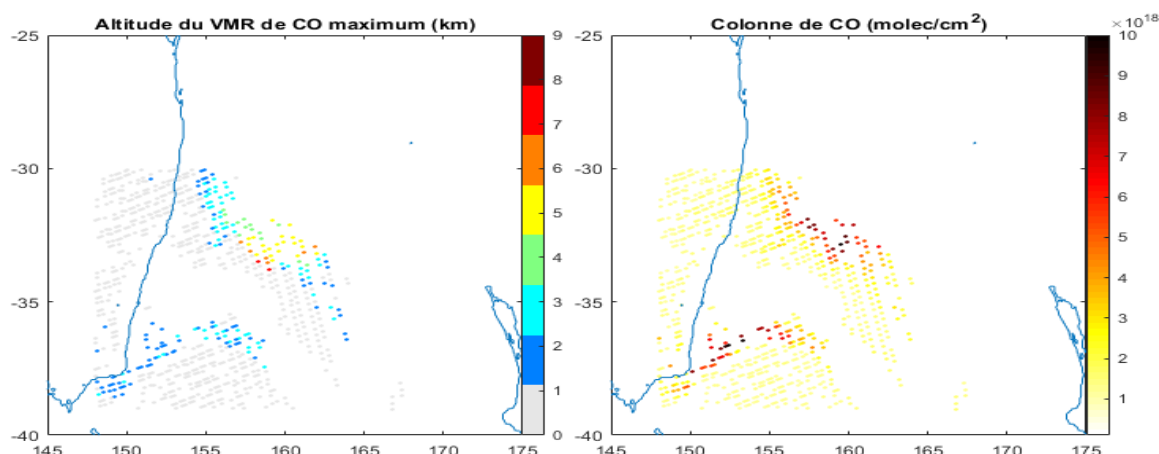


# Détermination de l'altitude de panaches de feux de végétation à l'aide des mesures du sondeur hyperspectral IASI



Promoteur : Pierre-François Coheur

Co-Promoteur : Lieven Clarisse

Élève : Gilles Lecomte

Service : Chimie Quantique  
et Photophysique

Mémoire de fin d'études en vue de  
l'obtention du diplôme de Master  
en Sciences Chimiques

Année académique 2017-2018



# Table des matières

Acronymes . . . . .	iii
<b>1 Résumé et objectifs</b>	<b>1</b>
<b>2 Introduction</b>	<b>3</b>
2.1 Feux de biomasse . . . . .	3
2.1.1 Impacts et occurrences . . . . .	3
2.1.2 Observation des feux actifs et des surfaces brûlées . . . . .	5
2.1.3 Inventaires d'émissions . . . . .	8
2.1.4 Altitude d'injection et observation . . . . .	10
2.1.5 Incertitudes . . . . .	13
2.2 Principes de télédétection et description de la mission IASI . . . . .	14
2.2.1 Instruments de télédétection . . . . .	14
2.2.2 IASI . . . . .	17
<b>3 Transfert radiatif</b>	<b>21</b>
3.1 Méthode inverse . . . . .	25
3.2 Spectres atmosphériques . . . . .	26
<b>4 Etude théorique de la sensibilité à l'altitude d'injection</b>	<b>29</b>
4.1 Information spectrale sur l'altitude d'un panache de CO . . . . .	31
4.2 Limite de détection du C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> . . . . .	32
<b>5 Cas d'étude</b>	<b>35</b>
5.1 Description et choix de l'événement . . . . .	35
5.2 Restitution du profil vertical de CO . . . . .	38
5.2.1 Paramètres de restitution . . . . .	38
5.2.2 Exemples de profils restitués . . . . .	40
5.2.3 Comparaison avec le produit FORLI . . . . .	46
5.2.4 Validation de l'altitude avec CALIOP . . . . .	51
5.2.5 Évaluation par rapport aux modèles d'injection . . . . .	51
5.3 Comparaison avec les données de C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> . . . . .	52
<b>6 Conclusion et perspectives</b>	<b>55</b>



## Acronymes

CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CASA	Carnegie-Ames-Stanford Approach
CFC	ChloroFluoroCarbure
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecast
EF	Facteur d'émission
EUMETSAT	EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites
FORLI	Fast Optimal Retrieval on Layers for IASI
FRE	Fire Radiative Energy
FRP	Fire Radiative Power
GFAS	Global Fire Assimilation System
GFED	Global Fire Emission Database
HITRAN	HIgh-resolution TRANsmission molecular absorption database
HRI	Hyperspectral Range Index
HYSPLIT	HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model
IASI	Infrared Atmospheric Sounding Interferometer
IR	Infrarouge
IS4FIRES	an Integrated monitoring and modelling System for wildland FIRES
LATMOS	Laboratoire ATmosphères, Milieux, Observations Spatiales
MetOp	Meteorological Operation
MISR	Multi-angle Imaging Spectro Radiometer
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MPHP2	MISR Plume Height Project 2
NMVOC	Non-Methane Volatile Organic Compounds
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PRM	Plume Rise Model
RMS	Root Mean Square
TC	Contraste thermique
TOA	Top Of Atmosphere
ULB	Université Libre de Bruxelles
UV	Ultraviolet
VI	Indice de végétation
VMR	Volume Mixing Ratio



# 1 Résumé et objectifs

Pouvoir déterminer l'altitude à laquelle se trouve un panache émis par un important feu de végétation est essentiel pour permettre de modéliser le transport de celui-ci et les impacts qu'il pourrait avoir, notamment sur la qualité de l'air des régions environnantes. Il n'existe actuellement aucun produit capable de déterminer celle-ci de manière précise et rapide possédant une bonne couverture au sol.

L'instrument IASI, qui est un sondeur hyperspectral à bord de la plateforme satellite MetOp, fournit des mesures de la composition atmosphérique en couvrant le globe environ deux fois par jour. L'objectif de ce mémoire est de déterminer s'il est possible à l'aide des mesures fournies par l'instrument IASI d'obtenir des informations sur l'altitude d'un panache de feu.

Dans cette optique, nous avons effectué des simulations de spectre IASI pour deux espèces libérées durant un événement important de feu (le CO et le C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>) afin de voir si les signatures spectrales liées à ces espèces contenaient l'information que nous recherchions. Nos résultats théoriques suggèrent qu'il est possible d'ajuster un profil de concentration de CO assez résolu verticalement pour fournir l'altitude de panaches avec une précision d'environ 1-2 km, moyennant le recours à des inversions peu contraintes. Nous démontrons également que la détection de C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> est fortement dépendante de l'altitude et permet d'indiquer l'éjection d'un panache au-dessus de la couche limite atmosphérique.

Dans une seconde partie, nous confrontons ces résultats théoriques à des observations réelles. Dans cette optique, nous avons sélectionné un événement de feu important s'étant déroulé le 9 février 2014 au sud-est de l'Australie.

Nous avons inversé les spectres mesurés par IASI dans et autour du panache afin d'ajuster un profil de CO en misant sur une méthodologie d'inversion peu contrainte. Nous montrons que les spectres mesurés dans le panache sont associés à une hauteur du panache distincte (hauteur correspondant au maximum dans le profil de concentration du CO) et systématiquement au-dessus de 1 km. De plus, les altitudes retrouvées correspondent à une marge de 2 km près aux altitudes mesurées par CALIPSO lors de son passage au-dessus du panache et sont en bon accord avec les prédictions des modèles d'injection d'un panache de feux.

Les résultats de nos inversions, en termes de colonnes totales de CO et d'altitudes de panaches, sont également comparés aux données du logiciel FORLI, fournissant des

colonnes et des profils de CO globalement et en temps quasi-réel mais n'étant pas développé pour des événements extrêmes tels que celui que nous avons étudié. Les altitudes fournies par FORLI ne sont pas en bon accord avec les nôtres, ni avec celles de CALIPSO et ne permettent pas de distinguer les structures spatiales du panache. Les colonnes de CO restituées dans ce travail et par FORLI sont en accord pour les spectres hors du panache mais sont supérieures d'environ 40 % dans les données FORLI pour les mesures dans les panaches. Ces écarts sont expliqués par l'utilisation de matrices de corrélation différentes, et nous démontrons que la corrélation trop élevée de FORLI entre différents niveaux d'altitude empêche celui-ci de restituer un profil de CO aussi marqué que celui prévalant dans un panache de feu.

Notre recherche inclut finalement une analyse des restitutions de  $C_2H_4$ . Un seul panache est visible dans les distributions de concentration de  $C_2H_4$  alors que deux panaches sont observés dans le visible par l'image MODIS ainsi que dans les colonnes de CO restituées des mesures IASI. Nous montrons que ceci s'explique par une différence dans l'altitude des deux panaches (l'un étant à environ 2 km d'altitude et l'autre au-dessus de 5 km) et une absence de sensibilité de IASI au  $C_2H_4$  lorsqu'il se retrouve à basse altitude.



## 2 Introduction

A l'heure où le réchauffement climatique est un fait reconnu, pouvoir prédire l'évolution des gaz à effet de serre (aussi bien leur concentration que leurs distributions et réactivité) permet à l'homme d'adapter ses comportements afin de limiter les impacts négatifs. Ce réchauffement climatique n'est pas la seule conséquence indésirable de l'augmentation de la concentration de certains gaz dans l'atmosphère. La dégradation de la qualité de l'air s'amplifie, à tout le moins dans les régions à forte densité de population : surveiller et pouvoir prévoir cette dégradation est tout aussi souhaitable, celle-ci ayant des effets négatifs sur la santé humaine, mais également sur la végétation et la productivité agricole. L'homme n'est également pas à l'abri d'un nouveau désastre dont il n'a pas encore connaissance, tel que fut l'apparition du trou dans la couche d'ozone causé par la libération dans l'atmosphère de certains CFC (ChloroFluoroCarbures).

Comprendre les mécanismes régissant la composition de l'atmosphère constitue dès lors un important enjeu environnemental. Pouvoir prédire l'évolution spatiale et temporelle de molécules libérées dans l'atmosphère, aussi bien sur le long que le court terme, s'avère de plus en plus important, notamment afin d'aider les responsables politiques à prendre des décisions. Les prédictions sur l'état de l'atmosphère nécessitent le recours à des modèles, qui déterminent l'état de l'atmosphère à un instant donné, par exemple en calculant des colonnes atmosphériques (concentrations en certains constituants intégrées sur toute la hauteur de l'atmosphère). Pour ce faire, les modèles prennent en compte les quantités de composés présents dans l'atmosphère ainsi que les mécanismes connus influençant ceux-ci ; il est donc primordial de connaître les émissions de polluants et autres molécules. Les émissions peuvent être dues à l'homme (émissions anthropiques), aux plantes (émissions biogéniques) ou à d'autres sources naturelles. Une part importante des émissions de certaines espèces, incluant des gaz à effet de serre et des composés plus réactifs, est également due aux feux de biomasse. Ceux-ci sont au centre de ce travail de recherche.

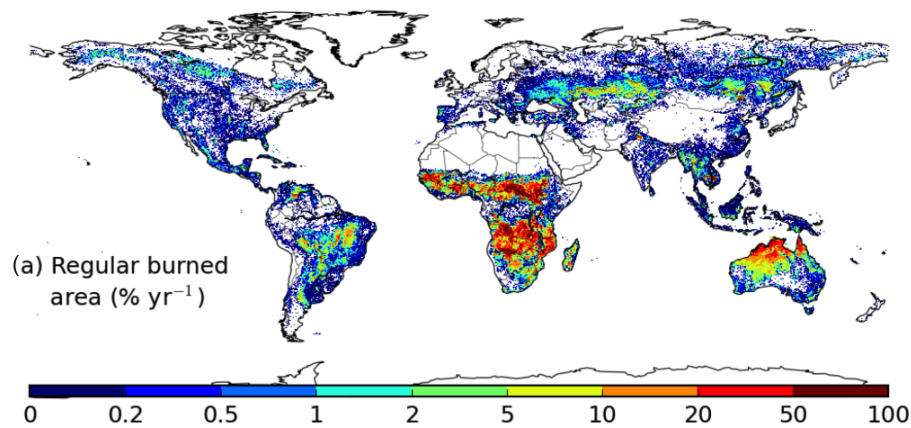
### 2.1 Feux de biomasse

#### 2.1.1 Impacts et occurrences

Les feux de biomasse existent naturellement depuis l'apparition des plantes sur terre, il y a plus de 400 millions d'années. Ceux-ci ont suivi des cycles de fréquences liés aux

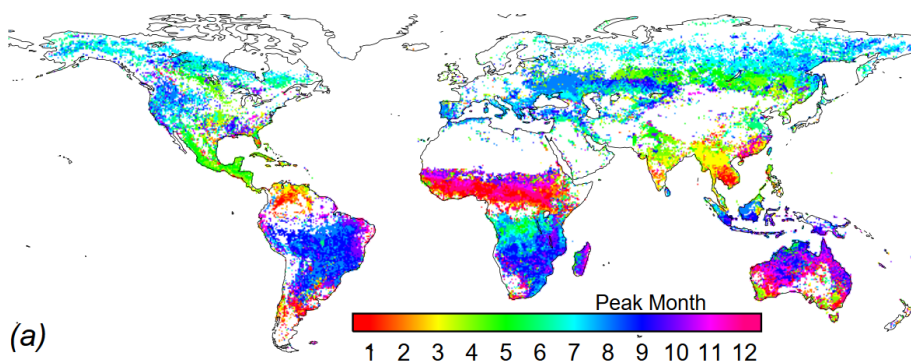
conditions météorologiques (humidité du climat, température) jusqu'au milieu du XVIII<sup>e</sup> siècle. En effet, une augmentation de la fréquence de ces feux est observée à partir de cette période, pour une série de raisons. D'une part, l'activité humaine libère de plus en plus de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, ce qui favorise l'accroissement de la biomasse (qui consomme le CO<sub>2</sub>) et amène à une hausse de la température. Une plus grande quantité de végétation implique également une plus grande quantité de matière organique susceptible de brûler. De plus, une augmentation de température amène à des départs de feux spontanés plus fréquents. Enfin et surtout, l'augmentation de la population s'accompagne d'une modification dans l'occupation du sol. Les feux sont alors provoqués par l'homme afin d'enlever la végétation présente ([1],[2]).

En ce qui concerne la répartition géographique, bien qu'ils soient présents sur l'ensemble du globe, les feux de végétation se produisent davantage sur certaines régions, telles que l'Afrique centrale (voir figure 2.1).



**Figure 2.1** – Surfaces brûlées en % par an selon MODIS (*Moderate resolution imaging spectroradiometer, instrument de mesure satellite, voir section 2.1.2*), moyenne entre 2003 et 2016 ([3])

La variabilité saisonnière des événements de feux est marquée (voir figure 2.2) et est directement liée à la saisonnalité dans les conditions météorologiques de la région (les feux se produisant plus durant les saisons sèches)([1],[4]).



**Figure 2.2** – Mois du maximum de surface brûlée (*GFED 3 (inventaire d'émission, voir section 2.1.3)*) ([5])

Les feux de végétation rejettent de grandes quantités de gaz à effet de serre, mais sont également sources de nombreux composés en traces, ainsi que d'aérosols. L'impact de ces rejets dans l'atmosphère est aussi bien local que global. L'impact sur le réchauffement climatique résultant des émissions dues aux feux n'est pas uniquement causé par les émissions de gaz à effet de serre mais également par les émissions d'aérosols, de précurseurs d'aérosols et de précurseurs d'ozone. Les aérosols influencent de plusieurs façons le climat. Directement, ils modifient le budget radiatif atmosphérique en absorbant et en diffusant la radiation solaire. Indirectement, ils servent de noyau de condensation pour les nuages en plus de modifier les propriétés physiques et optiques de ceux-ci. Les suies rejetées, une fois déposées, modifient quant à elles l'albédo de surface. La modification de la végétation dans la région brûlée fait également varier localement l'albédo, ainsi que la capacité du sol à retenir l'eau et l'évaporation de surface, ce qui résulte en des interactions et feedbacks complexes avec le climat ([4],[6]).

Pour ce qui est des gaz à effet de serre, d'après l'inventaire d'émission GFED4s ([3] (voir section 2.1.3), les feux de végétation émettent en moyenne 7.3 Pg de CO<sub>2</sub>, 16 Tg de CH<sub>4</sub> et 0.9 Tg de N<sub>2</sub>O par an. Cela correspond à 8.1 Pg d'équivalent CO<sub>2</sub> en potentiel de réchauffement climatique ([3]) et à 23% des émissions globales de CO<sub>2</sub> de 2014. Ces chiffres sont toutefois à nuancer par le fait que les quantités de CO<sub>2</sub> dégagées lors de feux de végétation ne constituent pas un apport net au CO<sub>2</sub> atmosphérique. Lors de sa repousse, la végétation assimile une quantité de ce CO<sub>2</sub> atmosphérique relativement équivalente. Ce sont principalement les feux qui ne sont pas suivis d'une étape de repousse qui assurent un apport net de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, tels les feux utilisés à des fins de déforestation ou des feux de tourbière. Les émissions de ces deux types de feux sont estimées à 1.3 Pg de CO<sub>2</sub> par an ([1],[3]).

Les impacts sur la santé sont quant à eux plus locaux ou régionaux, bien que des impacts peuvent s'établir sur de grandes distances. Une augmentation de la mortalité ainsi que des admissions en hôpitaux a notamment été rapportée dans les régions proches d'importants incendies dans les mois suivant ceux-ci ([7]). Ce sont principalement les aérosols qui en sont responsables, ceux-ci étant sources de problèmes respiratoires et d'inflammations des muqueuses du système respiratoire. Une trop forte exposition aux aérosols apporte également un risque de cancer. L'ozone est également une molécule nocive pour l'homme, entraînant elle aussi des problèmes respiratoires. L'ozone n'est pas libéré tel quel par un feu de végétation mais il est produit rapidement au sein du panache à partir de ses précurseurs, à savoir les NO<sub>x</sub> ( principalement NO<sub>2</sub> et NO) et les NMVOC (Non-Methane Volatile Organic Compounds) ([4],[6],[7],[8],[9]).

## 2.1.2 Observation des feux actifs et des surfaces brûlées

L'observation des feux de végétation se fait principalement depuis l'espace à l'aide d'instruments à bord de plateformes satellites. Les principaux produits de détection de feux de biomasse exploitant des données spatiales utilisent des données spectroscopiques

dans l'infra-rouge thermique et le visible ([1],[10]). Les produits les plus utilisés décrits par la suite emploient les données provenant de MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer). MODIS est un imageur (voir section 2.2.1) embarqué à bord des plateformes Aqua et Terra, qui sont des satellites en orbites polaires couvrant l'intégralité du globe tous les un à deux jours. Il dispose d'une résolution spatiale variant, selon le canal spectral, de 250 à 1000 m. Il explore la région du spectre électromagnétique s'étendant de 405 nm à 14.385  $\mu\text{m}$  en la décomposant en 36 canaux ([11]).

### Surfaces brûlées

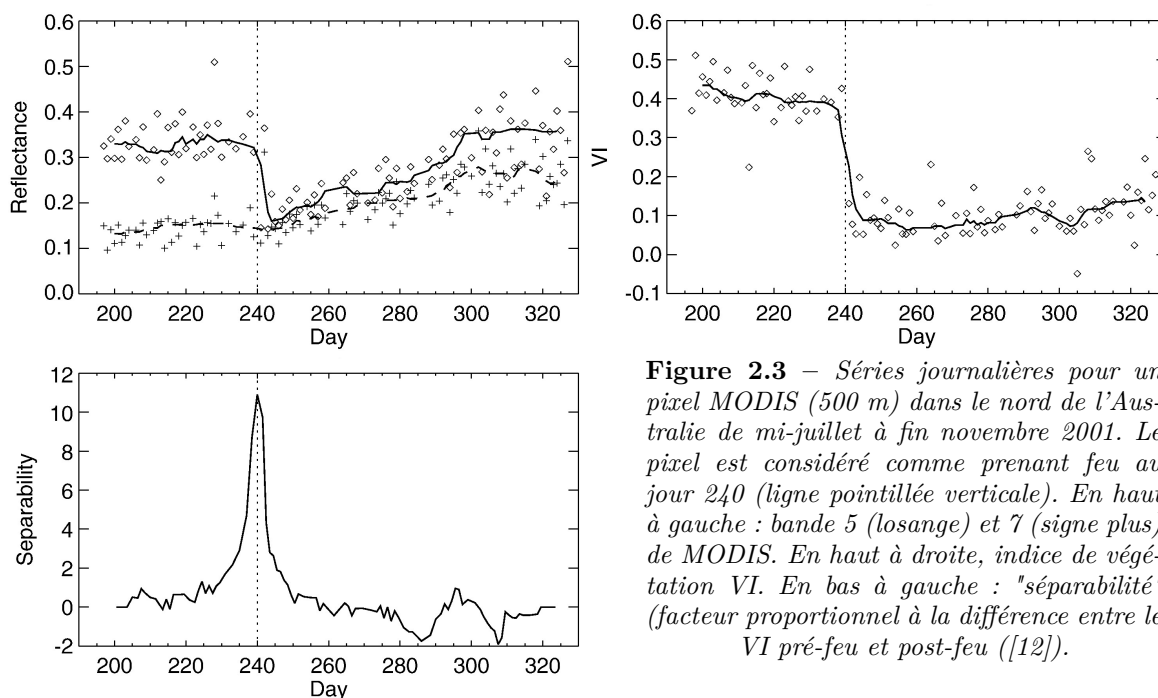
L'entièreté de cette section repose sur la référence [12]. Une surface brûlée est facilement identifiable à l'œil nu grâce au dépôt de cendres et de charbon sur la surface. Un tel changement de couverture du sol amène un changement de réflectance dans différentes gammes de longueurs d'onde. Ce sont les changements de réflectance entre deux passages successifs du satellite qui sont exploités par les instruments embarqués pour déterminer si une surface est une "surface brûlée".

Pour suivre les modifications dans les propriétés réfléchives de la surface, les radiances de deux bandes sont principalement extraites des mesures MODIS : la bande 5 (à 1.2  $\mu\text{m}$ ) et la bande 7 (à 2.1  $\mu\text{m}$ ). Un indice de végétation (VI) sensible au changement de réflectance est alors calculé :

$$\text{VI} = \frac{\rho_5 - \rho_7}{\rho_5 + \rho_7} \quad (2.1)$$

où  $\rho_i$  est la réflectance dans la bande  $i$ . A la suite d'un événement de feu de végétation, la réflectance dans la bande 5 baisse significativement alors que celle de la bande 7 ne change que peu et pas immédiatement. La surface brûlée est donc identifiée par une diminution importante de VI entre deux mesures successives du satellite. Cette diminution brusque est suivie d'une augmentation plus lente de la réflectance causée par la repousse de la végétation (voir figure 2.3).

Ce produit offre l'avantage de ne pas demander au satellite de passer au moment du feu. Une surface brûlée reste observable plusieurs jours/semaines après l'incendie, bien que l'information sur la date exacte du phénomène de feu est alors inconnue. En contrepartie, l'impossibilité d'effectuer une surveillance opérationnelle journalière est un désavantage.



**Figure 2.3** – Séries journalières pour un pixel MODIS (500 m) dans le nord de l'Australie de mi-juillet à fin novembre 2001. Le pixel est considéré comme prenant feu au jour 240 (ligne pointillée verticale). En haut à gauche : bande 5 (losange) et 7 (signe plus) de MODIS. En haut à droite, indice de végétation VI. En bas à gauche : "séparabilité" (facteur proportionnel à la différence entre le VI pré-feu et post-feu ([12])).

## Feux actifs

La méthode de détection des feux actifs (ou points chauds) basée sur les mesures MODIS exploite trois canaux de celui-ci. L'algorithme (décrit en détail dans la référence [13]) utilise les températures de brillance des canaux 21 et 22 à  $4 \mu\text{m}$  et le canal 31 à  $11 \mu\text{m}$ . Les canaux 21 et 22 (à  $4 \mu\text{m}$ ) saturent à des températures différentes : le canal 21 sature à 500 K là où le canal 22 sature à 331 K. Cependant, le canal 22 dispose d'une meilleure sensibilité, il est donc utilisé en priorité sur le canal 21 autant que possible. Afin de déterminer si un pixel comprend un feu actif, deux critères sont examinés à partir de ces canaux. Premièrement, la température de brillance à  $4 \mu\text{m}$  est observée. Si celle-ci dépasse un certain seuil (360 K le jour et 320 K la nuit, la nuit étant définie par rapport à un certain angle zénithal), le pixel est considéré comme étant en feu. Le deuxième critère caractérisant un pixel comme en feu est basé sur la différence de température de brillance entre les canaux à  $4 \mu\text{m}$  et à  $11 \mu\text{m}$ . Si celle-ci dépasse un certain seuil et que la température de brillance des canaux à  $4 \mu\text{m}$  est suffisamment élevée (différence supérieure à 20 K de jour (10 K de nuit) et température de brillance à  $4 \mu\text{m}$  supérieure à 325 K de jour (310 K de nuit)), le pixel est déclaré en feu.

Notons que, bien que les feux actifs soient calculés avec une résolution de  $1 \times 1 \text{ km}^2$ , la méthodologie adoptée permet de détecter des feux à partir de  $100 \text{ m}^2$ . Notons également que la valeur de température de brillance prise à  $4 \mu\text{m}$  permet d'obtenir une valeur de la puissance radiative dégagée par un feu (FRP, Fire Radiative Power). Celle-ci est exprimée en MW (par pixel) et est calculée en comparant la valeur de la température de brillance à  $4 \mu\text{m}$  à une température de brillance de fond ([10]).

Finalement, précisons que d'autres canaux sont utilisés pour construire le produit "feux actifs" de MODIS, la plupart servant à exclure des données (voir table 2.1) : certains

pixels côtiers apparaissent à une température de brillance plus faible à cause de la partie maritime du pixel, et certains pixels apparaissent à une température de brillance plus élevée à cause d'une réflectance des rayonnements solaires trop importante dans cette gamme de longueurs d'onde.

Canal	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	Utilisation
1	0.65	Rejet des scènes ayant une réflectance solaire trop élevée ou faussées car côtières ; filtre sur les nuages
2	0.86	Rejet des scènes ayant une réflectance solaire trop élevée ou faussées car côtières ; filtre sur les nuages
7	2.1	Rejet des scènes ayant une réflectance solaire trop élevée ou faussées car côtières
21	4.0	Détection des feux actifs
22	4.0	Détection des feux actifs
31	11.0	Détection des feux actifs, filtre sur les nuages
32	12.0	Filtre sur les nuages

**Table 2.1** – *Canaux MODIS utilisés par l'algorithme de détection des feux, adapté de ([13]).  $\lambda$  est la longueur d'onde centrale du canal MODIS.*

### 2.1.3 Inventaires d'émissions

Les inventaires d'émissions sont des bases de données reprenant pour une maille spécifique (à une résolution qui lui est propre) et pour un pas de temps donné les émissions de différents constituants dans l'atmosphère. Ces émissions sont des flux par espèce et sont généralement exprimées en kilogramme de l'espèce considérée par mètre carré et par seconde. Les inventaires d'émissions sont parfois dédiés à un type d'émissions ; comme nous l'avons décrit précédemment, nous ne parlerons ici que des inventaires d'émissions construits pour les feux de biomasse. Ces inventaires sont indispensables pour quantifier l'impact de rejets de certaines espèces.

Différents inventaires d'émissions existent (IS4FIRES, PKU, GICC, AMMABB, API-FLAME, GFED, GFAS,... ([14])). La plupart sont des inventaires dits "bottom-up", c'est à dire qu'ils sont construits à partir des informations connues sur les processus de brûlage et d'émission responsables du rejet des espèces considérées. Tous ces mécanismes ne sont pas parfaitement connus, ce qui implique que les incertitudes peuvent être élevées. Plus spécifiquement, la plupart de ces inventaires se base sur des facteurs d'émissions par espèce et sur la masse totale (sèche) de combustible brûlée ( $M_T$ ) ([6],[15]). La masse totale de l'espèce X libérée dans l'atmosphère ( $M_X$ ) est donnée par :

$$M_X = M_T \times EF_X \quad (2.2)$$

$EF_X$ , le facteur d'émission, est donné pour l'espèce X et est, dans le meilleur des cas, spécifié à un certain type de végétation. Il est exprimé comme le rapport entre la masse de polluant émise et la masse totale de combustible sec brûlé. Les facteurs sont déterminés de manière empirique par des mesures de terrain ou en laboratoire sous conditions contrôlées ; ils sont tabulés et sont disponibles pour un petit nombre de types de végétations différents ([16]).

Estimer la masse totale brûlée  $M_T$  est possible de différentes manières. Les deux inventaires d'émissions pour les feux les plus utilisés et considérés comme référence dans la communauté en utilisent chacun une différente. Ces inventaires sont GFED et GFAS ; ils partent respectivement des surfaces brûlées et de la FRP pour déterminer  $M_T$ , comme nous le détaillons ci-dessous.

### GFED

L'inventaire GFED (Global Fire Emissions Database), développé par Van der Werf *et al.* ([3]) (2017 pour la version la plus récente) en est actuellement à sa version 4. Comme mentionné ci-dessus, GFED utilise la surface brûlée pour déterminer  $M_T$  (équation 2.2). L'approche originale date de 1980 ([17]).  $M_T$  est calculée comme :

$$M_T = BA \times BE \times CE \quad (2.3)$$

où BA correspond à la surface brûlée ( $m^2$ ), BE à la densité de biomasse ( $kg/m^2$ ) et CE à l'efficacité de combustion (%).

GFED utilise comme données de surfaces brûlées celles provenant de MODIS (voir section 2.1.2). En ce qui concerne la densité de biomasse et l'efficacité de combustion, GFED utilise une version modifiée du modèle CASA (Carnegie-Ames-Stanford Approach), un modèle développé pour simuler le cycle naturel du carbone à partir de données satellites.

### GFAS

L'inventaire GFAS (Global Fire Assimilation System), développé par Kaiser *et al.* ([18]) utilise quant à lui pour obtenir la masse totale de combustible brûlée les résultats obtenus par Wooster *et al.* ([19]). A partir de feux réalisés en laboratoire, ces derniers ont démontré qu'une relation linéaire existait entre l'énergie radiative dégagée par un feu (ce qui équivaut à la FRP intégrée sur une certaine durée) et la quantité de biomasse brûlée :

$$M_T = 0.368 \times FRE \quad (2.4)$$

où la FRE (Fire Radiative Energy) est exprimée en MJ et  $M_T$  est exprimée en kg. L'utilisation de cette relation présente l'avantage de ne pas dépendre de la densité de biomasse et de l'efficacité de combustion, qui ne sont pas nécessairement bien représentées à l'échelle du globe, en plus d'être indépendante du type de végétation considérée.

GFAS utilise les valeurs de FRP obtenues à partir des données des sondeurs MODIS.

Notons également que GFAS, en plus de fournir des données de flux d'émissions de certaines espèces dans l'atmosphère, fournit des estimations de la hauteur d'injection (voir 2.1.4). La hauteur d'injection est la quantité que nous cherchons à restituer des mesures du sondeur IASI (voir section 2.2.2). Nous détaillons ci-dessous ce paramètre.

### 2.1.4 Altitude d'injection et observation

Les modèles atmosphériques calculent l'évolution des espèces primaires et utilisent donc notamment au départ de leurs calculs les valeurs d'émissions provenant des inventaires. Cependant, les mécanismes intervenant dans l'évolution (géographique, chimique,...) des espèces émises par les feux au cours du temps sont différents en fonction de l'endroit géographique mais également en fonction de l'altitude à laquelle le panache<sup>1</sup> est émis ([9], [20]). En effet, la température et la pression varient en fonction de l'altitude, mais les vents sont également très différents à des altitudes différentes. Ainsi, un panache émis à une certaine altitude sera transporté de façon tout à fait différente que s'il était émis à une autre altitude. La connaissance précise de l'altitude à laquelle se situe un panache est très importante pour permettre l'initialisation des modèles. C'est une source d'erreur majeure dans la simulation du transport des panaches de feux et par conséquent de leur évolution et de leurs impacts.

Les variations sur la répartition dues aux vents peuvent être très importantes. HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model) est un modèle développé par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) qui calcule les trajectoires de masses d'air sur base des champs de vents provenant des modèles météorologiques. Celles-ci peuvent être calculées pour différentes altitudes d'injection. Afin d'illustrer la dépendance du transport à l'altitude d'injection, nous donnons à la figure 2.4 les résultats d'une simulation effectuée sur une masse d'air (ne représentant rien de particulier, celle-ci servant juste d'exemple) présente au-dessus de Bruxelles à différentes altitudes. Les résultats de cette simulation montrent qu'une différence d'un km sur l'altitude d'injection suffit à faire varier la position de la masse d'air après deux jours de plusieurs milliers de km.

### Observations

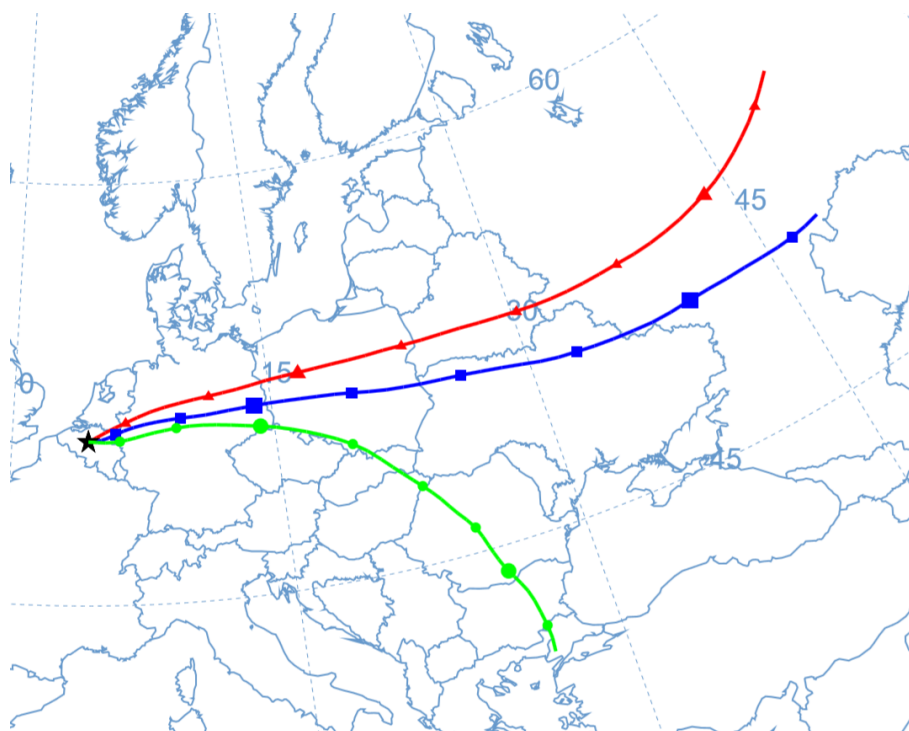
Les feux de biomasse libèrent des aérosols. Deux instruments actuellement en orbite permettent d'obtenir des informations sur les profils verticaux des aérosols dans l'atmosphère et donc sur l'altitude d'injection.

- CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), embarqué à bord de la plateforme CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite

---

1. Nous utilisons le terme panache pour décrire la masse d'air, composée de gaz et de particules en suspension, émise par un feu. Un panache se distingue par les concentrations significativement accrues de gaz et d'aérosols par rapport à l'air environnant.





**Figure 2.4** – Résultats de trajectoires HYSPLIT pour une masse d’air introduite le premier janvier 2015 (à 8 AM) au-dessus de Bruxelles (étoile sur la figure) à différentes hauteurs (rouge : 1 km, bleu : 2 km, vert : 3 km). Chaque symbole sur la courbe représente un pas de 6h à partir de 6 AM, les symboles plus gros représentent également un changement de date. ([21])

Observations), est un lidar travaillant à deux longueurs d’onde (532 et 1064 nm). Un lidar est un appareil de sondage actif qui envoie en direction de l’objet observé (ici la terre) un rayonnement laser et analyse la partie du rayonnement qui est réfléchi. CALIOP fournit des informations sur la composition et la distribution verticale en particules de l’atmosphère ([22]).

- MISR (Multi-angle Imaging Spectro Radiometer), embarqué sur le satellite Terra, est un instrument constitué de 9 caméras braquées en direction de la terre selon des angles différents, regardant dans 4 canaux spectraux dans le visible et le proche infra-rouge. L’altitude est calculée en comparant le point de vue d’une paire de caméras ([23]).

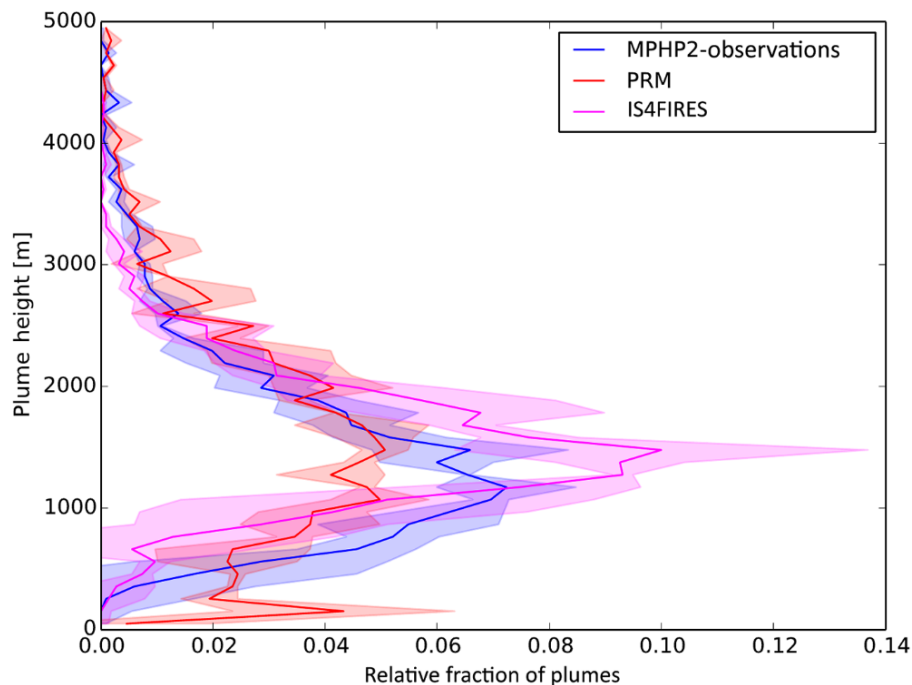
MISR offre une meilleure couverture que CALIOP mais CALIOP est capable de percevoir des panaches plus fins ([24]). Notons toutefois qu’aucun de ces deux instruments n’est capable de fournir un suivi global et suffisamment précis des panaches émis par les feux.

## Modélisation

Plusieurs modèles permettent de prédire l’altitude d’injection des panaches émis par les feux de biomasse. Nous aborderons ici deux d’entre eux, les modèles utilisés par GFAS (voir 2.1.3) pour fournir une altitude d’injection : IS4FIRES (an Integrated monitoring and modelling System For wildland Fires) et PRM (Plume Rise Model).

- Le modèle IS4FIRES (décrit en détail dans Sofiev *et al.* 2012 ([25])) est un modèle semi-empirique utilisant d'une part des données météorologiques et d'autre part des informations sur le feu prises par satellite. Le modèle a été construit en cherchant à dériver une forme générale de la dépendance entre la hauteur d'injection et les caractéristiques radiatives du feu obtenues par satellites ainsi que les conditions météorologiques dans lequel il se produit. Des mesures satellites provenant de MISR (voir 2.1.4) sont utilisées comme altitudes de référence auxquelles faire correspondre les résultats du modèle en création. Celui-ci établi, les données satellites utilisées sur le feu proviennent de MODIS (voir section 2.1.2) et sont la température de brillance du pixel considéré et des pixels voisins constituant le background, ainsi que la FRP. Les données météorologiques utilisées proviennent quant à elle des archives de ECMWF (the European Centre for Medium-range Weather Forecast).
- Le modèle PRM utilisé dans GFAS est un modèle 1-d utilisant des données satellites sur le feu (notamment température de brillance et FRP) à sa base. Il intègre une partie microphysique pour tenir compte de la condensation et de la formation de pyrocumulus ([26],[27]).

Ces deux modèles ont été comparés dans Rémy *et al.* 2017 ([26]). Bien que les altitudes d'injection de IS4FIRES soient en général plus proches des observations, chacun des deux modèles a ses points forts et ses points faibles. Les résultats des modèles ont été comparés aux données MPHP2 (MISR Plume Height Project 2, données dérivées notamment des données MISR) et une illustration des résultats obtenus est donnée à la figure 2.5.



**Figure 2.5** – Distribution globale des hauteurs d'injection de IS4FIRES et PRM (pour les feux où une observation MPHP2 est disponible), et des observations MPHP2 de 2018. La somme sur la verticale des fractions relatives vaut 1 pour toutes les courbes.([21]).

La figure 2.5 montre que la très grande majorité des panaches sont injectés en dessous

de 2 km d'altitude. La fraction est maximale vers 1.2 km d'après les mesures de MISR. Nous constatons également que le modèle PRM surestime la fréquence des hauteurs d'injections inférieures à 500 m, là où IS4FIRES sous-estime les injections en dessous de 1000 m. Au-dessus de 2500 m, le PRM donne des résultats plus proches des observations. Bien que ces panaches soient une minorité, ils sont importants notamment en ce qui concerne le transport sur de longues distances dans la troposphère libre (troposphère au-dessus de la couche limite atmosphérique).

### 2.1.5 Incertitudes

Les incertitudes sur les modèles bottom-up sont nombreuses en raison des multiples paramètres utilisés pour la mise en place de ceux-ci et des incertitudes liées à chacun de ces paramètres, en plus des hypothèses émises. Les incertitudes sur les émissions annuelles globales de carbone sont par exemple estimées à 20 % pour GFED. Les incertitudes varient d'autant plus selon l'échelle spatiale et temporelle considérée, pouvant atteindre près de 100 % sur une base journalière (Turquety *et al.* 2014 [28]). Les erreurs dans les estimations sur les émissions calculées à la manière de GFED se propagent principalement au travers :

- des surfaces brûlées. Les incertitudes sur celles-ci sont liées principalement aux problèmes de détection par les satellites, dus notamment à la forte présence de nuages sur certaines régions ou à la présence de feux de tourbes (feux souterrains), plus difficiles à détecter ([1],[28]).
- de la charge en combustible et l'efficacité de combustion. Ces quantités présentent de grandes incertitudes en raison des incertitudes sur les paramètres nécessaires à leur calcul (type de végétation, contenu en carbone, contenu en eau, ...)([1]).
- des facteurs d'émissions par espèce ( $EF_X$ ). Ceux-ci possèdent une variabilité spatiale et temporelle mal connue, due notamment aux différences dans le type de végétation et aux conditions météorologiques durant la combustion ([15]).

La méthode utilisée par GFAS permet d'éviter les deux premiers types d'incertitudes. Cependant, les incertitudes sur les facteurs d'émissions restent bel et bien présentes. De plus, le facteur empirique utilisé pour convertir la FRE en une masse totale de combustible brûlée (équation 2.4) est lui aussi incertain. Freeborn *et al.* ([29]) rapportent une valeur de 0.453 kg/MJ pour ce facteur là où Wooster *et al.* avaient obtenu 0.368 kg/MJ.

L'intégration temporelle de la FRP pour obtenir la FRE peut également poser souci en raison du manque de couverture de données satellites. L'échantillonnage satellite parfois faible pour la FRP est une autre limitation ; il est notamment dû à la présence, pouvant être fréquente dans certaines régions du monde, de couches nuageuses importantes ([15],[28]).

Les incertitudes sur l'altitude d'injection proviennent pour leur part principalement ([26]) :

- des incertitudes sur les produits MODIS. La FRP est souvent sous-estimée dans

les feux importants, à cause de l'opacité due aux fumées et du fait que l'algorithme classe parfois à tort certains panaches denses en aérosols comme nuages ;

- des incertitudes sur les données météorologiques utilisées pour fournir des informations sur l'environnement dans lequel la combustion a lieu ;
- des simplifications dans les algorithmes de calcul.

L'incertitude liée aux profils météorologiques utilisés par les deux modèles considérés ici est particulièrement problématique en ce qui concerne la hauteur de la couche limite atmosphérique, qui agit comme une barrière dynamique au transport vertical [26].

## 2.2 Principes de télédétection et description de la mission IASI

### 2.2.1 Instruments de télédétection

La télédétection fait référence aux techniques permettant d'obtenir des informations sur un objet à partir de capteurs mesurant l'interaction radiative entre une source et cet objet. Par la suite, nous ferons référence à la télédétection comme l'ensemble de ces techniques étudiant la terre et son atmosphère à partir d'instruments mis en orbite sur des plateformes satellites.

Il existe différents types d'appareils de télédétection, ayant chacun sa particularité en terme d'échelle spatiale, temporelle et de longueurs d'onde. Les principales caractéristiques des instruments en orbite sont données ci-après.

#### Résolution spectrale

Nous parlerons ici de résolution spectrale en terme d'échantillonnage de spectre électromagnétique. Deux grandes catégories d'instruments se distinguent en fonction de leurs résolutions spectrales, ayant chacun des avantages différents :

- les imageurs sont des instruments se caractérisant par une résolution spectrale faible. Par exemple, MODIS couvre une gamme de longueurs d'onde s'étendant du visible à l'infrarouge thermique, qui est mesurée par 36 canaux différents, intégrant la radiation sur de larges gammes de longueurs d'onde ([11]). Cette intégration dans le domaine spectral permet d'obtenir une résolution spatiale beaucoup plus élevée. Ainsi, MODIS est capable d'aller rechercher l'information sur les surfaces avec une résolution spatiale de 250 m pour certains de ses canaux spectraux et de 1000 m pour d'autres.
- les spectromètres ou sondeurs hyperspectraux ont une résolution spectrale beaucoup plus élevée. Par exemple, IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer, voir 2.8) couvre pour sa part une gamme de longueurs d'onde située uniquement dans l'infrarouge thermique, décomposée en 8461 canaux ([30]). Cette décomposi-

tion permet une résolution spectrale très élevée, allant jusqu'à  $0.25 \text{ cm}^{-1}$  en terme d'échantillonnage. La haute résolution spectrale est absolument nécessaire pour l'étude de la composition atmosphérique. Elle se fait malheureusement au détriment de la résolution spatiale, qui atteint pour IASI environ 12 km.

### Géométrie d'observation

Différentes géométries d'observation existent, l'instrument pointant alors dans une direction différente (voir figure 2.6).

- Les instruments au nadir ont leur détecteur pointé "vers le bas", en direction de la terre. Les appareils au nadir mesurent ainsi des "colonnes atmosphériques", le rayonnement capté ayant interagi avec l'atmosphère sur toute sa hauteur. Cette géométrie est celle ayant la meilleure résolution au sol et le meilleur échantillonnage. La résolution verticale est par contre limitée par la mesure de la colonne atmosphérique. Néanmoins des informations sur les profils verticaux peuvent être obtenues en tirant parti des variations des raies (en termes de largeur et d'intensités relatives) lors de la propagation de la radiation du sol jusqu'au détecteur. C'est cet aspect (section 5.2) qui sera exploité dans ce travail pour extraire une altitude d'injection des mesures IASI, en utilisant le CO comme espèce cible.

Les appareils au nadir peuvent opérer dans plusieurs gammes de longueurs d'onde, exploitant alors une source de rayonnement différente :

- l'UV/visible et le proche IR. Le rayonnement étudié est alors le rayonnement solaire réfléchi ;
- l'IR et les micro-ondes. L'appareil utilise cette fois-ci le rayonnement directement émis par la terre et/ou son atmosphère.
- Les instruments travaillant en occultation utilisent le soleil (en visée directe) comme source de rayonnement. Ils peuvent couvrir la gamme spectrale de l'UV à l'IR. Leur détecteur est pointé vers le limbe terrestre et suit le soleil lors des levers et couchers. Il en résulte des mesures tangentielles à différentes altitudes (espacées typiquement de 2 à 5 km sur la verticale), ce qui permet une très bonne résolution verticale dans la détermination des profils de température ou de concentration. Cependant, l'appareil mesurant lors de couchers et levers du soleil, le nombre de mesures est restreint. Par ailleurs ces sondeurs ne permettent pas de mesurer l'atmosphère en dessous de 8 km en raison des longs trajets optiques.
- Il existe également des instruments dits "au limbe". Comme pour les appareils travaillant en occultation, leur champ de vue est orienté vers le limbe terrestre. Comme pour l'occultation, différentes altitudes peuvent être observées successivement, ce qui confère une excellente résolution verticale à ces mesures. Les appareils au limbe utilisent pour leur part le rayonnement thermique de l'atmosphère dans l'IR et les micro-ondes. L'indépendance à une source de radiation externe à l'objet permet un nombre de mesures dès lors beaucoup plus élevé, ce qui confère une bien

meilleure couverture aux mesures.

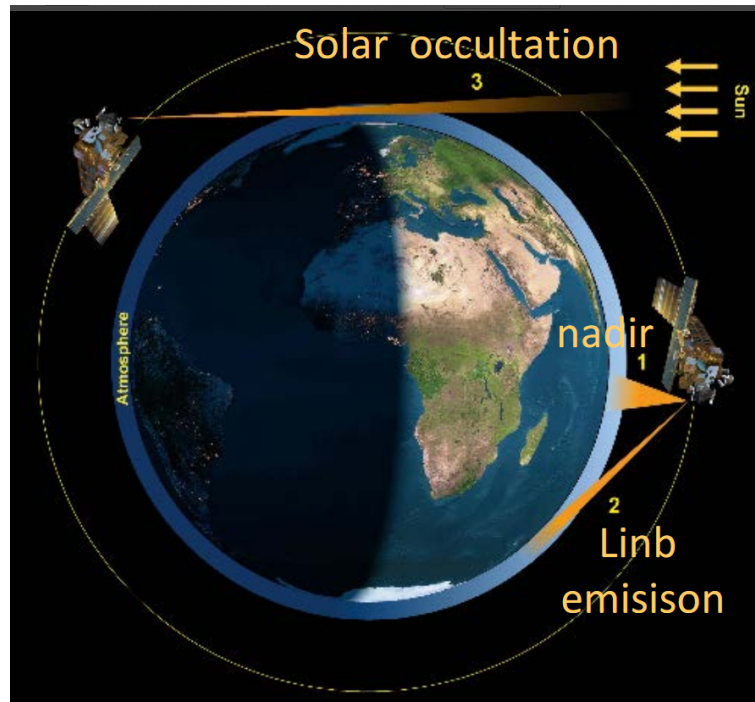


Figure 2.6 – Différentes géométries d'observation en télédétection ([31]).

### Orbite

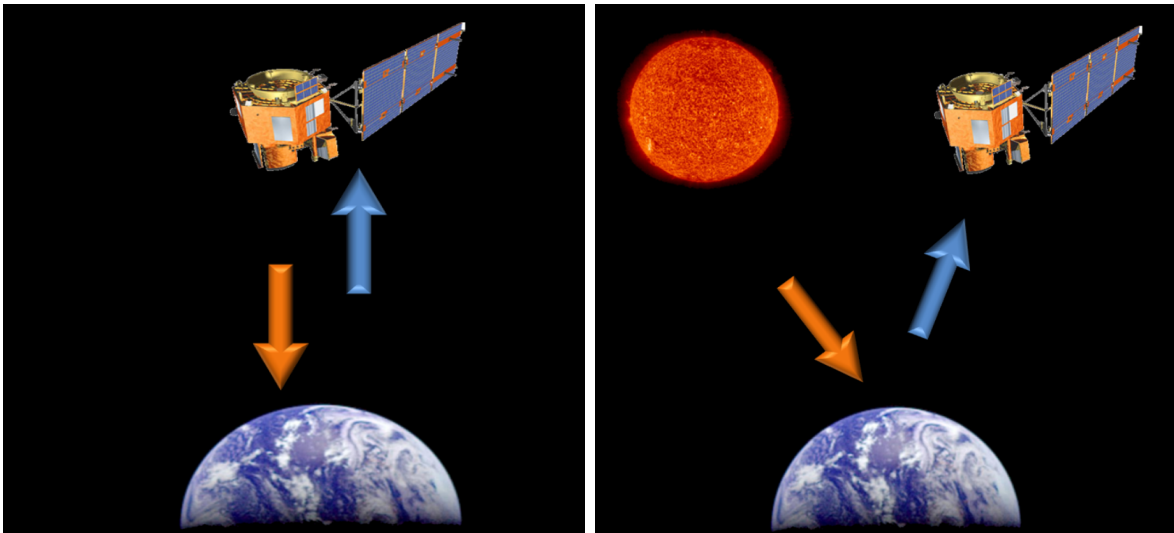
Il existe principalement deux types d'orbites utilisées par les satellites :

- les orbites basses. Le satellite se situe à environ 800 km d'altitude et tourne autour de la terre. L'orbite basse principalement utilisée est l'orbite polaire, l'orbite du satellite passant par les pôles. La couverture du satellite dépendra de la présence ou non d'un mode de balayage. Avec une fauchée au sol de 2200 km (voir section 2.2.2) IASI couvre le globe deux fois par jour.
- les orbites géostationnaires. Le satellite est cette fois-ci aux environ de 36000 km d'altitude. Il effectue sa rotation avec la même vitesse angulaire que la terre. Ainsi, il observe toujours la même région terrestre, et sa couverture n'est plus globale. Ce type d'orbite a l'avantage de fournir des données pour un endroit précis avec un haut échantillonnage temporel. Les premiers instruments qui permettront un suivi de la composition de l'atmosphère en orbite géostationnaire seront lancés vers 2025.

### Source du rayonnement

La télédétection peut être de deux types selon la source de lumière, on distingue alors :

- le sondage actif. La source du rayonnement détecté est artificielle et générée au niveau du satellite (voir figure 2.7 à gauche).



**Figure 2.7** – Représentation schématique des sondages actif (à gauche) et passif (à droite) ([32]).

- le sondage passif. La source du rayonnement est naturelle : il s’agit du soleil, de la terre ou de son atmosphère (voir figure 2.7 à droite).

## 2.2.2 IASI

IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) est un instrument composé d’un interféromètre de Michelson couvrant le domaine spectral infrarouge allant de  $3,62$  à  $15,5 \mu\text{m}$  (ce qui équivaut à un gamme allant de  $645$  à  $2760 \text{ cm}^{-1}$ ). Il a été conçu en coopération par le CNES (Centre National d’Etudes Spatiales) et EUMETSAT (EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites). Cet instrument se trouve à bord des plateformes météorologiques européennes MetOp (Meteorological Operation) opérées par EUMETSAT. Le premier satellite de la série, MetOp-A, a été lancé en 2006, et a été suivi en 2012 par MetOp-B. MetOp-C est prévu pour être lancé en 2018, et portera comme ses deux prédécesseurs un instrument IASI. Les satellites MetOp suivent des orbites polaires à environ  $800 \text{ km}$  d’altitude. Ils effectuent un peu plus de 14 orbites par jour ([33], [34]). IASI est un instrument effectuant un sondage passif au nadir. Afin de couvrir une plus grande surface au sol, l’appareil effectue un balayage allant jusqu’à  $48,3^\circ$ , décomposé en 30 champs de vue (voir figure 2.8). Ainsi, chaque balayage couvre une largeur au sol d’environ  $2200 \text{ km}$  ( $1100 \text{ km}$  de part et d’autre de la trace du satellite), ce qui permet une couverture totale de la surface terrestre environ 2 fois par jour. Chaque champ de vue est composé de  $2 \times 2$  pixels circulaires, ayant, lorsque l’instrument est au nadir, un diamètre de  $12 \text{ km}$  ([30],[33], [34]).

L’objectif de l’instrument est d’apporter des informations météorologiques précises d’une part, notamment les profils en vapeur d’eau et en température, mais aussi d’étudier la composition atmosphérique, en suivant les concentrations de certains éléments à l’état

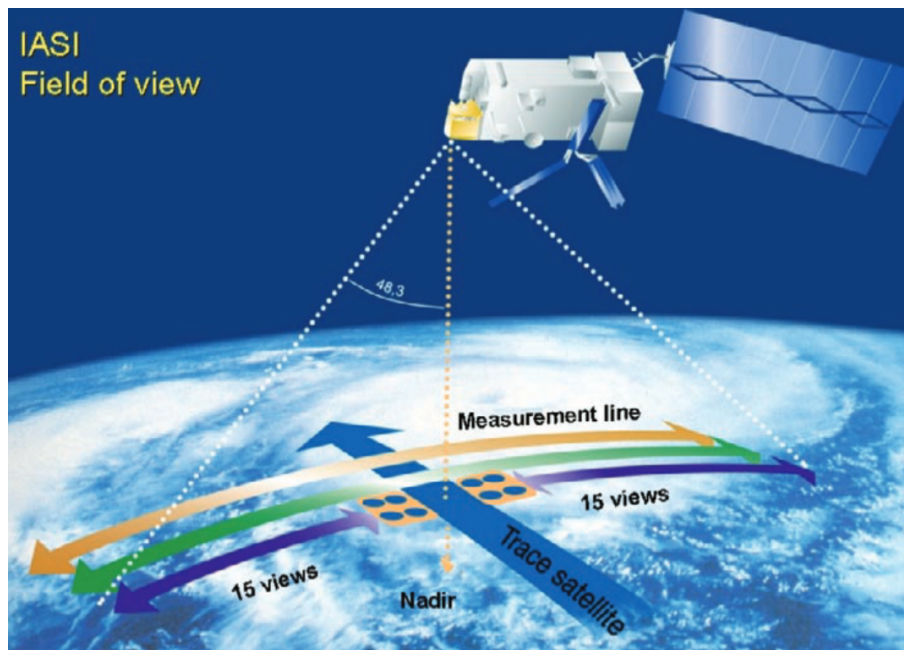


Figure 2.8 – Géométrie du balayage de IASI ([30])

de trace dans l'atmosphère.

Les données obtenues directement par l'instrument, appelées données de niveau 0, sont des interférogrammes. Ils sont convertis en spectres (données de niveau 1A) par une transformée de Fourier au sein même du satellite. Les données sont ensuite calibrées spectralement et radiométriquement et sont associées à une position géographique (données de niveau 1B) avant d'être apodisées pour obtenir les données de niveau 1C. Ce sont les données de niveau 1C qui sont utilisées pour toutes les applications scientifiques et opérationnelles de IASI et également pour la suite de ce mémoire ; nous y ferons référence en parlant simplement des spectres IASI. Ils sont distribués en temps quasi-réel par le système de distribution EUMETcast ([30],[35]).

### Potentiel pour le suivi d'évènements

Bien que ce n'était pas sa priorité, IASI a démontré depuis le lancement de MetOp-A un potentiel exceptionnel pour le suivi d'évènements soudains, affectant la composition de l'atmosphère localement mais significativement sous forme de panache. Le suivi de ces évènements qui sont principalement des éruptions volcaniques et des importants feux de végétation peut se faire par la détection de gaz à temps de vie court. Ces gaz ne sont habituellement présents dans l'atmosphère qu'en trop petite quantité que pour être détectés, et ne sont perçus que dans des panaches concentrés suivant des émissions fortes. La signature spectrale de ceux-ci peut être retrouvée dans les spectres de IASI, permettant ainsi de suivre le panache durant quelques jours. Cette détection permet un suivi en temps quasi réel de panaches de gaz et autres particules ([20],[30],[36]).

- Panaches volcaniques



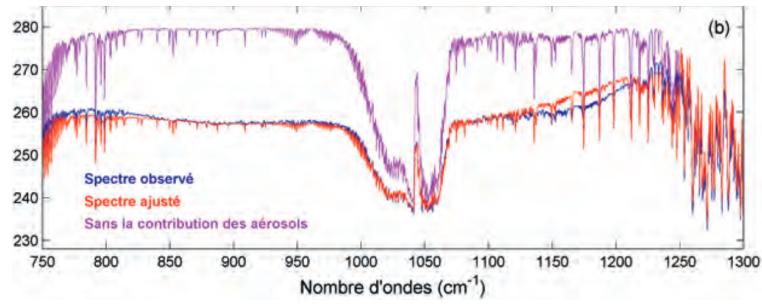
Les éruptions volcaniques rejettent de grandes quantités de cendres dans l'atmosphère, qui peuvent entraîner des dommages conséquents aux moteurs des avions. Pour éviter les conséquences terribles qui pourraient découler du passage d'un avion dans un panache volcanique, il a été décidé d'empêcher aux avions de traverser des nuages de cendres volcaniques. Pour déterminer les zones où se trouvent ces panaches, un algorithme a été mis en place à partir des données IASI ([30],[36]) ; il permet une identification rapide et robuste d'une éruption volcanique et le suivi du panache émis avec un excellent échantillonnage.

Deux critères permettent le suivi des panaches volcaniques. Premièrement, la présence de raies de  $\text{SO}_2$ . Les éruptions volcaniques rejettent généralement de grandes quantités de  $\text{SO}_2$ . Cette espèce, qui est difficilement mesurable dans l'atmosphère "de fond" est donc un excellent témoin de la présence d'un panache volcanique. La présence de ce gaz est déterminée par la comparaison de 4 canaux spectraux de IASI : deux de ceux-ci sont utilisés comme "ligne de base", ce sont des canaux sans signature de  $\text{SO}_2$ . Les deux autres canaux utilisés sont des canaux dans la bande d'absorption la plus intense du  $\text{SO}_2$ . La différence entre les canaux "sans  $\text{SO}_2$ " et "avec  $\text{SO}_2$ " est réalisée dans l'espace des températures de brillance. Si cette différence dépasse un seuil limite, le  $\text{SO}_2$  est considéré comme présent et le système d'alerte automatique est déclenché. Ce système d'alarme automatique fonctionne sur l'entièreté du globe et permet aux gouvernements et agences s'occupant de l'aviation et de la protection des civils à proximité du volcan de prendre leurs décisions rapidement après une éruption. En plus de la détection du  $\text{SO}_2$  par le calcul d'une différence de température de brillance, Clarisse *et al.* (2008, [36]) ont développé une méthode permettant de calculer l'altitude du panache de  $\text{SO}_2$ . La méthode de Clarisse *et al.* se base sur la comparaison entre le spectre mesuré et des spectres de référence calculés avec un panache de  $\text{SO}_2$  à des altitudes différentes.

Lors d'éruptions volcaniques, le  $\text{SO}_2$  et les cendres ne sont pas nécessairement éjectés en même temps, ni, si c'est le cas, à une même altitude. Il en résulte un panache stratifié verticalement, dont les couches peuvent être transportées différemment, impliquant une position différente du  $\text{SO}_2$  et des cendres, problématiques pour les avions. Ainsi, le deuxième critère développé pour le suivi des panaches volcaniques concerne spécifiquement la présence de cendres. La présence de cendres se manifeste dans le spectre IASI par une baisse de la radiance sur une large gamme spectrale, dans la région de la fenêtre atmosphérique (environ de 800 à 1200  $\text{cm}^{-1}$ ). La figure 2.9 illustre l'abaissement de la radiance (exprimée en température de corps noir équivalente) pour les spectres (mesuré et calculé) en présence d'aérosols volcaniques. Cette baisse continue dépend de la taille et de la composition des particules, de leur concentration ainsi que de leur altitude. La méthode de détection repose ici sur la comparaison entre le spectre mesuré et un spectre ajusté à partir de spectres de référence définis au préalable, sur base d'éruptions antérieures.

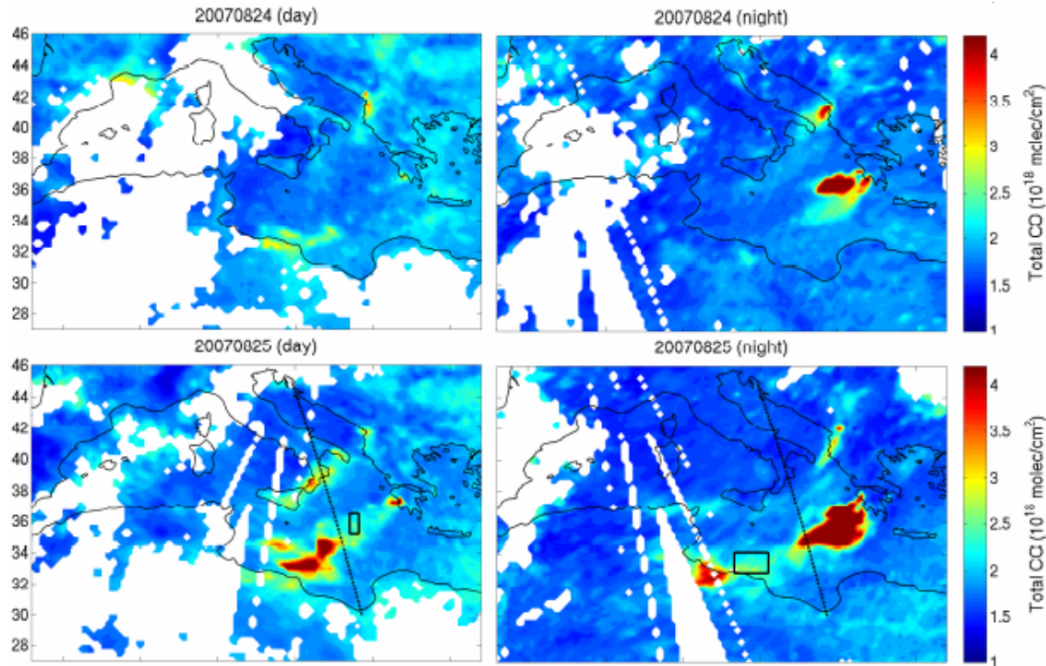
- Feux de végétation

Le suivi des panaches de feux peut être effectué par IASI, notamment par le suivi des colonnes de CO ([20],[30]). Les feux de biomasse rejettent effectivement de grandes



**Figure 2.9** – Spectre (en température de brillance (axe vertical) en K) IASI mesuré en présence de cendres (en bleu), et calculés en présence d’aérosols (rouge) et sans aérosols (rose) (provient de [37]).

quantités de ce gaz, et bien qu’il soit déjà détectable dans l’atmosphère de fond, une augmentation significative de sa colonne est aisément observable par IASI et permet de suivre les déplacements des panaches. La figure 2.10 présente les colonnes de CO restituées des mesures IASI lors des feux de Grèce en 2007. Cette figure montre une claire augmentation de la colonne de CO dans des panaches partant de Grèce (zone de feu) et s’étendant au-dessus de la méditerranée.



**Figure 2.10** – Colonnes de CO calculées à partir des données IASI du 24 et 25 août 2007 pour un événement de feu en Grèce. (Les lignes pointillées noires et les boîtes présentes sur les cartes du bas servent dans l’article d’où est tirée la figure ([38]) mais ne seront pas discutées ici).

A ce jour, aucune étude systématique n’a été réalisée pour évaluer la possibilité de déterminer l’altitude des panaches émis par la restitution (avec différents degrés de contrainte) d’un profil vertical de CO. C’est ce à quoi ce travail s’attache en priorité.

### 3 Transfert radiatif

Nous avons décrit dans les sous-sections précédentes comment les instruments de télédétection (principalement passive) utilisaient l'interaction entre une source et l'atmosphère pour obtenir des informations sur celle-ci. Nous décrirons dans ce chapitre les principes physiques qui régissent ces interactions et qui permettent de modéliser la propagation de la radiation dans le milieu ([39]).

L'équation générale du transfert radiatif décrivant les interactions entre l'atmosphère et une radiation se propageant dans la dimension verticale peut s'écrire de la façon suivante ([39]) :

$$L^\uparrow(\tilde{\nu}; \Theta, z) = L^\uparrow(\tilde{\nu}; \Theta, 0)t(\tilde{\nu}; \Theta, 0, z) + \int_0^z J(\tilde{\nu}, \Omega, z') \frac{\delta}{\delta z'} t(\tilde{\nu}; \Theta, z', z) dz' \quad (3.1)$$

où  $L^\uparrow(\tilde{\nu}; \Theta, z)$  est la radiance monochromatique au nombre d'onde ( $\tilde{\nu}$ ) au sommet de l'atmosphère (enregistrée donc par l'appareil) et  $L^\uparrow(\tilde{\nu}; \Theta, 0)$  la radiance monochromatique au lieu de départ de la radiation (appelée radiance source par la suite) ;  $t(\tilde{\nu}; \Theta, 0, z)$  est la transmittance du milieu considéré entre les altitudes  $z'$  et  $z$ , et  $J(\tilde{\nu}, \Omega, z')$  le terme de source atmosphérique, celui-ci ayant pour contribution la diffusion et l'émission thermique du milieu.  $\Theta$  représente pour sa part l'angle zénithal au sol, angle entre la verticale et le chemin optique reliant le sol au satellite, et  $\Omega$  exprime lui la dépendance de  $J$  vis-a-vis des angles zénithal et azimuthal ( $\theta$  et  $\phi$ ).

Cette équation exprime que la radiance au sommet de l'atmosphère  $L^\uparrow(\tilde{\nu}; \Theta, z)$  mesurée au niveau du satellite est la somme de deux contributions. La première décrite par le premier terme du membre de droite détermine la part du rayonnement provenant de la source arrivant au sommet de l'atmosphère, atténuée ou non par les constituants atmosphériques lors de la propagation. La deuxième contribution décrite par le deuxième terme du membre de droite exprime l'apport radiatif de l'atmosphère (par la diffusion et l'émission thermique) au rayonnement initial, atténué par les couches atmosphériques au-dessus de celle à laquelle l'apport se produit.

Un spectre atmosphérique tel que la mesure IASI représente la radiance  $L^\uparrow(\tilde{\nu}, TOA)$  (TOA : Top Of Atmosphere) ou la température de brillance équivalente en fonction du nombre d'onde ( $\tilde{\nu}$ ). Un spectre peut être calculé de manière théorique si l'on connaît l'état de l'atmosphère, en terme de pression, température et concentrations en les espèces constituantes ; il s'agit du modèle direct. Un spectre mesuré (par satellite) peut être

inversé pour obtenir des informations sur l'état de l'atmosphère à l'endroit et au moment de la mesure. Il s'agit alors de la méthode inverse (voir section 3.1). Dans les deux cas, l'équation 3.1 doit être résolue. Pour cela, il est nécessaire de déterminer les contributions de chacun de ses termes.

- La radiance source  $L^\uparrow(\tilde{\nu}; \Theta, 0)$

Comme nous l'avons expliqué précédemment, nous nous intéressons dans ce mémoire aux mesures de l'instrument IASI, mesurant au nadir dans l'infrarouge. Dans cette gamme de rayonnement, la contribution principale au rayonnement est l'émission thermique de la terre en tant que corps gris. La radiance source peut être exprimée comme suit :

$$L^\uparrow(\tilde{\nu}; \Theta, 0) = \epsilon(\tilde{\nu})B(\tilde{\nu}, T_S) + (1 - \epsilon(\tilde{\nu})) L_0^{\downarrow\uparrow}(\tilde{\nu}) + \alpha(\tilde{\nu})L_0^{\downarrow*}(\tilde{\nu}) \quad (3.2)$$

où  $\epsilon(\tilde{\nu})$  est l'émissivité de la surface terrestre pour le nombre d'onde  $\tilde{\nu}$ ,  $B(\tilde{\nu}, T_S)$  la fonction de Planck définissant l'émission de la surface terrestre comme un corps noir à une température  $T_S$  au nombre d'onde  $\tilde{\nu}$ ,  $L_0^{\downarrow\uparrow}(\tilde{\nu})$  est la radiance moyenne émise par l'atmosphère au niveau de la surface terrestre,  $\alpha(\tilde{\nu})$  est la réflectivité effective de la surface terrestre, et  $L_0^{\downarrow*}(\tilde{\nu})$  est la radiation émise par le soleil au nombre d'onde considéré atteignant la surface terrestre.

Trois contributions sont donc à prendre en compte pour déterminer la radiance source, chacune étant exprimée dans un terme de l'équation 3.2. Le premier terme correspond à l'émission de la surface terrestre en tant que corps gris (la surface terrestre n'étant pas un corps noir parfait, la fonction de Planck est corrigée par l'émissivité de la surface). Le deuxième terme exprime pour sa part la quantité de rayonnement IR émis par l'atmosphère en direction de la terre et réfléchi par la surface. Finalement, le dernier terme exprime pour sa part la fraction de rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre en direction du satellite.

- Le terme de source atmosphérique  $J(\tilde{\nu}, \Omega, z')$

Dans le cadre de ce mémoire, seules des scènes entièrement dépourvues de nuages ou pratiquement dépourvues (couverture nuageuse en dessous de 25 %) sont étudiées. Dès lors, l'atmosphère peut être considérée comme un milieu non-diffusif, et le terme de source atmosphérique n'a plus qu'une contribution qui correspond à l'émission thermique de l'atmosphère. Le terme  $J(\tilde{\nu}, \Omega, z')$  peut alors être simplifié et être exprimé comme l'émission d'un corps noir à une température atmosphérique  $T$  et à un nombre d'onde  $\tilde{\nu}$ ,  $B(\tilde{\nu}, T)$ .

- La transmittance

La transmittance  $t(\tilde{\nu}; \Theta, z', z)$  du milieu entre les altitudes  $z'$  et  $z$  est reliée à la façon qu'a chaque espèce d'atténuer la radiation au nombre d'onde  $\tilde{\nu}$  considéré. Elle est donc reliée aux sections efficaces d'absorption de ces espèces par la relation suivante :

$$t(\tilde{\nu}; \Theta, z', z) = \exp \left[ - \int_{z'}^z \sum_j \sigma_j(\tilde{\nu}; z'') \rho_j(z'') \frac{\delta s(\Theta, z'')}{\delta z''} dz'' \right] \quad (3.3)$$

où  $\sigma_j(\tilde{\nu}; z'')$  est la section efficace d'absorption de l'espèce  $j$  au nombre d'onde  $\tilde{\nu}$  à l'altitude  $z''$  en  $cm^2/molécules$ ,  $\rho_j(z'')$  est la densité moléculaire de l'espèce  $j$  à l'altitude  $z''$  (en  $molécules/cm^3$ ), et  $s(\Theta, z'')$  est le chemin parcouru par la radiation, déterminé par le "ray tracing".

- Le ray tracing

Le ray tracing détermine le chemin parcouru par la lumière dans l'atmosphère : il est indispensable à la résolution du transfert radiatif au sein de celui-ci. Il est fonction notamment de l'altitude, de l'angle zénithal  $\theta$  et tient compte de la courbure de la terre.

En pratique, pour pouvoir résoudre l'équation du transfert radiatif, une discrétisation en couches de l'atmosphère est effectuée. Par convention, les niveaux sont numérotés de 0 à  $N$  en partant de la surface terrestre pour arriver au sommet de l'atmosphère. Les couches considérées entre deux niveaux sont pour leur part numérotées de 1 à  $N$ . Pour chaque couche, une moyenne est calculée sur les paramètres atmosphériques ( $\bar{T}_i, \bar{P}_i, \dots$ ). De plus, la colonne partielle pour chaque molécule  $y$  est calculée de la façon suivante :

$$PC_{i,j} = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \rho_j(z) \frac{\delta s(z, \Theta)}{\delta z} dz \quad (3.4)$$

où  $PC_{i,j}$  représente la colonne partielle de la molécule  $j$  dans la couche  $i$  s'étendant de l'altitude  $z_i$  à  $z_{i+1}$ . Cette colonne partielle est exprimée en  $molécules/cm^2$  et représente une concentration intégrée sur la verticale sur la hauteur de la couche.

L'équation 3.1 est alors calculée successivement pour chaque couche. La température étant considérée constante sur toute la hauteur de la couche, l'équation 3.1 devient pour une couche  $i$  :

$$L_i^\uparrow = \bar{B}_i + (L_{i-1}^\uparrow - \bar{B}_i) \tilde{t}_i \quad (3.5)$$

où  $L_i^\uparrow$  est la radiance à la sortie de la couche  $i$ ,  $\bar{B}_i$  est la fonction de Planck décrivant l'émission de la couche  $i$  calculée à la température moyenne de cette couche  $\bar{T}_i$ ,  $L_{i-1}^\uparrow$  la radiance sortant de la couche  $i-1$  et donc entrant dans la couche  $i$ , et  $\tilde{t}_i = t(\tilde{\nu}; z_{i-1}, z_i)$  est la transmittance effective de la couche  $i$ .

L'émission du niveau 0 (surface terrestre)  $L_0^\uparrow$  est calculée en utilisant l'équation 3.2. La transmittance effective  $\tilde{t}_i$  est pour sa part calculée en utilisant une équation semblable à l'équation 3.3 utilisant les paramètres moyennés et les colonnes partielles définis précédemment :

$$\tilde{t}_i = \exp \left[ - \sum_j PC_{i,j} \sum_l \sigma_{j,l}(\tilde{\nu}; \bar{T}_i, \bar{P}_i) \right] = \exp \left[ - \sum_j PC_{i,j} \sum_l \sigma_{j,l}^{int} \times g_{j,l}(\tilde{\nu}; \bar{T}_i, \bar{P}_i) \right] \quad (3.6)$$

où  $i$  fait à nouveau référence à la couche considérée,  $\sigma_{j,l}(\tilde{\nu}; \bar{T}_i, \bar{P}_i)$  est la section efficace d'absorption de l'espèce  $j$  pour la raie  $l$ ,  $\sigma_{j,l}^{int}$  est la section efficace d'absorption intégrée de l'espèce  $j$  pour la raie  $l$ , et  $g_{j,l}(\tilde{\nu}; \bar{T}_i, \bar{P}_i)$  est le profil de la raie  $l$ . Le calcul des transmittances nécessite un ensemble de données spectroscopiques, reprises dans des bases de données compilant les paramètres de raies, notamment la position de celles-ci,  $\sigma_{j,l}^{int}$ , et les paramètres d'élargissement permettant de calculer  $g_{j,l}(\tilde{\nu}; \bar{T}_i, \bar{P}_i)$ . La base de données spectroscopiques utilisée dans ce mémoire est HITRAN 2012 ([40]).

### Contraste thermique

La région du spectre électromagnétique mesurée par IASI et donc utilisée dans le cadre de ce mémoire est l'infrarouge thermique. Les contributions principales au rayonnement mesuré par l'instrument seront les émissions thermiques de la surface terrestre et de l'atmosphère. Dès lors, le profil de température est important et la différence de température entre deux niveaux successifs (appelée contraste thermique) joue un rôle sur la sensibilité de la mesure. Pour le montrer, prenons un cas hypothétique d'une atmosphère constituée d'une seule couche isotherme à la température  $T_a$  et d'une surface à la température  $T_s$  ayant une émissivité  $\epsilon$  égale à 1. Nous négligerons également le rayonnement solaire réfléchi.

Dans ce cas, dans l'équation 3.5,  $L_{i-1}^\uparrow$  représente l'émission thermique par la surface, celle-ci étant donnée par la fonction de Planck et devient  $B(T_s)$ .  $B_i$  représentant l'émission thermique de la couche, ici l'atmosphère, elle devient  $B(T_a)$ . L'équation 3.5 devient :

$$L_i^\uparrow = B(T_a) + (B(T_s) - B(T_a))\tilde{t}_i \quad (3.7)$$

Considérons un contraste thermique  $TC = 0$ , alors  $T_s$  est égal à  $T_a$  et l'équation 3.7 nous donne

$$L_i^\uparrow = B(T_a) \quad (3.8)$$

La radiance au sommet de l'atmosphère est donc celle donnée par la fonction de Planck d'un corps à une température  $T_a$  et ne contient dès lors aucune information spectrale sur la composition de la couche atmosphérique traversée. Le contraste thermique influence donc directement la sensibilité des appareils mesurant dans l'infrarouge : plus la valeur de  $TC$  (en valeur absolue) est élevée, plus le signal dans le spectre dû aux interactions de la radiation dans le milieu traversé sera important.

### 3.1 Méthode inverse

La méthode inverse est la méthode consistant à obtenir des informations sur la composition du milieu traversé (l'atmosphère) à partir du spectre mesuré à la sortie de celui-ci. Dans le cas qui nous occupe, qui est celui de la restitution d'un profil vertical de concentration à partir d'une mesure intégrée (au nadir), le problème inverse est dit mal-posé, en ce sens qu'une infinité de solutions sont possibles pour reproduire le spectre. Afin de contraindre le système et d'obtenir la solution qui refléterait au mieux la réalité de la composition, des connaissances initiales à priori sur différents paramètres atmosphériques (le profil de température, les profils verticaux de concentrations de différentes molécules,...) sont nécessaires.

La méthode d'inversion utilisée dans ce mémoire est la méthode dite de l'estimation optimale, développée par Rodgers ([41]), et résumée ci-dessous ([15], [39]).

L'équation 3.1 du transfert radiatif  $y$  est généralisée de la façon suivante :

$$\mathbf{y} = \mathbf{F}(\mathbf{x}, \mathbf{b}) + \eta \quad (3.9)$$

où  $\mathbf{y}$  est le vecteur de mesures contenant les radiances mesurées par l'instrument,  $\mathbf{x}$  est le vecteur d'état contenant les concentrations moléculaires recherchées,  $\mathbf{b}$  est un vecteur représentant tous les autres paramètres ayant un impact sur la mesure (température, pression, paramètres instrumentaux, ...) et étant fixés,  $\eta$  est le bruit associé à la mesure, et  $\mathbf{F}$  est la fonction représentant le transfert radiatif direct, reliant l'état de l'atmosphère aux radiances à la sortie de celui-ci.

L'objectif de l'inversion est de trouver un vecteur d'état  $\hat{\mathbf{x}}$ , approximation la plus proche possible du vecteur d'état  $\mathbf{x}$  contenant les informations réelles sur l'état de l'atmosphère (inconnu). L'approximation recherchée doit être la plus cohérente possible avec les mesures  $\mathbf{y}$  et avec les connaissances à priori sur l'état de l'atmosphère. Pour cela, un vecteur d'état à priori  $\mathbf{x}_a$  censé représenter la meilleure connaissance à priori du profil vertical de concentration recherché est construit et sert de point de départ à la procédure inverse. Il sera combiné avec le vecteur de radiances mesurées  $\mathbf{y}$ , ces deux vecteurs pondérés par leur matrice de covariance respective représentant leurs variations statistiques.

Pour un problème linéaire, la solution de l'estimation optimale est donnée par

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}_a + \left( \mathbf{K}^T \mathbf{S}_\eta^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{S}_a^{-1} \right)^{-1} \mathbf{K}^T \mathbf{S}_\eta^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a) \quad (3.10)$$

où  $\mathbf{K}$  est la matrice des jacobiens du modèle direct  $\mathbf{F}$ , les lignes de laquelle sont les dérivées du spectre par rapport aux variables ajustées,  $\mathbf{S}_\eta$  est la matrice de covariance de la mesure, représentant principalement le bruit, et  $\mathbf{S}_a$  la matrice de covariance *a priori*, représentant la variabilité sur le profil  $\mathbf{x}_a$ .

Dans le cas d'un problème modérément non-linéaire comme celui qui nous occupe, l'équation 3.10 est répétée itérativement jusqu'à convergence. Pour l'itération  $i$ , on a alors :

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_a + \left( \mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_\eta^{-1} \mathbf{K}_i + \mathbf{S}_a^{-1} \right)^{-1} \mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_\eta^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_i) + \mathbf{K}(\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_a)] \quad (3.11)$$

Une fois la convergence obtenue, le vecteur  $\hat{\mathbf{x}}$  reprend l'ensemble des informations recherchées. Sa matrice de covariance,  $\hat{\mathbf{S}}$ , représente les erreurs statistiques totales qui lui sont associées et est donnée par

$$\hat{\mathbf{S}} = \left( \mathbf{K}^T \mathbf{S}_\eta^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{S}_a^{-1} \right)^{-1} \quad (3.12)$$

## 3.2 Spectres atmosphériques

Les spectres mesurés par IASI peuvent être "inversés" pour obtenir des informations sur la composition atmosphérique. Cependant, toutes les molécules ne peuvent être perçues, notamment à cause de la faiblesse du changement dans le signal dû à ces molécules en comparaison du bruit. La figure 3.1 représente d'une part un spectre IASI mesuré (en radiance normalisée, radiance divisée par la fonction de Planck à la température de la surface locale), et d'autre part des simulations de spectres pour des molécules ayant déjà été perçues par IASI. Certaines de ces molécules (vignettes du milieu) sont visibles sur n'importe quel spectre IASI individuel, de par leur grande concentration ou capacité d'absorption. Elles ont un temps de vie allant de plusieurs semaines à plusieurs dizaines d'années.

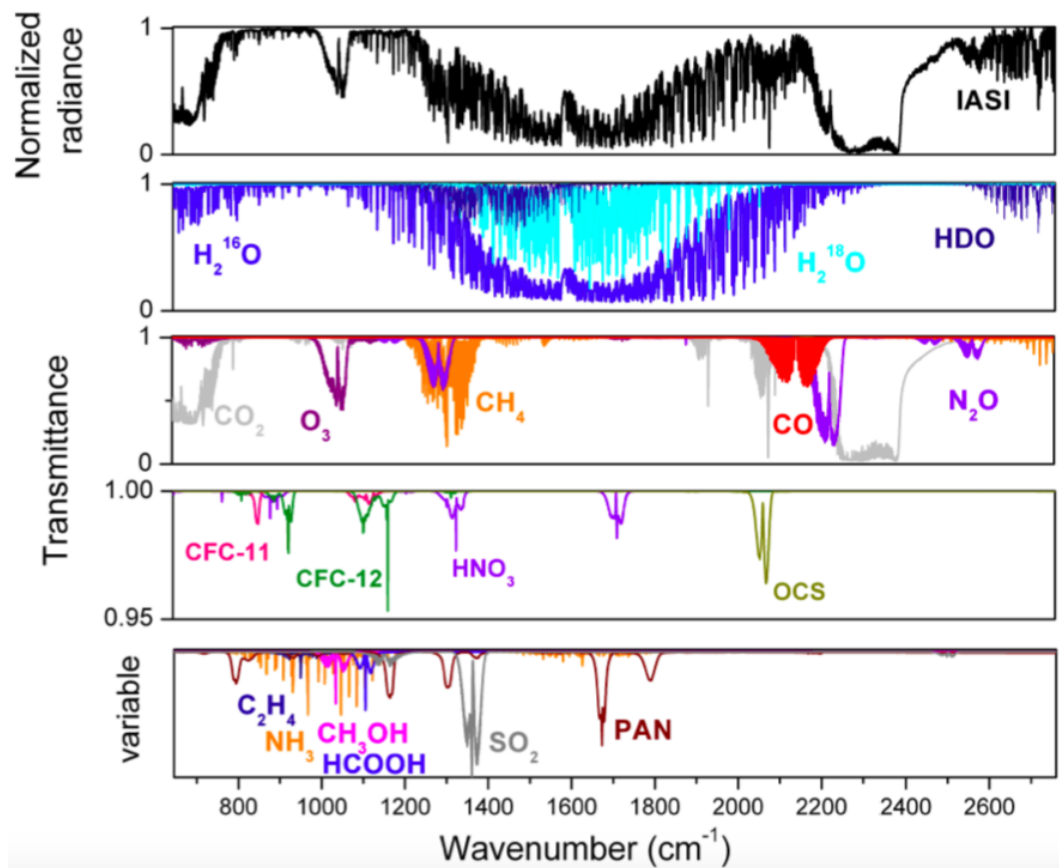
D'autres molécules (vignette du bas) sont détectables par IASI mais ne le sont pas systématiquement. Elles ont généralement un temps de vie très court (allant de quelques heures à quelques jours). Ces molécules ne sont donc observées que pour des événements particuliers (feux de végétation, éruptions volcaniques) ou dans des régions spécifiques à proximité d'une source.

La mesure de l'une d'entre elle, l'éthène ( $\text{C}_2\text{H}_4$ ) nous intéresse plus particulièrement dans le cadre de ce mémoire. La signature de  $\text{C}_2\text{H}_4$  ne semble perçue que dans certains spectres associés à un panache d'un important feu de végétation injecté à une certaine altitude.

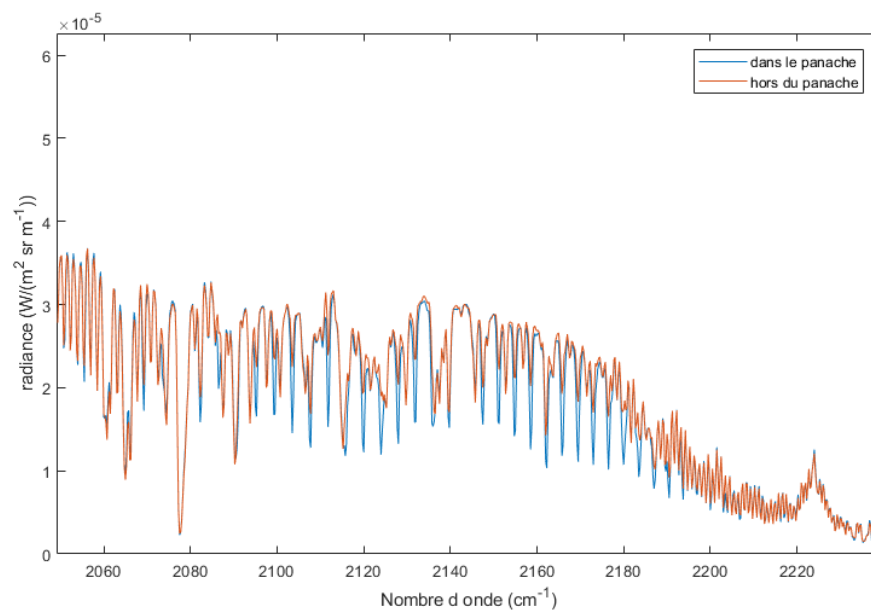
Cependant, comme dit précédemment (voir section 2.2.2), d'autres changements dans les spectres sont causés par des événements particuliers. La baisse de radiance sur une large gamme de spectre a déjà été montrée (figure 2.9) pour des spectres calculés.

Un autre changement perceptible dans le spectre et sur lequel nous porterons notre attention dans la suite de ce mémoire est le changement visible dans l'amplitude de l'absorption par CO (dans la bande vibrationnelle 1-0 centrée aux alentours de  $2100 \text{ cm}^{-1}$  ([39])). Le CO est dégagé en grandes quantités durant les feux de végétation ([38]), et la plus grande concentration en cette molécule dans les panaches émis entraîne une augmentation du spectre d'absorption lié à celle-ci (voir figure 3.2).





**Figure 3.1** – Vignette du haut : spectre en radiance atmosphérique (en unités normalisées) relevé par IASI sur la plateforme MetOp, au-dessus de l’Australie le 20 décembre 2006. Vignettes du milieu : simulations de transfert radiatif pour identifier les principaux gaz absorbants. Vignette du bas : simulations de transfert radiatif pour identifier les absorbants les plus faibles (échelle variable). Toutes les espèces indiquées ont déjà été détectées par IASI, mais certaines seulement dans des situations particulières. Figure tirée de Clerboux et al. 2009 ([35]).



**Figure 3.2** – Spectres IASI dans la région du spectre où la contribution de la bande 1-0 du CO est visible mesurés au sud-est de l’Australie le 10 février 2014 dans un panache (en bleu) et hors de celui-ci (en rouge). Ce spectre correspond à l’événement qui nous occupe.



# 4 Etude théorique de la sensibilité à l'altitude d'injection

Nous avons expliqué dans le chapitre précédent les aspects généraux du transfert radiatif. Le but de ce mémoire étant de réussir à retrouver de l'information sur la structure verticale de l'atmosphère, nous parlerons dans ce chapitre des effets spectroscopiques amenant des différences dans un spectre lorsque l'altitude à laquelle est présente une espèce change [42].

- Profil de raie

Le profil de raie décrit la façon avec laquelle l'absorption et l'émission se distribuent autour de la position de la raie, déterminée elle par la transition énergétique effectuée pendant le processus. Plusieurs effets causent l'élargissement de raie. Un premier effet est dû au temps de vie intrinsèque de l'espèce excitée dont la variation amène un élargissement naturel de la raie. L'élargissement naturel est typiquement faible en comparaison des autres, que nous abordons ci-dessous, et donc rarement résolu. Par ailleurs, il est le même peu importe l'altitude à laquelle se trouve l'espèce et ne sera donc pas exploitable dans notre cas.

- Profil gaussien

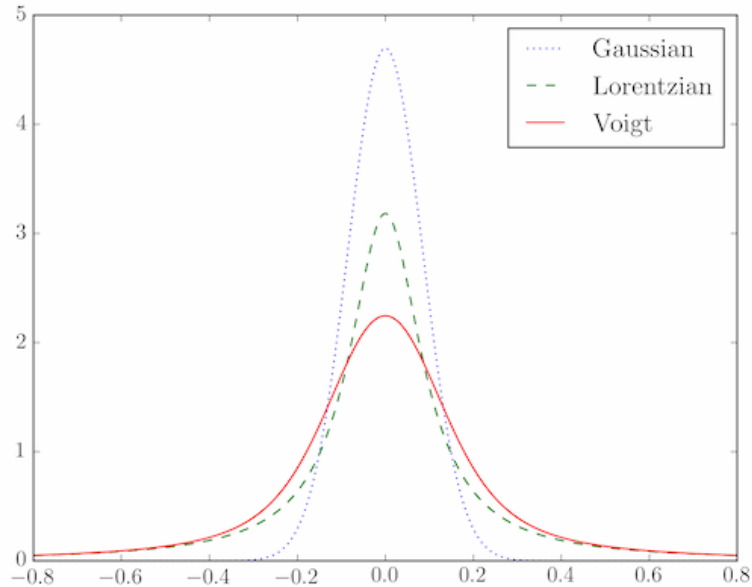
Les vitesses relatives des molécules par rapport au rayonnement avec lesquelles elles interagissent amènent à l'apparition d'un effet Doppler. Cet effet provoque un décalage par rapport à la position centrale de la raie et, étant donné la distribution des vitesses, conduit à un élargissement de celle-ci. L'élargissement causé par l'effet Doppler se traduit par un profil de raie de type gaussien. Les vitesses des molécules étant directement reliées à la température, cet effet dépendra de la température, prenant plus d'importance lorsque celle-ci augmente.

- Profil Lorentzien

Les collisions subies par les molécules interagissant avec la radiation font varier le temps de vie d'une espèce excitée. Ces modifications amènent à un élargissement de la raie et confèrent à celle-ci un profil de type lorentzien. Le nombre de collisions étant proportionnel au nombre d'autres molécules présentes, il est

proportionnel à la densité de molécules et donc à la pression. Cet effet prendra plus d'importance en présence d'une pression élevée.

Le profil d'une raie, lorsque ces deux types d'effet d'élargissement sont présents, peut être représenté par un profil de Voigt (voir figure 4.1). Le profil de Voigt est la convolution des profils gaussien et lorentzien.



**Figure 4.1** – Représentations des profils gaussien, lorentzien et de Voigt. Figure provenant de [43].

Selon la pression et la température, une des deux contributions au profil de Voigt prendra plus d'importance. Dans l'atmosphère terrestre, l'élargissement par pression domine du sol jusqu'à environ 30 km d'altitude. La pression diminuant rapidement avec l'altitude, une information sur l'altitude à laquelle a lieu l'interaction (et donc à laquelle est présente l'espèce observée) peut être obtenue en analysant le profil de chaque raie.

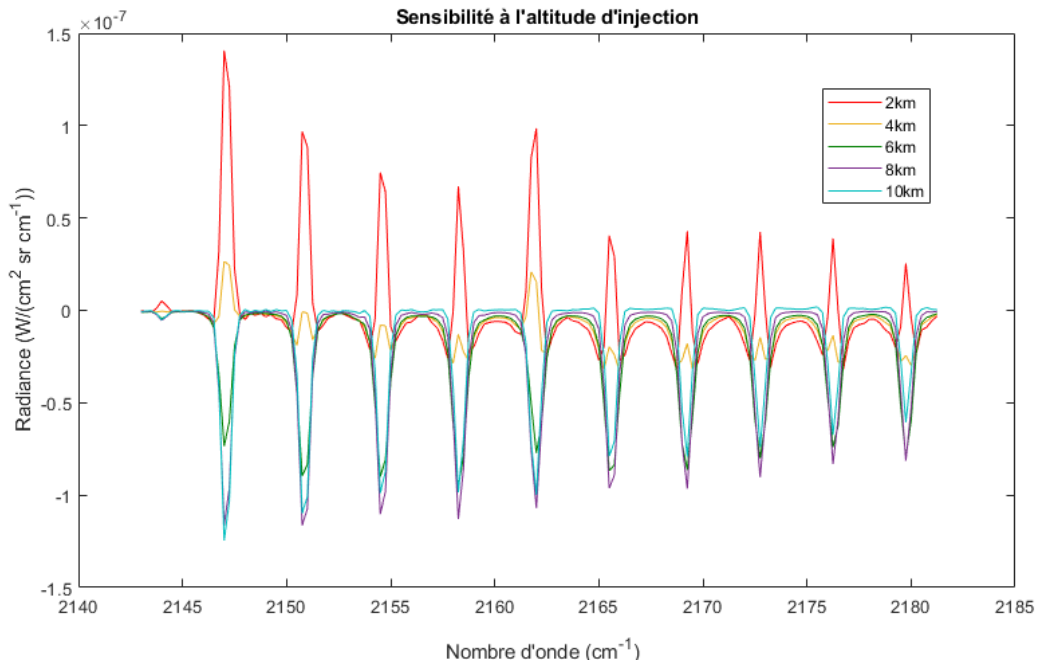
- Intensités relatives entre raies d'une même branche

Les raies au sein d'une branche rotationnelle proviennent des transitions entre différents états énergétiques. La population de ces états est décrite par la statistique de Boltzmann. Celle-ci indique que la densité d'état est reliée à la température : plus la température augmente et plus la population sur des états d'énergie supérieure augmente. La température variant avec l'altitude, une modification de celle-ci entraînera une modification des populations d'états, et donc une différence d'intensité relative entre les différentes raies de la bande : une température plus élevée amènera à une branche plus étendue spectralement, l'intensité relative des raies à haut  $J$  (nombre quantique rotationnel) sera donc plus grande.

## 4.1 Information spectrale sur l'altitude d'un panache de CO

Les effets décrits ci-dessus sont parfois insuffisants pour être perçus dans les spectres relevés par les instruments mis en orbite sur des plateformes satellites. C'est en particulier souvent le cas pour les mesures effectuées en visée au nadir, qui moyennent ces variations souvent faibles au cours de la propagation de la radiation de couche en couche.

Afin d'estimer dans quelle mesure ils peuvent être exploités dans les radiances IASI pour estimer l'altitude à laquelle se trouve l'espèce, des simulations théoriques (modèle direct du transfert radiatif) ont été effectuées. Un spectre pour un profil *a priori* de CO a été calculé. Ensuite, des spectres sont calculés pour des panaches "théoriques" en augmentant le profil *a priori* à différentes altitudes. Pour chaque calcul, toutes les conditions (profils de concentration d'autres molécules, de température et de pression) sont gardées constantes. Notons que les profils de CO sont modifiés de manière à représenter une même colonne totale : la différence entre le spectre représentant le panache et la référence sera donc uniquement due aux profils de concentrations et non à la concentration de l'espèce intégrée sur la verticale. Les résultats, présentés en terme de différences de spectre sont portés sur la figure 4.2.



**Figure 4.2** – Différences entre des spectres simulés avec des profils de CO pour un panache de feu localisé à différentes altitudes (couleur) et un spectre de référence simulé avec un profil de fond (*a priori*). Les profils de CO sont construits en augmentant le VMR aux différentes altitudes (couleurs) tout en maintenant la colonne totale constante. Les spectres sont montrés pour l'intervalle spectral entre 2143 et 2181.25  $\text{cm}^{-1}$  (bande 1-0 du CO) généralement utilisé pour la restitution des profils. Les spectres sont simulés avec la fonction instrumentale de IASI.

Cette figure est intéressante en ce sens qu'elle nous montre que les effets mentionnés

au début de ce chapitre sont détectables en l'absence de bruit instrumental. Les raies sont plus élevées à leur base sur les spectres pour lesquels la concentration de CO est augmentée à basse altitude (pour y représenter un panache). De plus, en comparant les profils pour les panaches à 6, 8 et 10 km, on perçoit l'effet provenant du changement de population causé par le changement de température : la différence entre les écarts au spectre de référence à bas J (vers  $2145 \text{ cm}^{-1}$ ) et ceux à haut J (vers  $2180 \text{ cm}^{-1}$ ) est plus importante pour la simulation pour le panache à 10 (8) km que pour celle avec le panache à 8 (6) km, ce qui illustre bien la variation dans l'intensité relative entre ces deux niveaux.

Bien que les effets attendus se distinguent à la figure 4.2, il est important de les mettre en regard du bruit instrumental afin de déterminer si ils peuvent être exploités en pratique. Nous constatons que la valeur de la différence dans le signal est de l'ordre du bruit instrumental de IASI dans cette région du spectre ( $1.2 \times 10^{-7} \text{ W}/(\text{cm}^2 \text{ sr cm}^{-1})$ ). Notons cependant que, pour les simulations, nous avons maintenu les colonnes totales constantes, ce qui est clairement non-représentatif d'un feu, où nous nous attendons à avoir des panaches très concentrés à l'altitude d'injection (augmentant de façon significative la colonne totale). La figre 4.2 donne donc une vision peu favorable des effets qui devraient exister dans la réalité.

En conclusion, les résultats de cette analyse théorique montrent que la différence sur le profil de CO est contenue et perceptible dans les spectres de IASI et vraisemblablement exploitable en cas d'événements de feux intenses.

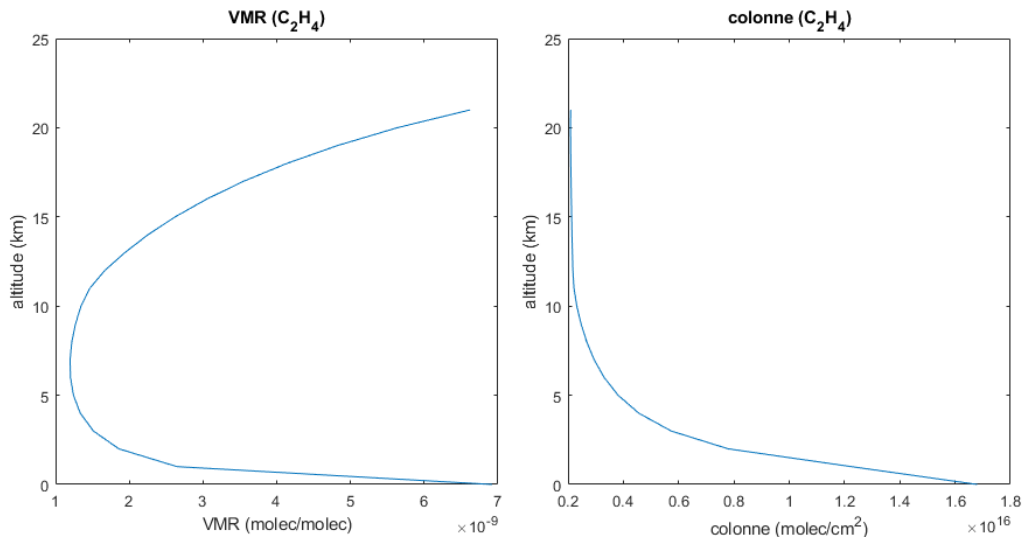
## 4.2 Limite de détection du $\text{C}_2\text{H}_4$

Étant donné la faible signature spectrale de  $\text{C}_2\text{H}_4$ , on ne cherche pas à restituer un profil de concentration de cette espèce. Cependant, l'altitude à laquelle le panache se trouve peut avoir un impact sur sa détection. Une étude théorique des concentrations nécessaires à la détection de ce composé en fonction de l'altitude a été effectuée.

Pour ce faire, différentes simulations de spectres sont réalisées; elles se distinguent uniquement en terme des profils de  $\text{C}_2\text{H}_4$  utilisés en entrée. Ceux-ci sont construits avec un VMR égal à 0 pour toutes les altitudes sauf une. La valeur de VMR à cette altitude testée est la même pour chaque simulation. A nouveau, le profil exprime le VMR, mais les concentrations aux autres altitudes que celle à laquelle est ajouté notre apport en  $\text{C}_2\text{H}_4$  sont égales à 0 et le profil est normalisé pour amener à une colonne égale : nous avons donc des colonnes partielles égales mais à différentes altitudes pour chaque calcul. Le spectre de référence est celui calculé sans  $\text{C}_2\text{H}_4$ .

Une différence est ensuite calculée (en radiance au niveau du nombre d'onde de la branche Q de  $\text{C}_2\text{H}_4$ , à  $949.5 \text{ cm}^{-1}$ ) entre chaque simulation de  $\text{C}_2\text{H}_4$  (aux différentes altitudes) et la référence. La différence est normalisée par rapport à la valeur du bruit instrumental de IASI ( $2 \times 10^{-6} \text{ W}/(\text{cm}^2 \text{ sr cm}^{-1}$  à ce nombre d'onde) afin d'obtenir le VMR et la colonne partielle de  $\text{C}_2\text{H}_4$  limite nécessaire pour que le signal dû à cette espèce

soit égal au bruit. Ces valeurs limites sont propres à chaque altitude et sont portées sur la figure 4.3.



**Figure 4.3** – Détermination théorique de l'abondance (VMR à gauche et colonne partielle à droite) de  $C_2H_4$  nécessaire (seuil de détection) à obtenir un signal de la valeur du bruit instrumental pour différentes altitudes. Les calculs se réfèrent à la branche Q du  $C_2H_4$  à  $949.5\text{ cm}^{-1}$ .

La figure 4.3 montre que la colonne partielle de  $C_2H_4$  nécessaire à générer un signal détectable au niveau de la branche Q à  $949.5\text{ cm}^{-1}$  diminue lorsque l'altitude augmente et cette décroissance s'effectue de manière rapide. La valeur du seuil de détection en VMR nécessaire remonte à haute altitude étant donné la décroissance dans la densité d'air. La figure 4.3 montre donc qu'il faudrait un VMR d'environ 7 ppb pour détecter le  $C_2H_4$  si il est émis à la surface, alors que cette valeur n'est plus que d'environ 2 ppb pour un panache émis au niveau de la couche limite.





# 5 Cas d'étude

## 5.1 Description et choix de l'événement

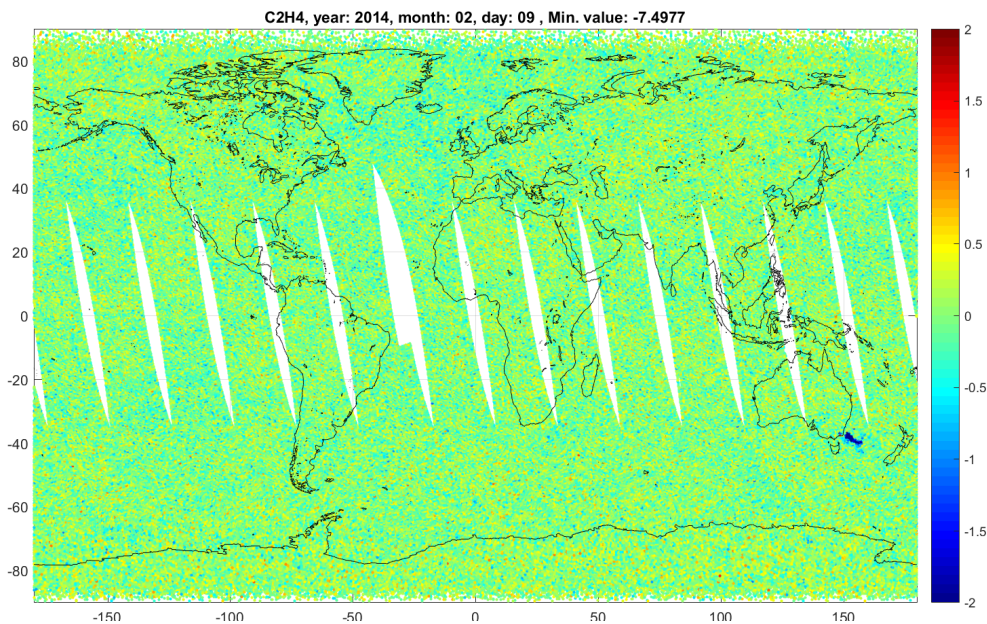
L'objectif de ce mémoire est de déterminer s'il est possible de retrouver de l'information sur la hauteur d'un panache dans un spectre IASI de ce panache. La première étape dans notre démarche est la sélection d'un événement important de feu de végétation sur lequel centrer l'étude. Pour ce faire, nous utilisons des cartes de  $C_2H_4$  fournies en indice de détection dans l'espace des radiances. Cet indice, nommé Hyperspectral Range Index (HRI) est semblable à une différence de températures de brillance, mais est considérablement plus sensible en raison de l'utilisation d'une large gamme spectrale. La méthode originelle est décrite en détail dans Walker *et al.* ([44]). La molécule de  $C_2H_4$ , qui a une très courte durée de vie, n'est pas systématiquement détectée en cas de feux de végétation (nous avons montré dans la figure 4.3 que la détection était précisément très sensible à l'altitude d'injection) mais ne se révèle que lors de ceux-ci. Ainsi, la détection de  $C_2H_4$  assure la présence d'un panache de feu de végétation important. Pour réaliser la sélection, les distributions journalières de sept années ont été visualisées (2009 à 2016) et plusieurs événements ont été pré-sélectionnés. Le choix de l'événement final a été effectué sur plusieurs critères.

- Afin de rendre l'exercice d'inversion le moins compliqué possible, nous avons rejeté les événements dont le panache était perceptible plus de deux voire trois jours successifs. En effet, bien que le temps de vie atmosphérique de  $C_2H_4$  varie avec la saison et la latitude, il n'est que de quelques heures et n'atteint plusieurs jours que dans des situations exceptionnelles. Un panache montrant des concentrations fortes de  $C_2H_4$  après 3 jours indique probablement un feu qui a été réalimenté au cours du temps. Le panache résultant pourrait être à plusieurs altitudes et cela rendrait notre analyse compliquée.
- Pour ces mêmes raisons, nous avons également écarté les panaches se trouvant dans des régions où de nombreux feux sévissent.
- Pour préciser la localisation des feux sur la région observée, la détection des feux actifs de MODIS (voir section 2.1.2) a été utilisée via l'outil worldview ([45]) ; celui-ci reprend notamment les cartes MODIS prises dans le visible (images satellites) ainsi que les feux actifs détectés par cet imageur. Ces données ne sont disponibles par ce biais qu'à partir de 2012 et les mesures antérieures de IASI n'ont donc pas

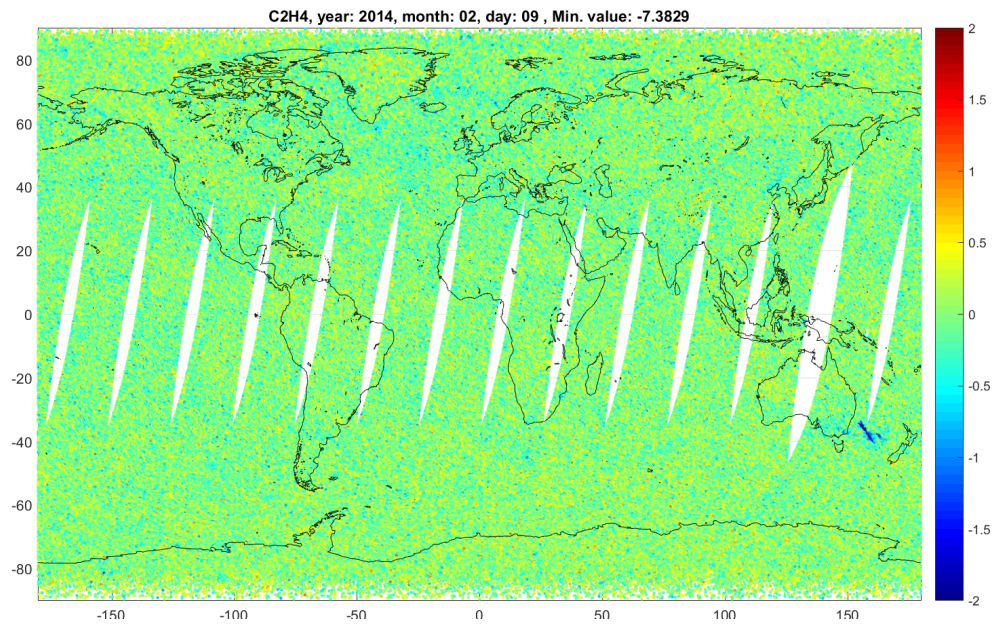
été considérées plus en avant.

- Nous avons écarté les événements pour lesquels l'étendue du feu estimée par MODIS est trop grande et dispersée, à nouveau pour éviter que des panaches différents émis par différents feux se superposent.
- Enfin, pour permettre la comparaison de l'altitude restituée des mesures IASI, seuls les événements dont le panache est survolé et perçu par CALIPSO sont conservés. Nous rappelons que CALIPSO est l'instrument le plus sensible aux profils verticaux des aérosols. Ses mesures sont une référence pour la mesure des altitudes d'injection (section 2.1.4).

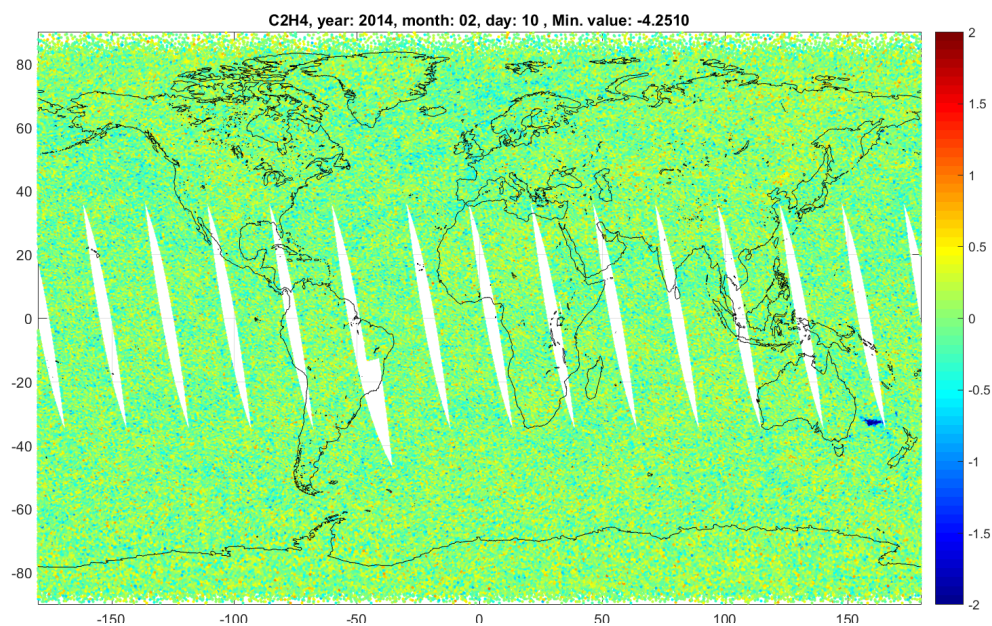
L'événement sélectionné répond à tous ces critères. Le panache se situe au sud-est de l'Australie et est visible sur les relevés de  $C_2H_4$  les 9 et 10 février 2014 (voir figures 5.1, 5.2, 5.3 ; le panache est identifiable par des valeurs de HRI inférieures à -1). Au delà des critères établis, l'événement sélectionné présente l'avantage de se caractériser par un panache se déplaçant au-dessus de l'océan, ce qui minimise les sources d'erreurs dans l'inversion des profils (température au sol relativement constante sous l'ensemble du panache, émissivité du sol constante) et confère la certitude que le panache n'est pas renforcé par de nouvelles émissions.



**Figure 5.1** – Carte de  $C_2H_4$  pour le premier passage IASI du 9 février 2014. Axe vertical : latitude. Axe horizontal : longitude. Couleur : HRI du  $C_2H_4$  (indice sans unité dont la valeur absolue augmente avec la colonne totale). Le panache sélectionné est observé au-dessus de l'océan, au sud de l'Australie et est identifiable le premier jour par des valeurs de HRI inférieures à -2 en son centre.



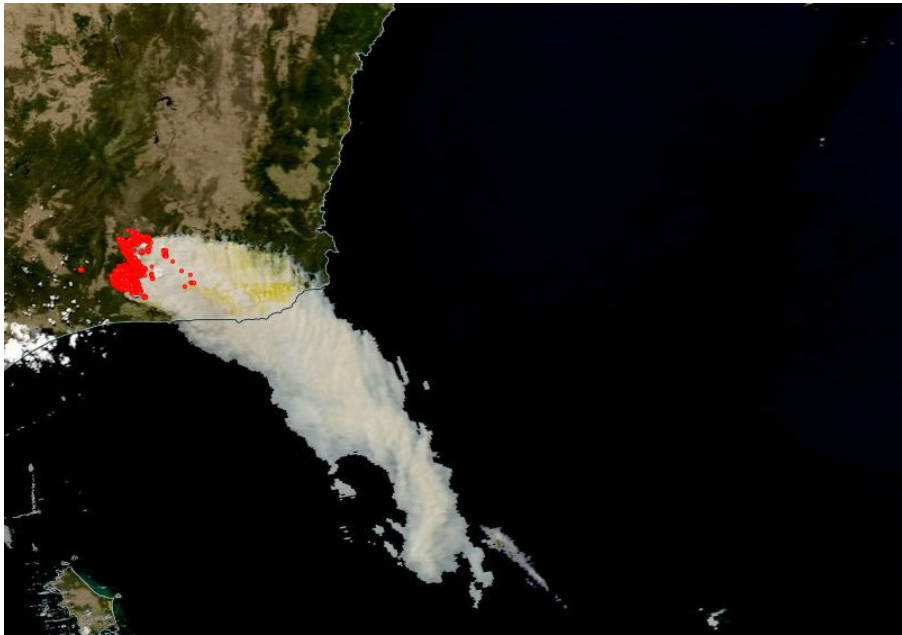
**Figure 5.2** – Carte de  $C_2H_4$  pour le deuxième passage IASI du 9 février 2014. Axe vertical : latitude. Axe horizontal : longitude. Couleur : HRI du  $C_2H_4$  (indice sans unité dont la valeur absolue augmente avec la colonne totale). Le panache sélectionné est observé au-dessus de l’océan, au sud de l’Australie et est identifiable le premier jour par des valeurs de HRI inférieures à -2 en son centre.



**Figure 5.3** – Carte de  $C_2H_4$  pour le premier passage IASI du 10 février 2014. Axe vertical : latitude. Axe horizontal : longitude. Couleur : HRI du  $C_2H_4$  (indice sans unité dont la valeur absolue augmente avec la colonne totale). Le panache sélectionné est observé au-dessus de l’océan, au sud de l’Australie et est identifiable le premier jour par des valeurs de HRI inférieures à -2 en son centre.

Le panache mis en évidence dans les mesures IASI par l’observation de  $C_2H_4$  est également détectable par les images MODIS dans le domaine du visible. Il se distingue par une couleur différente des nuages (liée à l’absorption plus importante de la suie), ce qui rend son identification facile. Cela permet également de se faire une idée de la trajectoire

suivie par le panache. L'origine du feu est identifiée (figure 5.4) par l'image visible prise par MODIS le 9 février 2014 sur laquelle sont ajoutés les feux actifs. De nombreux feux actifs sont détectés mais dans une région limitée et le panache provenant de celle-ci est clairement visible.



**Figure 5.4** – Image MODIS au sud-est de l'Australie le 9 février 2014. Les points rouges représentent les pixels où un feu actif est détecté

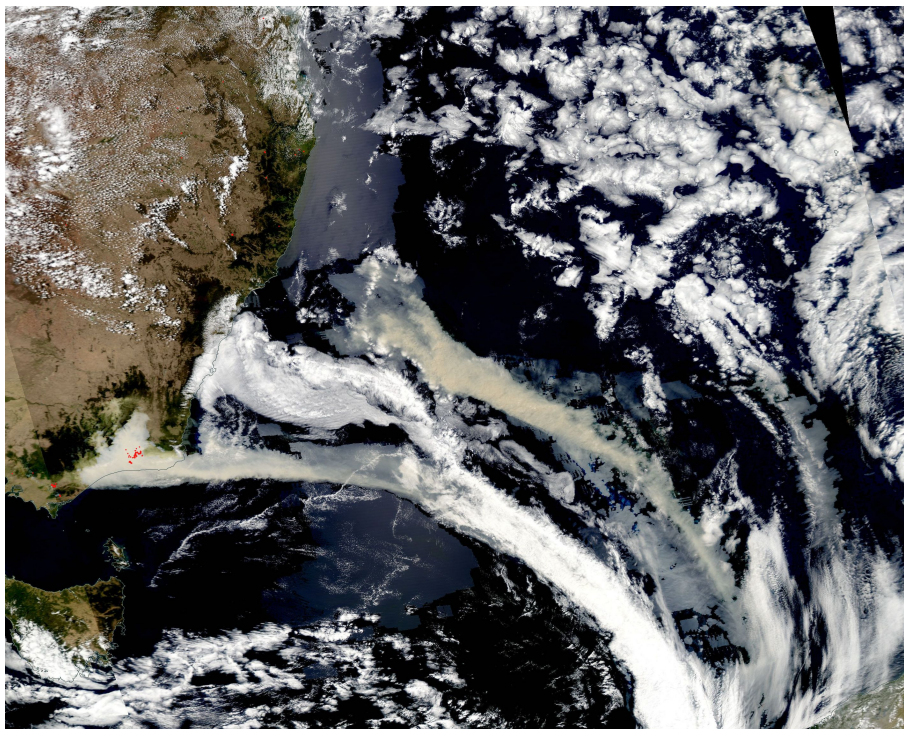
Il est à noter qu'un argument supplémentaire a guidé notre choix de cet événement, que nous mettons en évidence par la comparaison des figures 5.1, 5.2, 5.3 et de la figure 5.5 (cette dernière représentant une vue MODIS du 10 février 2014). Nous constatons que deux panaches sont perceptibles (plus "jaunes" que les nuages blancs) dans les images visibles de MODIS (figure 5.5) alors qu'un seul d'entre eux se distingue des mesures de  $C_2H_4$  de IASI pour le même jour (figure 5.3). Nous voyons dans cette particularité un effet possible de l'altitude d'injection (différente pour les deux parties du panache) sur la sensibilité de IASI aux signatures spectrales de  $C_2H_4$ . Nous reviendrons sur ce point dans nos analyses.

## 5.2 Restitution du profil vertical de CO

### 5.2.1 Paramètres de restitution

L'inversion des spectres IASI pour le CO est effectuée par le programme Atmosphit. Atmosphit est un programme développé à l'ULB, qui comprend un modèle complet du transfert radiatif, avec une approche raie-à-raie. Ce programme propose comme méthode inverse celle de l'estimation optimale, présentée à la section 3.1.

L'inversion est réalisée pour la gamme spectrale s'étendant de 2143 à 2181.25  $cm^{-1}$ ,



**Figure 5.5** – Image MODIS au sud-est de l’Australie le 10 février 2014. Les points rouges représentent les pixels où un feu actif est détecté

choisie car elle contient des raies intenses et faibles de CO dans la branche R et qu’elle permet de minimiser les interférences avec  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  et  $\text{O}_3$  ([39]). Les profils *a priori* de CO, des autres composants atmosphériques, ainsi que les profils de température et de pression sont tirés de modèles d’atmosphères standards ([46]). Les données spectroscopiques sont tirées de la base de données HITRAN 2012. Les paramètres qui sont optimisés lors de l’inversion sont les colonnes totales de  $\text{CO}_2$  et  $\text{O}_3$  et les profils verticaux de l’eau et du CO. C’est le profil de CO qui nous intéresse dans le cadre de ce travail. Il est restitué sur 16 couches de 1 km d’épaisseur entre 0 et 16 km.

Nous avons vu à la section 3.1 que l’estimation optimale fixe des contraintes statistiques sur l’inversion au travers de la matrice de variance-covariance. A la figure 5.6, nous montrons la matrice de corrélation entre les altitudes construite dans ce travail. Elle détermine la façon dont les concentrations de CO à différentes altitudes sont liées et varient ensemble, et est une normalisation de la matrice de variance-covariance, afin d’obtenir une valeur de 1 pour tous les éléments diagonaux de cette matrice. Une forte corrélation implique des variations similaires, ne permettant donc pas à des concentrations à deux altitudes voisines de se démarquer l’une de l’autre. Comme nous cherchons à estimer une altitude du panache au travers d’une augmentation des concentrations de CO à une altitude donnée, il est évident que le choix de la matrice de corrélation est déterminant.

Les éléments non-diagonaux de cette matrice sont calculés de la manière suivante :

$$S_a(i, j) = \exp \left[ -\frac{|h_i - h_j|}{H_{scale}} \right] \quad (5.1)$$

où  $S_a(i, j)$  est l'élément non-diagonal de la matrice de corrélation représentant la corrélation entre les altitudes  $h_i$  et  $h_j$  (éléments  $i$  et  $j$  de la matrice de corrélation), et  $H_{scale}$  est un facteur d'échelle.

Pour la raison évoquée ci-dessus, la corrélation est choisie volontairement faible (peu de corrélation entre les concentrations à différentes altitudes), afin de permettre la restitution -si il existe- d'un pic dans le profil calculé. La valeur du  $H_{scale}$  choisie est de 1 km. Il est à noter que ceci diffère fortement des choix faits pour la restitution opérationnelle et globale des profils de CO par le logiciel FORLI (voir section 5.2.3), qui repose sur une matrice  $S_a$  construite sur base d'observations et de simulations globales.

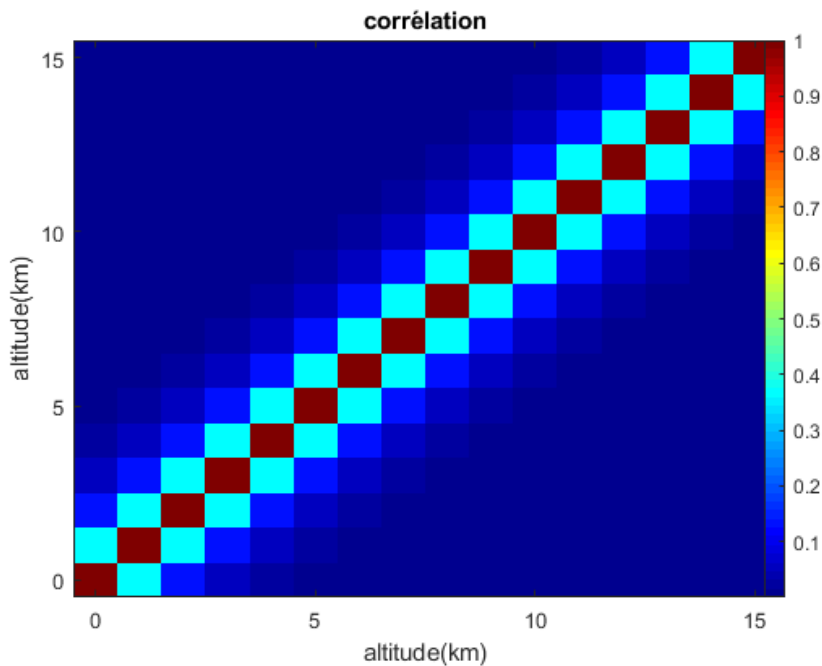
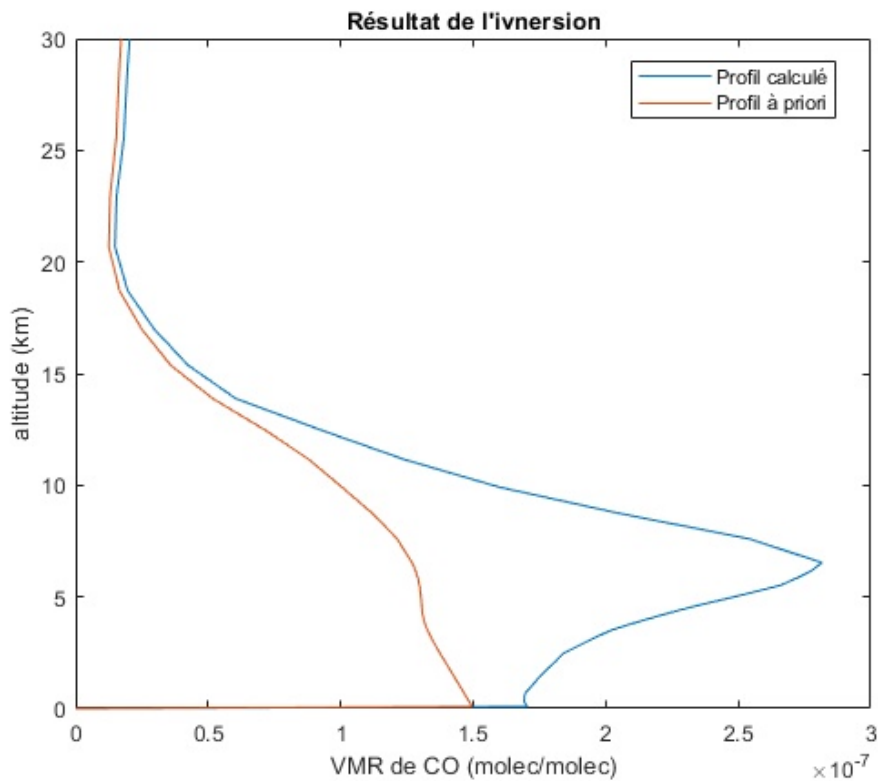


Figure 5.6 – Matrice de corrélation entre les altitudes.

### 5.2.2 Exemples de profils restitués

L'inversion que nous effectuons sur les spectres mesurés par IASI nous amène à des profils verticaux de VMR de CO dans la troposphère. A titre illustratif, la figure 5.7 représente le profil obtenu (en bleu) après inversion d'un spectre IASI du panache et le profil *a priori* à partir duquel l'inversion est effectuée (en rouge). Ceci est un exemple, un profil étant calculé pour chaque spectre IASI. Durant l'inversion, la différence entre le spectre calculé et le spectre mesuré est minimisée. Le résidu à la fin de l'inversion est de l'ordre du bruit instrumental, ce qui indique qu'une solution au problème inverse a été trouvée (voir figure 5.8).

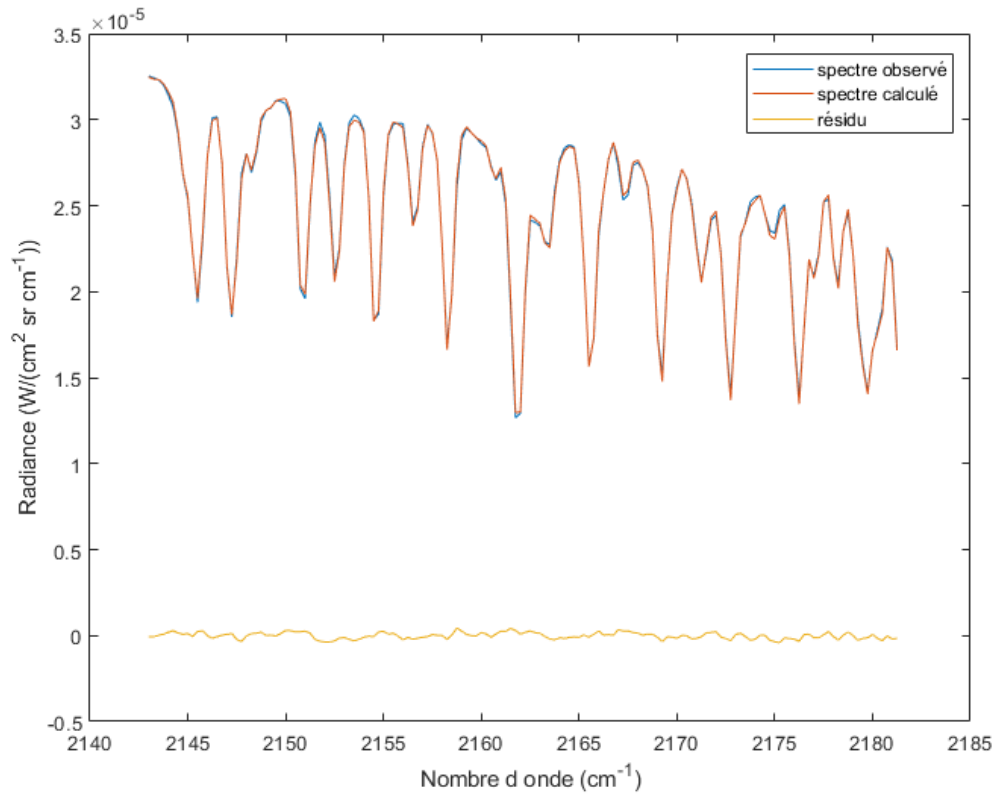
Le profil constitué avec les paramètres choisis- et en particulier la matrice de corrélation représentée à la figure 5.6- s'écarte fortement du profil *a priori* et pointe à une altitude de 6 km environ, ce qui suggère que l'inversion apporte des informations sur la distribution verticale. A ce stade, ce résultat doit être pris avec précaution car il pourrait être un



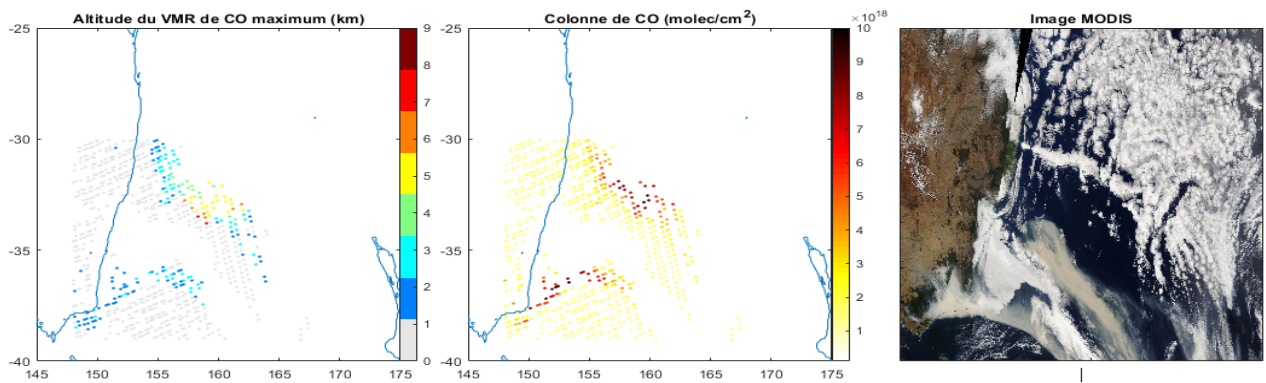
**Figure 5.7** – Profil du VMR en CO (optimisé en bleu, a priori en rouge) ajusté dans le cadre de ce mémoire

artefact mathématique, apportant une solution au transfert radiatif qui n'est pas en lien avec la réalité. Afin de vérifier que ce ne soit pas le cas, deux analyses sont proposées. Dans un premier temps, nous inversons les spectres mesurés dans une large région autour du panache. Nous pourrions de ce fait déterminer statistiquement si les spectres mesurés dans le panache diffèrent significativement de ceux mesurés à l'extérieur. Nous vérifierons aussi si les profils restitués dans le panache présentent un maximum similaire à celui présenté à la figure 5.7 et si les altitudes retrouvées sont homogènes pour toutes les observations du panache. Dans une optique de validation (voir section 5.2.4), nous comparerons ensuite les altitudes déduites des profils de CO avec les altitudes mesurées par CALIOP.

Il a été montré dans de nombreuses études antérieures que la colonne de CO pouvait servir de témoin à la présence d'un panache de feu ([38]). Afin de comparer la distribution des altitudes avec l'emplacement du panache, nous utilisons comme référence pour ce dernier les colonnes de CO restituées et les images MODIS d'autre part (voir figure 5.9). Bien que MODIS passe quelques heures avant le passage de IASI et que les panaches auront été transportés entre-temps, les similitudes dans la distribution permettent de discuter la crédibilité des résultats.



**Figure 5.8** – Spectres IASI observé (mesuré, en bleu) et ajusté (en rouge), à la dernière itération de l'inversion. Leur différence (résidu) est en jaune.



**Figure 5.9** – Pour le 10 février 2014 au sud-est de l'Australie. A gauche : hauteur du maximum dans le profil de VMR de CO calculé. Au milieu : colonne de CO calculée. A droite : image MODIS. Axe horizontal : longitude ; axe vertical : latitude.

La figure 5.9 montre pour le 10 février 2014 les altitudes du panache, calculées comme l'altitude du maximum de VMR du profil de CO (à gauche), ainsi que la distribution des colonnes totales correspondantes (au milieu) et l'image visible de MODIS du même jour (à droite). Nous trouvons que les régions à forte concentration en CO correspondent à des maxima dans le profil, à des altitudes d'environ 2 jusqu'à 7 km. La ressemblance entre les deux distributions et l'image visible MODIS confirme que l'information obtenue dans le profil de CO est associée à la présence du panache. La gamme des altitudes différentes

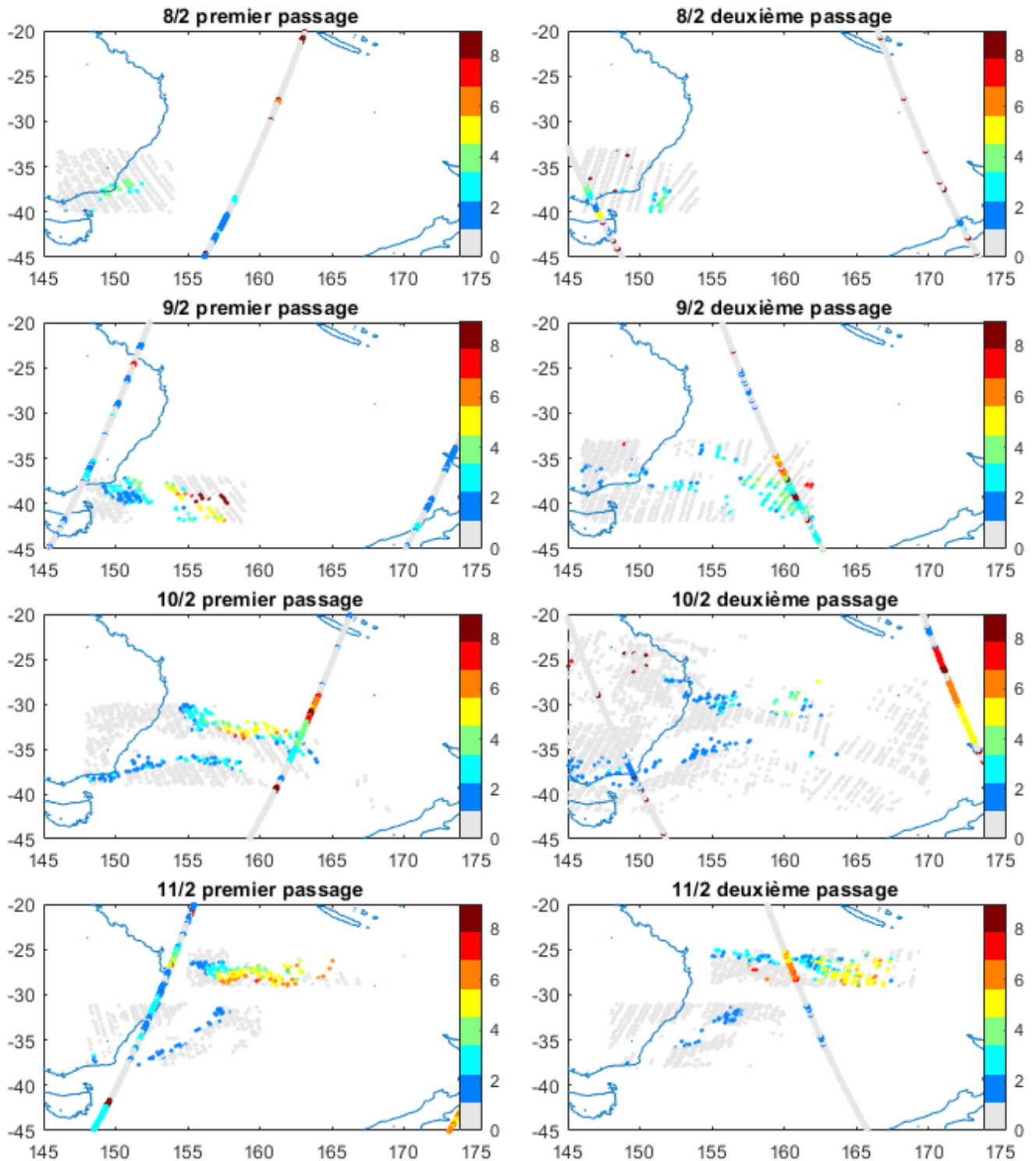


suggère par ailleurs qu'une information différenciée peut être obtenue des mesures de niveau 1C. C'est un résultat qui n'avait jamais été obtenu auparavant.

La restitution des profils a été étendue à plusieurs passages de IASI, allant du 8 février (tout début de l'événement) au 11 février (date où le panache semble devenir fort dilué). Les distributions correspondantes sont représentées sur les figures 5.10 et 5.11. IASI passant deux fois chaque jour au-dessus de la région, deux cartes sont construites par jour. La première de ces deux figures représente les altitudes auxquelles sont présents les maxima dans le profil de VMR de CO pour tous les passages IASI considérés, ainsi que les mesures prises par CALIPSO. La deuxième représente pour ces mêmes passages les colonnes de CO calculées. Comme sur la figure 5.9, les panaches identifiables dans les deux cas sont situés aux mêmes positions géographiques.

Notons que seuls les spectres dans certaines régions ont été inversés, par économie de temps de calcul. Ces régions ont été délimitées à partir des colonnes de CO obtenues opérationnellement par le logiciel FORLI (voir section suivante) et de manière à contenir le panache. Rappelons aussi que seuls les spectres caractérisés par une couverture nuageuse inférieure à 25 % sont conservés.

La figure 5.10 montre clairement l'évolution horizontale du panache et il est rassurant de constater la cohérence entre deux distributions successives pour les altitudes restituées. Néanmoins, il est intéressant de remarquer la tendance à l'élévation du panache le plus au nord au cours de jours s'écoulant. Le fait de pouvoir retrouver cette élévation est un réel avantage en comparaison des modèles donnant une altitude d'injection à un panache.



**Figure 5.10** – Distribution des hauteurs du maximum dans le profil de VMR de CO calculé pour quatre jours successifs après l'émission. Les trajectoires verticales représentent les passages de CALIPSO ainsi que la hauteur de la couche d'aérosols détectée par celui-ci. Axe horizontal : longitude; axe vertical : latitude. En cas de superposition des deux informations, ce sont les données CALIPSO qui sont reprises.

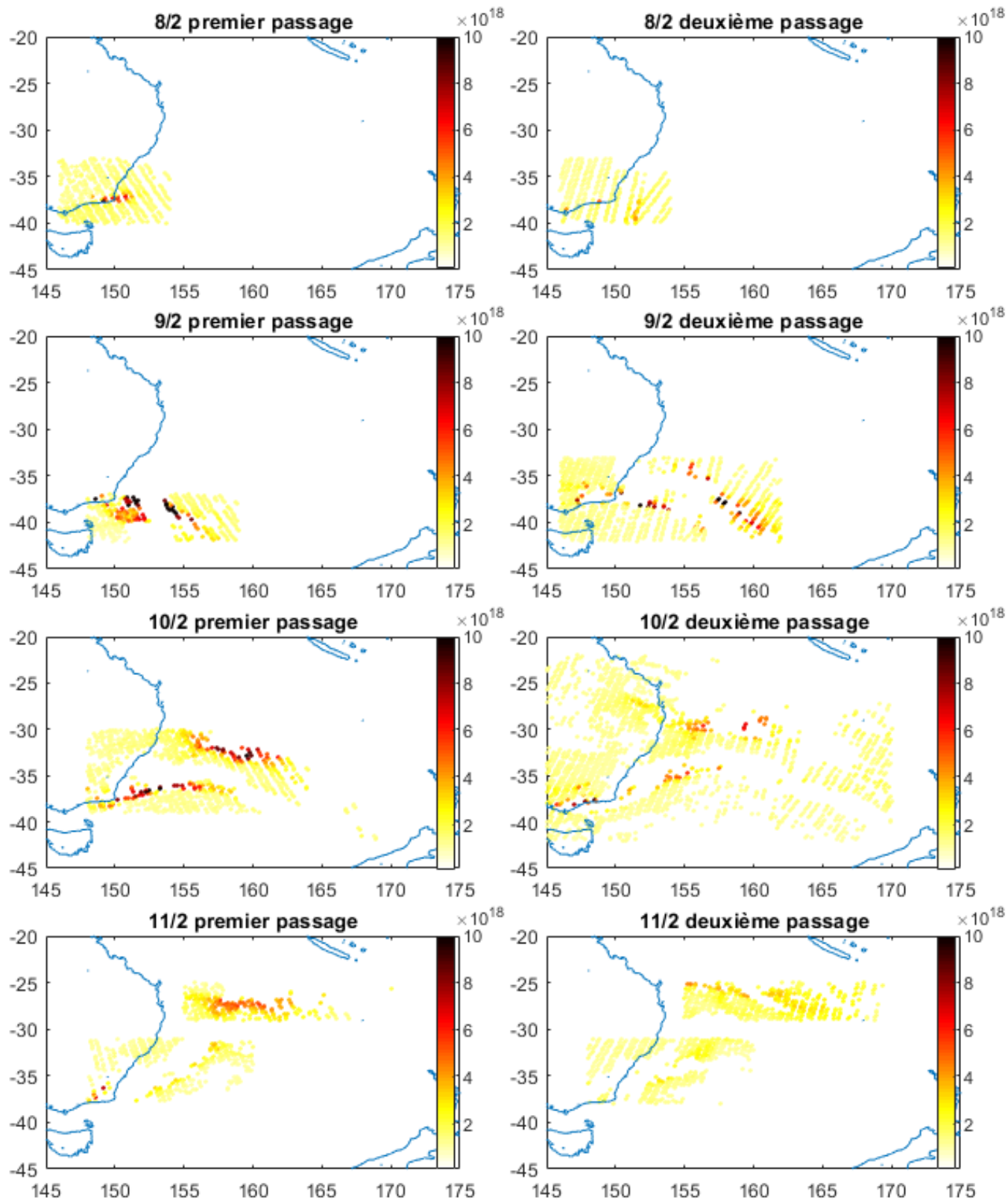


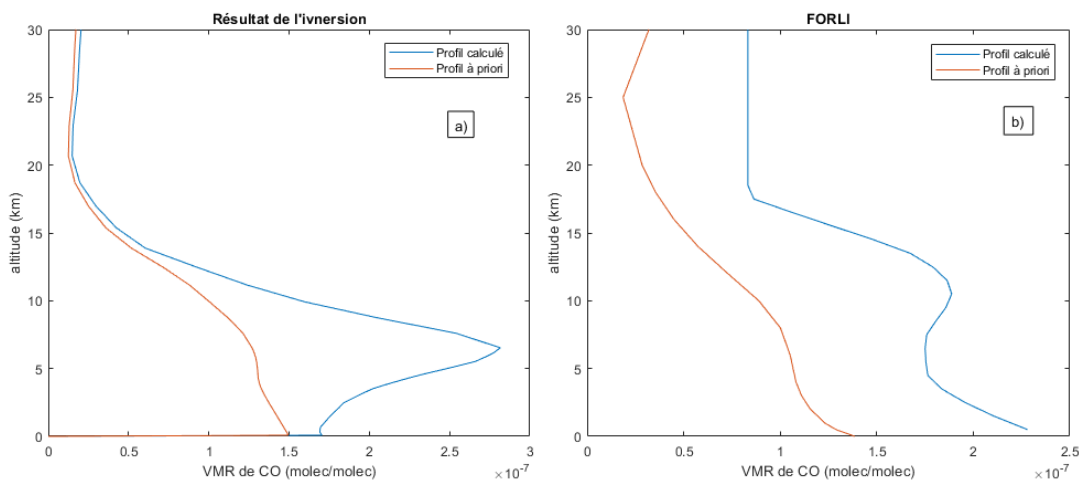
Figure 5.11 – Distribution des colonnes de CO (en molécules/cm<sup>2</sup>) resituitées pour quatre jours successifs après l'événement.

### 5.2.3 Comparaison avec le produit FORLI

FORLI (Fast Optimal Retrieval on Layers for IASI) est un logiciel développé à l'ULB avec l'aide du LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales) qui traite les spectres IASI en temps quasi réel et a pour but de fournir des distributions globales de concentrations de certains gaz atmosphériques. Pour l'instant, FORLI fournit ces données pour l'ozone, le CO et pour l'acide nitrique. Par la suite, nous ferons référence à FORLI comme un produit calculant des profils et colonnes de CO, et parlerons donc du profil FORLI comme étant le profil de CO calculé par FORLI.

FORLI contient un modèle du transfert radiatif similaire à celui d'Atmosphit et applique la méthode de l'estimation optimale. Afin d'accélérer les temps de calcul, FORLI utilise des tables pré-calculées d'absorbance, là où Atmosphit utilise une approche raie-à-raie. Des explications détaillées sont données dans Hurtmans *et al.* 2012 ([39]).

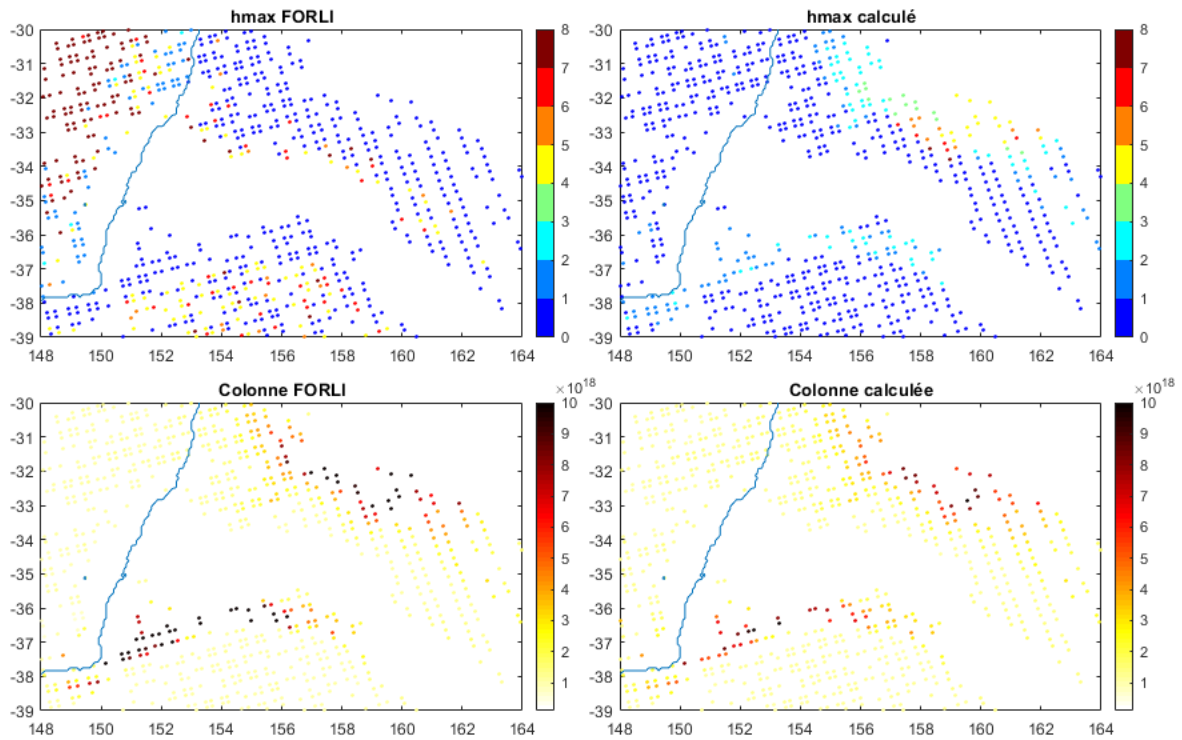
FORLI fournit des profils de concentration verticaux de CO (voir figure 5.12) de façon globale et opérationnelle. La figure 5.12 donne, à droite (b), le profil *a priori* (en rouge) de FORLI et le profil restitué par FORLI (en bleu) pour le même spectre que celui inversé avec les paramètres définis dans ce travail (figure 5.12 à gauche, a). Cette figure montre donc que FORLI restitue également un profil qui s'éloigne considérablement de l'*a priori* et qui montre un maximum local à une hauteur de 11 km.



**Figure 5.12** – Profil du VMR en CO (optimisé en bleu, *a priori* en rouge) ajusté dans le cadre de ce mémoire (a) et par FORLI (b). (FORLI : Fast Optimal Retrievals on Layers for IASI)

FORLI n'est pas conçu pour analyser des panaches extrêmement concentrés, sa matrice de corrélation étant construite sur base d'une climatologie pour le globe. Néanmoins, la figure 5.12 semble montrer que le profil restitué délivre une information sur l'altitude du panache. Nous présenterons ici une comparaison entre les résultats obtenus dans ce travail (avec une matrice faiblement corrélée) et ceux qui sont issus du traitement FORLI. La comparaison est effectuée pour une large zone contenant le panache de feu le 10 février 2014 (figure 5.13).

Cette figure représente, pour FORLI (à gauche) et pour notre inversion peu contrainte

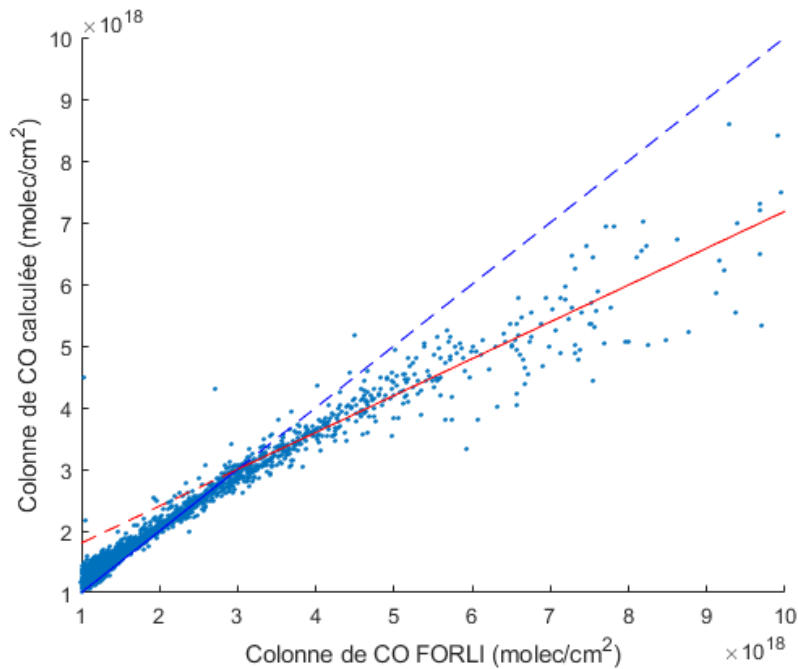


**Figure 5.13** – Hauteurs du maximum dans le VMR de CO (en haut), colonnes de CO (en bas); à gauche : calculés par FORLI; à droite : calculés dans le cadre de ce mémoire. Axe horizontal : longitude; axe vertical : latitude.

en terme de corrélation verticale (à droite), la hauteur du maximum dans le profil calculé (en haut) et la colonne de CO totale (en bas). Nous constatons une différence très importante pour les altitudes de maximum. Les résultats FORLI semblent peu fiables; la distribution des altitudes ne dessine aucun panache, et n'a pas de correspondance avec les emplacements de fortes colonnes de CO. Les altitudes calculées au niveau du panache pointent au niveau du sol, ce qui est en contradiction forte avec nos résultats.

En ce qui concerne la colonne en revanche, nos résultats et ceux de FORLI sont en bon accord qualitativement et quantitativement. Les panaches sont en effet situés aux mêmes positions géographiques et présentent des gradients de concentrations similaires. Les colonnes FORLI sont cependant plus élevées dans les panaches. Cette différence sur la colonne est révélée à la figure 5.14, qui porte pour chaque spectre la colonne restituée lors de l'inversion par rapport à celle obtenue par FORLI. Jusqu'à une certaine colonne limite (aux alentours de  $3 \times 10^{18}$  molécules/cm<sup>2</sup>), les colonnes sont en excellent accord et la corrélation entre elles suit une droite de pente 1. Ces faibles colonnes sont pour des spectres mesurés en dehors des panaches. Notons que les colonnes que nous calculons sont plus élevées que celles de FORLI pour des colonnes très faibles, ce qui peut s'expliquer par la différence entre les profils *a priori* utilisés, celui que nous utilisons étant légèrement plus élevé que celui de FORLI (voir figure 5.12). Au-dessus d'une colonne de  $3 \times 10^{18}$  molécule/cm<sup>2</sup>), un autre régime prend place, avec des valeurs de colonnes restituées par FORLI plus élevées que celles que nous calculons. La droite rouge sur le figure 5.14

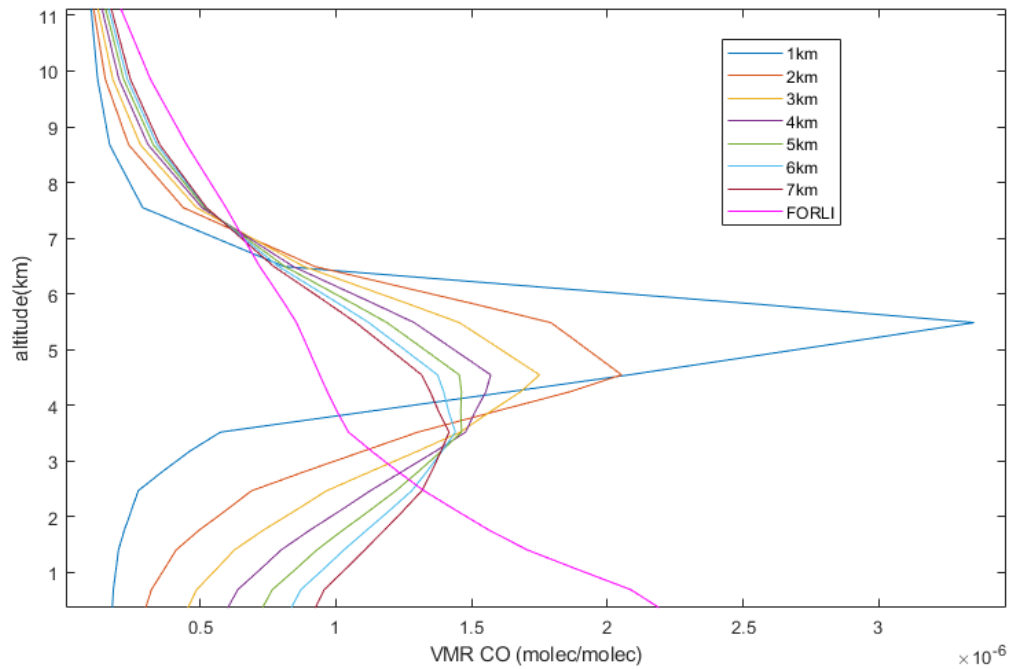
représente une régression linéaire ne tenant compte que des points au-delà de ce seuil (dans les valeurs FORLI). Le coefficient de régression de cette droite a une valeur de 0.597. Ainsi, les valeurs de colonnes de FORLI sont environ 40% plus élevées que les nôtres pour les colonnes élevées, associées au panache de feu.



**Figure 5.14** – Corrélation entre les colonnes de CO calculées par FORLI (axe horizontal) et dans le cadre de ce mémoire (axe vertical). Les colonnes sont en molécules/cm<sup>2</sup>. Ligne bleue : droite de coefficient angulaire égal à 1. Ligne rouge : régression linéaire pour les points ayant une colonne de CO calculée par FORLI plus grande que  $3 \times 10^{18}$  molécules/cm<sup>2</sup>. Lignes pleines pour les régions représentant la corrélation entre les deux distributions de colonnes.

Afin d'expliquer ces différences sur la colonne et surtout sur le profil, l'impact de la corrélation verticale est étudié plus en détails ci après. Rappelons en effet que la différence entre la corrélation utilisée par FORLI et celle que nous avons choisie ici pour laisser plus de liberté à l'inversion est très importante.

La figure 5.15 représente les résultats d'inversions effectuées sur un même spectre, avec des corrélations différentes. Sept d'entre elles ont une corrélation définie telle que dans l'équation 5.1, avec des facteurs d'échelle variables entre 1 et 7 km (plus la hauteur d'échelle est grande, plus les niveaux verticaux sont corrélés entre eux). Le dernier résultat d'inversion est calculé à partir du même spectre toujours et avec la matrice de corrélation de FORLI.



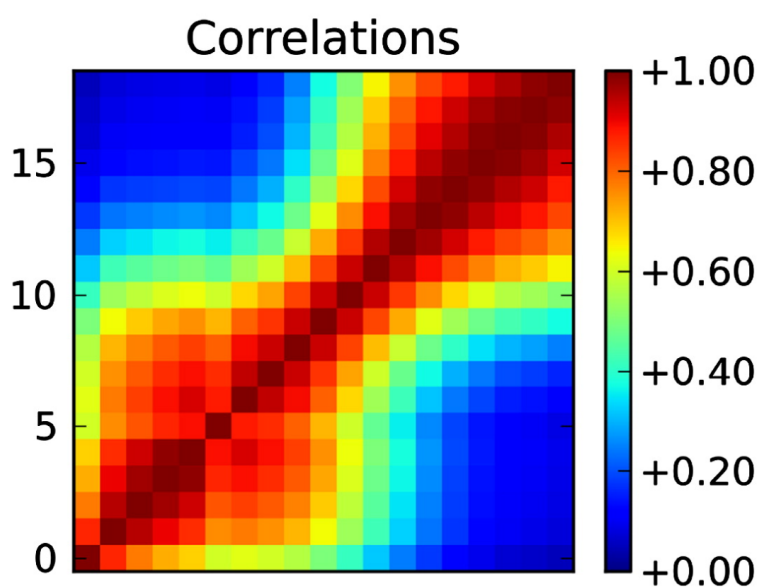
**Figure 5.15** – Profils de VMR de CO restitués à partir d'un spectre IASI avec différentes matrices de corrélations verticales

Cette figure montre très clairement que plus la hauteur d'échelle est élevée, moins le maximum dans le profil est prononcé et résolu verticalement (le profil s'élargit autour du maximum avec l'augmentation de la hauteur d'échelle). De plus, la hauteur à laquelle se trouve le maximum change. Ceci s'explique par le fait qu'avec une corrélation plus forte, l'inversion a plus de mal à s'éloigner du profil *a priori* à une altitude unique. L'inversion effectuée avec la matrice de corrélation de FORLI amène à un résultat tout à fait différent, qui s'explique par la corrélation beaucoup plus élevée utilisée par FORLI. Cette différence est clairement visible en comparant la figure 5.16, représentant la matrice de corrélation utilisée par FORLI, avec la figure 5.6, représentant la corrélation que nous avons utilisée. Cette figure 5.16 montre que la matrice FORLI n'est pas homogène sur la verticale, avec des corrélations particulièrement fortes à basse altitude, là où la variabilité est également maximale.

Les valeurs du RMS (Root Mean Square) propres à chaque inversion sont rapportées à la table 5.1. Nous constatons qu'elles sont plus basses pour les hauteurs d'échelle faibles et plus élevées pour les hauteurs d'échelles plus importantes ainsi que pour FORLI. Ces moins bons résultats s'expliquent par le fait qu'une corrélation plus forte n'accorde pas suffisamment de variabilité à Atmosphit pour ajuster au mieux le spectre lors d'événements caractérisés par un panache peu épais.

Hauteur d'échelle	RMS ( $\times 10^{-7}$ )	Hauteur d'échelle	RMS ( $\times 10^{-7}$ )
1	2.1035	5	2.1238
2	2.1010	6	2.1283
3	2.1107	7	2.1320
4	2.1181	matrice FORLI	2.1522

**Table 5.1** – RMS pour les inversions effectuées avec différentes corrélations (représentées par des hauteurs d'échelles variables).



**Figure 5.16** – Matrice de corrélation pour FORLI (tirée de [39]).

Finalement, les colonnes de CO plus élevées dans les panaches peuvent également s'expliquer par la figure 5.15. En effet, nous montrons par cette figure qu'avec une corrélation plus élevée, le profil est poussé vers des fortes concentrations aux basses altitudes en comparaison de ceux restitués avec des corrélations plus faibles. La densité de l'air décroissant avec l'altitude, les profils présentant des valeurs plus élevées aux basses altitudes seront associés à une colonne totale de CO plus élevée. Pour les profils de CO calculés et représentés sur la figure 5.15, la colonne totale de CO varie de  $0.88 \times 10^{19}$  molécules/cm<sup>2</sup> pour le profil restitué avec une hauteur d'échelle de 1 km à une colonne de  $1.10 \times 10^{19}$  molécules/cm<sup>2</sup> pour le profil avec une hauteur d'échelle de 7 km. Pour le profil restitué avec la matrice de corrélation de FORLI, pointant vers des altitudes encore plus basses, la colonne totale de CO est de  $1.27 \times 10^{19}$  molécules/cm<sup>2</sup>.

La corrélation plus élevée de FORLI l'amène donc à surévaluer les colonnes de CO ajustées à partir de spectres mesurés au-dessus d'un panache, ce qui se retrouve dans la figure 5.14.



### 5.2.4 Validation de l'altitude avec CALIOP

Dans cette sous-section, nous proposons dans une démarche de validation une comparaison des hauteurs de panaches restituées avec celles obtenues indépendamment par le sondeur CALIOP (section 2.1.4 pour la description de cet instrument).

Les résultats de la comparaison ont été présentés à la figure 5.10. Notons que l'altitude choisie pour CALIPSO est celle du dessus du panache, couche supérieure si plusieurs couches sont détectées. Les satellites portant les deux instruments ne passant pas au même moment au-dessus de la scène considérée, il est difficile sans utiliser de modèles de transports des masses d'air de comparer exactement les hauteurs mesurées par CALIPSO et calculées dans ce travail. Cependant, les panaches se déplaçant vers le nord-est (voir figure 5.11) et CALIOP passant plus tard que MetOp, il est possible de se forger une idée de l'accord entre les deux jeux de mesures. La figure 5.10 révèle que les altitudes mesurées par CALIPSO correspondent aux altitudes restituées sur les profils de CO avec une marge d'environ 2 km, ce qui conforte solidement les résultats. Un autre résultat probant peut être relevé sur la figure 5.10, pour le premier passage du 10 février : une altitude significativement plus élevée est donnée par CALIOP pour le nord du panache (aux alentours de 6-7 km au nord, pour une altitude aux alentours de 3-4 km dans la partie sud du panache), et également dans nos résultats : le premier panache est retrouvé aux alentours de 4-5 km d'altitude, et le second aux alentours de 1-2 km.

Cette comparaison apporte un degré de confiance considérable aux résultats de notre inversion et tend à montrer que les mesures IASI contiennent, via les mesures de CO, une information jusqu'ici mal exploitée sur les hauteurs des panaches de feux.

### 5.2.5 Évaluation par rapport aux modèles d'injection

La comparaison avec les modèles d'injection est faite ici avec les données distribuées par GFAS. Il est important de noter que les modèles d'injection ne fournissent qu'une valeur journalière d'altitude d'injection par pixel défini par le modèle. Il n'est pas possible de déterminer dans ces données des altitudes distinctes pour les deux panaches que nous distinguons, ceux-ci semblant être (en partie) émis le même jour (le 9 février) (voir figure 5.11). Nous montrons que les panaches émis le 8 février sont beaucoup moins concentrés que ceux du 9 février, amenant à croire que le principal des émissions provient du 9 février. Cela est confirmé par les émissions issues de GFAS.

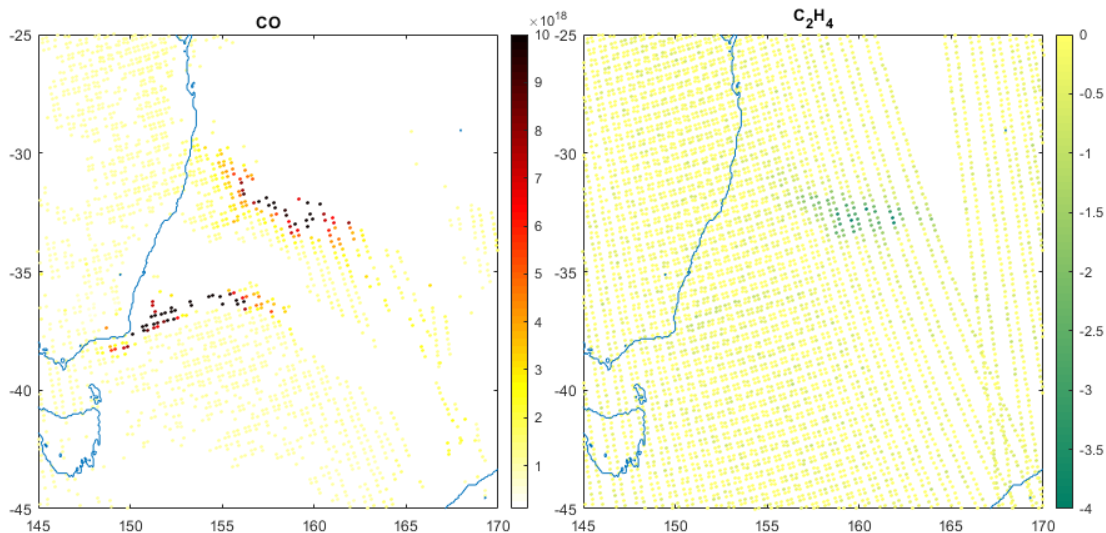
Les données fournies par GFAS sur l'altitude d'injection sont, pour le 9 février, comprises entre 1500 m d'altitude et 4500 m d'altitude pour le modèle IS4FIRES, avec la majorité des émissions entre 2500 et 3500 m d'altitude. Pour le modèle PRM, les altitudes d'injection varient entre 500 m et 4000 m, avec la majorité des émissions entre 1500 et 2500 m.

En ce qui concerne nos résultats, la majorité de la masse du panache détectée pour le premier passage de IASI le 9 février se situe, pour le panache le plus au sud, entre 2000

et 4000 m d'altitude, et pour le second entre 4000 et 6000 m. Certains résultats pour le 9 février fixent le panache au-dessus de 8 km d'altitude, mais ces altitudes sont calculées à partir de spectres pour lesquels une colonne de CO faible est restituée (voir figures 5.10 et 5.11). A nouveau, sans calcul de trajectoires, cette comparaison n'amène pas une validation formelle des nos résultats. Cependant, nous pouvons conclure que les hauteurs d'injections données par GFAS sont semblables à celles que nous calculons et même très proches pour le premier panache. Ajoutés aux résultats présentés dans les sections 5.2.3 et 5.2.4, ce bon accord tend à souligner la fiabilité de nos résultats.

### 5.3 Comparaison avec les données de $C_2H_4$

Le  $C_2H_4$  est utilisé dans ce mémoire comme témoin de la présence d'un panache émis par des feux de végétation importants, principalement à proximité de la source étant donné le temps de résidence court de cette espèce (voir 5.1). Cependant, comme le montre la figure 5.17, tous les panaches émis par ces incendies ne sont pas détectés. Cette figure représente, pour l'événement que nous avons sélectionné, une carte de colonnes de CO (à gauche) et la distribution correspondante des HRI de  $C_2H_4$  (à droite). Rappelons que les deux grandeurs sont restituées de la même mesure IASI. Des deux panaches discutés précédemment pour le CO, seul celui le plus au nord montre des HRI significatifs (inférieurs à -1) de  $C_2H_4$ . Il est à noter que les valeurs de HRI de  $C_2H_4$  sont calculées pour des scènes non-nuageuses et nuageuses, ce qui explique la distribution plus continue à la figure 5.17.

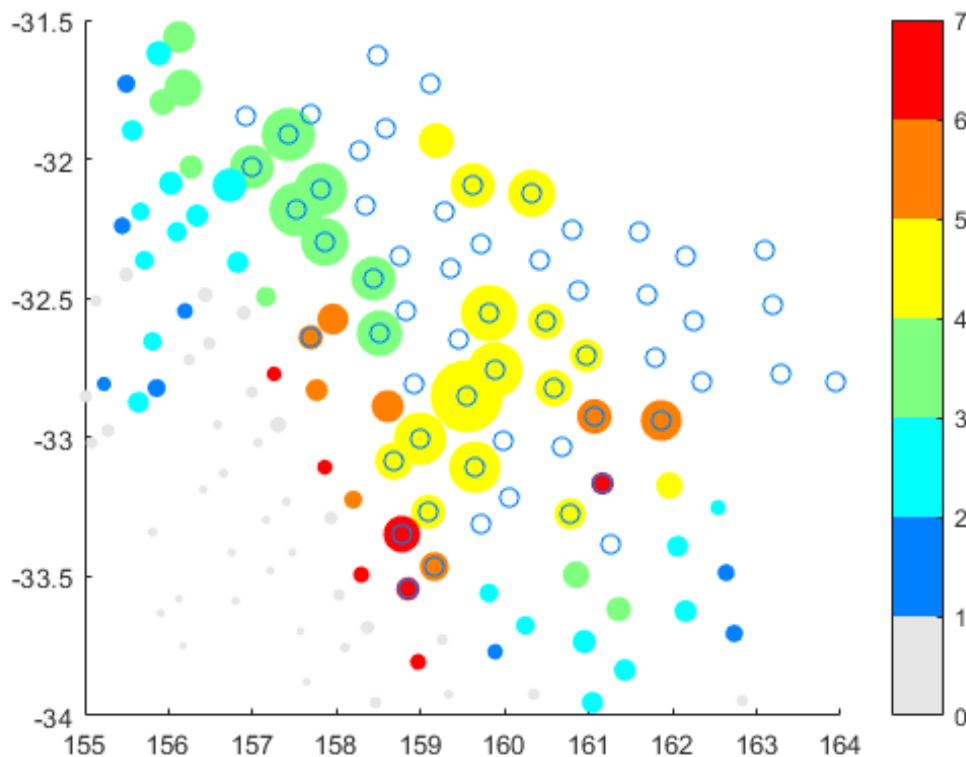


**Figure 5.17** – Pour un événement de feux au sud-est de l’Australie, le 10 février 2014 : colonnes de CO calculées par FORLI (à gauche), HRI de  $C_2H_4$  (à droite). Axe horizontal : longitude ; axe vertical : latitude.

Nous avons discuté dans le chapitre 4 de l’importance de l’altitude à laquelle est présent un panache de  $C_2H_4$  pour sa détection : pour une même quantité de gaz considérée, celle-

ci sera plus facile à des altitudes plus élevées. Ces résultats théoriques permettent de rationaliser pourquoi seul un des deux panaches (celui à plus haute altitude) est visible sur la carte de  $C_2H_4$ .

Afin de vérifier cette hypothèse, un zoom est effectué sur le panache du nord lors du premier passage de IASI le 10 février. C'est le panache visible sur la carte de HRI de  $C_2H_4$  et pour lequel l'inversion détermine une altitude plus élevée. La figure 5.18, sur laquelle est représenté ce zoom, intègre une série d'informations : pour chaque spectre inversé pour le CO (cercle plein), la colonne de CO est montrée comme variant proportionnellement au rayon du cercle tandis que l'altitude du maximum en VMR du profil de CO ajusté est donnée par l'échelle de couleur ; et ce à la position géographique à la verticale de laquelle est mesuré ce spectre (emplacement par rapport à la latitude (axe vertical) et à la longitude (axe horizontal)). Les cercles vides sont ceux pour lesquels le HRI de  $C_2H_4$  est inférieur à -1.5, ce qui suggère une détection supérieure à la limite du bruit.



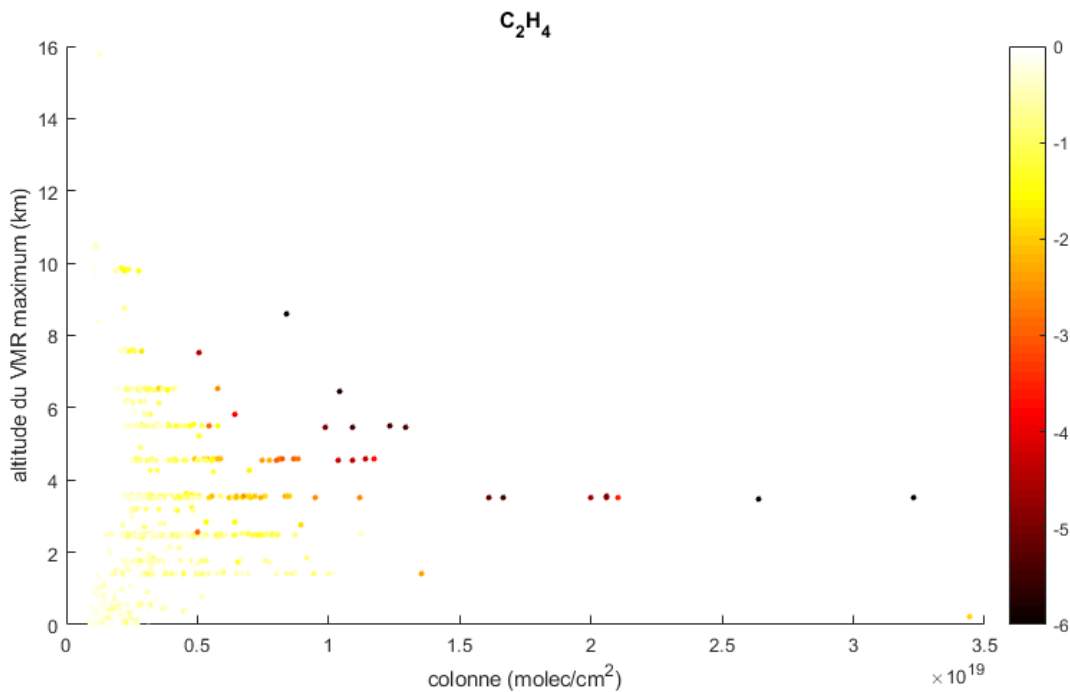
**Figure 5.18** – *Distribution spatiale du panache de feu, le 10 février 2014. Axe horizontal : longitude ; axe vertical : latitude. Les cercles pleins font référence au CO et le rayon est proportionnel à la colonne de CO restituée ; leur couleur se rapporte à la hauteur du maximum dans le profil de VMR. Cercles vides : HRI de  $C_2H_4$  inférieur à -1.5.*

Cette figure révèle que toutes les valeurs de HRI inférieures à la limite arbitraire de -1.5 (montrant donc une signature forte de  $C_2H_4$ ) sont associées à des colonnes de CO élevées et à une altitude du maximum dans le profil supérieure à 3 km lorsque notre inversion est effectuée. On remarque également que pour la majorité des positions où une

colonne de CO élevée avec une altitude de maximum dans le profil supérieure à 3 km est détectée la valeur limite de HRI est atteinte.

L'observation que les concentrations en CO et en  $C_2H_4$  sont corrélées et qu'une colonne élevée de CO signifie une colonne élevée de  $C_2H_4$  est logique et s'explique par le fait que les deux gaz sont émis simultanément par le feu et sont donc présents tous les deux au sein du panache libéré.

Ce qui est plus remarquable à la figure 5.18 est le fait que, pour que le  $C_2H_4$  soit détecté, une altitude de panache élevée et une quantité suffisante de ce composé sont nécessaires. Afin de confirmer ce résultat important, qui tendrait à montrer que la détection du  $C_2H_4$  pourrait servir d'indicateur d'une injection au-dessus de la couche limite atmosphérique, nous portons à la figure 5.19 les valeurs de HRI de  $C_2H_4$  en fonction de la colonne de CO et de l'altitude correspondante, et ce, pour toutes les inversions effectuées sur les 4 jours à partir de premier où le panache est observé.



**Figure 5.19** – Pour un événement de feu au sud-est de l'Australie, pour l'ensemble des données prises dans le panache (allant du 8 au 12 février). Valeur du HRI en  $C_2H_4$  (couleur) en fonction de la colonne de CO calculée (axe horizontal) et de la hauteur du maximum de VMR en CO (axe vertical).

Cette figure démontre clairement que la valeur absolue du HRI augmente lorsque l'altitude du panache et la colonne de CO augmentent conjointement. Les observations tirées de cette analyse renforcent les résultats de l'analyse théorique (chapitre 4). La détection du  $C_2H_4$  pourrait donc servir de témoin de la présence des panaches émis au-dessus d'une certaine altitude, typiquement 3 km pour des colonnes de CO de l'ordre de  $0.5 \times 10^{19}$  molécules/cm<sup>2</sup> ou plus. Ce résultat important ouvre à des applications concrètes pour le suivi et la prévision du transport de panaches issus des feux de végétation.

## 6 Conclusion et perspectives

L'altitude d'injection d'un panache de feux dans un modèle de chimie-transport joue un rôle très important sur les résultats de celui-ci. Si la surveillance des feux à l'échelle du globe en temps quasi-réel est actuellement réalisée à l'aide d'instruments embarqués sur des plateformes satellites via la détection des hotspots ou encore la puissance radiative, aucun ne permet une observation des hauteurs d'injection et le suivi des panaches émis avec une bonne couverture au sol et un bon échantillonnage. Les simulations effectuées dans ce mémoire nous ont permis de montrer que les spectres mesurés par le sondeur hyperspectral IASI, qui offre l'avantage d'une couverture globale bi-journalière, pouvaient être exploités pour retrouver des altitudes de panaches.

Sur base d'un cas d'étude donné (panaches provenant de feux en Australie le 9 février 2014), nous avons montré qu'il était effectivement possible d'estimer l'altitude en effectuant une inversion des mesures IASI pour les profils de CO. Les estimations que nous obtenons pour les altitudes de panache concordent avec les mesures de panache enregistrées par CALIPSO, avec une marge de 2 km ; nous avons montré qu'elles concordent également avec les modèles calculant des altitudes d'injection. Ces résultats prometteurs ont été obtenus en utilisant une contrainte faible sur le profil de CO.

Nous avons en effet montré que la corrélation (introduite dans la méthode de l'estimation optimale au travers de la matrice de variance-covariance) joue un rôle extrêmement important lors des inversions et que la corrélation la plus faible testée permettait de retrouver des panaches avec une bonne résolution verticale. A ce propos, il est intéressant de noter que le logiciel FORLI, qui traite les données IASI en temps quasi-réel, est inadapté pour déterminer l'altitude d'un panache de feu sur les profils de CO et que les colonnes de CO qu'il fournit pour les panaches étudiés sont trop élevées en raison de la corrélation forte introduite dans la matrice de corrélation qu'il utilise.

Finalement, nous montrons par une étude théorique d'abord et par l'analyse des mesures réelles ensuite que le  $C_2H_4$ , espèce en trace émise en quantité assez importante lors de feux de végétation, est détectable par IASI lorsque le panache se situe typiquement au-dessus de la couche limite atmosphérique, mais pas lorsqu'il est émis plus bas. Pour l'événement étudié, nous avons montré qu'une détection de cette espèce permet de définir des zones de concentration en  $C_2H_4$  élevée dans les panaches situés à une altitude supérieure à 3 km.

En résumé, notre travail a montré, sur un cas favorable, qu'il était possible d'extraire

une estimation assez précise sur l'altitude de panaches émis par les grands feux de végétation, à partir des mesures hyperspectrales dans l'IR. Ces résultats sont prometteurs et permettent d'envisager des applications à plus grande échelle, voire même opérationnelles dans le contexte du suivi des feux. Il faudra d'abord s'assurer, cependant, que la méthodologie développée est suffisamment robuste que pour être appliquée avec succès sur la grande variabilité des feux (en termes de magnitudes, d'injection verticale...) à l'échelle du globe. Ce suivi serait bénéfique pour la plupart des modèles prédictifs (pour la qualité de l'air notamment), qui utilisent ces informations en entrée. Nos résultats suggèrent également une utilisation intéressante du signal de  $C_2H_4$  dans ce contexte, au moins pour qualifier un panache émis au-dessus de la couche limite atmosphérique. Notons, pour renforcer ces perspectives, que la méthode développée à l'ULB pour déterminer les altitudes de panaches d'éruptions volcaniques, sur base de la mesure du  $SO_2$ , est actuellement en cours d'implémentation dans le segment sol à EUMETSAT, dans l'objectif de répondre aux besoins des utilisateurs.



# Bibliographie

- [1] G. R. van der Werf, J. T. Randerson, L. Giglio, G. J. Collatz, M. Mu, P. S. Kasibhatla, D. C. Morton, R. S. DeFries, Y. Jin, and T. T. van Leeuwen. Global fire emissions and the contribution of deforestation, savanna, forest, agricultural, and peat fires (1997–2009). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(23) :11707–11735, dec 2010. doi : 10.5194/acp-10-11707-2010.
- [2] J. R. Marlon, P. J. Bartlein, C. Carcaillet, D. G. Gavin, S. P. Harrison, P. E. Higuera, F. Joos, M. J. Power, and I. C. Prentice. Climate and human influences on global biomass burning over the past two millennia. *Nature Geoscience*, 1(10) :697–702, sep 2008. doi : 10.1038/ngeo313.
- [3] G. R. van der Werf, J. T. Randerson, L. Giglio, T. T. van Leeuwen, Y. Chen, B. M. Rogers, M. Mu, M. J. E. van Marle, D. C. Morton, G. J. Collatz, R. J. Yokelson, and P. S. Kasibhatla. Global fire emissions estimates during 1997–2016. *Earth System Science Data*, 9(2) :697–720, sep 2017. doi : 10.5194/essd-9-697-2017.
- [4] B. Langmann, B. Duncan, C. Textor, J. Trentmann, and G. R. van der Werf. Vegetation fire emissions and their impact on air pollution and climate. *Atmospheric Environment*, 43(1) :107–116, jan 2009. doi : 10.1016/j.atmosenv.2008.09.047.
- [5] L. Giglio, J. T. Randerson, G. R. van der Werf, P. S. Kasibhatla, G. J. Collatz, D. C. Morton, and R. S. DeFries. Assessing variability and long-term trends in burned area by merging multiple satellite fire products. *Biogeosciences*, 7(3) :1171–1186, mar 2010. doi : 10.5194/bg-7-1171-2010.
- [6] A. K. Mebust, A. R. Russell, R. C. Hudman, L. C. Valin, and R. C. Cohen. Characterization of wildfire NO<sub>x</sub> emissions using MODIS fire radiative power and OMI tropospheric NO<sub>2</sub> columns. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(12) :5839–5851, jun 2011. doi : 10.5194/acp-11-5839-2011.
- [7] M. E. Marlier, R. S. DeFries, A. Voulgarakis, P. L. Kinney, J. T. Randerson, D. T. Shindell, Y. Chen, and G. Faluvegi. El niño and health risks from landscape fire emissions in southeast Asia. *Nature Climate Change*, 3(2) :131–136, aug 2012. doi : 10.1038/nclimate1658.



- [8] J. G. Goldammer, M. Statheropoulos, and M. O. Andreae. Chapter 1 impacts of vegetation fire emissions on the environment, human health, and security : A global perspective. In *Wildland Fires and Air Pollution*, pages 3–36. Elsevier, 2008. doi : 10.1016/s1474-8177(08)00001-6.
- [9] P. R. Colarco, M. R. Schoeberl, B. G. Doddridge, L. T. Marufu, O. Torres, and E. J. Welton. Transport of smoke from canadian forest fires to the surface near Washington, D.C. : Injection height, entrainment, and optical properties. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109(D6), mar 2004. doi : 10.1029/2003jd004248.
- [10] Y. J. Kaufman, C. O. Justice, L. P. Flynn, J. D. Kendall, E. M. Prins, L. Giglio, D. E. Ward, W. P. Menzel, and A. W. Setzer. Potential global fire monitoring from EOS-MODIS. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103(D24) :32215–32238, dec 1998. doi : 10.1029/98jd01644.
- [11] MODIS (NASA). <https://modis.gsfc.nasa.gov/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [12] L. Giglio, T. Loboda, D. P. Roy, B. Quayle, and C. O. Justice. An active-fire based burned area mapping algorithm for the MODIS sensor. *Remote Sensing of Environment*, 113(2) :408–420, feb 2009. doi : 10.1016/j.rse.2008.10.006.
- [13] L. Giglio, J. Desloîtres, C. O. Justice, and Y. J. Kaufman. An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 87(2-3) :273–282, oct 2003. doi : 10.1016/s0034-4257(03)00184-6.
- [14] ECCAD. <http://eccad.aeris-data.fr/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [15] S. Whitburn. *Quantification des émissions atmosphériques d’ammoniac par les feux de biomasse à partir des mesures du sondeur IASI*. PhD thesis, Université Libre de Bruxelles, 2017.
- [16] S. K. Akagi, R. J. Yokelson, C. Wiedinmyer, M. J. Alvarado, J. S. Reid, T. Karl, J. D. Crounse, and P. O. Wennberg. Emission factors for open and domestic biomass burning for use in atmospheric models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(9) : 4039–4072, may 2011. doi : 10.5194/acp-11-4039-2011.
- [17] W. Seiler and P. J. Crutzen. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. *Climatic Change*, 2(3) : 207–247, 1980. doi : 10.1007/bf00137988.
- [18] J. W. Kaiser, A. Heil, M. O. Andreae, A. Benedetti, N. Chubarova, L. Jones, J. J. Morcrette, M. Razinger, M. G. Schultz, M. Suttie, and G. R. van der Werf. Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. *Biogeosciences*, 9(1) :527–554, jan 2012. doi : 10.5194/bg-9-527-2012.

- 
- [19] M. J. Wooster, G. Roberts, G. L. W. Perry, and Y. J. Kaufman. Retrieval of biomass combustion rates and totals from fire radiative power observations : FRP derivation and calibration relationships between biomass consumption and fire radiative energy release. *Journal of Geophysical Research*, 110(D24), 2005. doi : 10.1029/2005jd006318.
- [20] S. Turquety, J. A. Logan, D. J. Jacob, Rynda C. Hudman, F. Y. Leung, C. L. Heald, R. M. Yantosca, S. Wu, L. K. Emmons, D. P. Edwards, and G. W. Sachse. Inventory of boreal fire emissions for North America in 2004 : Importance of peat burning and pyroconvective injection. *Journal of Geophysical Research*, 112(D12), apr 2007. doi : 10.1029/2006jd007281.
- [21] National oceanic and atmospheric administration. <http://www.noaa.gov/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [22] CALIPSO (NASA). <https://www-calipso.larc.nasa.gov/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [23] MISR (NASA). <https://www-misr.jpl.nasa.gov/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [24] S. Turquety. Feux de végétation de pollution atmosphérique. Thèse d’habilitation à diriger des recherches, 2017.
- [25] M. Sofiev, T. Ermakova, and R. Vankevich. Evaluation of the smoke-injection height from wild-land fires using remote-sensing data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(4) :1995–2006, feb 2012. doi : 10.5194/acp-12-1995-2012.
- [26] S. Rémy, A. Veira, R. Paugam, M. Sofiev, J. W. Kaiser, F. Marenco, S. P. Burton, A. Benedetti, R. J. Engelen, R. Ferrare, and J. W. Hair. Two global data sets of daily fire emission injection heights since 2003. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(4) :2921–2942, feb 2017. doi : 10.5194/acp-17-2921-2017.
- [27] Copernicus. <http://www.copernicus.eu/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [28] S. Turquety, L. Menut, B. Bessagnet, A. Anav, N. Viovy, F. Maignan, and M. Wooster. APIFLAME v1.0 : high-resolution fire emission model and application to the Euro-Mediterranean region. *Geoscientific Model Development*, 7(2) :587–612, apr 2014. doi : 10.5194/gmd-7-587-2014.
- [29] P. H. Freeborn, M. J. Wooster, W. M. Hao, C. A. Ryan, B. L. Nordgren, S. P. Baker, and C. Ichoku. Relationships between energy release, fuel mass loss, and trace gas and aerosol emissions during laboratory biomass fires. *Journal of Geophysical Research*, 113(D1), jan 2008. doi : 10.1029/2007jd008679.

- [30] F. Hilton, R. Armante, T. August, C. Barnet, A. Bouchard, C. Camy-Peyret, V. Capelle, L. Clarisse, C. Clerbaux, P. F. Coheur, A. Collard, C. Crevoisier, G. Dufour, D. Edwards, F. Fajjan, N. Fourrié, A. Gambacorta, M. Goldberg, V. Guidard, D. Hurtmans, S. Illingworth, N. Jacquinet-Husson, T. Kerzenmacher, D. Klaes, L. Lavanant, G. Masiello, M. Matricardi, A. McNally, S. Newman, E. Pavelin, S. Payan, E. Péquignot, S. Peyridieu, T. Phulpin, J. Remedios, P. Schlüssel, C. Serio, L. Strow, C. Stubenrauch, J. Taylor, D. Tobin, W. Wolf, and D. Zhou. Hyperspectral earth observation from IASI : Five years of accomplishments. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(3) :347–370, mar 2012. doi : 10.1175/bams-d-11-00027.1.
- [31] SCIAMACHY product handbook (ESA). <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat/instruments/sciamachy-handbook>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [32] What are passive and active sensors? (NASA). [https://www.nasa.gov/directorates/heo/scan/communications/outreach/funfacts/txt\\_passive\\_active.html](https://www.nasa.gov/directorates/heo/scan/communications/outreach/funfacts/txt_passive_active.html), dernière visite le 4 juin 2018.
- [33] IASI (EUMETSAT). <https://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/CurrentSatellites/Metop/MetopDesign/IASI/index.html>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [34] IASI (CNES). <https://iasi.cnes.fr/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [35] C. Clerbaux, A. Boynard, L. Clarisse, M. George, J. Hadji-Lazaro, H. Herbin, D. Hurtmans, M. Pommier, A. Razavi, S. Turquety, C. Wespes, and P. F. Coheur. Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(16) :6041–6054, aug 2009. doi : 10.5194/acp-9-6041-2009.
- [36] L. Clarisse, P. F. Coheur, A. J. Prata, D. Hurtmans, A. Razavi, T. Phulpin, J. Hadji-Lazaro, and C. Clerbaux. Tracking and quantifying volcanic SO<sub>2</sub> with IASI, the september 2007 eruption at jebel at tair. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(24) :7723–7734, dec 2008. doi : 10.5194/acp-8-7723-2008.
- [37] C. Clerbaux, M. George, J. Hadji-Lazaro, L. Clarisse, D. Hurtmans, and P. F. Coheur. Mesure du SO<sub>2</sub> et des cendres volcaniques avec IASI. *La Météorologie*, 8(74) :35, 2011. doi : 10.4267/2042/43879.
- [38] S. Turquety, D. Hurtmans, J. Hadji-Lazaro, P. F. Coheur, C. Clerbaux, D. Josset, and C. Tsamalis. Tracking the emission and transport of pollution from wildfires using the IASI CO retrievals : analysis of the summer 2007 greek fires. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(14) :4897–4913, jul 2009. doi : 10.5194/acp-9-4897-2009.
- [39] D. Hurtmans, P. F. Coheur, C. Wespes, L. Clarisse, O. Scharf, C. Clerbaux, J. Hadji-Lazaro, M. George, and S. Turquety. FORLI radiative transfer and retrieval code

- for IASI. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 113(11) : 1391–1408, jul 2012. doi : 10.1016/j.jqsrt.2012.02.036.
- [40] L. S. Rothman, I. E. Gordon, Y. Babikov, A. Barbe, D. Chris Benner, P. F. Bernath, M. Birk, L. Bizzocchi, V. Boudon, L. R. Brown, A. Campargue, K. Chance, E. A. Cohen, L. H. Coudert, V. M. Devi, B. J. Drouin, A. Fayt, J. M. Flaud, R. R. Gamache, J. J. Harrison, J. M. Hartmann, C. Hill, J. T. Hodges, D. Jacquemart, A. Jolly, J. Lamouroux, R. J. Le Roy, G. Li, D. A. Long, O. M. Lyulin, C. J. Mackie, S. T. Massie, S. Mikhailenko, H. S. P. Müller, O. V. Naumenko, A. V. Nikitin, J. Orphal, V. Perevalov, A. Perrin, E. R. Polovtseva, C. Richard, M. A. H. Smith, E. Starikova, K. Sung, S. Tashkun, J. Tennyson, G. C. Toon, V. I. G. Tyuterev, and G. Wagner. The HITRAN2012 molecular spectroscopic database. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 130 :4–50, nov 2013. doi : 10.1016/j.jqsrt.2013.07.002.
- [41] C. D. Rogers. *Inverse Methods for Atmospheric Sounding : Theory and Practice*. World Scientific, 2000.
- [42] K. Chance and R. V. Martin. *Spectroscopy and Radiative Transfer of Planetary Atmospheres*. Oxford University Press, may 2017. doi : 10.1093/oso/9780199662104.001.0001.
- [43] <https://scipython.com/book/chapter-8-scipy/examples/the-voigt-profile/>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [44] J. C. Walker, A. Dudhia, and E. Carboni. An effective method for the detection of trace species demonstrated using the MetOp infrared atmospheric sounding interferometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(8) :1567–1580, aug 2011. doi : 10.5194/amt-4-1567-2011.
- [45] worldview (NASA). <https://worldview.earthdata.nasa.gov/?>, dernière visite le 4 juin 2018.
- [46] G. P. Anderson, S. A. Clough, F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, and E. P. Shettle. AFGL atmospheric constituent profiles (0.120km). *Environmental research papers*, 1986.