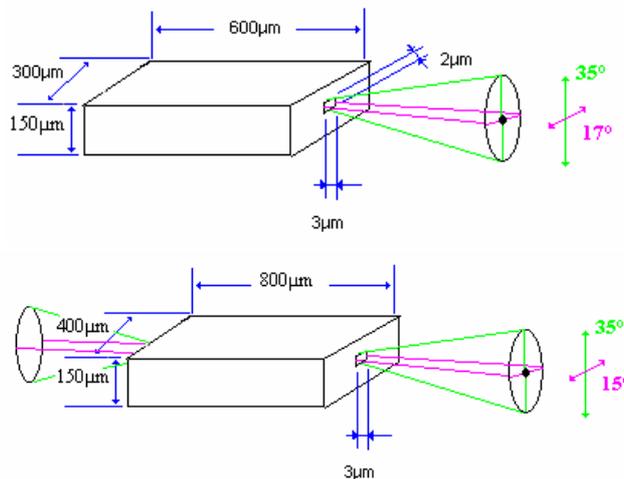


Figure 37: Caractéristiques des lasers Nanoplus à 1877nm (en haut) et à 2042nm (en bas). L'émission en face arrière est d'environ 10% de la puissance en face avant. Celle-ci est présente sur le laser du haut mais n'est pas représentée.

La longueur d'onde d'émission du laser est maintenue stable en température en utilisant des éléments Peltier et est contrôlée par une alimentation en courant bas bruit. Une rampe basse fréquence à 100Hz est utilisée pour scanner la diode DFB sur la ou les raies d'absorption sélectionnées par

modulation du courant de contrôle. La Figure 38 montre la mesure simultanée de H₂O et CO₂ avec le laser 1877nm.

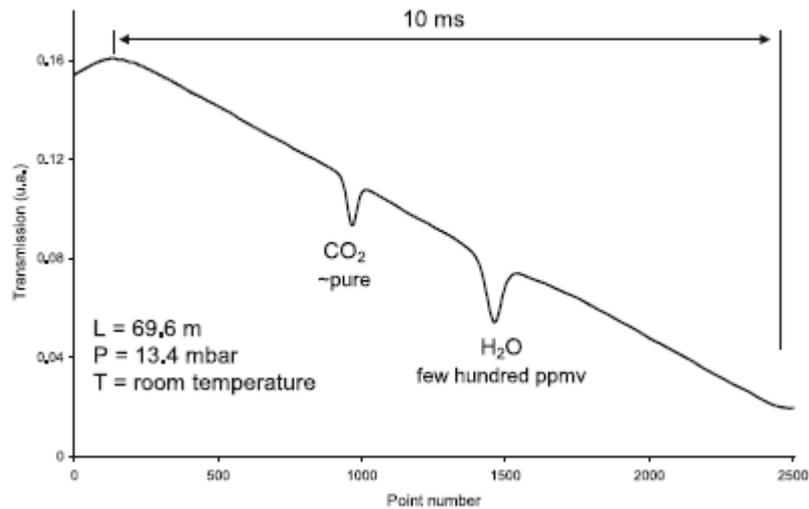


Figure 38: Spectre expérimental de $5327,0\text{cm}^{-1}$ à $5327,6\text{cm}^{-1}$ montrant la possibilité d'une détection simultanée de H₂O et CO₂ avec une seule rampe de courant. Les conditions expérimentales sont indiquées sur la figure.

La modulation du courant de contrôle du laser produit également une modulation de la puissance optique du laser. Avant chaque enregistrement de spectre, nous enregistrons un signal de référence avec une cuve vide. Celui-ci permet de retirer la contribution de la modulation de puissance optique.

La Figure 39 montre les raies d'absorption des isotopes du CO₂ qui sont accessibles sur le domaine d'accordabilité du laser Nanoplus. Le spectre en haut de la Figure 39 consiste en la juxtaposition de sept spectres expérimentaux. Chacun a été obtenu en rampant le courant de contrôle à la température appropriée pour scanner la longueur d'onde d'émission sur la transition sélectionnée. Le spectre calculé obtenu en utilisant les paramètres indiqués dans la base de données HITRAN est donné sur la même figure.

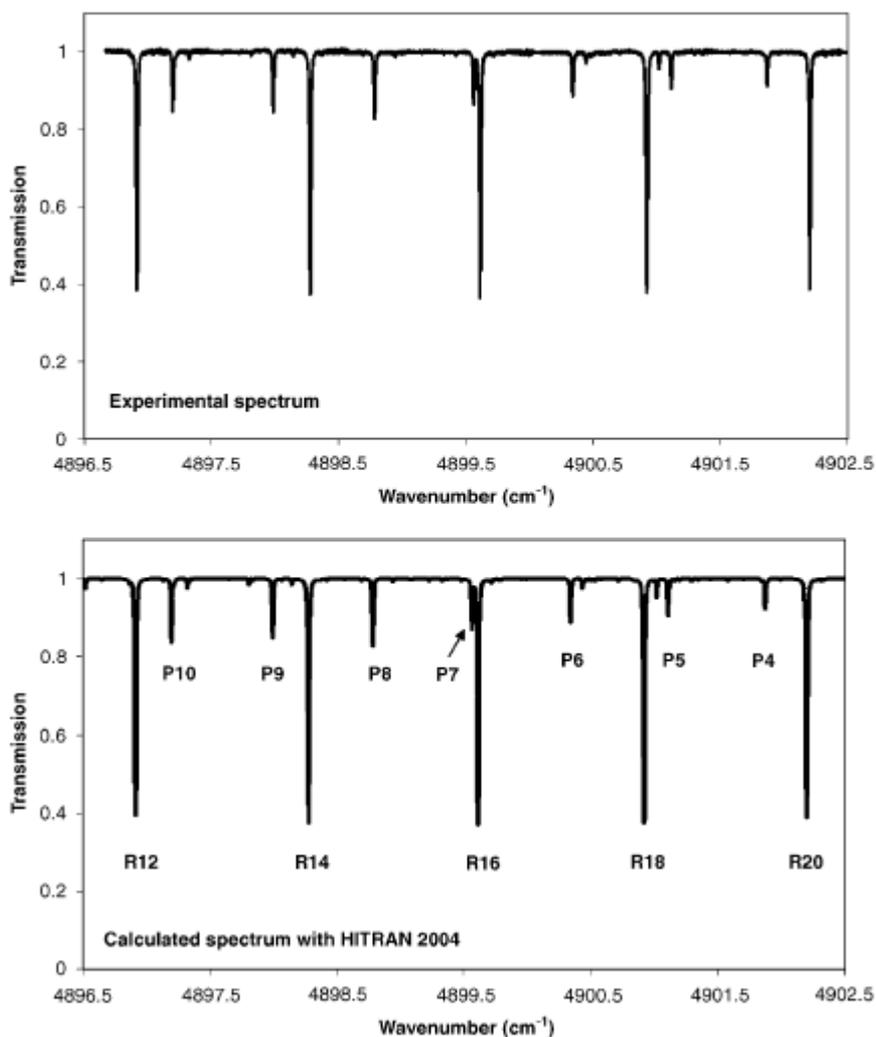


Figure 39: Spectres expérimentaux et calculés des raies d'absorption de la bande $(20^01)_\Pi \leftarrow (000)$ autour de 4900 cm^{-1} des isotopes du CO_2 . L'accordabilité en courant et en température de la diode laser permet d'atteindre cinq raies de R12 à R20 de $^{13}\text{CO}_2$ et sept raies de P4 à P10 de $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$.

Le dioxyde de carbone utilisé provient d'une bouteille de l'entreprise Air Liquide avec une pureté indiquée de 99,9999%. Nous utilisons l'abondance naturelle des isotopes du CO_2 pour déterminer les paramètres moléculaires : 0,0110574 pour $^{13}\text{CO}_2$ et 0,0039471 pour $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$. On considère que les concentrations des différentes espèces dans la bouteille sont en accord avec les valeurs standards. La pression est mesurée avec une incertitude de 0,5% en utilisant deux MKS Baratron ayant pour échelle 10 et 1000 torr.

Les raies étudiées avec les diodes laser émettant à 1877nm et à 2042nm sont données dans le Tableau 8.

Tableau 8: Liste de raies étudiées.

Gaz	Bande	Transition	σ_0 (cm ⁻¹)	E_0 (cm ⁻¹)
H ₂ O	(011) \leftarrow (000)	111 \leftarrow 110	5327,390350	42,3717
¹² C ¹⁶ O ₂	(01 ¹ 2) ₁ \leftarrow (000)	R16	5327,242395	106,1297
		R18	5328,382500	133,4393
¹³ C ¹⁶ O ₂	(20 ⁰ 1) _{II} \leftarrow (000)	R12	4896,912989	60,8738
		R14	4898,276846	81,9440
		R16	4898,613267	106,1348
		R18	4900,922169	133,4456
		R20	4902,203466	163,8762
¹⁸ O ¹² C ¹⁶ O	(20 ⁰ 1) _{II} \leftarrow (000)	P10	4897,196129	40,49890
		P9	4897,992502	33,1356
		P8	4898,782225	26,5087
		P7	4899,565294	20,6180
		P6	4900,341703	15,4635
		P5	4901,111448	11,0454
		P4	4901,874526	7,3636

Les paramètres moléculaires sont issus de la base de données HITRAN.

Pour l'étude des raies de l'eau, nous enregistrons quatre séries de spectres à différentes pressions entre 0,5 et 15mbar (70 spectres). Pour les raies du CO₂, nous enregistrons pour chaque raie trois séries de spectres à différentes pressions : 2, 7, 13, 25, 40, 55, 70, 100, 150, 200, et 250 mbar. Toutes les mesures ont été réalisées à température ambiante (293 K \pm 1 K). L'intensité des raies à 296 K est ensuite calculée et comparée aux valeurs de HITRAN.

Pour déterminer l'intensité absolue des raies, nous ajustons le profil par la méthode des moindres carrés non linéaire à la transmission moléculaire en utilisant un profil de Voigt pour la modélisation de la courbure de raie. La transmission moléculaire $T(\sigma)$ est obtenue depuis deux signaux en deux temps. Premièrement, le signal du Fabry Perot est utilisé pour faire une remise en fréquence avec une interpolation polynomiale sur les franges d'interférence. Dans une deuxième étape, on extrait la transmission moléculaire depuis le spectre direct A en utilisant la relation :

$$A = A_0 T(\sigma)$$

A_0 est ce que serait le flux laser en l'absence d'absorbant dans la cellule. A_0 est soit obtenue de A avec une interpolation polynomiale sur la région complète de transmission, soit en utilisant un spectre enregistré avec une cuve vide. Cela est possible lorsque la puissance optique d'émission est stable. C'est le cas la plupart du temps avec les diodes laser DFB utilisées. L'intensité de la raie $S(T)$ est reliée à la transmission moléculaire par la loi de Beer-Lambert :

$$T(\sigma) = \frac{I_T(\sigma)}{I_0(\sigma)} = e^{-k(\sigma, T, P) N L}$$

où N est la densité de molécules absorbantes sur le chemin optique de longueur L . N est donné par la relation :

$$N = L_0 \times \frac{T_0}{T} \times \frac{P}{P_0}$$

où $L_0 = 2,687 \times 10^{19} \text{cm}^{-3}$ est la constante de Loschmidt, et T_0 et P_0 sont la température et la pression standard ($T_0 = 273,15\text{K}$, $P_0 = 1013,25\text{mbar}$).

Le coefficient d'absorption $k(\sigma, T, P)$ à température T et pour une pression de P est modélisé en utilisant le profil de Voigt.

$$k(\sigma, T, P) = S(T) A \frac{y}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{e^{-t^2}}{y^2 + (x - t)^2} dt$$

$$\text{avec } A = \frac{1}{\gamma_{Dop}} \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}}, \quad y = \frac{\gamma_{Col}}{\gamma_{Dop}} \sqrt{\ln 2} \quad \text{et} \quad x = \frac{\sigma - \sigma_0}{\gamma_{Dop}} \sqrt{\ln 2}$$

$$\text{et } \gamma_{Dop} = \frac{\sigma_0}{c} \sqrt{\frac{2 k T \ln(2)}{m}} \quad \text{et} \quad \gamma_{Col} = \gamma_0 \frac{P}{P_0} \left(\frac{T_0}{T} \right)^\alpha$$

où $S(T)$ est l'intensité de la raie à température T , σ_0 est le nombre d'onde central de la raie à la pression P , γ_{Dop} est la demi-largeur Doppler et γ_{Col} est la demi-largeur collisionnelle : $\gamma_{Col} = \gamma_{Self}$ où γ_{Self} est le coefficient d'auto-élargissement obtenu depuis la base de données HITRAN au début de la procédure de fit. Le profil de Voigt ne peut pas être exprimé de façon analytique mais peut être exprimé comme la partie réelle de la fonction probabilité complexe $W(x, y)$ définie par :

$$W(x, y) = \frac{i}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{e^{-t^2}}{x + iy - t} dt$$

qui peut être évaluée en utilisant l'algorithme de Humlicek [Humlicek, 1982].

Un exemple de spectre enregistré pour quelques transitions des isotopes du CO_2 autour de 4901cm^{-1} est présenté sur la Figure 40 avec le profil de Voigt calculé et le résidu (V) pour une basse pression. La Figure 41 montre un autre exemple de spectre enregistré pour une pression plus élevée. Le profil de Voigt n'est pas suffisant pour décrire correctement le profil de la raie.

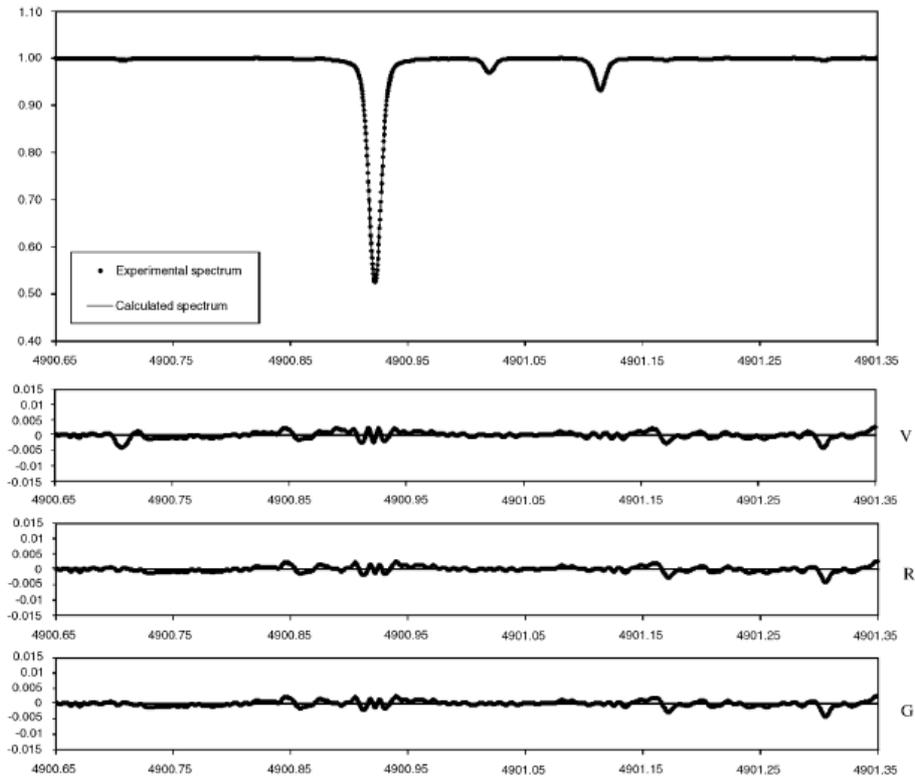


Figure 40: Exemple de spectres d'absorption enregistré autour de 4901cm^{-1} . Le profil expérimental, le profil de Voigt fitté, et les résidus du spectre observé et des valeurs calculées décrit par un profil de Voigt (V), le modèle de Rautian (R), le modèle de Galatry sont présentés. La pression est de 15,4mbar, la température est de 293k est la longueur du parcours d'absorption est de 21,6m.

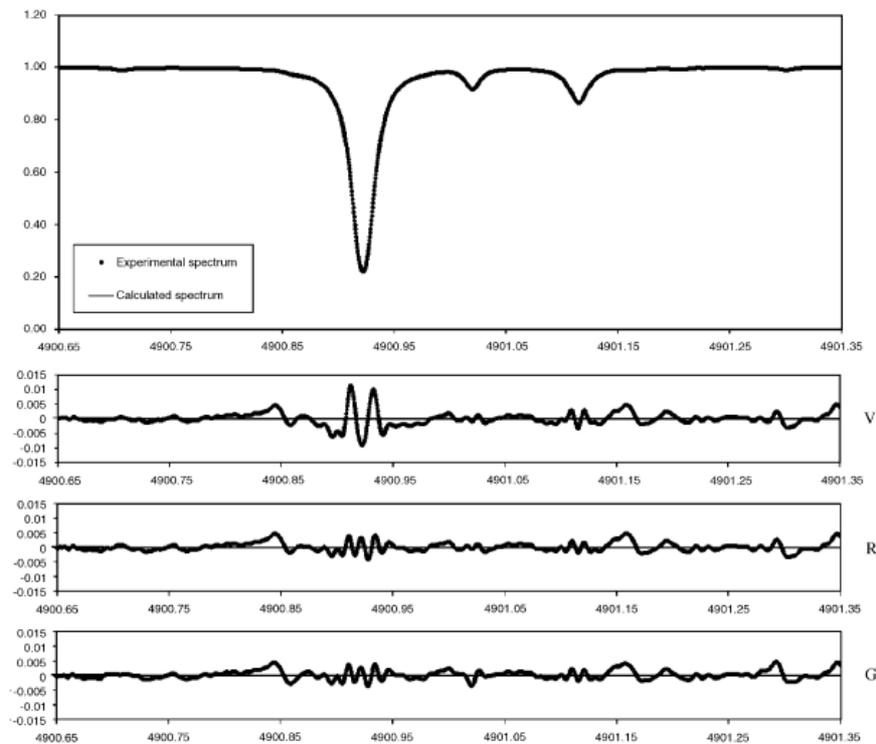


Figure 41: Exemple de spectres d'absorption enregistré autour de 4901cm^{-1} . Le profil expérimental, le profil de Voigt fitté, et les résidus de spectre observé et des valeurs calculées décrit par un profil de Voigt (V), le modèle de Rautian (R), le modèle de Galatry sont présentés. La pression est de 68,3mbar, la température est de 293k est la longueur du parcours d'absorption est de 21,6m.

Pour obtenir un meilleur résidu, nous fittons les mesures avec d'autres profils moléculaires. Le modèle développé par [Rautian et Sobel'man, 1967] qui tient compte du rétrécissement de Dicke conduit à l'expression :

$$k_R(\sigma, T, P) = S(T) \times A \times \operatorname{Re} \left[\frac{W(x, y + z)}{1 - \sqrt{\pi} z W(x, y + z)} \right]$$

où $z = \sqrt{\ln 2} \frac{\beta}{\gamma_{\text{Dop}}}$ où β est relié au coefficient de rétrécissement collisionnel β_0 par $\beta = \beta_0 P$

L'autre modèle développé par Galatry [Galatry, 1961] conduit à l'expression :

$$k_G(\sigma, T, P) = S(T) \times A \times \operatorname{Re} \left[\frac{1}{\frac{1}{2z} + y - ix} \times M \left(1; \frac{1}{2z^2} + \frac{y - ix}{z}; \frac{1}{2z^2} \right) \right]$$

où $M(\dots; \dots; \dots)$ est une fonction hypergéométrique et A, x, y et z. ont leurs significations habituelles.

Ces modèles donnent une meilleure concordance entre le profil fitté et le profil expérimental : voir les résidus pour le profil de Rautian (R) et le profil de Galatry (G) sur les Figure 40 et Figure 41. Cependant, l'influence sur l'intensité mesurée est de moins de 1 pourcent. C'est pourquoi tous les spectres ont finalement été traités avec le profil de Voigt.

Un exemple de spectre enregistré pour la transition R18 de l'isotope $^{13}\text{CO}_2$ à $4900,92 \text{ cm}^{-1}$ est présenté sur la Figure 42 avec un fit de type Voigt et le résidu. Nous avons vérifié que la fonction d'appareil du spectromètre était négligeable en enregistrant un spectre à basse pression. Dans ces conditions, le profil de raie a pu être ajusté par une simple courbe de Gauss ayant une largeur Doppler en bon accord avec la valeur théorique.

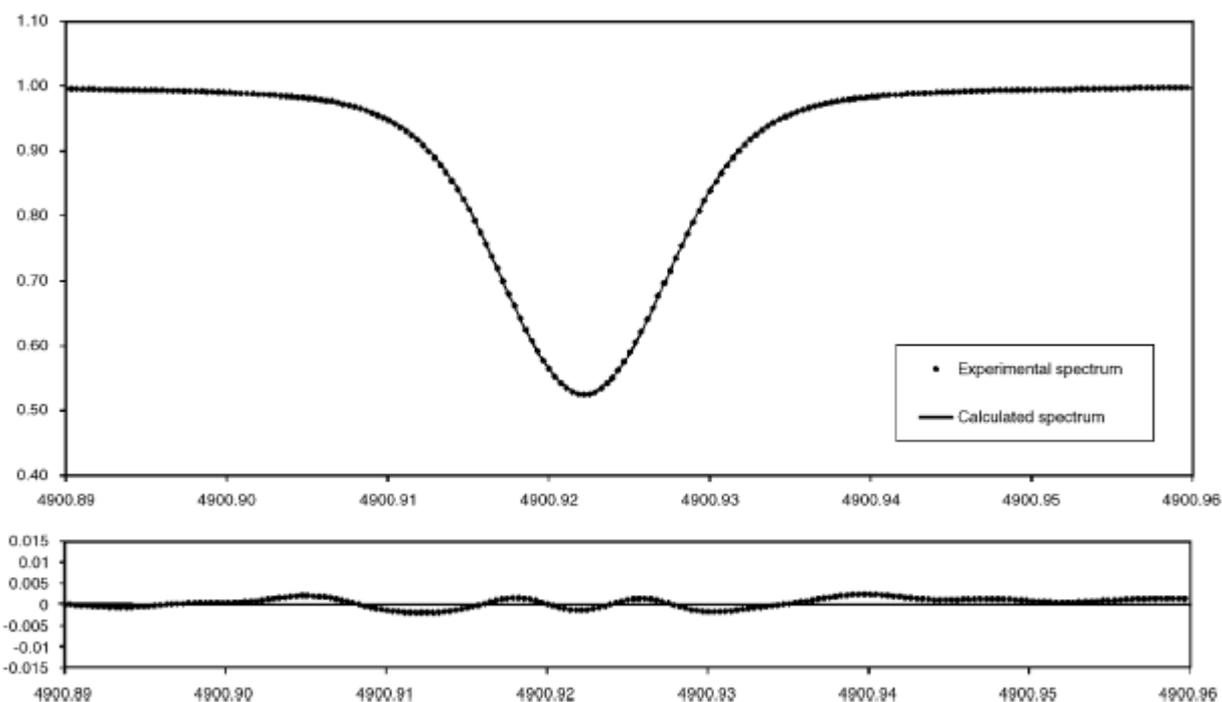


Figure 42: Exemple de spectre d'absorption enregistré de la transition R18 de $^{13}\text{CO}_2$ à 4900.92cm^{-1} . Le profil expérimental, le profil de Voigt fitté et le résidu du spectre observé et des valeurs calculées sont présentés. La pression est de 15,4mbar, la température est de 293K et le parcours d'absorption est de 21,6m.

2. Résultats de l'étude spectroscopique

2.1. Laser 1877nm

L'accordabilité de la diode laser Nanoplus permet d'étudier 2 raies de la bande $(01^1_2)_1 \leftarrow (000)$ de CO_2 et une raie de $1_{11} \leftarrow 1_{10}$ H_2O . Les intensités (Tableau 9 et Tableau 11) et les coefficients d'élargissement (Tableau 10 et Tableau 12) sont extraits de la procédure de fit.

2.1.1. Résultat pour H_2O

Un exemple de spectre enregistré de la transition de H_2O est présenté sur la Figure 43 avec le profil de Voigt et le résidu.

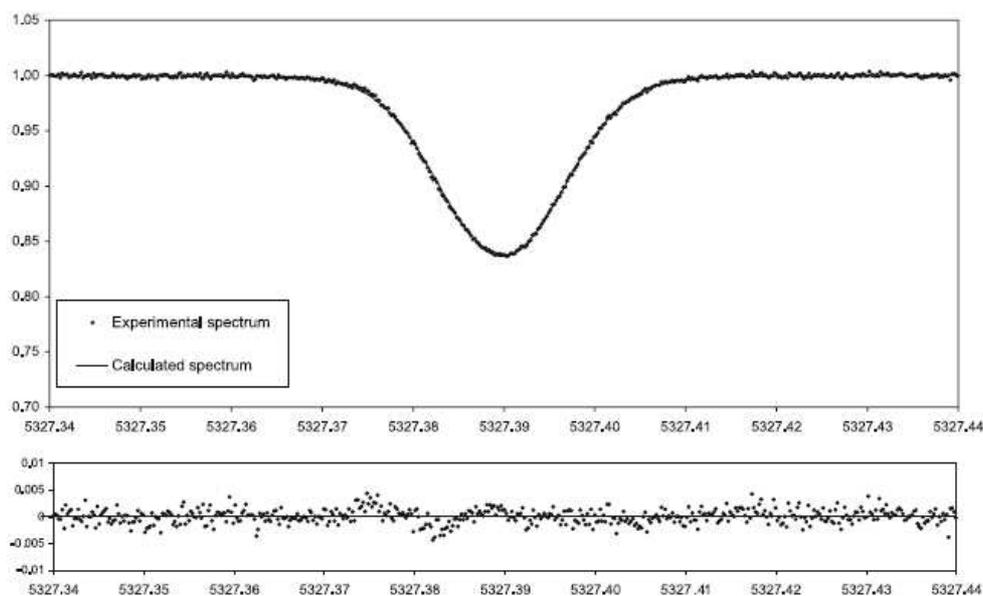


Figure 43: Exemple de spectre d'absorption enregistré pour la transition $1_{11}\leftarrow 1_{10}$ de H_2O à $5327,39\text{cm}^{-1}$. Le profil expérimental, le profil de Voigt et le résidu du spectre observé et des valeurs calculées avec un profil de Voigt sont présentés. La pression est de $0,67\text{mbar}$, la température de 287K et le parcours d'absorption de 10cm .

L'intensité a été mesurée dans les unités $\text{cm}^{-1}/(\text{molécule}/\text{cm}^2)$ à la température de chacun des spectres, en utilisant la pression totale mesurée sans correction de l'abondance isotopique. L'intensité des raies pour chacun des spectres a ensuite été standardisée à 296K pour que les mesures des 70 spectres puissent être moyennées. Les intensités correspondantes sont indiquées dans le Tableau 9 et comparées avec les bases de données HITRAN 2k et HITRAN 2004. Les valeurs sont en accord avec la définition de HITRAN pour les intensités dans un gaz avec un mélange standard de ses isotopes. Les intensités appropriées pour un gaz pur de l'isotope principal peuvent être obtenues en divisant les valeurs données dans le tableau par le rapport isotopique $0,99732$. La valeur obtenue est également comparée à d'autres résultats expérimentaux obtenus par spectromètre à transformée de Fourier (TF) et des calculs ab-initio.

L'incertitude est d'environ 2% . Cette erreur correspond à une variation standard obtenue par moyennage de 70 mesures à 296K . La valeur expérimentale est plus proche de celle de HITRAN 2K que celle de HITRAN 2004 qui est issue de calculs se basant sur les mesures par spectromètre à transformée de Fourier de [Toth, 2005]. Les calculs ab-initio de [Partridge et Schwenke, 1997] ne sont pas très éloignés de nos résultats expérimentaux. Les derniers résultats de [Jenouvrier] obtenus par spectromètre TF sont en très bons accords avec nos mesures lasers.

Tableau 9: Intensité absolue pour H₂O dans la région 1,877μm à 296K et comparaison avec les bases de données HITRAN et d'autres mesures précédentes et calculs. L'intensité appropriée pour un gaz pure de l'isotope H₂O peut être obtenue en divisant la valeur indiquée par le fractionnement isotopique 0,99732.

Gaz	Transition	S (10 ⁻²² cm ⁻¹ /(molécule cm ⁻²)) à 296 K					
		Ce travail	HITRAN 2K	HITRAN 2004	Jenouvrier et al.	Toth	Partridge et al.
H ₂ O	1 ₁₁ ←1 ₁₀	171	177	182	172	182	187

L'étude de l'eau a été étendue par la détermination du coefficient d'auto élargissement. La demi-largeur des raies est déterminée par la procédure de fit et est représentée en fonction de la pression (Figure 44). La pente de la droite de régression linéaire donne le coefficient d'élargissement. Le coefficient d'auto-élargissement est donné dans le Tableau 10. L'incertitude est de 3-4%. Les résultats sont comparés avec la base de données HITRAN. La valeur dans HITRAN 2004 est issue de calculs basés sur des mesures TF de Toth. La différence avec notre valeur est importante (15%). Les données plus récentes de [Jenouvrier] obtenues par TF sont en très bon accord avec nos données expérimentales (différence d'environ 1%).

Tableau 10: Coefficients d'auto-élargissement avec un profil de Voigt pour la transition 1₁₁←1₁₀ de la bande (011)←(000) de H₂O à 296K et comparaison avec les mesures précédentes.

Gaz	Transition	γ_{self} (cm ⁻¹ /atm)			
		Ce travail	HITRAN 2004	Jenouvrier et al.	Toth
H ₂ O	1 ₁₁ ←1 ₁₀	0,522	0,443	0,516	0,443

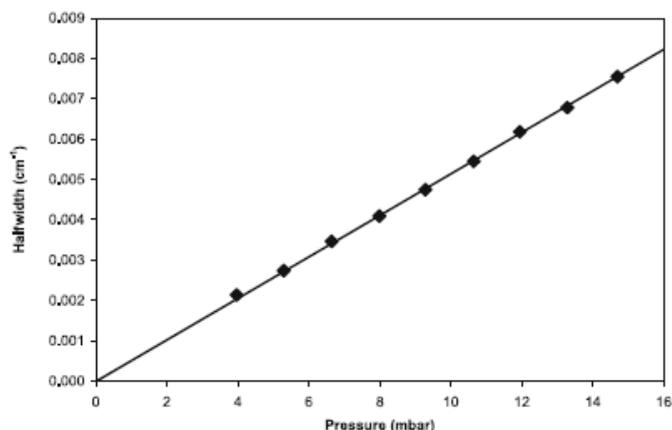


Figure 44: Demi-largeur pour la raie 1₁₁←1₁₀ de la bande (011)←(000) de H₂O en fonction de la pression.

2.1.2. Résultat pour CO₂

L'incertitude est d'environ 2%. Cette erreur correspond à une déviation standard obtenue en moyennant 40 mesures à 296K pour chaque raie. Les valeurs expérimentales sont plus proches de HITRAN 2004 que les valeurs de HITRAN 2k. Ces valeurs sont issues de calculs basés sur des mesures TF de [Giver et al., 2003]. L'intensité de R16 est absente de la référence [Giver et al., 2003] due à la présence d'eau dans l'air ambiant entre la cellule de White et le spectromètre TF. La raie de

l'eau cache la raie R16 de CO₂. Nos résultats expérimentaux sont en très bon accord avec ces mesures (différence de moins de 1%). Les calculs de CDS D ne sont pas très éloignés des résultats (différence de moins de 1%).

Tableau 11: Intensité absolue pour CO₂ dans la région 1,877µm à 296K et comparaison avec les bases de données HITRAN et d'autres mesures précédentes et calculs. L'intensité appropriée pour un gaz pure de l'isotope CO₂ peut être obtenue en divisant la valeur indiquée par le fractionnement isotopique 0,9842.

Gaz	Transition	S (10 ⁻²⁶ cm ⁻¹ /(molécule.cm ⁻²)) à 296 K				
		Ce travail	HITRAN 2K	HITRAN 2004	Giver et al.	CDS D
¹² C ¹⁶ O ₂	R16	101,3	105,6	102,5	-	107,0
	R18	100,1	103,5	100,2	100,7	105,2

L'étude des intensités des raies de CO₂ a été étendue à la détermination des coefficients d'auto élargissement. La demi-largeur des raies est déterminée par la procédure de fit et est représentée en fonction de la pression. La pente de la droite de régression linéaire donne le coefficient d'élargissement (Figure 45). Les coefficients d'auto-élargissement en cm⁻¹atm⁻¹ pour les transitions R16 et R18 sont indiqués dans le Tableau 12. L'incertitude est d'environ 3-4%. Les résultats sont comparés avec ceux des bases de données HITRAN. Les valeurs de HITRAN 2k et HITRAN 2004 sont identiques. De plus, les calculs de CDS D sont identiques à ceux de HITRAN. Les résultats sont en très bon accord avec des différences autour de 3,5% et 1%.

Tableau 12: Coefficients d'auto-élargissement avec un profil de Voigt pour les transitions R16 et R18 de la bande (01¹2)₁←(000) de CO₂ à 296K et comparaison avec les mesures précédentes.

Gaz	Transition	γ _{self} (cm ⁻¹ /atm)		
		Ce travail	HITRAN 2004	CDS D
¹² C ¹⁶ O ₂	R16	0,1046	0,1009	0,1009
	R18	0,0979	0,0987	0,0987

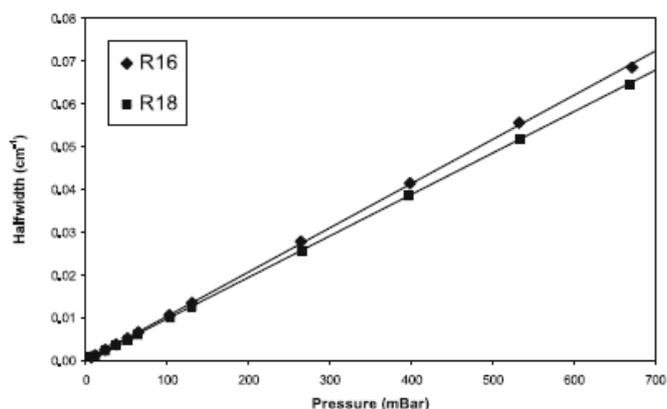


Figure 45: Demi-largeur pour les transitions R16 et R18 de la bande (01¹2)₁←(000) de CO₂ en fonction de la pression.

2.2. Laser 2042nm

L'accordabilité des diodes lasers Nanoplus permet d'étudier cinq raies de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de l'isotope $^{13}\text{CO}_2$ et sept raies de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de l'isotope $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$. L'intensité et le coefficient d'élargissement sont extraits de la procédure de fit. La position des raies a été ajustée de façon à améliorer le résidu mais le résultat n'est pas significatif dû à l'absence de calibration absolue en fréquence dans le cas d'un spectromètre à diode laser. Les intensités des raies pour chaque spectre ont été standardisées pour $T = 296 \text{ K}$ pour que les mesures de plusieurs spectres puissent être moyennées. Les intensités correspondantes sont reportées dans le Tableau 13 et comparées à la base de données HITRAN.

Tableau 13: Intensités absolues des raies pour $^{13}\text{CO}_2$ et $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ dans la région $2,04\mu\text{m}$ à 296K et comparaison avec la base de données HITRAN.

Gaz	Transition	S ($10^{-22}\text{cm}^{-1}/(\text{molécule}\cdot\text{cm}^{-2})$)			
		Ce travail	Erreur (%)	HITRAN	Différence (%)
$^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$	R12	0,09845	4	0,09908	-0,6
	R14	0,10390	2	0,10330	0,6
	R16	0,10378	3	0,10420	-0,4
	R18	0,10337	2	0,10210	1,2
	R20	0,09676	2	0,09741	-0,7
$^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$	P10	0,01936	4	0,01909	1,4
	P9	0,01815	4	0,01781	1,9
	P8	0,01685	3	0,01635	3,0
	P7	0,01509	3	0,01473	2,4
	P6	0,01361	5	0,01294	4,9
	P5	0,01144	5	0,01102	3,7
	P4	0,00959	5	0,00897	6,5

Les erreurs indiquées en pourcentage correspondent à une variation standard obtenue par moyenne des différentes mesures.

L'incertitude varie entre 2 et 5%. Pour chaque raie, cette erreur correspond à une déviation standard obtenue en moyennant les différentes mesures. Les différences entre nos mesures et les résultats de la base de données HITRAN sont environ 1% pour les cinq raies de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de l'isotope $^{13}\text{CO}_2$. La Figure 46 illustre le très bon accord dans ce cas. La valeur légèrement inférieure de la transition R16 de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de $^{13}\text{CO}_2$ peut être expliquée par la présence de la transition P7 de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$. La différence entre nos mesures et les résultats de la base de données HITRAN est légèrement plus grande pour les sept raies de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de l'isotope $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$. La différence varie entre 1 et 7 %. La Figure 47 montre un accord satisfaisant pour les intensités de ces raies.

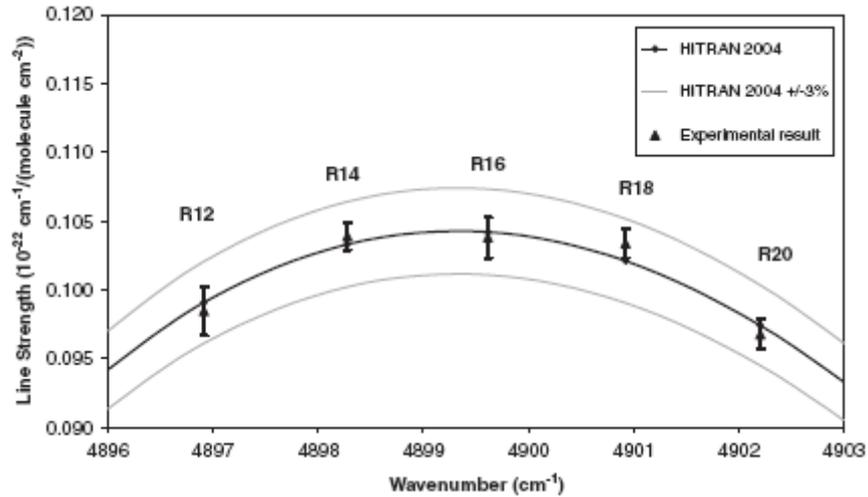


Figure 46: Comparaison des intensités mesurées et des données HITRAN pour cinq raies de la bande $(20^0 1)_{II} \leftarrow (000)$ de $^{13}\text{CO}_2$.

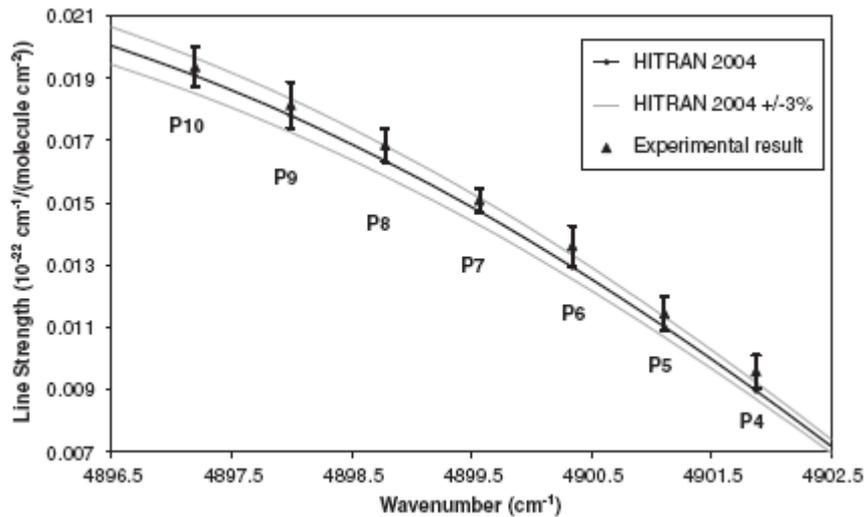


Figure 47: Comparaison des intensités mesurées et des données HITRAN pour sept raies de la bande $(20^0 1)_{II} \leftarrow (000)$ de $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$.

L'étude des intensités des raies du CO_2 dans la région à $2,04\mu\text{m}$ a été complétée par la détermination des coefficients d'auto-élargissement. La demi-largeur des raies est déduite des procédures de fit et représentée en fonction de la pression. Un exemple de mesure est montré sur la Figure 48. La pente de la courbe obtenue par régression linéaire donne le coefficient d'élargissement.

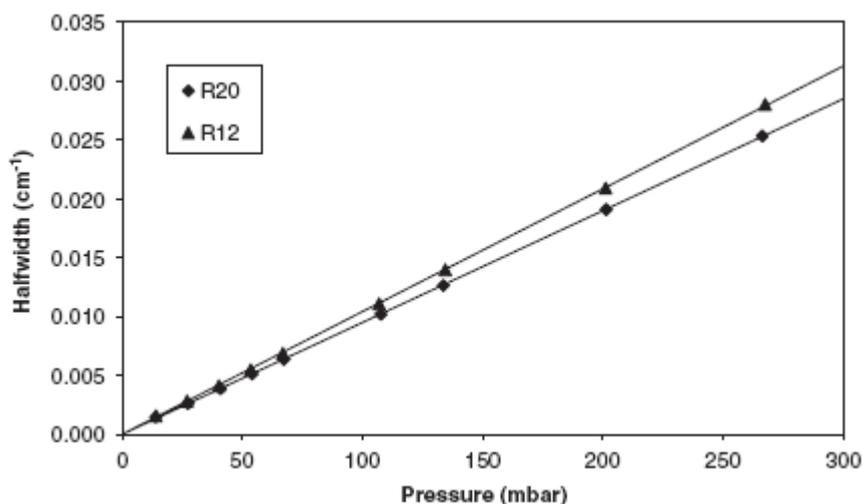


Figure 48: Demi-largeur pour deux raies de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de $^{13}\text{CO}_2$ en fonction de la pression.

Les coefficients d'auto-élargissement en $\text{cm}^{-1}\text{atm}^{-1}$ pour les isotopes du CO_2 sont reportés dans le Tableau 14. Les résultats sont comparés avec ceux de la base de données HITRAN et les incertitudes sont indiquées en %. Nous obtenons les mêmes variations pour les coefficients d'auto-élargissement pour les transitions R et P que ceux indiqués dans HITRAN : des valeurs décroissantes de R12 à R20 et également pour P4 à P7. La différence avec les valeurs de HITRAN pour ces mesures est plus petite que les incertitudes et nous obtenons un très bon accord avec les valeurs des cinq raies de la bande $(20^01)_{II} \leftarrow (000)$ de l'isotope $^{13}\text{CO}_2$.

Tableau 14: Coefficients d'auto-élargissement pour un profil de Voigt pour $^{13}\text{CO}_2$ et $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ dans la région $2,04\mu\text{m}$ à 296K et comparaison avec la base de données HITRAN.

Gaz	Transition	$\gamma_{\text{self}} (\text{cm}^{-1}/\text{atm})$			
		Ce travail	Erreur (%)	HITRAN	Différence (%)
$^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$	R12	0.10570	2	0.10550	0.2
	R14	0.10440	2	0.10320	1.2
	R16	0.09964	2	0.10090	-1.3
	R18	0.09978	2	0.09870	1.1
	R20	0.09628	2	0.09660	-0.3
$^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$	P10	0.10968	5	0.10910	0.5
	P9	0.11185	5	0.11030	1.4
	P8	0.11418	5	0.11160	2.3
	P7	0.11608	5	0.11280	2.8
	P6	0.11897	5	0.11410	4.1
	P5	0.12106	5	0.11540	4.7
	P4	0.12267	5	0.11900	3.0

2.3. Laser 2640nm

Les premières mesures avec le laser 2,64 μm montrent qu'il sera possible de mesurer les isotopes de l'eau dans l'atmosphère de Mars. La Figure 49 montre les raies d'absorption de H_2O et de ses isotopes HDO, H_2^{18}O , H_2^{17}O sur le domaine d'accordabilité du laser Nanoplus. Le spectre en haut consiste en la juxtaposition de six spectres expérimentaux obtenus en rampant le courant de contrôle à la température de fonctionnement du laser appropriée. Le spectre calculé, obtenu en utilisant les paramètres indiqués dans HITRAN, est donné sur la même figure. Les paramètres spectroscopiques semblent être à première vue en accord avec les valeurs de HITRAN, mais une étude spectroscopique plus poussée, en cours de réalisation par le personnel du GSMA à l'écriture de ce manuscrit, est nécessaire pour confirmer que le laser pourra être utilisé pour des mesures in situ précises.

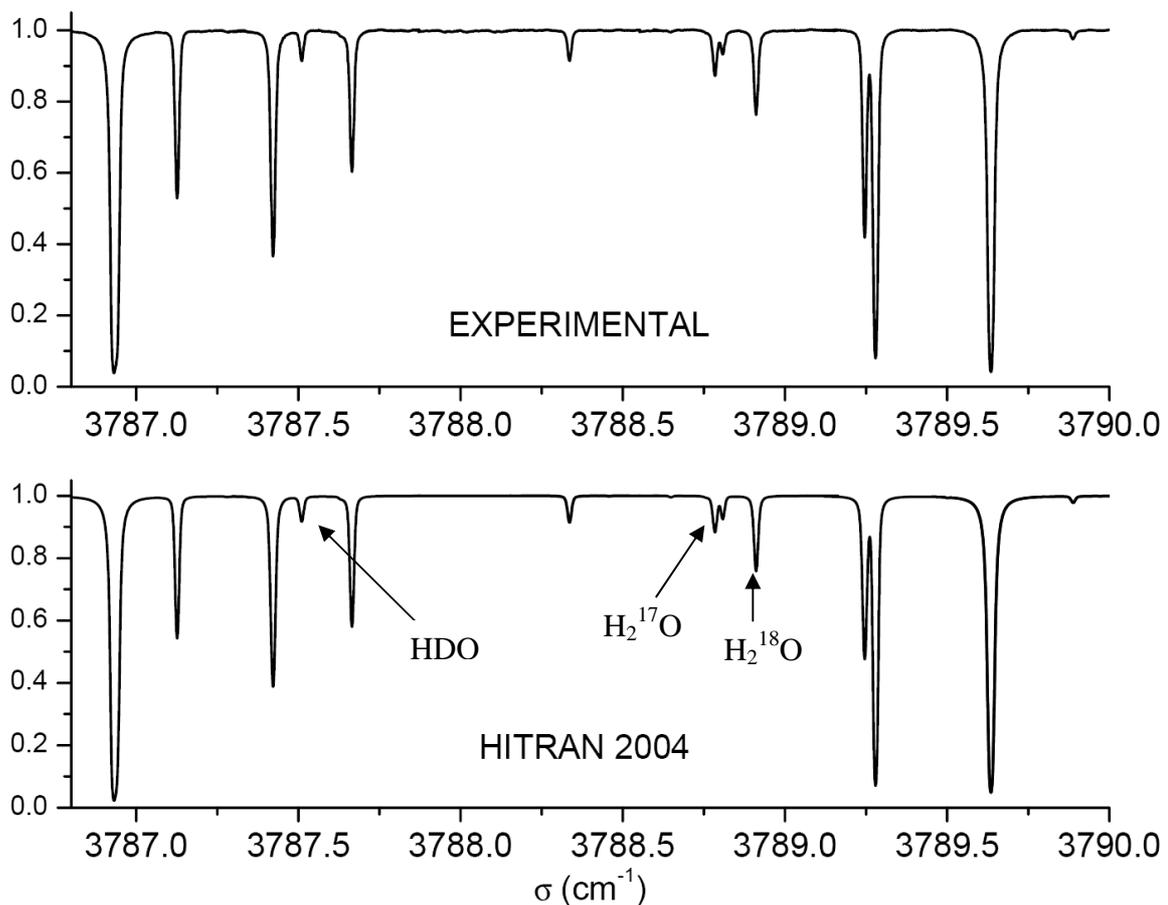


Figure 49 : Spectres expérimentaux et calculés des raies d'absorption de H_2O vers 2,64 μm . La pression est de 6,6mbar, la température de 23°C et la longueur de la cellule optique à réflexions multiples 720cm.

A noter qu'à cette longueur d'onde, des détecteurs InAs refroidis thermo-électriquement par double étages Peltier à -40°C sont nécessaires. Ces détecteurs, montés en boîtier 66D, sont fournis par la société Judson Technologies.

On remarquera que ce spectre est légèrement différent de celui de la Figure 19. D'abord parce que le rapport isotopique de HDO est plus grand sur Mars. Ensuite, parce que la différence

d'absorption entre la raie de H_2^{17}O et celle de H_2O à coté devient plus grande entre 300K et 220K comme le montre la Figure 50.

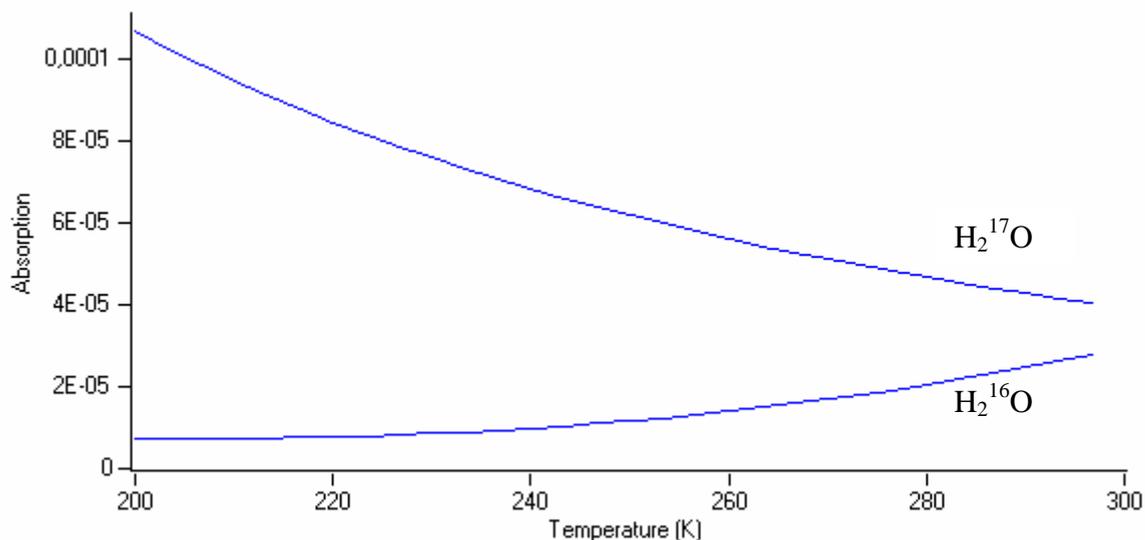


Figure 50: Evolution de l'absorption des molécules de H_2^{16}O à 3788.809cm^{-1} et H_2^{17}O à 3788.785cm^{-1} en fonction de la température. ($L=10\text{m}$, $P=9\text{mbar}$, $\rho=200\text{ppmv}$)

Comme indiqué dans le premier chapitre, il n'est pas possible de mesurer simultanément les trois isotopes. Les spectres de la Figure 51 montrent les deux rampes nécessaires à la mesure des isotopes. Celles-ci sont réalisées à des températures de fonctionnement du laser différentes ($17,4^\circ\text{C}$ pour $\text{H}_2^{17}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ et $20,9^\circ\text{C}$ pour HDO).

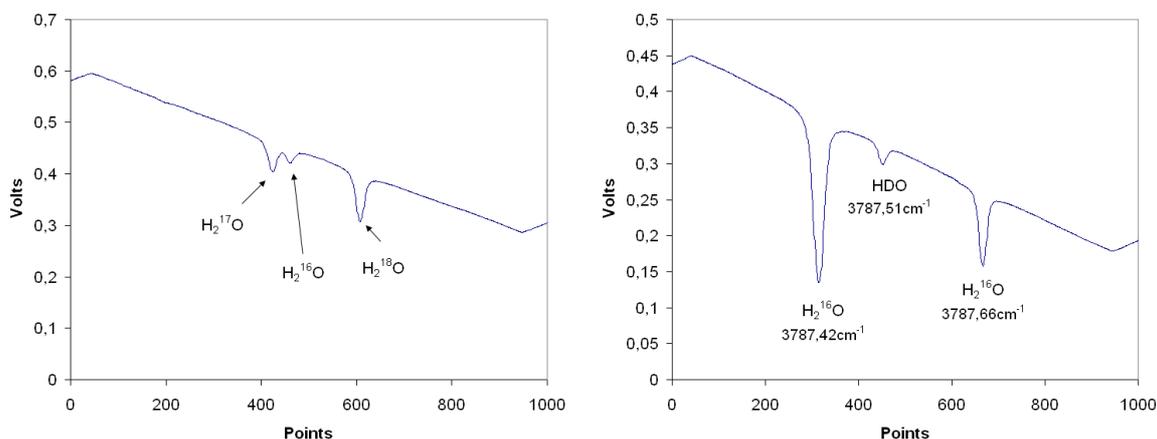


Figure 51: Spectres expérimentaux des raies des isotopes de l'eau vers $2,64\mu\text{m}$. La pression est de $6,6\text{mbar}$ et le trajet optique utilisé est de 720cm .

3. Impact des études spectroscopiques de laboratoire sur le retour scientifique des mesures martiennes.

3.1. Remarques concernant les incertitudes de mesures

Les études menées sur les trois diodes lasers adaptées à une utilisation martienne ont été réalisées avec des incertitudes allant de 2 à 5%. Les mesures ont été réalisées à température ambiante et les calculs des intensités ont été standardisés à 296K pour une comparaison avec les différentes valeurs existantes (base de données, calcul ab-initio). Les valeurs mesurées sont généralement en bon accord avec les valeurs existantes. Cependant, dans le cadre d'une mission martienne, les températures sont en général beaucoup plus basses (Figure 11 Chapitre 1). Les mesures de laboratoire déjà effectuées sont donc très utiles pour vérifier la qualité de l'émission laser et avoir un ordre de grandeur du dimensionnement de l'instrument, mais ne garantissent pas une précision identique à basse température. Il serait nécessaire, comme pour les mesures de SDLA dans la stratosphère, d'effectuer des mesures à basses températures avec une cuve cryogénique pour obtenir la même précision [Parvitte et al., 2002]. Par ailleurs, aux incertitudes sur les intensités, il faut rajouter les incertitudes dues à la mesure par un instrument compact dans un environnement sévère (poussière, givre, fort gradient de température entre jour et nuit).

3.2. Impact sur le retour scientifiques

Le retour scientifique attendu des mesures effectuées par TDLAS est l'amélioration de la compréhension des interactions surface atmosphère. Les interactions consistent, suivant la latitude et la nature du sol, en des dépôts de givre de CO₂ ou/et de H₂O, et également en des échanges avec des réservoirs souterrains (Figure 7 Chapitre 1). Cette condensation des composés gazeux s'accompagne de phénomènes de fractionnement isotopique.

L'instrument effectuera des mesures journalières régulières des concentrations de surface de H₂O, CO₂ et leurs isotopes au cours des saisons. La précision de l'instrument permettra par exemple d'observer les variations du rapport D/H au cours d'une année, des modèles montrant que celui ci peut varier d'un facteur 2 localement dans les régions de hautes latitudes [Montmessin et al., 2005]. Ce rapport est important car il indiquerait que la perte d'eau sur Mars est due à l'échappement préférentiel de l'hydrogène dans l'espace.

Au delà de la précision sur un site de mesure, sans pour autant la négliger, c'est le nombre de mesures à différents endroits de la planète qui s'avérera avoir un impact important sur le retour scientifique. En effet, un réseau de stations ou robots mobiles à longues durées de vie, à différentes latitudes (vers les pôles, vers l'équateur...) et sur différents types de terrains permettrait de bien contraindre les modèles de circulation globale et ainsi de mieux comprendre le climat actuel et passé de Mars.

Conclusion

Les trois lasers nécessaires à la réalisation d'un senseur à diodes laser adapté à l'étude in situ de l'atmosphère de la planète Mars sont disponibles. Deux ont été complètement testés. Les propriétés d'émission permettent de faire de la spectroscopie et les paramètres spectroscopiques des molécules ont été vérifiés.

Un spectromètre proche-infrarouge a été utilisé pour mesurer précisément les intensités et coefficients d'élargissement de H_2O , CO_2 à 1877nm et $^{13}\text{CO}_2$ et $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ à 2042nm en utilisant des diodes laser commerciales DFB GaInSb.

Une transition de la bande $(011) \leftarrow (000)$ d' H_2O et deux de la bande $(01^1_2)_I \leftarrow (000)$ de CO_2 sur le domaine de 5327cm^{-1} à 5329cm^{-1} couvert par le laser 1,88 μm ainsi que cinq transitions de la bande $(20^0_1)_{II} \leftarrow (000)$ de $^{13}\text{CO}_2$ et sept transitions de la bande $(20^0_1)_{II} \leftarrow (000)$ de $^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ sur le domaine de 4896cm^{-1} à 4903cm^{-1} couvert par le laser 2,04 μm , ont été étudiées. La diode laser émettant 2,64 μm a pour l'instant juste montré des propriétés d'émission adéquates à une utilisation spectroscopique.

Les paramètres moléculaires mesurés sont en bon accord avec les bases de données HITRAN et les déterminations précédentes (TF ou calculs ab-initio).

Les régions spectrales sélectionnées rendent possible les détections simultanées de $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ et des isotopes de CO_2 avec une rampe laser et avec des niveaux d'absorption suffisants pour la réalisation d'un instrument compact et précis adapté à l'étude de l'atmosphère de Mars.

Les données moléculaires déterminées par cette étude seront utilisées pour extraire les concentrations des différentes molécules à partir des spectres mesurés in-situ par l'instrument TDLAS en cours de développement.

Bibliographie chapitre 2

- Galatry L., Simultaneous effect of Doppler and foreign gas broadening on spectral lines, *Phys. Rev.*, 122, 1218, 1961.
- Giver L.P., L.R. Brown, C. Chackerian Jr., R.S. Freedman, The rovibrational intensities of five absorption bands of $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$ between 5218 and 5349 cm^{-1} , *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 78(3-4), 417-436, 2003.
- Humlicek J., Optimized computation of the Voigt and complex probability functions, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 27, 437, 1982.
- Jenouvrier A., personal communication, to be published
- Partridge H., D.W. Schwenke, The determination of an accurate isotope dependent potential energy surface for water from extensive ab initio calculations and experimental data, *J. Chem. Phys.* 106(11), 4618-4639, 1997.
- Rautian S.G. and Sobel'man I.I., Effect of collisions on the Doppler broadening of spectral lines, *Sov. Phys. Uspekhi*, 9, 701, 1967.
- Rothman L.S., The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS, 2000 edition. <ftp://cfa-ftp.harvard.edu/pub/HITRAN>
- Rothman L.S., The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS, 2004 edition. <ftp://cfa-ftp.harvard.edu/pub/HITRAN>
- Tashkun S., V.I. Perevalov, J.L. Teffo, V.G. Tyuterev, Global fit of $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$ vibrational-rotational line intensities using the effective operator approach, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 62(5), 571-598, 1999.
- Toth R.A., Measurements of positions, strengths and self-broadened widths with H_2O from 2900 to 8000 cm^{-1} : line strengths analysis of the 2nd triad bands, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 94(1), 51-107, 2005.

- CHAPITRE 3 -

Spectrométrie infrarouge par occultation solaire : Application à l'étude de la Terre avec l'instrument SOIR.

Introduction

Un système compact à haute résolution constitué d'un spectromètre à réseau combiné à un filtre acousto-optique (AOTF) pour la séparation des ordres de diffraction a été développé pour l'étude des atmosphères planétaires dans la région proche infrarouge. La conception de l'instrument permet d'atteindre un pouvoir de résolution de 20000-30000 pour un poids inférieur à 4-5kg sans parties mobiles. Seule une petite partie du spectre de l'un des ordres de diffraction peut être mesurée à la fois, mais grâce à la flexibilité de l'AOTF qui peut être contrôlé électriquement vers une autre région spectrale, différentes zones peuvent être couvertes dans la gamme de l'instrument.

L'instrument SOIR (Solar Occultation Infra Red spectrometer) repose sur un nouveau concept imaginé pour la planète Mars par Oleg Korablev (Institut de Recherche Spatiale, IKI, Moscou). Un modèle de démonstration a été développé au Service d'Aéronomie du CNRS (projets Mars-Express et Venus Express de l'ESA, PI J-L. Bertaux, ESA-2005). Celui-ci est constitué d'un spectromètre à réseau de focale 275mm, d'un détecteur linéaire Hamamatsu InGaAs de 512 pixels et d'un cristal AOTF.

Cet instrument est également utilisable pour l'étude de l'atmosphère de la Terre. En effet, il est possible de mesurer, entre autre, le dioxyde de carbone atmosphérique par visée solaire directe depuis le sol. Le CO₂ est un gaz à effet de serre dont l'évolution de sa concentration doit être suivie afin d'anticiper au mieux les évolutions futures du climat. SOIR pourrait donc venir compléter le réseau actuel de stations de mesure de CO₂.

Ce chapitre est consacré aux études effectuées avec cet instrument. Les premières mesures solaires sont présentées ainsi que les tests qui ont été effectués pour préparer les futurs protocoles de calibration.

1. Discussion sur l'évolution et les mesures du dioxyde de carbone atmosphérique

1.1. Evolution du dioxyde de carbone atmosphérique et implications

Le dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique est l'un des principaux gaz à effets de serre. Sa concentration dans l'atmosphère a augmenté de 280 à 370 ppm¹ depuis le début de l'ère industrielle et on observe actuellement une accélération de l'augmentation de sa concentration dans l'atmosphère, celle-ci reflétant le rythme actuel du développement industriel mondial.

La plupart des modèles de projection de l'évolution future du climat s'accordent pour prévoir globalement une augmentation de la température à la surface (Figure 52a) [IPCC, 2001]. Cette augmentation de la température aura des impacts divers sur la planète, par exemple une augmentation du niveau des mers (Figure 52b), et sur les écosystèmes présents, qu'ils soient marins ou terrestres. Pour prévoir ces impacts et voir qu'elles sont les mesures à prendre, il est nécessaire d'évaluer avec le plus d'exactitude possible l'importance de cette augmentation de température. En effet, les modèles prédisent pour l'instant un réchauffement dans une gamme allant de 1,5°C à 4,5°C (Figure 52a).

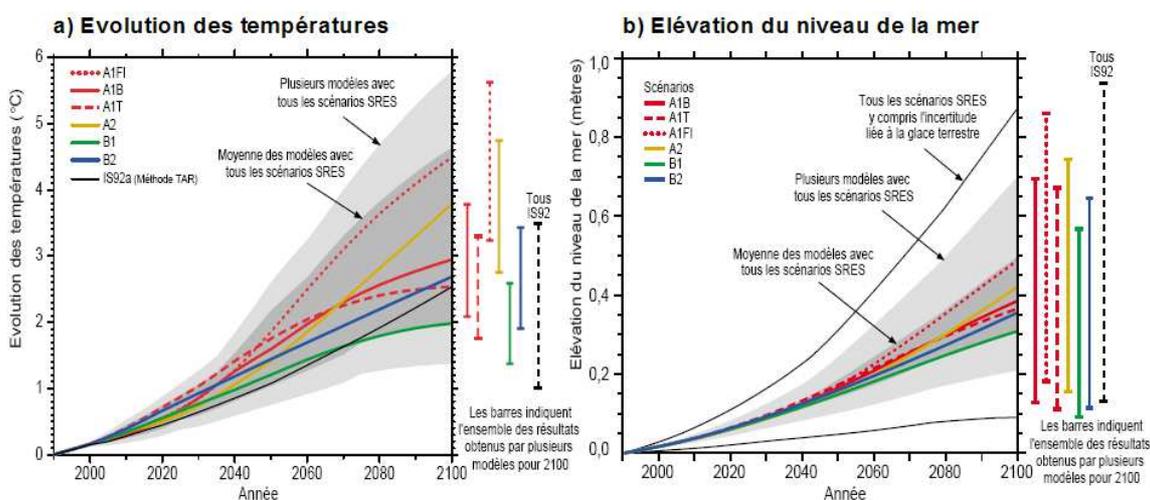


Figure 52: Les modèles climatiques projettent la réaction de nombreuses variables climatiques – telles que l'augmentation de la température globale à la surface et le relèvement du niveau de la mer – à différents scénarios relatifs aux gaz à effet de serre et à d'autres émissions anthropiques. Les graphiques a) et b) indiquent les réactions projetées en matière de température et de niveau de la mer, respectivement, dans les six scénarios d'illustration du SRES². Source IPCC³ 2001 à consulter pour le détail des modèles et des restrictions.

Pour affiner les modèles, il est nécessaire de mieux contraindre les prévisions sur l'évolution du CO₂ atmosphérique (Figure 53 a et b) ainsi que des autres gaz à effet de serre, dont en particulier le méthane (CH₄) et l'oxyde nitreux (N₂O).

¹ ppm : Parties par million .

² SRES : Special Report on Emission Scenarios. Sur la Figure 52, IS92 correspond aux scénarios IPCC de 1992.

³ IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change. GIEC en français : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat.

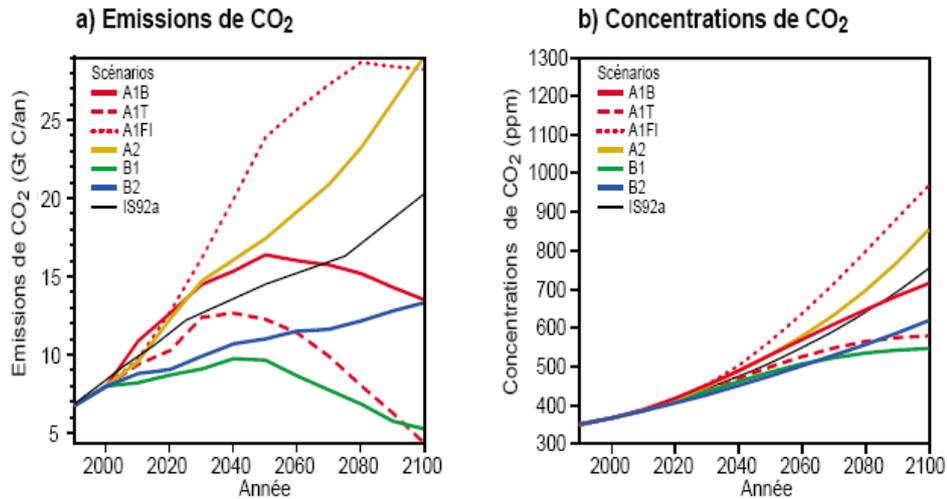


Figure 53: Le graphique a) montre l'évolution des émissions¹ de CO₂ dans les six scénarios d'illustration du SRES. Le graphique b) montre les concentrations de CO₂ correspondantes. Source IPCC 2001 à consulter pour le détail des modèles et des restrictions.

L'évolution de la concentration du CO₂ atmosphérique présente deux caractéristiques majeures (Figure 54). Elle est en augmentation globale annuelle et subit un cycle saisonnier, surtout dans l'hémisphère nord, qui traduit les échanges entre la biosphère et l'atmosphère. La biosphère est un puits net de CO₂ en été (quand la fixation du carbone par la végétation lors de la photosynthèse est le processus dominant) et une source nette de CO₂ le reste de l'année (quand la respiration de la végétation et des sols prévaut).

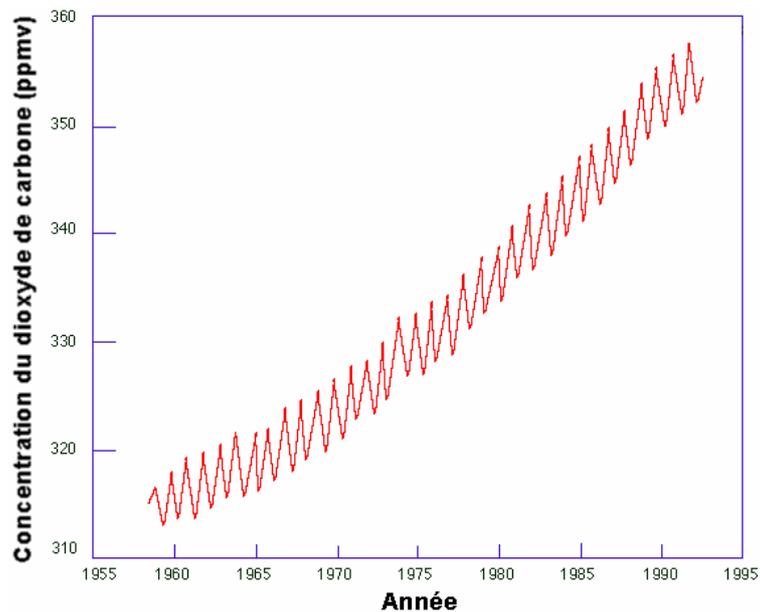


Figure 54: Evolution de la concentration du dioxyde de carbone atmosphérique d'après des mesures effectuées à l'observatoire Mauna Loa sur une île d'Hawaï dans l'hémisphère nord. (Scripps Institution of Oceanography)

¹ Les émissions sont données en GtC/an : Gigatonnes de Carbone par année.

Les mesures actuelles qui nous permettent de suivre cette évolution sont de plusieurs types. Certaines, réalisées avec des instruments embarqués sous ballons stratosphériques, ou dans des avions, permettent d'avoir des profils verticaux de concentration, d'autres, réalisées ponctuellement à partir de prélèvements d'échantillons d'air dans des flacons qui sont ensuite analysés en laboratoire, ou en continu à partir d'analyseurs infrarouges, donnent des mesures locales, et enfin d'autres indiquent la quantité totale de CO₂ sur une colonne atmosphérique, en mesurant, avec un spectromètre à transformée de Fourier par exemple, l'absorption par l'atmosphère de la lumière émise par le soleil.

Sur les 40 dernières années, les mesures de ce réseau global de stations de mesures indiquent que seulement la moitié du CO₂ émis par les activités humaines est restée dans l'atmosphère. Le reste ayant apparemment été absorbé par les océans et les écosystèmes terrestres (puits de CO₂). Cependant, le réseau actuel de mesures ne permet pas une couverture ou une résolution spatiale suffisante pour caractériser de façon précise les sources (zones d'émission) et les puits de CO₂. En particulier, alors que ces mesures montrent que l'hémisphère nord est un puits, on ne peut pas détailler le rôle de chaque partie (Amérique du Nord, Asie, Océan). Ces incertitudes compliquent les efforts pour prédire l'évolution des concentrations futures de CO₂ atmosphérique et des effets sur le climat.

1.2. Perspectives instrumentales

Pour anticiper l'évolution du CO₂ dans l'atmosphère, il est primordial de savoir comment réagit et réagira l'environnement. En effet, l'accumulation de CO₂ pourrait encore s'accélérer si l'efficacité de ces puits venait à diminuer dans le futur [Cox et al., 2000 ; Friedlingstein et al., 2001]. Il y a donc un besoin pour une couverture globale fine des mesures des flux de CO₂. Celle-ci devrait permettre d'identifier quels sont les puits et les sources de CO₂ à une échelle régionale.

Pour tenter de répondre à ce besoin, la NASA prévoit d'envoyer le satellite OCO¹ dédié à la mesure du CO₂ dans l'atmosphère [Crisp et al., 2004]. En effet, des études récentes ont montré que des données satellitaires seraient utiles pour compléter le réseau actuel. [Rayner et O'Brien, 2001 ; Bréon et Peylen, 2003]

1.2.1. Le satellite OCO

Le satellite OCO volera sur une orbite polaire, héliosynchrone. Cela donnera une couverture globale tous les 16 jours. La durée de la mission est de 2 ans et l'instrument de mesure embarqué aura une résolution spatiale de 1,5km×1km en mode nadir². L'objectif annoncé est d'atteindre une précision d'environ 1ppm (0,3% de 370ppm) sur la restitution du rapport de mélange du CO₂ atmosphérique.

La détermination de la concentration de CO₂ sur la colonne s'effectue en mesurant la lumière réfléchiée par la surface (Figure 55) dans trois gammes spectrales. La bande A de l'oxygène à 0,76µm,

¹ OCO : Orbiting Carbon Observatory. La date de lancement du satellite est prévue pour fin 2008.

² Nadir : Point de la surface terrestre directement au-dessous d'un satellite

et les bandes du CO₂ à 1,6µm et à 2,06µm. Une étude basée sur des mesures aéroportées a montré que la bande A de l'oxygène permet d'estimer la pression de surface avec une précision ~1millibar [O'Brien et Mitchell, 1992]. En effet l'oxygène moléculaire est très bien mélangé dans l'atmosphère et son rapport de mélange dans l'air sec (0,2095) peut être considéré comme constant. Cette bande est donc utilisée pour corriger l'incertitude sur la pression de surface et sur la diffusion atmosphérique. Chacune de ces bandes est mesurée par un spectromètre à réseau distinct.

La résolution spectrale $R = \lambda/\Delta\lambda \approx 21000$ est adaptée pour séparer les raies du CO₂ à 1,6µm de celles de H₂O et de la contribution solaire. Une résolution spectrale plus importante serait bénéfique aux mesures mais le rapport signal à bruit ne devient plus acceptable dans le cadre de mesures par satellite de ce type. Pour la bande d'O₂, une résolution $R \approx 17500$ est nécessaire pour différencier les doublets d'O₂ du continuum. D'après les études faites par l'équipe scientifique en charge d'OCO, ces résolutions devraient suffire pour restituer le rapport de mélange moyen du CO₂ avec la précision annoncée.

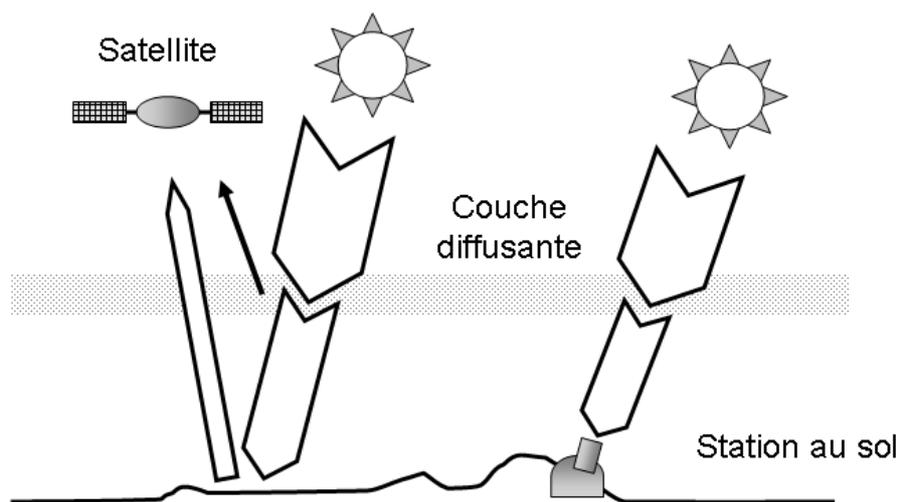


Figure 55: Comparaison des principes de mesure par satellite et depuis le sol. La mesure depuis le sol en visée solaire directe bénéficie d'un plus grand flux incident par rapport à la mesure spatiale qui utilise la lumière solaire réfléchie. Les particules diffusantes en suspension dans l'atmosphère peuvent éventuellement atténuer la luminance mesurée par un instrument à la surface, mais ne l'affectent pas spectralement. En revanche, la présence de diffuseur produit une fraction significative de photons renvoyés vers le sommet de l'atmosphère avant d'avoir atteint la surface. Il y a donc une erreur sur la connaissance de la longueur d'absorption parcourue par la lumière qui donne lieu à une sous-estimation du rapport de mélange moyen. [DUFOUR, 2003]

Compte tenu des incertitudes sur les conditions de mesures - incertitudes sur la longueur d'absorption dues à la diffusion par les particules atmosphériques (nuages et aérosols), sur les paramètres spectroscopiques [Miller et al., 2005], sur les profils de pression, de température et d'humidité ainsi que sur le bruit radiométrique - l'objectif fixé de précision de 1 ppm semble difficile

à atteindre. Cependant des études montrent qu'une précision de 3 ppm donnerait déjà des informations, même partielle, sur les flux de carbone [Dufour, 2003].

1.2.2. Les stations au sol

La précision effective du satellite sera estimée par des mesures comparatives avec des stations de validation au sol qui feront des mesures en visée solaire directe [Yan et al., 2002]. Principalement des spectromètres à transformée de Fourier optimisés pour la mesure des mêmes gammes spectrales que le satellite OCO [Crisp et al., 2004]. Par ailleurs, des profils verticaux de concentration de CO₂ pourront être réalisés au dessus de ces sites de mesures, par ballons stratosphériques ou par avions, pour affiner la validation des mesures satellites et celle, également, des mesures des stations au sol. Le spectromètre à réseau SOIR, présenté dans la suite de ce chapitre, pourrait également être utilisé pour la validation de ce satellite.

Bien entendu, les mesures depuis le sol apportent des avantages importants. En effet, la mesure de CO₂ est en principe plus simple car elle n'est pas affectée par les effets de la diffusion dans l'atmosphère et bénéficie de niveaux de luminance plus importants. L'utilisation de SOIR pourra donc être prolongée bien au delà de la durée de la mission du satellite OCO. En effet, dans une optique de mesures à long terme, il semble important de compléter le réseau actuel de stations au sol par des instruments du type de SOIR, c'est-à-dire compact et à haute résolution.

2. L'instrument SOIR

2.1. Présentation de l'instrument

L'instrument SOIR repose sur un nouveau concept imaginé pour la planète Mars par Oleg Korablev (Institut de Recherche Spatiale, IKI, Moscou). L'instrument comporte un réseau pour la dispersion de la lumière et un cristal acousto-optique pour filtrer les ordres de diffraction créés par ce réseau. Nous utiliserons l'abréviation AOTF – Acousto-Optic Tunable Filter- pour faire référence à ce cristal. L'utilisation d'un AOTF est particulièrement intéressante dans le domaine spatial car la sélection de la région spectrale à étudier peut se faire électriquement, et non plus mécaniquement avec une roue à filtres, comme par le passé. Ce concept permet de réaliser un instrument compact (3-5kg) sans parties mobiles pouvant atteindre une résolution $\lambda/\Delta\lambda$ de 20000-30000.

Un modèle de démonstration a été développé au Service d'Aéronomie du CNRS en préparation des missions Mars Express¹ et Venus Express² de l'agence spatiale européenne. Il comporte une voie basse résolution, AOTF + photodiode, et une voie haute résolution, AOTF + réseau + détecteur linéaire 512 pixels.

Le concept de la voie basse résolution a depuis été utilisé à deux reprises dans des missions spatiales. La partie infrarouge de l'instrument SPICAM³ à bord de la sonde Mars Express repose sur l'utilisation d'un filtre AOTF [Korablev et al., 2002a]. L'instrument étudie la gamme spectrale 1-1,7 μ m à basse résolution en mesurant directement avec deux photodiodes la lumière déviée par le cristal (voir le paragraphe 2.2.4 pour le détail). La sonde Venus Express utilise également un module de ce type dans l'instrument SPICAV³. Le concept reste le même mais l'intervalle de mesure a été étendu à la région spectrale 0,27-1,7 μ m grâce à l'utilisation de détecteurs hybrides Si/InGaAs. La résolution de l'instrument sous cette forme est d'environ $\lambda/\Delta\lambda \sim 1300$. Le concept de la voie haute résolution est utilisé sur un autre module, également appelé SOIR, de SPICAV. L'instrument étudie l'intervalle spectral allant de 2,3 à 4,2 μ m et a une résolution de 15000.

Avant son étude au GSMA, le modèle de démonstration avait principalement été utilisé en laboratoire pour montrer la faisabilité de mesures de ce type. Les tests avaient été réalisés avec des lasers mono et multi-modes ainsi qu'avec une lampe blanche (xénon) qui a permis d'observer les raies de vapeur d'eau sur quelques mètres à l'intérieur du laboratoire. L'étude faite au GSMA a d'abord porté sur le modèle initial tel qu'il a été réalisé par le Service d'Aéronomie. Des mesures solaires ont

¹ Mars Express est arrivée en orbite autour de Mars le 25 décembre 2003. Après deux années d'opération, la mission a été prolongée d'une année martienne. Le but de la mission est de cartographier la surface complète de Mars et d'étudier la composition de l'atmosphère et son interaction avec la surface et les vents solaires.

² Venus Express est arrivée en orbite autour de Venus le 11 avril 2006 et étudiera l'atmosphère de Venus.

³ SPICAM (V): SPectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere of Mars (Venus).

été réalisées puis le modèle a subi les modifications et les tests supplémentaires indiqués dans le Tableau 15.

Tableau 15: Chronologie des états du spectromètre, des changements et des mesures.

1	AOTF (A) bande passante 7cm^{-1} (état initial).
2	Première mesures par occultation solaire avec ce type d'instrument.
3	AOTF (B) bande passante 45cm^{-1} .
4	Mesure par occultation solaire avec le nouveau AOTF.
5	Remplacement de la fente d'entrée par une fente dépôt métallique sur substrat de verre. Remplacement des lentilles avant et après le filtre.
6	Test de calibration.
7	Test filtre fixe.

2.2. Description de l'instrument

2.2.1. Fonctionnement

Les schémas optiques du modèle de SOIR initial et du modèle modifié sont représentés sur la Figure 56. La description suivante concerne le modèle initial [Korablev et al., 2002b]. La différence entre les deux modèles vient principalement de la géométrie du faisceau dévié produit par l'AOTF (voir paragraphe 2.2.4).

Comme indiqué sur la Figure 56, un faisceau lumineux avec une ouverture de 30mm est collecté par un télescope d'entrée (1) (miroir parabolique hors axe de 15° , longueur focale 155mm), et est focalisé dans le plan d'une fente d'entrée (2) de 0,3mm de largeur. Cette fente est placée dans le plan focal de la lentille d'un objectif de microscope courte focale (4) ($9\times$, $NA=0,22$). Un faisceau de lumière quasi parallèle (divergence inférieure à $0,5^\circ$), avec une étendue de $3\times 3\text{mm}^2$, arrive à l'entrée de l'AOTF, placé après la lentille (4). Le modèle de SOIR initial utilise un modèle adapté d'AOTF utilisé dans les télécommunications avec les caractéristiques suivantes : bande étroite, faible ouverture, quasi colinéaire. Etant donnée l'interaction acousto-optique quasi colinéaire, l'onde lumineuse à une certaine longueur d'onde est dévié du faisceau principal en sortie de l'AOTF de $+2^\circ$ et -2° dans le plan de propagation de l'onde acoustique, pour les deux états de polarisation orthogonaux de la lumière. Un de ces rayons filtrés et déviés est focalisé par le biais d'un objectif de microscope courte focale (7) ($8\times$, $NA=0,2$) dans le plan de la fente d'entrée de la voie haute résolution (HR) du spectromètre. Le rayon filtré et dévié de l'autre polarisation est dirigé à l'aide d'un miroir plan (13) sur la photodiode InGaAs de Hamamatsu de la voie basse résolution (BR). Cette voie basse résolution est du même type que celle de la voie infrarouge de l'instrument SPICAM à bord de la sonde européenne Mars Express

mentionné précédemment. La voie basse résolution n'a pas d'intérêt sur Terre et n'a pas été utilisée. La lumière non diffractée est envoyée sur un piège à lumière (15) à l'aide du même miroir plan (13). Etant donnée la biréfringence du cristal AOTF, la lumière non diffractée sort de l'AOTF sous forme de deux faisceaux parallèles de polarisations différentes, distants l'un de l'autre de 1mm. Une lentille supplémentaire (6) de longue focale (170mm) forme une image intermédiaire à proximité de l'objectif (7), sur la photodiode (14) et sur le piège à lumière (15), permettant ainsi une séparation claire des faisceaux, décalés par une petite distance angulaire.

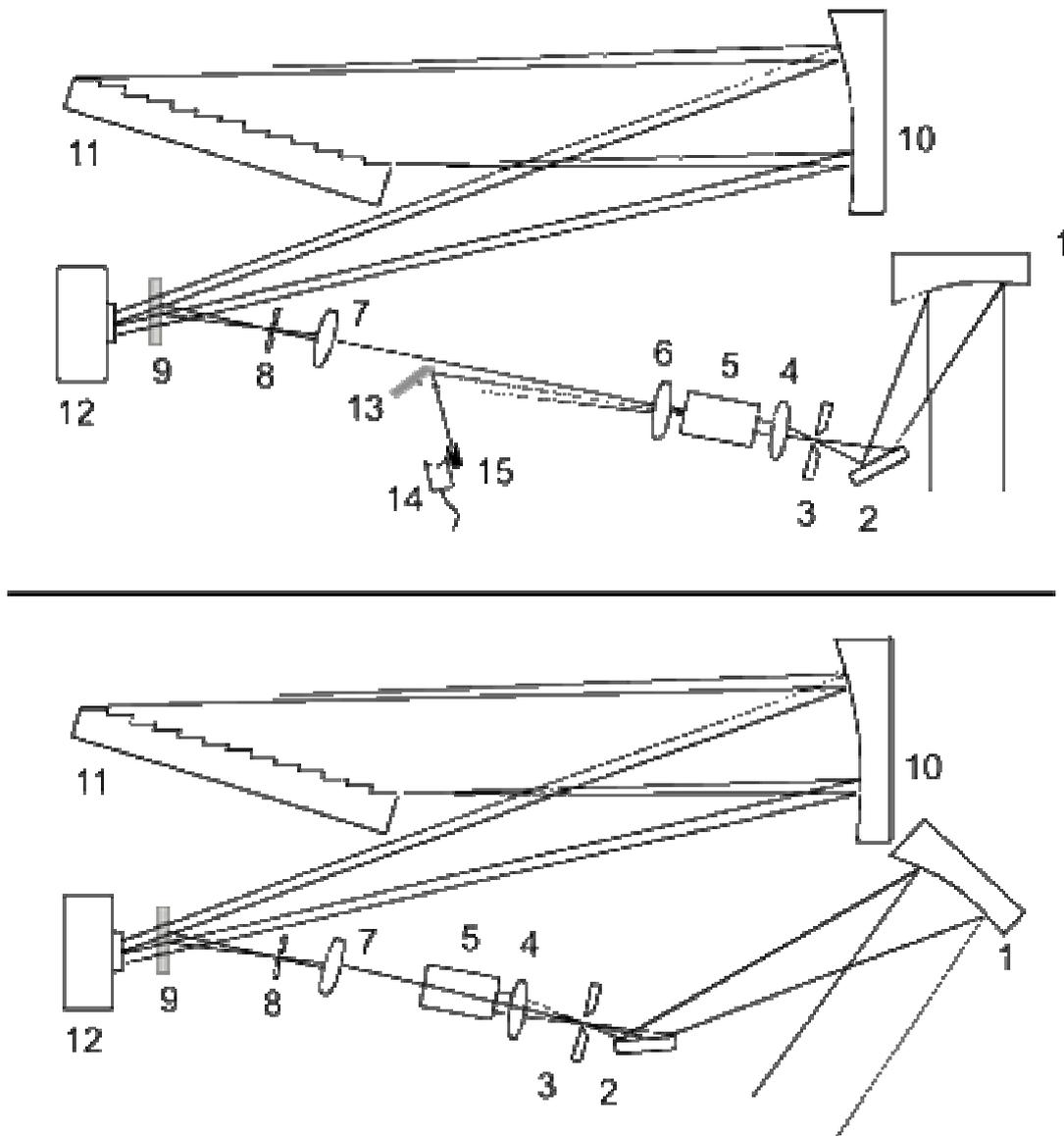


Figure 56: a) Schéma optique du spectromètre initial. b) Schéma après modification. 1) télescope d'entrée (miroir parabolique hors axe), 2,9,13) miroirs plans, 3) diaphragme de champs, 4) lentille courte focale de collimation, 5) filtre accordable acousto-optique, 6) lentille longue focale, 7) lentille courte focale de focalisation, 8) fente d'entrée de la voie haute résolution du spectromètre, 10) collimateur pour le réseau (miroir parabolique hors axe), 11) réseau, 12) détecteur linéaire InGaAs 512 pixels, 14) photodiode InGaAs : pour la voie basse résolution du spectromètre, 15) piège à lumière pour le faisceau lumineux non diffracté.

La partie HR du spectromètre consiste d'une fente (8) de 50 μ m de largeur, d'un miroir plan (9), d'un miroir concave (10) (miroir parabolique hors axe de 15°, longueur focale 275mm), d'un réseau (11) (Richardson Grating Laboratories, 24,355traits/mm, angle de blaze 70°, substrat de 100×50×16 mm³), d'un détecteur linéaire InGaAs de 512 pixels (12) (Hamamatsu boîtier C8061 avec le détecteur G8163-512S, dimension des pixels 25×500 μ m², surface active 12,8mm×0,5mm). Le miroir (10) sert comme objectif auto collimateur dans une configuration Littrow. Dans le plan focal du miroir principal, les faisceaux incident et diffracté sont séparés verticalement de 6mm. Une petite valeur de ce décalage vertical entraîne des aberrations hors-axes raisonnables. Les distorsions résultantes sont réduites à de petites variations sur l'amplitude et la position spectrale au niveau du détecteur. A noter que la largeur de la fente a été choisie pour être deux fois plus large que la largeur d'un pixel pour avoir un échantillonnage de Nyquist. Pour les voies HR et BR, la sensibilité spectrale des détecteurs limite la plage de mesure à l'intervalle 1-1,65 μ m. La photo de la Figure 57 montre l'instrument SOIR dans sa version initiale.

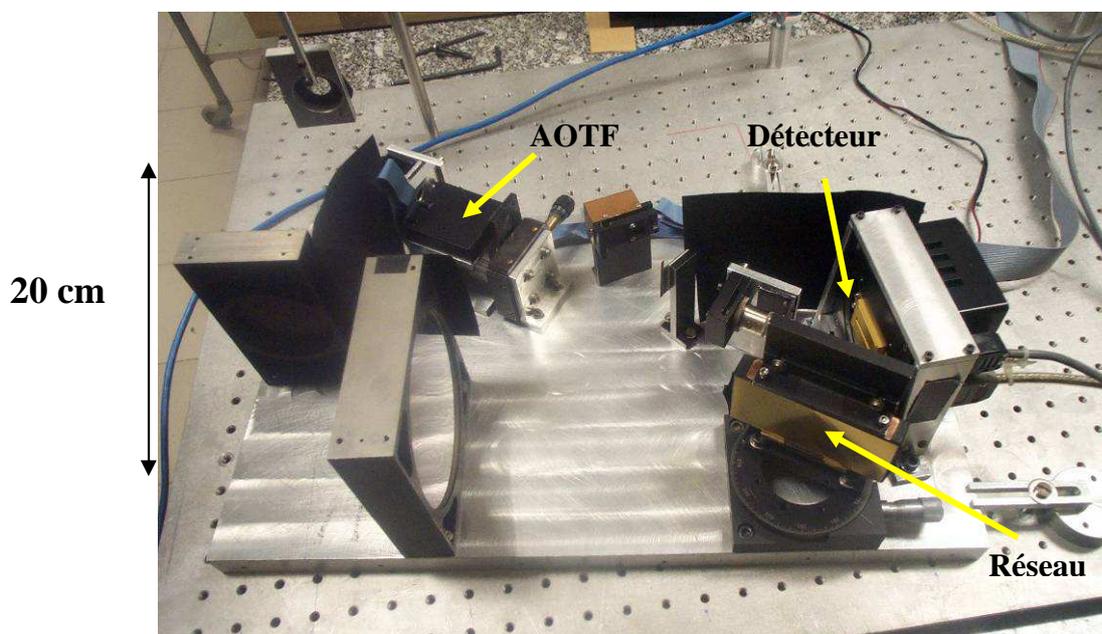


Figure 57: Version initiale de l'instrument SOIR tel qu'il était lors des mesures solaires effectuées au début de l'année 2004

Le signal radio fréquence (RF) de contrôle du transducteur piezo-électrique de l'AOTF est produit par un synthétiseur DDS/DAC AD9851, réglable entre 80 et 40MHz. Le synthétiseur RF est contrôlé via le port parallèle d'un ordinateur. Un logiciel permet de contrôler le signal RF dans différents modes : fréquence fixe, fréquence variable.

Le détecteur linéaire Hamamatsu est contrôlé par une carte SA1400 de Hamamatsu connecté sur le port PCI d'un ordinateur. La carte permet une acquisition 16bit, et le logiciel d'accompagnement permet les fonctionnalités de base (contrôle du temps d'exposition, etc...).

2.2.2. Formalisme

Le réseau est éclairé par une lumière en faisceau parallèle. La lumière est dispersée dans un plan perpendiculaire aux traits du réseau et le spectre résultant est analysé avec un détecteur linéaire. La fente d'entrée et le détecteur sont séparés dans le plan vertical (parallèle aux traits du réseau).

Les équations qui régissent ce système optique sont présentées ci-dessous [Korablev et al., 2004]. Chaque point du détecteur, correspondant à l'angle de diffraction i' satisfait à l'équation des réseaux :

$$\sin i + \sin i' = k \lambda_k \frac{1}{d}$$

Dans laquelle:

- i : angle d'incidence du rayon.
- i' : angle de diffraction.
- k : ordre de diffraction.
- λ_k : longueur d'onde à l'ordre k .
- d : pas du réseau.

La dispersion angulaire D est donnée par:

$$D = \frac{di'}{d\lambda} = \frac{k}{d \cos i'} = \frac{\sin i + \sin i'}{\lambda \cos i'}$$

Elle dépend principalement de l'angle de diffraction, et le rapport k/d peut être choisi indépendamment des autres paramètres.

L'intervalle spectral libre (ISL), $\Delta\lambda$, qui correspond à la région spectrale sans recouvrement d'ordre de diffraction, dépend du nombre de trait.

$$\Delta\lambda = \frac{\lambda}{k} = \frac{\lambda^2}{d (\sin i + \sin i')}$$

En auto collimation,

$$\theta = i \approx i'$$

et on a $\Delta\lambda = \frac{\lambda^2}{2d \sin\theta}$ ou en nombre d'onde $\Delta\nu = \frac{1}{2d \sin\theta}$

Le pouvoir de résolution est déterminé par la dispersion angulaire, la distance focale du spectromètre (F), et la taille des pixels du détecteur ($\Delta\ell$):

$$\frac{\lambda}{\Delta\lambda} = \frac{F(\sin i + \sin i')}{\Delta\ell \cos i'} = \frac{2F}{\Delta\ell} \tan\theta$$

Ou, en tenant compte du taux d'échantillonnage :

$$\frac{\lambda}{\Delta\lambda} = \frac{F}{\Delta\ell} \tan\theta$$

Dans le cas de SOIR, $R=30\ 000$.

2.2.3. Optimisation

Pour optimiser les paramètres pour la mesure d'un intervalle spectral 'élémentaire', il faut régler les éléments suivants : intervalle spectral libre du réseau, intervalle spectral couvert par la largeur complète du détecteur dans le plan de sortie, et bande passante de l'AOTF. Evidemment, la bande passante doit être plus petite que l'intervalle spectral libre pour éviter le recouvrement des ordres de diffraction adjacents. C'est pourquoi on peut considérer le filtre AOTF comme un « sélecteur des ordres de diffraction du réseau » (Figure 58).

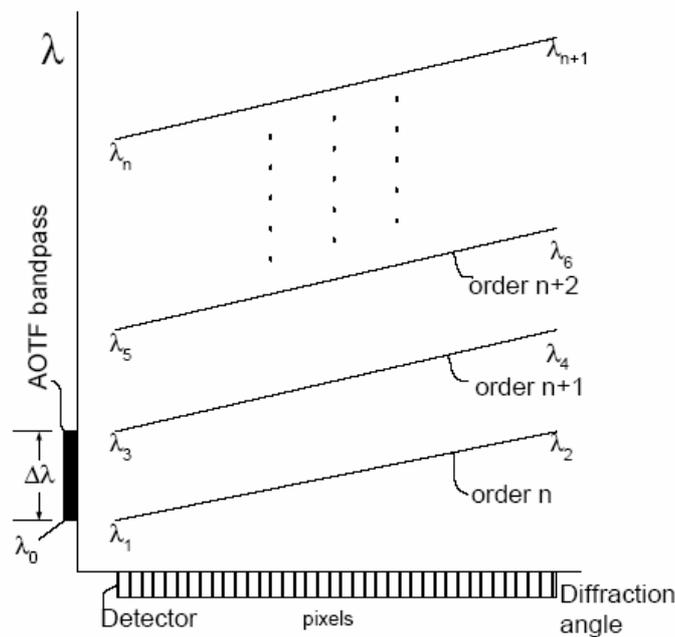


Figure 58 : Principe de la séparation des ordres de diffractions par l'AOTF. [Korablev, 2002b]

Faire coïncider la bande passante de l'AOTF et l'ISL est possible sur l'ensemble du domaine spectral couvert car les deux sont proportionnels à λ^2 . Cependant, l'ISL est égal à l'intervalle spectral couvert par la largeur du détecteur seulement pour une longueur d'onde donnée car cet intervalle est proportionnel à la première puissance de λ . Ainsi, pour un petit λ , seulement une partie du détecteur est utilisée, tandis que pour un grand λ , des gammes spectrales ne seront pas complètement couvertes. Par exemple, pour $1,15\mu\text{m}$, le réseau a un ISL = $17,1\text{nm}$ mais la largeur du détecteur ne couvre que $9,7\text{nm}$, ce qui est presque deux fois moins que ce qui est nécessaire. L'optimisation est donc difficile pour un intervalle spectral important. Le Tableau 16 donne l'intervalle spectral libre et la couverture spectrale du détecteur pour les régions d'intérêt pour l'étude de l'atmosphère terrestre : la bande du dioxyde de carbone à $1,60\mu\text{m}$ et la bande de l'oxygène moléculaire à $1,27\mu\text{m}$.

Tableau 16: Intervalle spectral libre (ISL) et couverture spectrale du détecteur pour la bande d'O₂ à 1,27µm et la bande de CO₂ à 1,60 µm.

	1,27µm	1,60µm
ISL	20,6 nm 128 cm ⁻¹	32,7 nm 128 cm ⁻¹
$\Delta\lambda_{\text{détecteur}}$	10,8 nm 67 cm ⁻¹	13,6 nm 53 cm ⁻¹

Cela montre l'intérêt du changement d'AOTF effectué. En effet, auparavant, l'AOTF de bande passante 7cm⁻¹ n'était pas adapté aux dimensions du détecteur (Figure 59). Il était nécessaire de faire varier la fréquence du signal RF au cours de la mesure pour utiliser tout le détecteur. Avec l'AOTF B, la fréquence reste fixe, et le spectre mesuré est enregistré sur toute la largeur du détecteur.

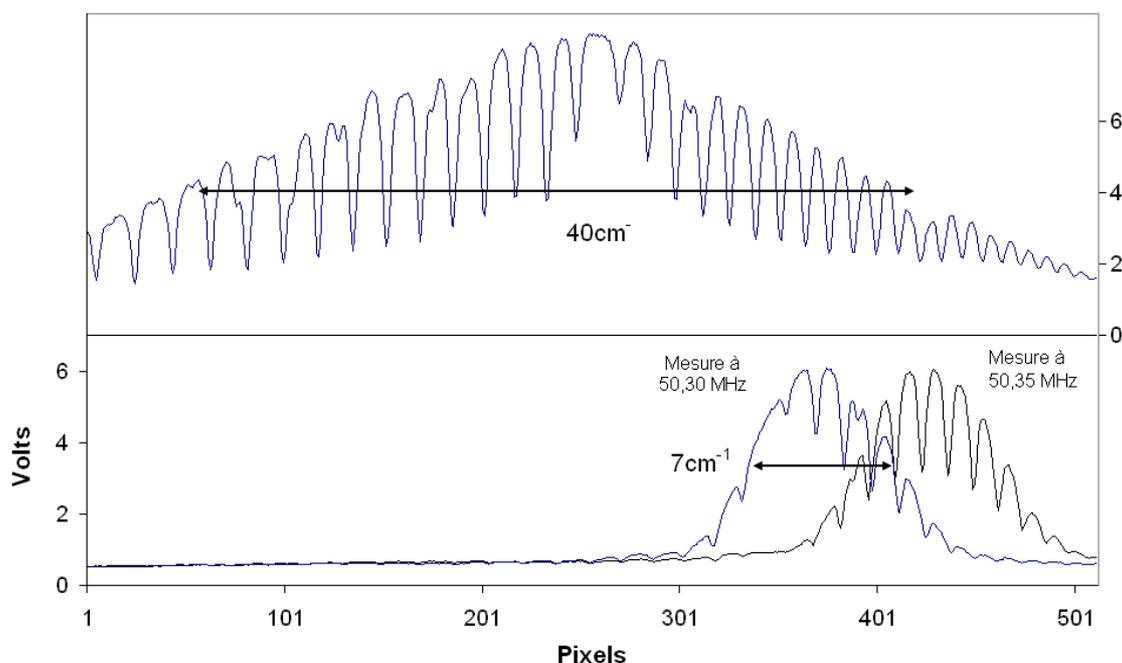


Figure 59: Comparaison des bandes passantes des AOTF A (en bas) et B (en haut). Pour couvrir la largeur du détecteur avec l'AOTF A, il est nécessaire de faire un enregistrement en scannant la fréquence RF de contrôle du cristal. (Les spectres du haut et du bas ne correspondent pas à la même zone spectrale – i.e. pas de correspondance pixels à pixels).

La Figure 60 montre les régions spectrales couvertes aux différents ordres de diffraction du réseau pour les conditions de SOIR ($F = 275\text{mm}$, $\theta = 70^\circ$, $d = 24,355\text{trt/mm}$). Les domaines spectraux permettant la mesure de molécules d'intérêts sont également indiqués.

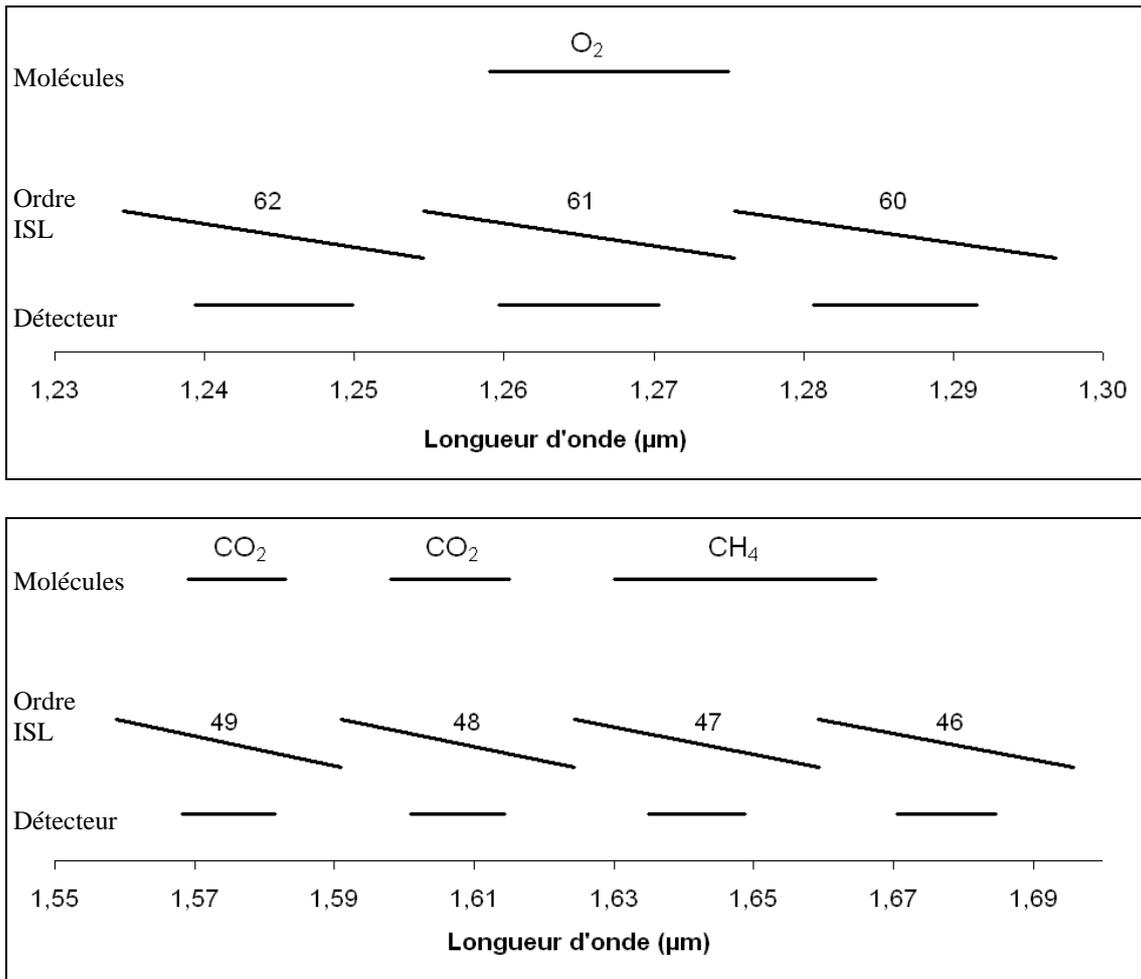


Figure 60: Correspondance entre le domaine couvert par le détecteur (en bas), l'ordre correspondant et l'ISL à cet ordre (trait oblique), ainsi que les bandes des molécules O₂, CO₂ et CH₄ (en haut).

2.2.4. Les filtres acousto-optiques

Les filtres acousto-optiques accordables électriquement opèrent sur la base de la diffraction de Bragg par une onde acoustique dans un milieu anisotrope. Un transducteur piézo-électrique, excité par une source radiofréquence, émet une onde sonore qui est transmise au milieu acousto-optique auquel il est solidairement lié. L'application d'une source RF crée un réseau de diffraction qui dévie l'intervalle spectral sélectionné d'un faisceau poly chromatique. La longueur d'onde de sortie est contrôlée par la fréquence de l'onde acoustique et les propriétés du cristal. La longueur d'onde de la lumière diffractée est donnée par l'équation :

$$\lambda = \frac{v \Delta n}{f} \sqrt{\sin^4 \theta_i + \sin^2 2\theta_i}$$

Où v et f sont la vitesse et la fréquence de l'onde acoustique utilisée, Δn est la différence d'indice de réfraction entre les faisceaux incident et diffracté, θ_i est l'angle polaire entre le faisceau de lumière incidente et l'onde acoustique. L'équation montre que la longueur d'onde centrale de sortie est

inversement proportionnelle à la fréquence d'excitation RF. L'autre paramètre important est la bande passante de la lumière diffractée, qui dépend de la longueur d'onde centrale de celle-ci. La largeur à mi-hauteur, $\Delta\lambda$ est donnée par :

$$\Delta\lambda = \frac{\lambda^2}{2 \Delta n L \sin^2 \theta_i}$$

Où L est la longueur d'interaction entre les ondes acoustiques et lumineuse.

Un AOTF, dans la configuration non-colinéaire, produit deux polarisations de la lumière diffractées. La géométrie non colinéaire repose sur les propriétés de symétrie d'un cristal anisotrope. Un AOTF colinéaire, dans lequel le vecteur de l'onde incidente et diffracté est parallèle au vecteur de l'onde acoustique est un cas spécial du type général non-colinéaire.

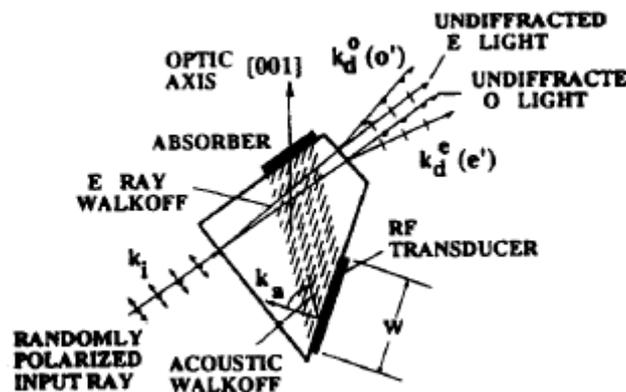


Figure 61: Principe de fonctionnement d'un AOTF (Glennar et al. 1994)

La Figure 62 montre les configurations optiques des deux filtres acousto-optique utilisés.

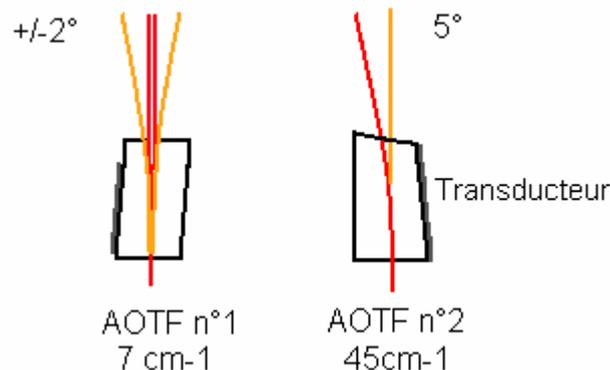


Figure 62: Schéma des configurations optiques des deux AOTF utilisés.

Les photos de la Figure 63 montrent l'intérieur des boîtiers des AOTF utilisés. Les dimensions sont de $6 \times 5 \times 1,5 \text{ cm}^3$ pour le boîtier de gauche et $6 \times 4 \times 3 \text{ cm}^3$ pour le boîtier de droite.

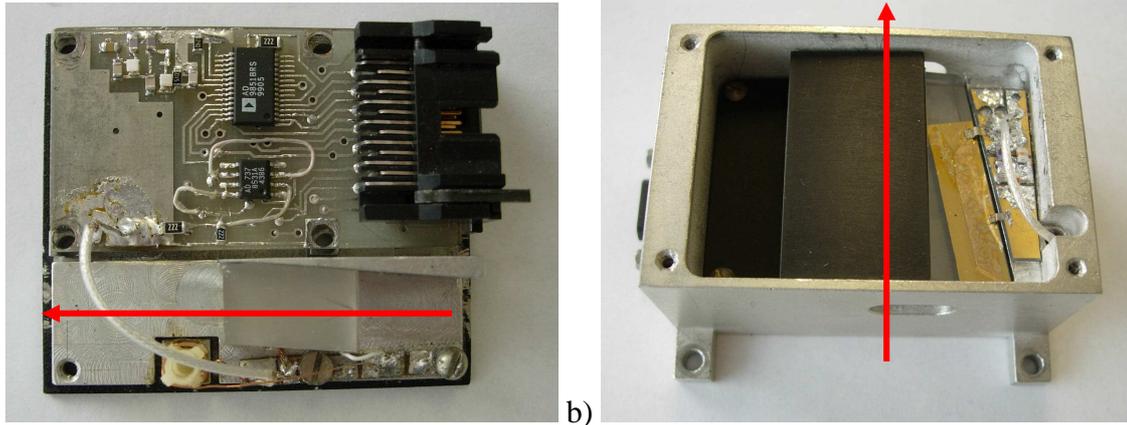


Figure 63:a) Modèle d'AOTF initial (bande passante 7cm^{-1}). b) Nouveau modèle (bande passante 45cm^{-1}). Les flèches rouges indiquent le sens de passage de la lumière.

La bande passante d'un filtre acousto-optique est très importante. En effet, il faut qu'elle soit inférieure à l'ISL pour ne pas qu'il y ait de recouvrement d'ordre. La Figure 64 montre la détermination expérimentale de la bande passante à $1,15\mu\text{m}$ du nouveau AOTF pour deux puissances acoustiques (données IKI). La correspondance fréquence longueur d'onde sur l'ensemble de la plage de fonctionnement est obtenue par interpolations de 3 points donnés par des lasers monochromatiques. On remarque que, par rapport à l'AOTF initial (Figure 59), les lobes sont beaucoup plus marqués. Cependant, ils n'affectent pas la mesure car leur extension spectrale est inférieure à l'ISL de l'instrument (128cm^{-1}).

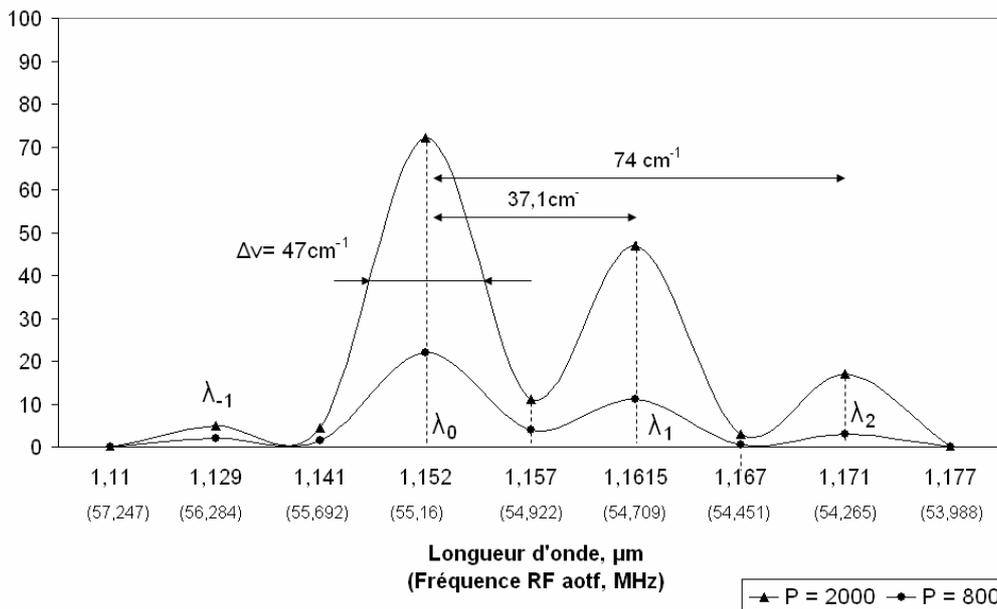


Figure 64: Bande passante du filtre AOTF vers $1,15\mu\text{m}$ pour une puissance acoustique de 2000 et de 800 (unité du logiciel de contrôle). Les mesures sont obtenues en mesurant le signal d'un laser He-Ne en scannant la fréquence du transducteur RF.

La Figure 65 montre des acquisitions effectuées avec différents niveaux de puissance acoustique. Les tests ont été réalisés avec une lampe blanche et un temps d'exposition de 1,6 secondes

identiques pour chaque enregistrement. Les mesures de laboratoire par la suite sont toutes faites à 800 (unité du logiciel de contrôle).

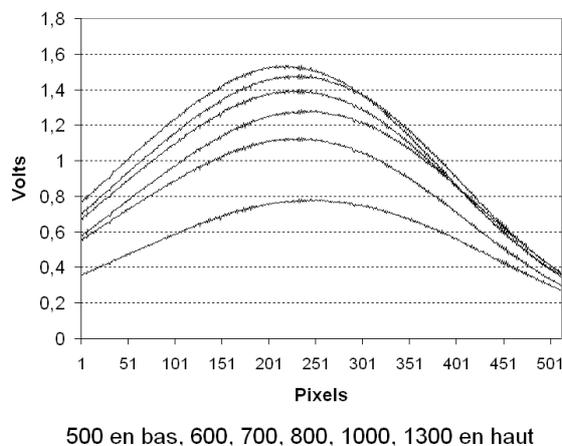


Figure 65: Evolution de la bande passante de l'AOTF en fonction de la puissance acoustique. SOIR est illuminé avec une lampe blanche.

2.3. Mesures solaires

Comme indiqué précédemment, le spectromètre de démonstration utilisé a été développé il y a plusieurs années en préparation de missions spatiales (Mars, Venus). Ce modèle a démontré en laboratoire la faisabilité de l'instrument (utilisation d'un filtre AOTF pour la séparation des ordres et possibilité d'une voie haute et basse résolution). Il a été testé avec des lasers (mono et multi-modes), et avec une lampe blanche (xénon) qui a permis de mesurer de la vapeur d'eau sur 2 mètres de laboratoire. Cependant, il n'avait pas été testé jusqu'à présent en faisant des mesures par occultations solaires.

2.3.1. Avec le modèle initial

Dans un premier temps, l'instrument a été utilisé dans la configuration initiale identique à celle lors des premiers tests en laboratoire.

L'instrument est placé dans une salle à l'université de Reims (Latitude $49,264^\circ$, longitude $4,056^\circ$). Un héliostat (Figure 66) est installé sur le toit du bâtiment et renvoie la lumière du soleil dans la salle. Le pointeur solaire est un système mécanique muni de deux miroirs commandés en azimut et en hauteur par deux moteurs pas à pas afin de former l'image du soleil en un point fixe au cours du temps. Un pas de moteur représente $1/1000^\circ$, ce qui permet des réglages fins. Pour calculer la position du soleil (azimut et hauteur), le programme utilise un calcul astronomique [Serane]. Il prend en compte la date, l'heure et la position géographique du pointeur solaire. Le pointeur est contrôlé par une carte National Instrument et le programme est réalisé sous Labview. Le soleil est suivi pendant une période d'environ 3 heures sans intervention de l'utilisateur. Il sera probablement nécessaire de rajouter une correction automatique supplémentaire.

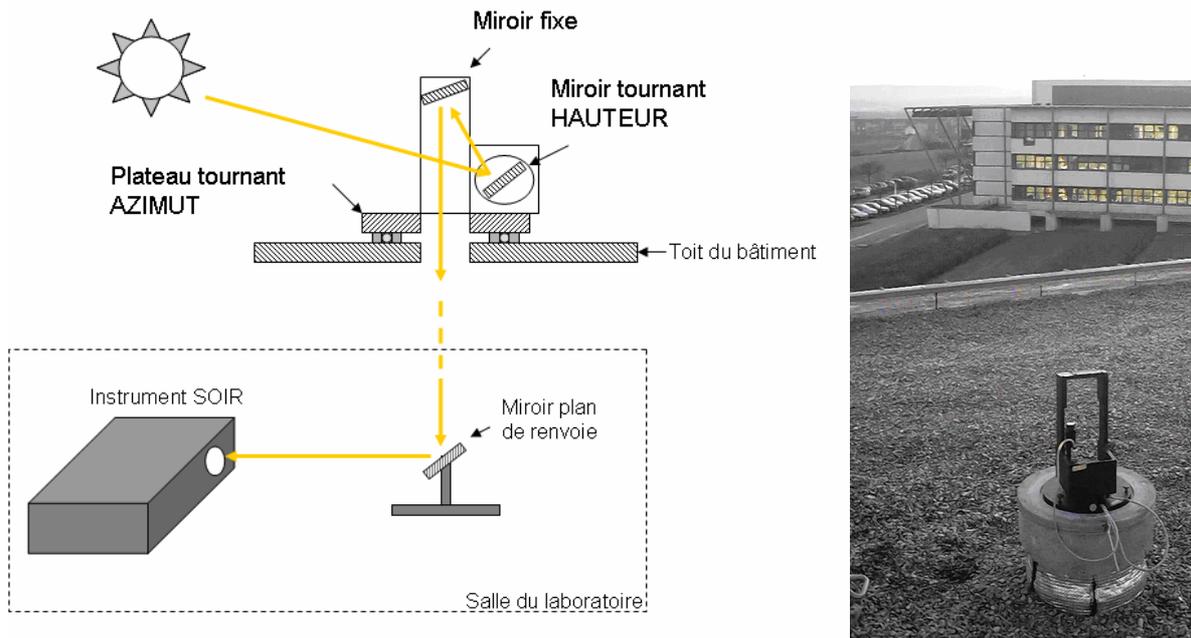


Figure 66: Photo de l'héliostat sur le toit d'un bâtiment de l'université de Reims (latitude 49,264 et longitude 4,056°) et principe pour suivre la position du soleil au cours du temps.

Le spectromètre SOIR couvre une zone allant de 1 à 1,65 μm . La Figure 67 montre quelques zones mesurées ainsi que la correspondance longueur d'onde / MHz pour l'AOTF A.

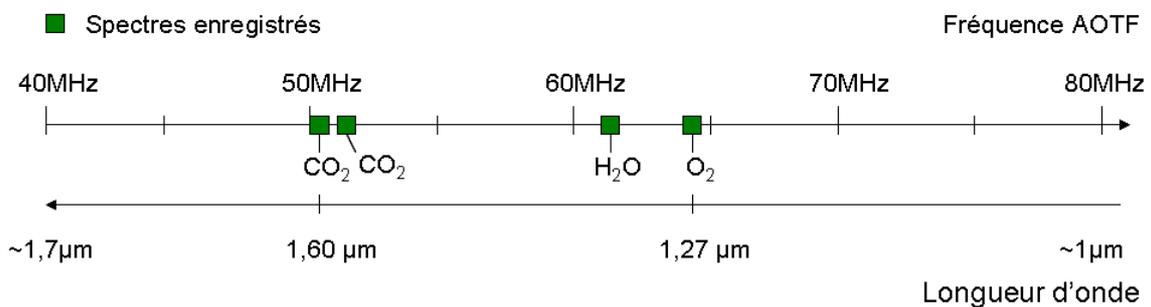


Figure 67: Correspondance entre fréquence acoustique de contrôle de l'AOTF et la longueur d'onde du faisceau dévié. Les spectres sont montrés en annexe.

La Figure 68 présente une des premières mesures obtenues fin janvier 2004 en couplant SOIR à l'héliostat installé sur le toit du GSMA. Des transitions (branches P et R) de CO₂ de la bande $(30^0_1)_{III} \leftarrow (000)$ sont observées ainsi que des transitions faibles de H₂O. La contribution solaire est également indiquée [Livingston et Wallace]. Une autre bande de CO₂ (Figure 69) et la bande de l'oxygène à 1,27 μm (Figure 70) sont également montrés.

Des spectres de H₂O vers 1,31 μm sont montrés en annexes.

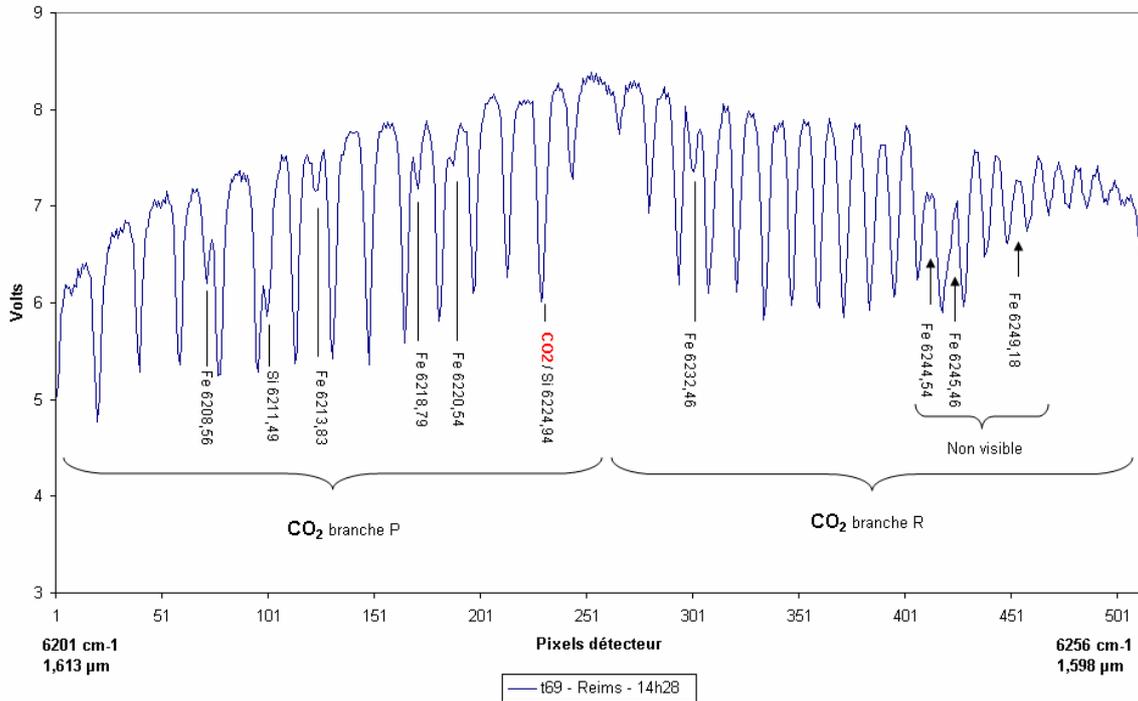


Figure 68: Spectre solaire des raies du CO₂ de 6201cm⁻¹ à 6256cm⁻¹. Les contributions solaires sont indiquées sur la figure. Scan de l'AOTF de 50MHz à 50,47MHz.

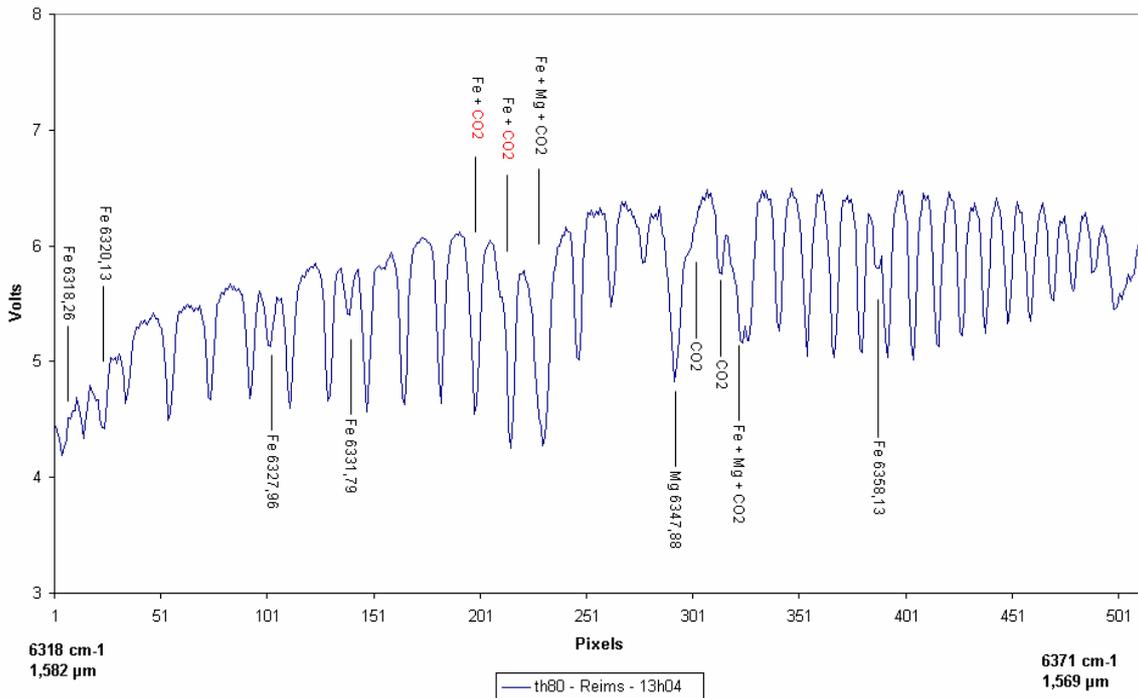


Figure 69: Spectre solaire des raies du CO₂ de 6318cm⁻¹ à 6371cm⁻¹. Temps d'exposition 1,28 secondes. Les contributions solaires sont indiquées sur la figure.

Les fréquences de début et de fin de scan sont prises justes en dehors de la région spectrale couverte par le détecteur. L'incrément de fréquence de contrôle de l'AOTF est petit par rapport à la bande passante de l'AOTF.

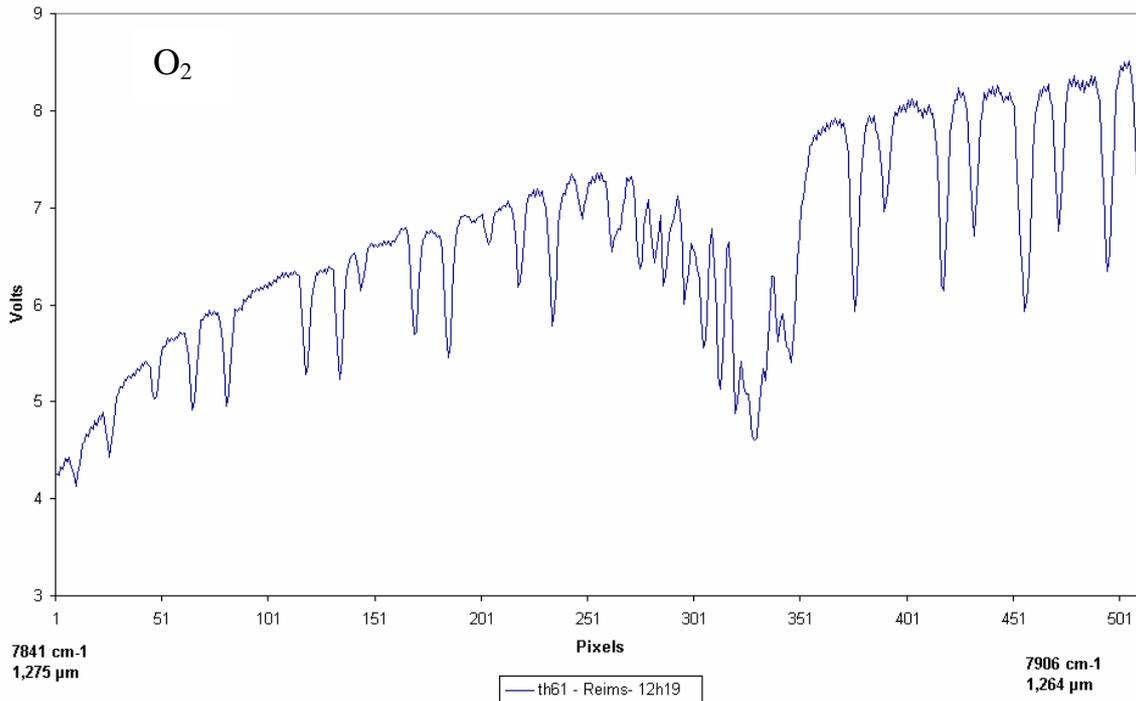


Figure 70: Spectre solaire des raies de O_2 de 7841 cm^{-1} à 7906 cm^{-1} . Temps d'exposition : 3 secondes. Scan de l'AOTF de $64,00\text{ MHz}$ à $64,8\text{ MHz}$.

L'exploitation de ces spectres n'est pas envisageable en raison de l'absence d'une calibration précise de l'instrument. Par ailleurs, le niveau de bruit lors des mesures préliminaires n'est pas quantifiable dû à des défauts d'isolation optique dans le montage.

2.3.2. Avec le modèle modifié (nouveau filtre)

Le spectromètre a ensuite été modifié. L'AOTF a été remplacé et les défauts d'isolation ont été corrigés.

La Figure 71 montre les mesures réalisées au cours d'une journée pour voir les effets de la variation du parcours optiques dans l'atmosphère et se faire une idée de la problématique de mesures continues sur de longues périodes.

On constate que la fonction d'appareil du spectromètre n'est pas stable au cours de la journée. Cela peut être dû à la combinaison de plusieurs facteurs dont probablement une variation de l'angle d'injection de la lumière dans l'instrument (le pointeur solaire a depuis été corrigé).

2.3.3. Traitements

Les spectres présentés sur la Figure 71 sont redressés avec une fonction simple qui s'adapte au maximum de la courbe pour suivre les déformations de la fonction d'appareil. Les spectres n'ont pas été traités de façon poussée étant donnés les problèmes (optiques, mécaniques). Par ailleurs, une calibration de l'instrument est indispensable avant toutes mesures solaires exploitables de façon précise.

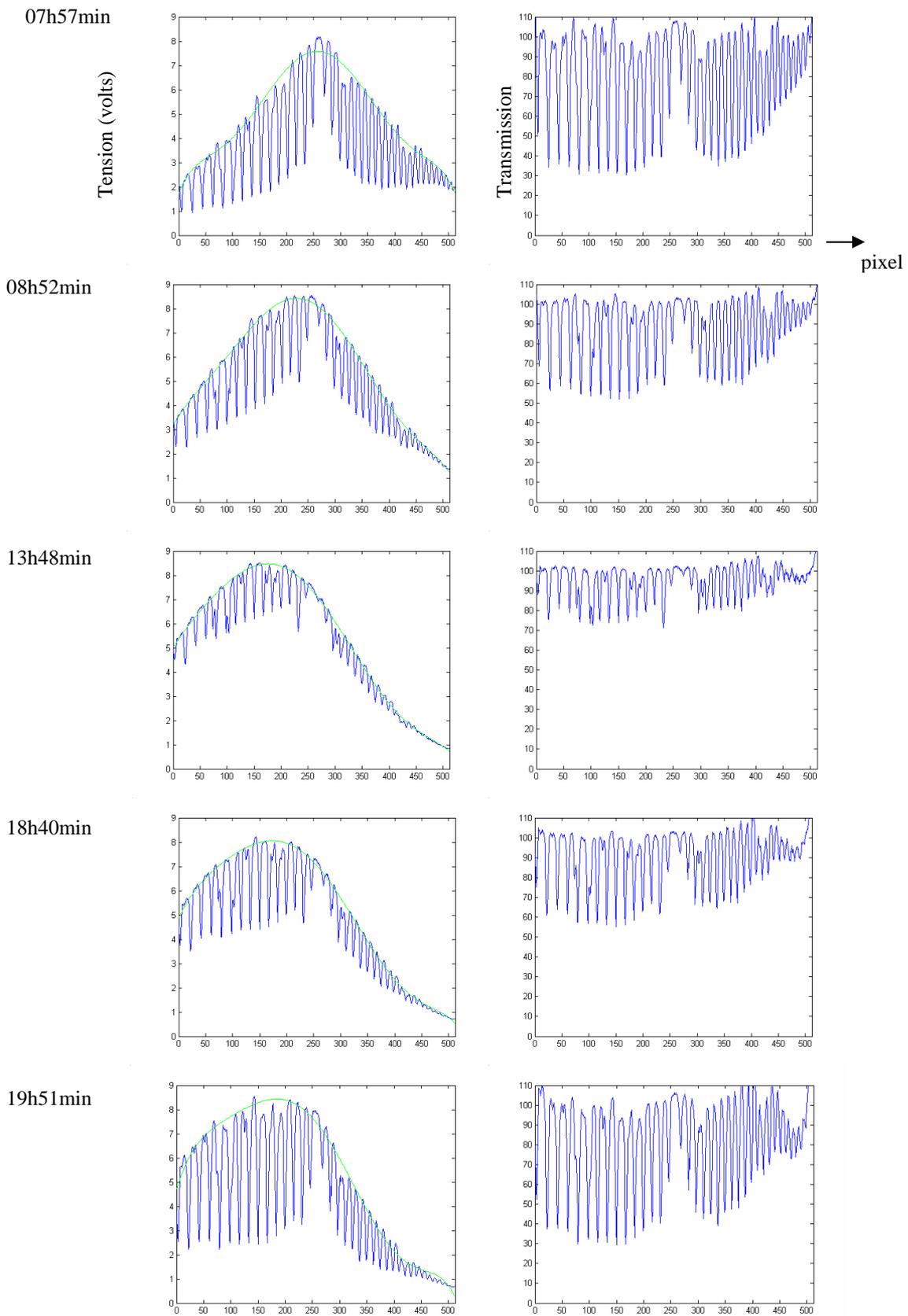


Figure 71: Mesures solaires sur une journée. Bande du CO₂ à 1,6 μ m. (30 mars, Reims).

Une fois l'instrument calibré, l'exploitation de mesures solaires peut être faite en utilisant un modèle comme LBLTRM¹ qui prend en compte un grand nombre de paramètres atmosphériques. Cependant, un modèle simplifié optimisé pour la zone spectrale à 1,6µm peut s'avérer intéressant. Un tel modèle repose sur les principes présentés dans le chapitre précédent (Loi de Beer Lambert) et sur un découpage de l'atmosphère de la terre en couches de pressions et de températures différentes.

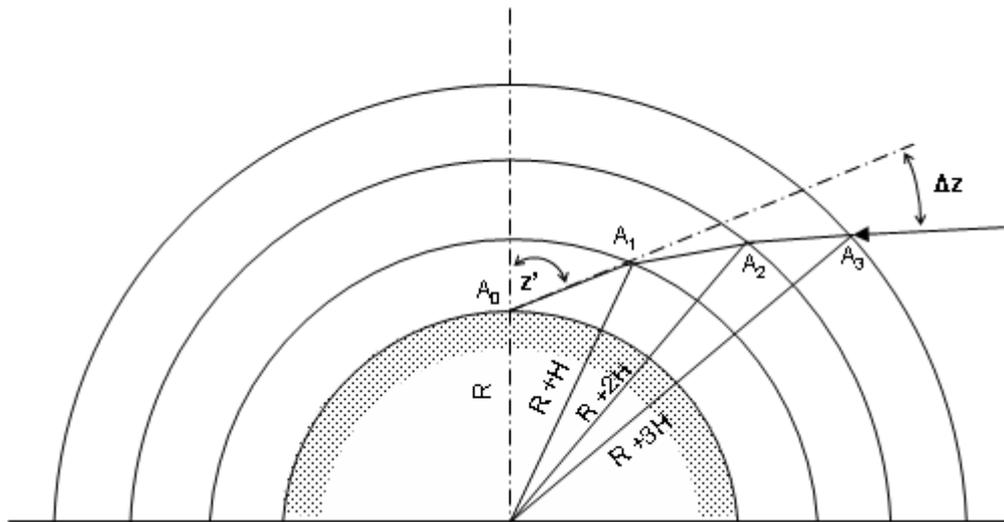


Figure 72: Représentation d'un trajet optique réfracté à travers l'atmosphère. L'angle zénithal apparent est l'angle (z') formé par la direction apparente du soleil (A_0A_1) et la normale au lieu d'observation (point A_0).

L'absorption est mesurée pour chaque couche en tenant compte des variations d'indice de réfraction de l'air induites par l'inhomogénéité du milieu atmosphérique [Marché, 1980 ; Dufour, 2003]. Celles-ci influent la longueur du trajet optique de façon non négligeable notamment pour les grands angles zénithaux. Un modèle simplifié de ce type a été développé au GSMA [Foy, 2006] et utilisé pour comparer des spectres synthétiques aux mesures effectuées en juin 2006 au GSMA avec le nouveau modèle de SOIR (Figure 73).

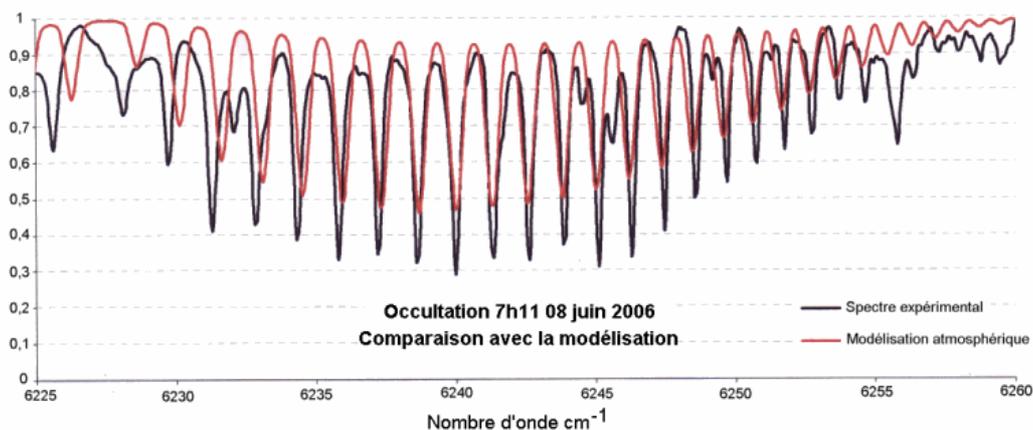


Figure 73: Comparaison d'un spectre atmosphérique et d'un spectre synthétique. [Foy, 2006]

¹ LBLRTM : Line By Line Radiative Transfer Model.

Des optimisations en cours de réalisation permettront prochainement une meilleure correspondance.

Les profils de température et de pression peuvent reposer sur des modèles standards d'atmosphère. Cependant, pour la validation de l'instrument, des spectres solaires mesurés avec SOIR pourront être traités en utilisant des profils de température, pression et concentration de CO₂ mesurés simultanément aux mesures aux sols par des instruments embarqués sous ballons stratosphériques ou dans des avions.

2.4. Test et calibration du spectromètre en laboratoire

2.4.1. Alignement optique

L'alignement optique préliminaire est réalisé avec un laser visible rouge. Dans le cas du cristal A, un décalage horizontal précis de la lentille (6) permet de diriger la lumière non diffracté par l'AOTF dans la voie haute résolution pour l'alignement. Une fois l'alignement préliminaire effectué, des lasers monochromatiques invisibles peuvent être utilisés pour vérifier la résolution.

Les spectres d'un laser He-Ne LGN-113, enregistré sans filtrage par l'AOTF, sont montrés sur la Figure 74 pour les deux situations caractéristiques. Cette figure montre que la résolution spectrale de la voie HR du spectromètre est proche de 2 pixels, en accord avec la largeur de la fente. Les aberrations optiques du spectromètre sont donc petites.

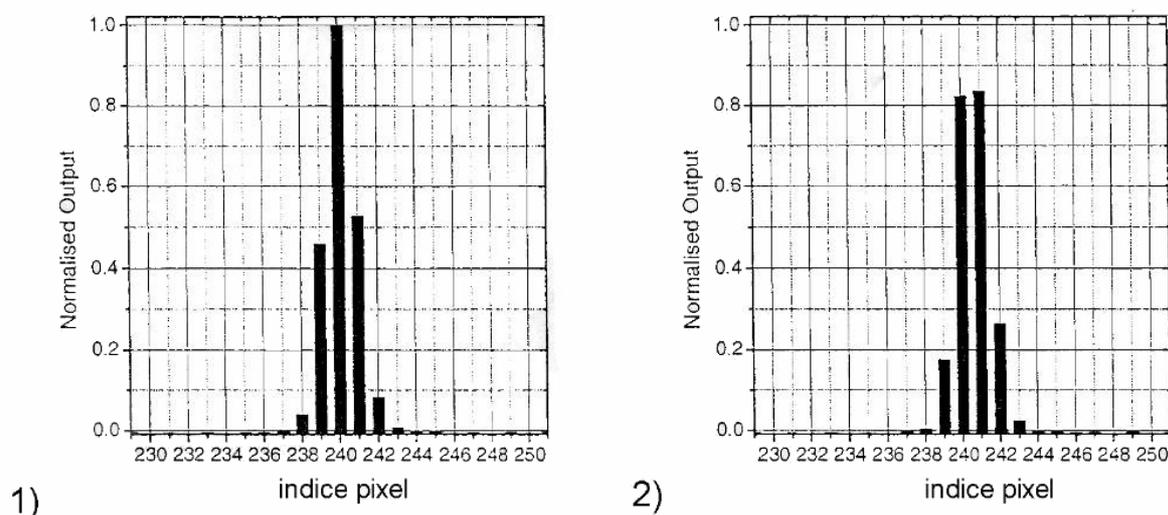


Figure 74: Spectres de la raie laser d'un laser He-Ne à 1152nm sans filtrage par l'AOTF. Le pique tombe: 1) au centre d'un pixel, 2) entre deux pixels adjacents dans des proportions à peu près équivalentes. [Korablev, 2002b]

Dans les études réalisées précédemment au SA, un laser multi-mode, émettant vers 1224nm, avait également été utilisé pour vérifier le pouvoir de résolution du spectromètre. Le spectre enregistré est présenté sur la Figure 75. Il montre clairement une résolution de 3×10^4 . La largeur de chaque mode est bien en dessous de la résolution du spectromètre.

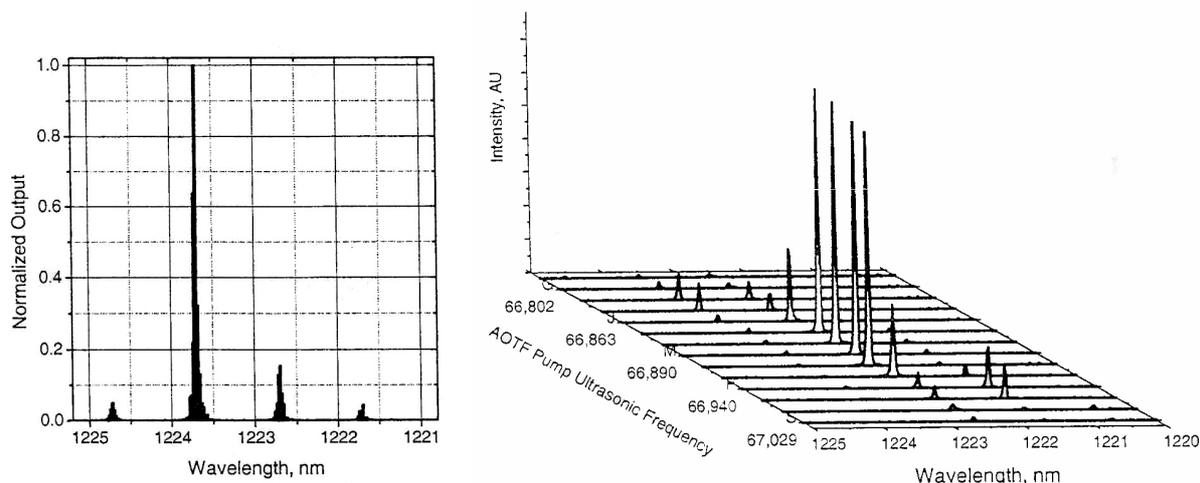


Figure 75: 1) Spectre mesuré d'un laser multi-modes de test émettant à 1,22µm. 2) Phases d'un enregistrement avec l'AOTF A. [Korablev, 2002b]

2.4.2. Calibration sur une cuve long parcours

a) Principe de la calibration

La lumière d'une lampe blanche (tungstène) est injectée dans une cuve multi-passages remplie de CO₂ à une pression et une température connues. L'absorption de la lumière par le CO₂ présent dans la cuve est mesurée par l'instrument SOIR. La longueur du parcours étant également connue avec précision, il est possible de comparer les spectres expérimentaux et théoriques pour déterminer la fonction d'appareil du spectromètre. En gardant les mêmes réglages optiques, il est alors possible de réutiliser cette fonction d'appareil pour l'exploitation des mesures solaires.

Les essais de calibration ont été réalisés pendant le séjour à Reims de Taras Afanasenko de l'IKI qui a réalisé les traitements présentés dans la partie d).

b) Connaissance des paramètres spectroscopiques

Les paramètres spectroscopiques nécessaires à l'exploitation de mesures de CO₂ sont la position de la raie, l'énergie du niveau de départ, l'intensité de la transition et les paramètres des profils moléculaires (largeur Doppler, largeur Lorentz, le coefficient de déplacement par la pression et les coefficients d'élargissement par d'autres gaz). Pour atteindre la précision du satellite OCO, il sera nécessaire de mesurer les paramètres spectroscopiques du CO₂ à des précisions sans précédentes [Miller et al., 2005].

Pour l'exploitation des mesures faites avec l'instrument SOIR, nous utilisons les paramètres présents dans HITRAN 2004. Cependant, les intensités de treize transitions de la branche R de la bande (30⁰1)_{III}←(000) ainsi que les élargissements par l'azote et l'oxygène ont été mesurées précédemment au GSMA avec un spectromètre à diode laser [Pouchet et al., 2004] et pourront être utilisés lors d'une prochaine étude de SOIR.

c) Montage expérimental

Le laboratoire GSMA dispose de plusieurs cuves de type White de très long parcours. Nous avons utilisé une cuve ayant une longueur de base de 5 mètres (Figure 76 haut).

Le trajet optique à l'intérieur d'une cuve de white est donné par la relation :

$$\text{Trajet} = 2L(n+1)$$

dans laquelle L est la longueur de base de la cuve et n le nombre de réflexions sur le miroir d'entrée.

Pour la cuve utilisée, dont la longueur de base est de 4985mm auquel il faut rajouter deux fois la distance entre la cellule optique et les fenêtres d'entrée (455mm), on obtient les distances indiquées dans le tableau suivant.

	Longueur cuve
n = 1	20,85m
n = 3	40,79m

La lampe blanche a été placée dans une enceinte en cours d'installation qui permettra de relier la cuve de 50 mètres et une de 5 mètres et de mettre sous vide (Figure 76 en bas). Ce montage est originellement utilisé pour un spectromètre à transformée de Fourier mais pourra être utilisé avec d'autres instruments.

Les mesures ne sont pas perturbées par le CO₂ ou la vapeur d'eau ambiante. Le CO₂ utilisé pour remplir la cuve provient d'une bouteille Air Liquide avec une pureté de 99,9999%.

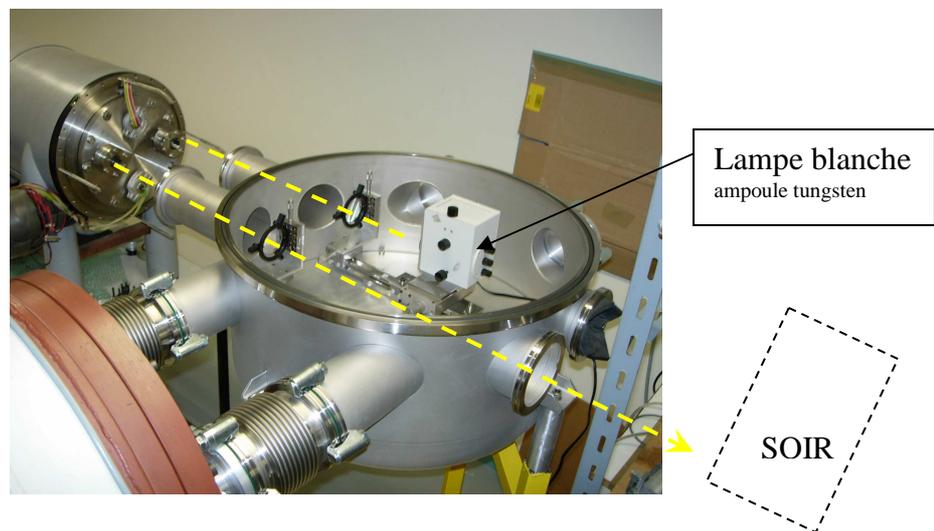
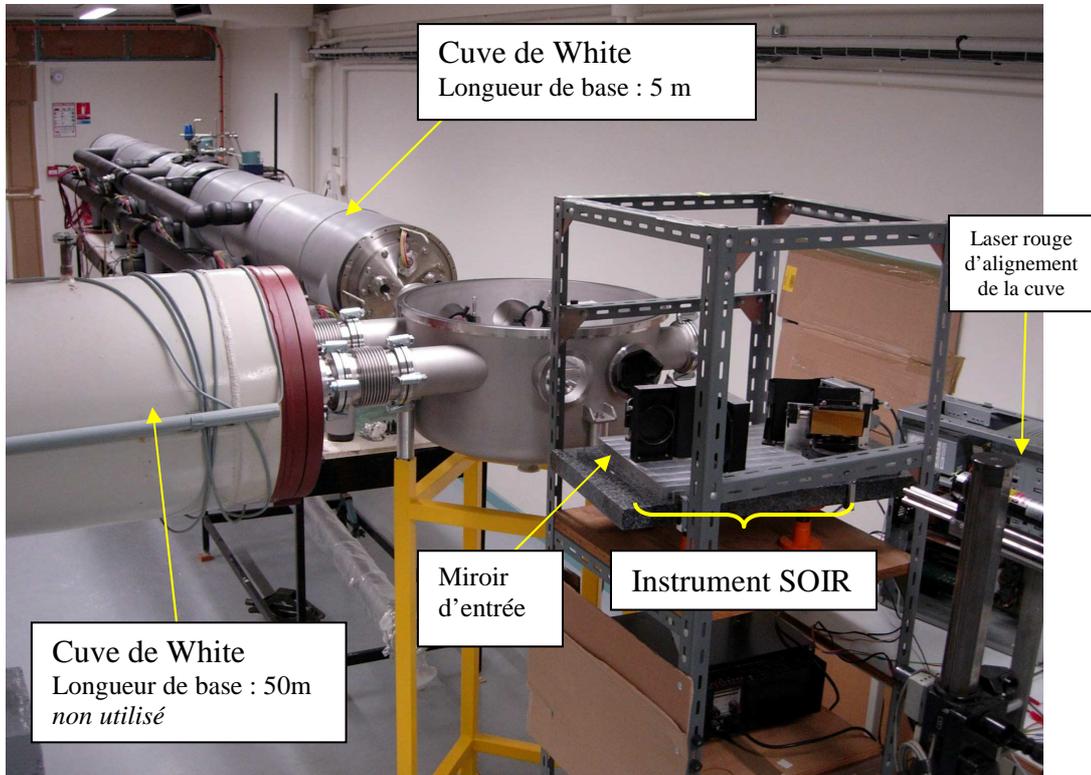


Figure 76:(haut) Installation de l'instrument avec la cuve de White. (bas) Positionnement de la source de lumière.

d) Mesures

Des spectres ont été enregistrés à différentes pressions. Un exemple de spectre enregistré à 238mbar est donné sur la Figure 77. Un spectre avec la cuve vide a été enregistré avant et il est utilisé pour supprimer la forme de la transmission du filtre AOTF.

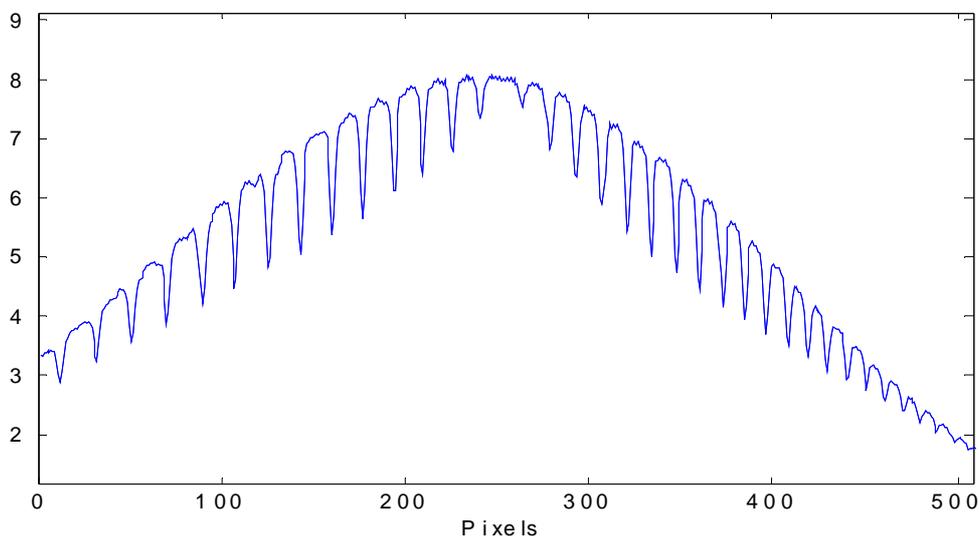


Figure 77: Spectre enregistré en laboratoire de la bande $(30^0_1)_{III} \leftarrow (000)$ du CO_2 pour un parcours d'absorption de 20,85m et une pression de 238mbar de CO_2 pur.

Un parcours d'absorption de cette longueur produit pratiquement une saturation de l'absorption de CO_2 . La transmission des spectres mesurés est due à la relativement basse résolution de l'instrument. (basse par rapport à la très haute résolution des spectres diodes laser présentés dans les chapitres précédents).

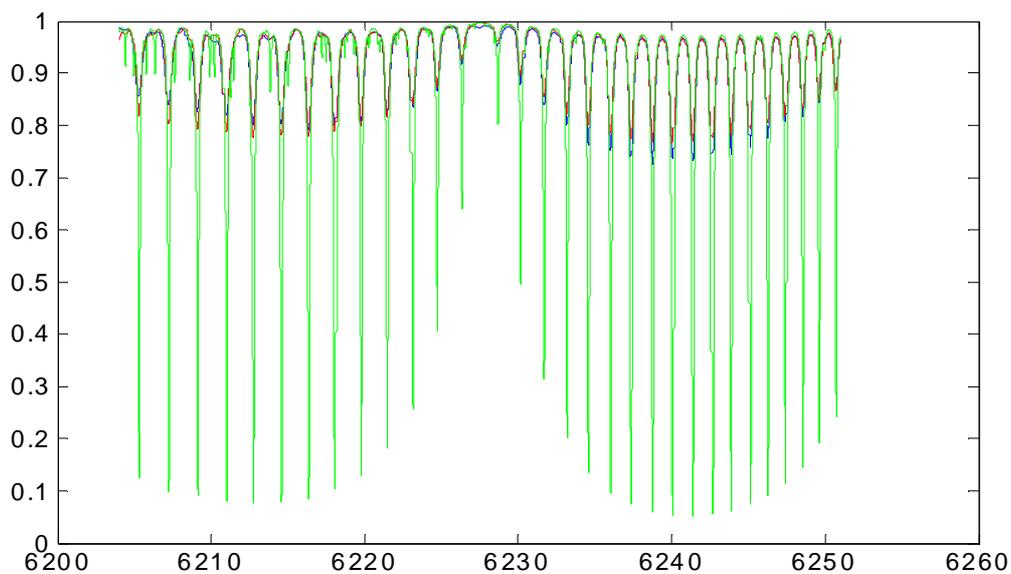


Figure 78: Comparaison d'un spectre mesuré de CO_2 (ligne bleu) avec un spectre synthétique convolué avec la fonction d'appareil du spectromètre (ligne rouge) et non convolué (ligne verte). (T. Afanassenko)

La fonction d'appareil a été obtenue par déconvolution du spectre expérimental par le spectre théorique suivie d'un filtrage des lobes secondaires (Figure 79).

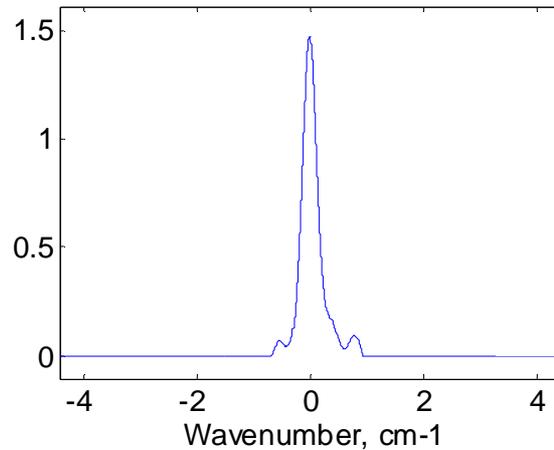


Figure 79: Fonction d'appareil de l'instrument SOIR dans sa version de démonstration. (T. Afanasenko)

Nous avons réalisé le test suivant pour estimer l'erreur de cette méthode. La fonction d'appareil a été déterminée à partir de chaque spectre enregistré. Ensuite, chacune des fonctions est utilisée sur les autres spectres pour déterminer les pressions auxquels ils ont été réalisés. Le Tableau 17 donne l'exemple qui donne les meilleurs résultats. La fonction d'appareil est déterminée à partir du spectre M18. Cette fonction d'appareil est ensuite utilisée pour restituer la pression des autres mesures, ainsi que la pression de la mesure ayant servi à la déterminer (M18). L'erreur de 0,7% correspond à une restitution exacte de la pression. Elle correspond au pas minimal du logiciel de restitution.

Tableau 17: La mesure M18 est utilisée pour déterminer la fonction d'appareil de l'instrument. La fonction trouvée est ensuite utilisée pour déterminer la pression de CO₂ des autres mesures. Nous indiquons l'erreur de restitution pour les différents fichiers de mesures. M14 est probablement une erreur de mesure. 0,7% indique une restitution exacte (pas minimum du logiciel de restitution). Les erreurs restitutions de M9 et M10 sont probablement dues aux faibles signaux d'absorption enregistrés.

	Pression (mbar)	Erreur de restitution
M9	33	34%
M10	66	26%
M11	100	7,40%
M12	133	7,40%
M13	166	1,6%
M14	200	10,0%
M15	233	0,7%
M16	265	-0,7%
M18	300	0,7%
M19	364	0,7%
M20	409	7,9%
M21	465	5,9%

Au delà des problèmes de mesures (signaux faibles, erreurs), on remarque une dissymétrie sur les transmissions entre le spectre mesuré et le spectre simulé et convolué par la fonction d'appareil (Figure 80). En effet, les absorptions de la bande P sur le spectre enregistré sont inférieures aux absorptions du spectre simulé et les absorptions de la branche R du spectre enregistré sont supérieures à celles du spectre simulé. La restitution du profil est bonne seulement sur une partie du détecteur.

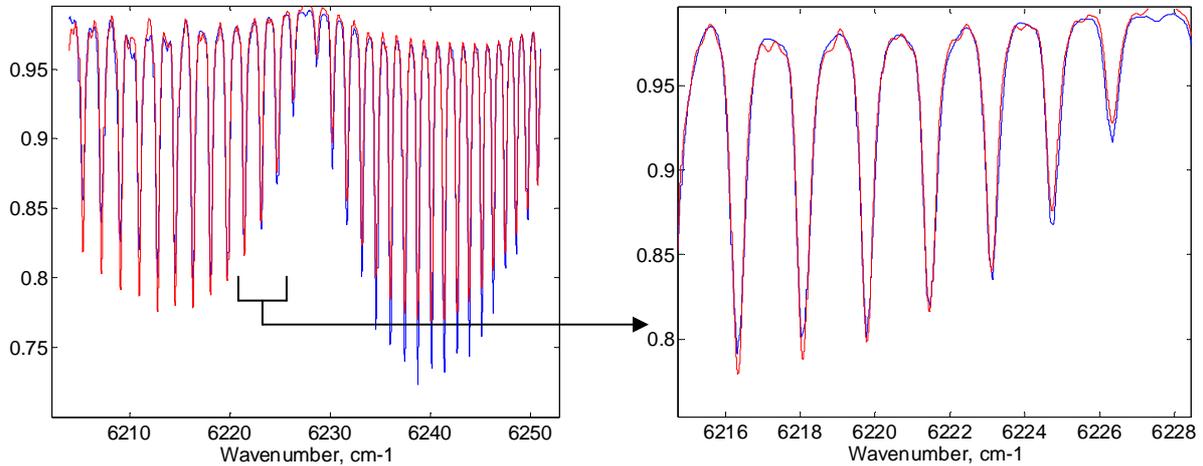


Figure 80: (à gauche) Comparaison entre le spectre mesuré (en bleu) et le spectre simulé et convolué avec la fonction d'appareil (en rouge). (à droite) Zone dans laquelle la restitution du profil de raie est correcte.

Ces premiers tests du protocole de calibration ont permis de mettre en évidence les problèmes liés à la calibration d'un instrument de ce type. En particulier, il est nécessaire de refaire la partie mécanique de l'instrument avant de pouvoir entreprendre une nouvelle calibration et des mesures solaires.

e) discussion sur les mesures de laboratoire

L'exploitation de mesures solaires est difficile car les profils de pression, de température, et de concentration, ainsi que la longueur du parcours dans l'atmosphère et la ligne de base ne sont pas connus avec précision au moment de la mesure.

Une étude sur cuve permet de fixer tous ces paramètres et de s'occuper plus particulièrement de la fonction d'appareil de l'instrument. Malgré le fait que la cuve a une longueur bien inférieure au trajet parcouru par la lumière du soleil dans l'atmosphère, l'utilisation de CO₂ pur permet d'obtenir des niveaux d'absorption similaires.

Par exemple, pour un angle zénithal de 10° et en se limitant à un découpage en couche de l'atmosphère jusqu'à 46,7km, la lumière solaire parcourt environ 47,2km dans l'atmosphère. Cela correspond à une quantité de CO₂ d'environ $6,6 \times 10^{21}$ molécule.cm⁻². Pour un angle zénithal de 76°, on a un parcours de 183km (en tenant compte de la réfraction), ce qui correspond à $2,7 \times 10^{22}$ molécule.cm⁻². Dans la cuve, ces quantités de CO₂ correspondent aux pressions allant de 133mbar ($6,8 \times 10^{21}$) à plus de 465mbar ($2,4 \times 10^{22}$). Cependant, il n'est pas vraiment possible de faire

correspondre une pression dans la cuve à un angle zénithal. En effet, même si les quantités de CO₂ sont équivalentes, les mesures ne sont pas de même nature et il y a d'autres paramètres dont il faut tenir compte (profils P, T...).

Les premiers essais de calibration ont permis de montrer des problèmes au niveau des réglages optiques de l'instrument (dissymétrie du spectre mesuré). Une fois les problèmes réglés, il faudra vérifier si la fonction d'appareil calculée permet les différentes restitutions de pression (et les évaluer plus précisément, le pas minimum étant pour l'instant de 0,7%). Ainsi la précision requise (1%) pour l'étude des flux de CO₂ dépendrait principalement de la précision sur la connaissance des paramètres atmosphériques au moment des mesures.

La calibration ultime (ou validation) consistera à faire des mesures solaires depuis le sol avec l'instrument SOIR en même temps que des mesures de profils de pression, température, concentration de CO₂, soit à partir d'avion, soit de ballons stratosphériques (SDLA), au dessus du site de mesure.

2.4.3. Modifications optiques et mécaniques

Des modifications optiques et mécaniques ont été apportées au modèle SOIR initial. En particulier la fente, réalisée précédemment par deux lames de rasoir espacées de 50µm, a été remplacée par une fente réalisée par un dépôt de nickel sur un substrat de verre.

Par ailleurs, des tests ont été réalisés avec un filtre à bande passante fixe FB1600-12 de chez Thorlabs. La bande passante indiquée par le constructeur est de 12nm (48cm⁻¹) (+/-2,4nm) autour de 1600nm avec une transmission minimum de 40% au centre et inférieure à 0,01% en dehors de la bande (de 200nm à 3000nm). Il n'y a donc théoriquement pas de risque de recouvrement d'ordre dans le cadre d'une utilisation avec le spectromètre SOIR. Le concept du filtre est celui d'un interféromètre de type Fabry-Pérot en couches minces déposées sous vide. Il comporte deux piles réfléchissantes séparées par un nombre pair de couches de séparation. Ces piles sont construites par une alternance de matériaux ayant des indices de réfraction élevés et bas. La longueur d'onde centrale et la bande passante sont réglées en ajustant l'épaisseur des séparateurs et le nombre de couches réfléchissantes.

Comme le montre la Figure 81, une attention particulière doit être apportée à l'angle d'incidence de la lumière sur le filtre. Pour les mesures, les franges ont été minimisées et rendues négligeable en première approche.

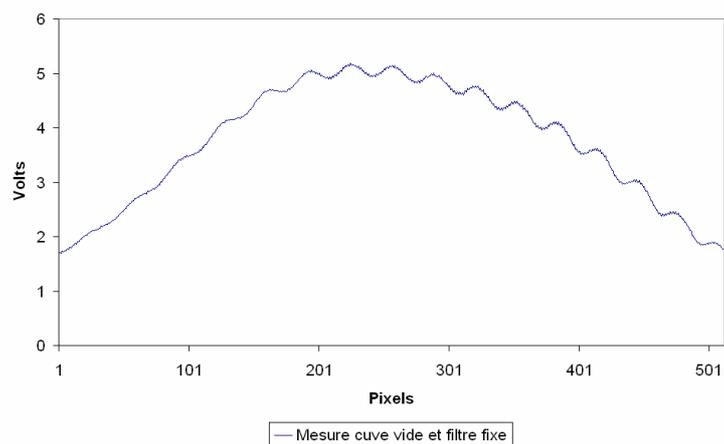


Figure 81: Signal mesuré avec un filtre interférométrique Thorlabs. La figure montre les interférences sur la ligne de base lorsque le réglage optique n'est pas correct.

Cependant, la gamme spectrale du filtre Thorlabs en catalogue ne couvre pas les deux branches de la bande du CO₂ à 1,6 μ m (Figure 82). Il serait préférable de commander un filtre spécifique centré entre les deux branches du CO₂.

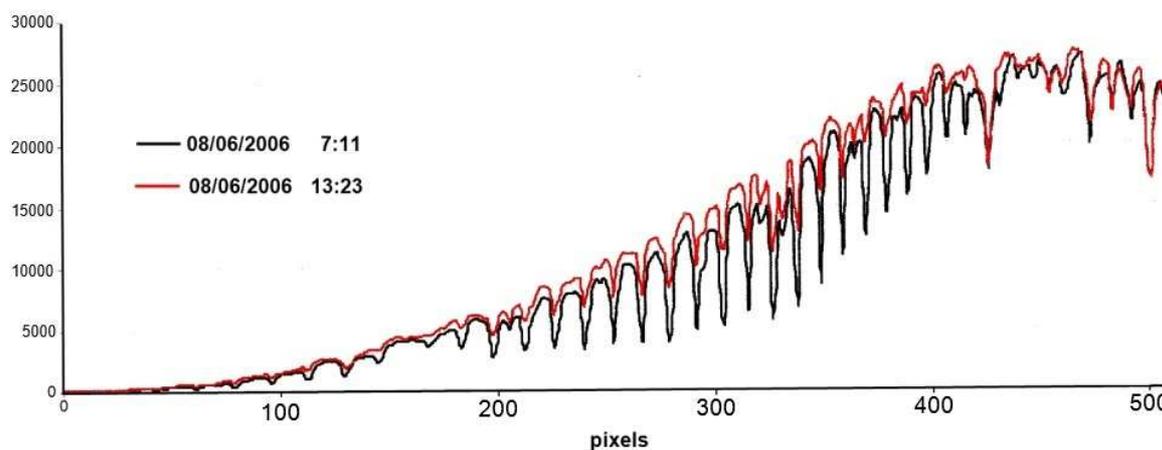


Figure 82: Mesures solaires réalisées avec le filtre fixe Thorlabs en juin 2006 [FOY, 2006]. Le spectre a été enregistré avec le nouveau modèle en cours de réglage au GSMA (voir partie suivante).

2.5. Perspectives instrumentales

a) Instrument au GSMA

Les aspects mécaniques de SOIR (Figure 83) ont été repris au GSMA pour permettre une calibration précise ainsi que des mesures solaires exploitables. Les développements déboucheront sur une validation d'une année. L'instrument pourra ensuite être intégré au réseau de stations de mesure du CO₂.

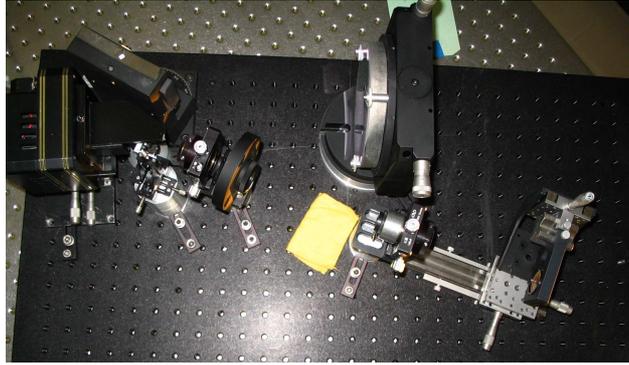


Figure 83: Nouvel arrangement optique de test.

b) Instrument à l'IKI

Le Centre de recherche spatiale Russe (IKI) a développé un mini-spectromètre du même type que SOIR pour une utilisation par les spationautes depuis la station spatiale internationale. L'instrument, monté sur un hublot, permettra aux spationautes de faire des mesures de CO_2 , O_2 et CH_4 dans l'atmosphère de la Terre par occultation solaire. Ce mini-spectromètre pourra être calibré à Reims en utilisant la cellule grand parcours décrite précédemment. Celui-ci a une résolution spectrale légèrement inférieure à celle de SOIR.

c) Futures mission de la NASA

Les instruments tels que le spectromètre SOIR de Venus Express seront proposés pour les prochaines missions Scout de la NASA d'étude de Mars.

Conclusion

Le dioxyde de carbone est l'un des principaux gaz à effet de serre. Sa concentration dans l'atmosphère terrestre est en augmentation continue depuis plusieurs décennies principalement à cause de l'activité humaine. Une connaissance des sources et des puits de CO₂ à une échelle globale et avec une bonne résolution spatiale est primordiale pour évaluer l'impact de cette augmentation de concentration sur l'évolution future du climat.

Un instrument comme SOIR serait très utile pour la validation de mesures satellites mais également pour compléter le réseau actuel de stations de mesure de CO₂. En effet, le spectromètre SOIR, développé à l'origine pour des applications spatiales, présente des avantages importants tant au niveau spatial que terrestre : une haute résolution (R~30000) ainsi qu'une grande compacité (30cm×50cm).

Le travail effectué a porté sur une version de démonstration. Des mesures par occultation solaire depuis le sol ont été réalisées pour la première fois avec ce type d'instrument. Par la suite, le filtre acousto-optique a été remplacé par un filtre mieux adapté puis l'instrument a été calibré en laboratoire sur une cuve long parcours remplie de CO₂ pur. Cette calibration a montré la nécessité de revoir la partie mécanique de l'instrument et l'alignement optique. Les développements nécessaires sont en cours au GSMA et l'instrument pourra être soumis de nouveau au protocole de calibration proposé avant d'être utilisé pour des mesures solaires de validation (observation du cycle du CO₂) pendant une année.

Le concept d'instrument est par ailleurs utilisé par le centre de recherche spatiale russe pour une utilisation par les spationautes de la station spatiale internationale et pourra faire l'objet de réponse à des appels à contribution pour de futures missions spatiales. Certains de ces instruments pourront être calibrés sur une cuve long-parcours au GSMA.

Bibliographie chapitre 3

- Bréon F.M. and Peylin P., ESA study. Final report. The potential of spaceborne remote sensing to contribute to the quantification of anthropogenic emissions in the frame of the Kyoto protocol. 2003.
- Crisp D., R.M. Atlas, F.-M. Breon, L.R. Brown, J.P. Burrows, P. Ciais, B.J. Connor, S.C. Doney, I.Y. Fung, D.J. Jacob, C.E. Miller, D. O'Brien, S. Pawson, J.T. Randerson, P. Rayner, R.J. Salawitch, S.P. Sander, B. Sen, G.L. Stephens, P.P. Tans, G.C. Toon, P.O. Wennberg, S.C. Wofsy, Y.L. Yung, Z. Kuang, B. Chudasama, G. Sprague, B. Weiss, R. Pollock, D. Kenyon, S. Schroll, The Orbiting Carbon Observatory (OCO) mission, *Adv. Space Res.*, 34, doi:10.1016/j.asr.2003.08.062, 700, 2004.
- Cox P.M., R.A. Betts, C.D. Jones, S.A. Spall, I.J. Totterdell, Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, 408, 184–187, 2000.
- Dufour E., Vers la télédétection spatiale du gaz carbonique atmosphérique. Thèse de doctorat de l'université Paris VII, 2003.
- Foy S., Spectrométrie infrarouge du CO₂. Stage de Master 2^{ème} année, 2006.
- Friedlingstein P., L. Bopp, P. Ciais, J.L. Dufresne, L. Fairhead, H. LeTret, P. Monfray, J. Orr, Positive feedback between future climate change and the carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1543–1546, 2001.
- Glenar, D.A., J.J. Hilhnan, B. Saiff, and J. Bergstralh, Acousto-optic imaging spectropolarimetry for remote sensing, *Appl. Opt.*, 33, 7412-7424, 1994.
- IPCC, Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, New York, 2001.
- Korablev O., J.-L. Bertaux, A. Grigoriev, E. Dimarellis, Yu. Kalinniko, A. Rodin, C. Muller, and D. Fonteyn, An AOTF-based spectrometer for the study of mars atmosphere for Mars Express ESA mission, *Adv. Space Res.*, 29, No. 2, pp. 143-150, 2002a.
- Korablev, O.I., Bertaux, J.L. and Vinogradov, I.I., Compact high-resolution IR spectrometer for atmospheric studies, in: *Infrared Spaceborne Remote Sensing X. Proceedings SPIE*, Strojnik, M. and Andresen, B.F. (ed.), SPIE, Vol 4818, 272-281, 2002b.
- Korablev, O-I.; Bertaux, J-L.; Vinogradov, I-I.; Kalinnikov, Y-K.; Nevejans, D.; Neefs, E.; Le Barbu, T. and Durry, G., Compact high-resolution echelle-AOTF NIR spectrometer for atmospheric measurements. In: *Proceedings of the 5th International Conference on Space Optics (ICSO 2004)*, 30 March - 2 April 2004, Toulouse, France, B. Warmbein (ed.), ESA SP-554, 73-80, 2004.
- Livingston W. and L. Wallace, An atlas of the solar spectrum in the infrared from 1850 to 9000 cm⁻¹ (1.1 to 5.4µm)
- Marché P., Contribution à l'étude des composés minoritaires atmosphériques par spectroscopie infrarouge, Thèse de doctorat de l'université de Reims, 1980.
- Miller C.E., Brown L.R., Toth R.A., Benner D.C., Devi V.M., Spectroscopic challenges for high accuracy retrievals of atmospheric CO₂ and the Orbiting Carbon Observatory (OCO) experiment. *C. R. Physique*, 6, doi: 10.1016/j.crhy.2005.09.005, 2005
- O'Brien, D.M., Mitchell, R.M. Error-estimates for retrieval of cloud top pressure using absorption in the A-band of oxygen, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 1179, 1992.
- Pouchet I., Zéninari V., Parvite B., Durry G., Diode laser spectroscopy of CO₂ in the 1,6µm region for the in situ sensing of the middle atmosphere, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 83, 614-628, 2004.

Rayner P.J. and O'Brien D.M., The utility of remotely sensed CO₂ concentration data in surface source inversions, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (1), 175-178, 2001.

Serane G., *Astronomie et ordinateur: Initiation aux calculs de position et programmes basic.*

Yang Z.H., Toon G.C., Margolis J.S., Wennberg P.O., Atmospheric CO₂ retrieved from ground based near IR spectra, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL014537, 2002.

Conclusion générale

La spectrométrie infrarouge trouve des applications atmosphériques diverses. Deux de ces applications ont été étudiées pendant cette thèse et présentées dans ce manuscrit.

La première application concerne la planète Mars. En effet, il est possible, en utilisant des diodes lasers DFB, de réaliser un instrument compact et précis adapté à l'étude in situ de la basse atmosphère de Mars. En utilisant trois lasers émettant à 1877nm, 2042nm et 2640nm, il est possible de mesurer les ensembles $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, $^{13}\text{CO}_2/^{18}\text{O}^{12}\text{C}^{16}\text{O}$, et $\text{HDO}/\text{H}_2^{17}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ respectivement. Cet instrument permettrait de mieux comprendre le climat actuel et passé de Mars.

Les bases pour la réalisation d'un instrument compact ont été posées et pourront être reprises que ce soit dans le cadre d'une mission spatiale ou pour réaliser un senseur utile pour des mesures terrestres (de dioxyde de carbone par exemple).

Les perspectives instrumentales du côté spatial s'orientent pour l'instant vers une mission pour l'étude de Phobos, un satellite naturel de Mars. L'instrument, bien qu'ayant une configuration mécanique différente pour cette mission, repose sur les mêmes techniques. Il nous permettrait de mieux comprendre l'origine de ce satellite.

Les études en laboratoire des sources lasers disponibles ont montrés qu'ils sont utilisables pour des applications spectroscopiques. Les paramètres spectroscopiques ont été déterminés et montrent une bonne adéquation avec les valeurs présentes dans les bases de données. Ils pourront donc être utilisés pour les traitements des spectres mesurés in situ.

La seconde application porte sur la mesure de dioxyde de carbone dans l'atmosphère de la Terre. SOIR est un instrument compact à haute résolution qui pourrait venir compléter le réseau actuel de stations de mesures au sol. En effet, le CO_2 étant un gaz à effet de serre important, il est primordial de suivre précisément à une échelle globale l'évolution de sa concentration dans l'atmosphère pour anticiper l'évolution future du climat.

L'étude réalisée a contribué à la préparation de cet instrument pour des mesures de CO_2 dans l'atmosphère terrestre par occultation solaire depuis le sol. Des mesures solaires et des tests de calibration en laboratoire ont été effectués. Ceux-ci ont montrés la nécessité de reprendre la partie mécanique de l'instrument. Une fois les modifications apportées, l'instrument pourra subir une validation pendant un an avant d'être incorporé au réseau actuel.

ANNEXES

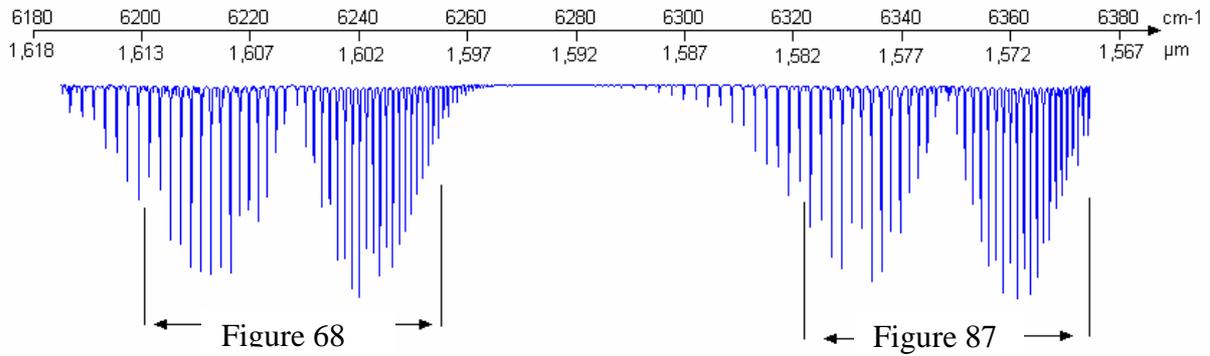


Figure 84: Figure indiquant les positions des bandes de CO₂. Les deux bandes de CO₂ qui peuvent être mesurées avec SOIR.

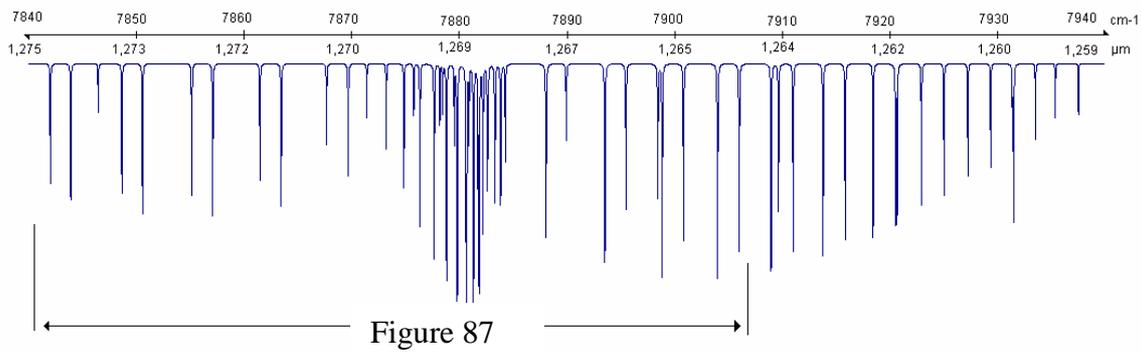


Figure 85: Figure indiquant la position de transitions O₂. La mesure de l'oxygène moléculaire permet de déterminer l'épaisseur optique sur le trajet. Le futur satellite OCO utilise la bande A de l'O₂ à 0,76μm. La bande d'oxygène est utilisée pour corriger l'incertitude sur la pression de surface et de la diffusion atmosphérique.

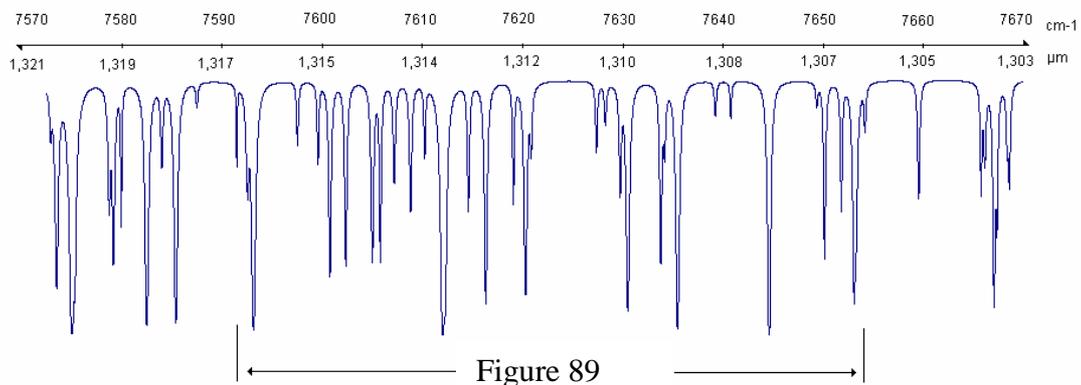


Figure 86 : Figure indiquant les positions de transitions de H₂O en majorité.

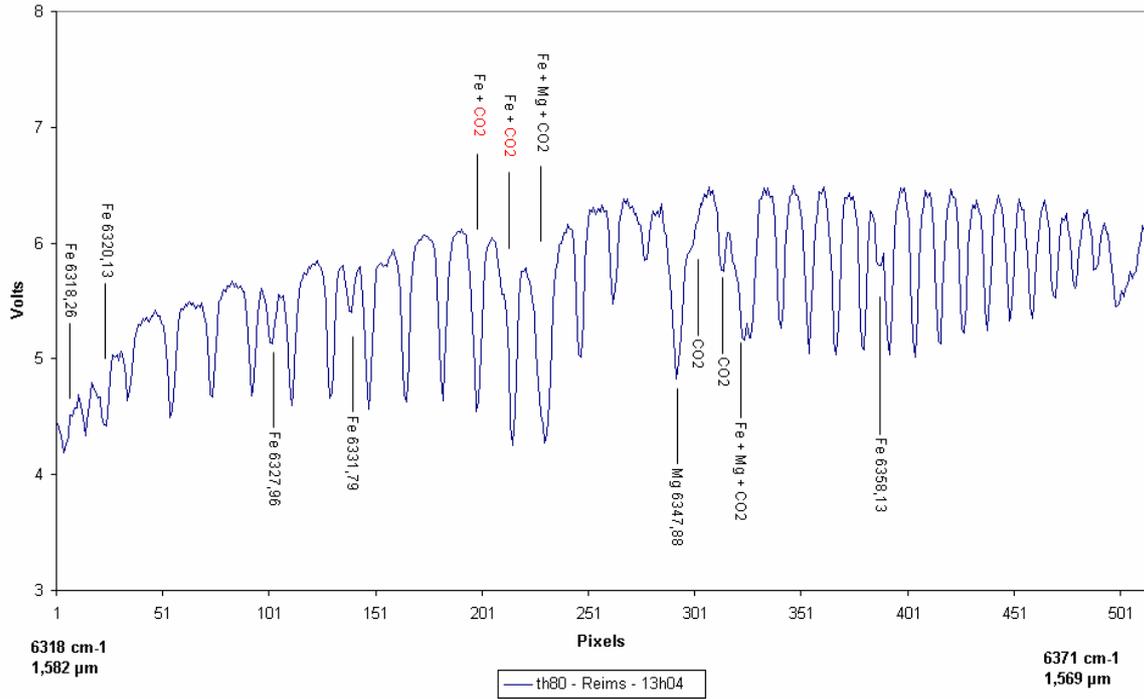


Figure 87: Spectre solaire de 6318cm⁻¹ à 6371cm⁻¹. Temps d'exposition 1,28 secondes.

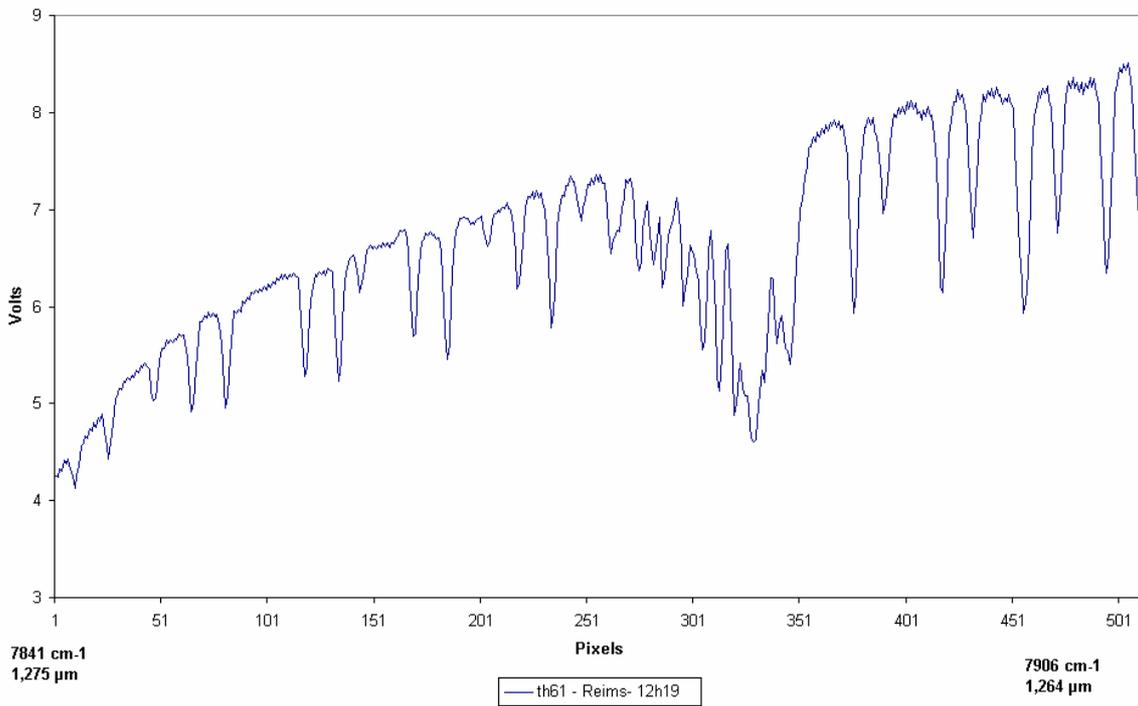


Figure 88: Spectre solaire de 7841 cm⁻¹ à 7906cm⁻¹. Temps d'exposition : 3 secondes. Scan de l'AOTF de 64,00MHz à 64,8MHz.

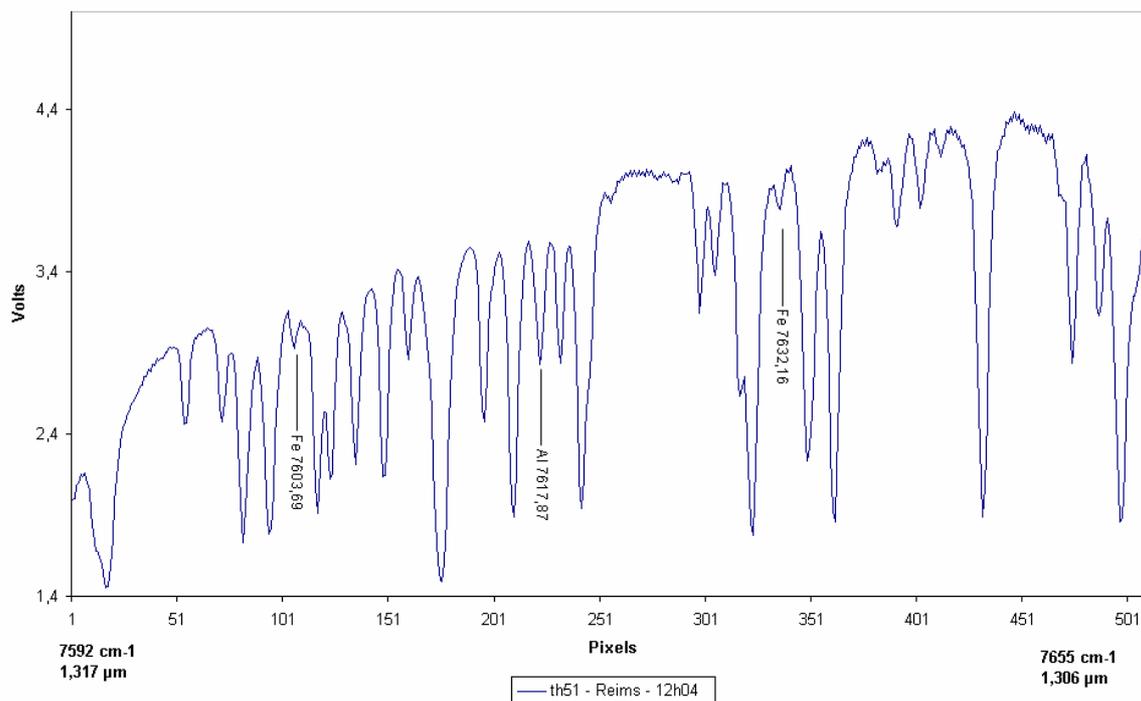


Figure 89: Spectre solaire de 7592cm^{-1} à 7655cm^{-1} . Temps d'exposition : 1,4 secondes.

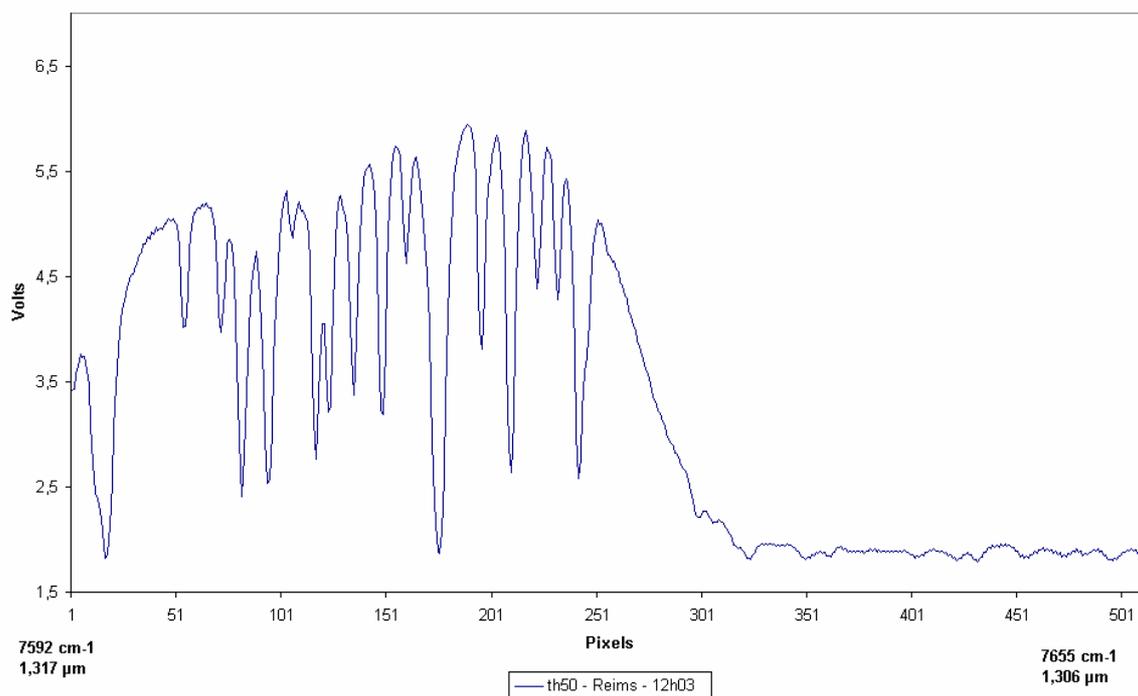


Figure 90: Spectre solaire de 7592 cm^{-1} à 7622 cm^{-1} . Temps d'exposition: 1,4 secondes. Le scan est arrêté au milieu du détecteur. Le signal n'est pas égal à zéro (visible sur la partie droite du détecteur) à cause d'une mauvaise isolation de l'instrument lors des premières mesures solaires. Cela n'était pas grave car il s'agissait d'un repérage spectral (correspondance longueur d'onde – fréquence de contrôle de l'AOTF).

Compléments mathématiques de spectroscopie

Le profil de Voigt est la convolution d'un profil Doppler et d'un profil de Lorentz.

Le profil Doppler est donné par la relation :

$$\Phi_D(\sigma) = \frac{1}{\gamma_{Dop}} \times \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \times \exp\left(-\ln 2 \left(\frac{\sigma - \sigma_0}{\gamma_{Dop}}\right)^2\right)$$

$$\text{où } \gamma_{Dop} = \frac{\sigma_0}{c} \sqrt{\frac{2kT \ln(2)}{m}} = 3,58 \times 10^{-7} \sqrt{\frac{T}{M}} \sigma$$

Le profil de Lorentz est donné par la relation :

$$\Phi_L(\sigma) = \frac{1}{\pi} \frac{\gamma_L}{(\sigma - \sigma_0)^2 + \gamma_L^2}$$

$$\text{où } \gamma_L = \sum_i \gamma_i P_i$$

L'intensité, noté S, à T quelconque est donnée par :

$$S(T) = S(T_{ref}) \frac{Q(T_{ref})}{Q(T)} \exp\left(-\frac{hc}{k} E'' \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_{ref}}\right)\right) \times \left(\frac{1 - \exp\left(-\frac{hc\sigma_0}{kT}\right)}{1 - \exp\left(-\frac{hc\sigma_0}{kT_{ref}}\right)} \right)$$

Où Q(T) est la fonction de partition, k est la constante de Boltzmann, h la constante de Planck et E'' l'énergie du niveau initial de la transition en cm⁻¹ et T_{ref} la température standards pour la base de données HITRAN.

$$\text{Etant donnée que } \frac{1 - \exp\left(-\frac{hc\sigma_0}{kT}\right)}{1 - \exp\left(-\frac{hc\sigma_0}{kT_{ref}}\right)} \approx 1$$

L'expression se simplifie en :

$$S(T) = S(T_{ref}) \frac{Q(T_{ref})}{Q(T)} \exp\left(-\frac{hc}{k} E'' \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_{ref}}\right)\right)$$

PUBLICATIONS

Publications dans des revues à comité de lecture:

- Durry G., Amarouche N., Zéninari V., Parvitte B., Le Barbu T. and Ovarlez J., In situ sensing of the middle atmosphere with balloonborne near-infrared laser diodes, *Spectrochim. Acta A*, 60(14), 3371-3379, 2004.
- Durry G., Zeninari V., Parvitte B., Le Barbu T., Levèvre F., Ovarlez J., and R.R. Gamache, A spectroscopic study of H₂O in the 1.39- μ m range for the in situ sensing of the upper troposphere and lower stratosphere: line intensities and pressure-broadening coefficients, *J.Quant.Spectros.Radiat.Transfer*, 94(3-4), 387-403, 2005.
- Le Barbu T., Vinogradov I., Durry G., Korablev O., Chassefière E., Bertaux J-L., TDLAS a laser diode sensor for the in situ monitoring of H₂O, CO₂ and their isotopes in the Martian atmosphere, *Adv. Space Res.*, 37, doi:10.1016/j.asr.2005.04.049, in press, 2006.
- Le Barbu T., Zéninari V., Parvitte B., Courtois D., Durry G., Line strengths and self-broadening coefficients of carbon dioxide isotopologues (¹³CO₂ and ¹⁸O¹²C¹⁶O) near 2,04 μ m for the in situ laser sensing of the Martian atmosphere, *J.Quant.Spectros.Radiat.Transfer*, 98(2), 264-276, 2006.
- Le Barbu T., Parvitte B.; Zéninari Z.; Vinogradov I.; Korablev O. and Durry G., Diode laser spectroscopy of H₂O and CO₂ in the 1.877- μ m region for the in situ monitoring of the Martian atmosphere, *Applied Physics B*, 82, 133-140, 2006.
- V. Zeninari, B. Parvitte, L. Joly, T. Le Barbu, N. Amarouche and G. Durry, Laboratory spectroscopic calibration of infrared tunable laser spectrometers for the in situ sensing of the Earth and Martian atmospheres, *Applied Physics B*, in press, 2006.

SPECTROMÉTRIE INFRAROUGE ATMOSPHÉRIQUE

Applications à la mesure in situ par diodes laser de H₂O, CO₂ et leurs isotopes dans la basse atmosphère de Mars (TDLAS) et à la mesure du CO₂ terrestre par le spectromètre à réseau SOIR.

Thibault Le Barbu

Résumé

Les travaux présentés dans ce manuscrit portent sur la spectrométrie infrarouge et sur les développements et tests effectués pour deux instruments pouvant être utilisés pour des applications atmosphériques.

La première partie de ce manuscrit présente d'abord une chronologie de l'exploration spatiale de la planète Mars d'un point de vue de la recherche de l'eau ainsi que les caractéristiques environnementales de la planète et présente ensuite les développements autour d'un spectromètre à diodes laser accordables (TDLAS) adapté à l'étude in situ de l'atmosphère de Mars, en particulier, des flux de vapeur d'eau. L'eau est un élément essentiel à la vie et il est important de comprendre tout les aspects de son cycle, en particulier les interactions surface/atmosphère.

La deuxième partie traite des études spectroscopiques qui ont été faites en laboratoire avec les diodes laser émettant à 1877nm, 2042nm et 2640nm pouvant être utilisées par TDLAS. Les paramètres spectroscopiques des molécules d'intérêts à ces longueurs d'onde ont été déterminés et pourront être utilisés pour l'exploitation des spectres mesurés in situ.

La troisième partie porte sur un spectromètre à réseau et filtre acousto-optique pouvant être utilisé pour la mesure du dioxyde de carbone dans l'atmosphère de la Terre par occultation solaire. Le CO₂ est l'un des principaux gaz à effet de serre. Une connaissance des sources et des puits de CO₂ est primordiale pour évaluer l'impact de son augmentation de concentration sur l'évolution future du climat. Un instrument compact comme SOIR serait très utile pour compléter le réseau actuel de stations de mesure du CO₂. Les premières mesures solaires sont présentées ainsi que les modifications apportées à l'instrument et les premiers tests de calibration.

Abstract

This thesis work presents infrared spectrometry and the tests and developments made for two instruments of atmospheric usage.

The first part shows a chronology of the Martian space exploration, on the point of view of the search for water, and the characteristics of the planet. It is followed by a description of the developments made for a tunable diode laser spectrometer (TDLAS) suited for the in situ monitoring of the Martian atmosphere, in particular, water fluxes. Water is essential to life as we know it on earth and it is important to understand its cycle on all aspects, in particular the surface atmosphere coupling.

The second part deals with the spectroscopic studies carried in the laboratory with the laser diodes emitting at 1877nm, 2042nm and 2640nm which can be used by TDLAS. The spectroscopic parameters of the molecules of interests at those wavelengths were measured and will be used for the processing of the in-situ spectra.

The third part concerns a grating spectrometer with acousto-optic filter (AOTF) which can be used for the measurement of carbon dioxide in the earth atmosphere by solar occultation. CO₂ is one of the major greenhouse gases. A good knowledge of sources and sinks of CO₂ is very important to evaluate the impact of its increasing concentration on the evolution of the climate. A compact instrument such as SOIR could be very useful to complete the actual network of measurement. The first solar measurements, the mechanical adjustments and the first calibration tests are presented.