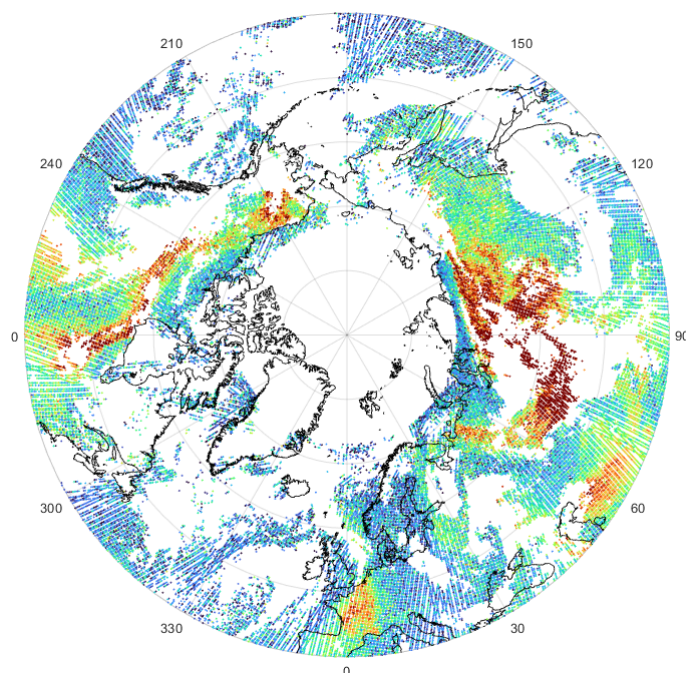


# Observations des émissions de gaz en traces par les feux dans les régions boréales : étude prospective basée sur les mesures du sondeur IASI entre 2008 et 2020

Mémoire de fin d'études en vue de l'obtention du grade académique de Master en sciences chimiques à finalité spécialisée



Aleksandra Gniewczynska

*Promoteur* : Pierre Coheur

*Co-Promoteur* : Bruno Franco

Année académique 2020-2021

*A insérer dans le mémoire, directement à la suite de la première page de couverture.*

## CONSULTATION DU MEMOIRE

Je soussigné·e

*NOM :*

*PRENOM :*

*TITRE DU MEMOIRE :*

la consultation du présent mémoire par les utilisateurs des bibliothèques  
de l'Université libre de Bruxelles.

Si la consultation est autorisée, le/la soussigné·e concède par la présente à l'Université libre de Bruxelles, pour toute la durée légale de protection de l'œuvre, une licence gratuite et non exclusive de reproduction et de communication au public de son œuvre précisée ci-dessus, sur supports graphiques ou électroniques, afin d'en permettre la consultation par les utilisateurs des bibliothèques de l'ULB et d'autres institutions dans les limites du prêt inter-bibliothèques.

Fait en deux exemplaires, à **Bruxelles**, le

Signature

*Gniewczyńska*

# Résumé

Les feux de végétation émettent de grandes quantités de gaz, dont les gaz à effet de serre. En raison du réchauffement climatique qui touche particulièrement fort les régions boréales, l'occurrence et l'intensité des feux, ainsi que les quantités de gaz qu'ils émettent, sont susceptibles d'augmenter. Dans ce travail, nous explorons comment les mesures de gaz en traces effectuées par l'instrument IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge) embarqué à bord du satellite Metop-A, peuvent aider à quantifier les émissions liées aux feux dans les régions boréales, et peuvent nous renseigner sur leur évolution récente.

Nous commençons cette étude par une estimation des facteurs d'émissions de gaz en traces à partir des concentrations restituées des mesures de IASI lors des feux de forêts en Colombie Britannique, en août 2017. Huit composés sont étudiés, à savoir :  $\text{NH}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_2$ ,  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$ , PAN et HCN. Ces facteurs d'émission sont calculés via deux méthodes différentes - la première basée sur les rapports d'enrichissement des gaz d'intérêt par rapport au CO et la deuxième basée sur le flux des gaz émis lors de cet événement. Nous présentons également l'évolution temporelle de ces facteurs d'émission. La comparaison des facteurs d'émission obtenus avec ceux disponibles dans la littérature indique une sous-estimation des facteurs calculés via les rapports d'enrichissement, tandis que les facteurs d'émission dérivés à partir des flux journaliers sont largement surestimés. Enfin, nous discutons de la possibilité d'estimer, au départ des facteurs d'émission, la masse de  $\text{CO}_2$  co-émise par le feu du 6 août 2017.

Dans une deuxième partie, nous utilisons les données IASI et les données de l'instrument satellite MODIS pour étudier la saisonnalité de feux et celle des abondances des gaz en traces émis lors des feux dans la région subarctique. Nous observons que la saisonnalité des espèces à courte durée de vie et directement émises par les feux est fortement influencée par ceux-ci, tandis que la saisonnalité des espèces majoritairement secondaires dépend également des émissions provenant de la végétation.

Finalement, dans la dernière partie de cette étude, nous développons une méthode statistique permettant d'étudier l'occurrence des colonnes extrêmes des gaz en traces liées aux feux ( $\text{NH}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_2$ , CO,  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$ , PAN) pour toute la période de 2008 à 2020 des mesures IASI Metop-A. En compilant le nombre d'événements extrêmes détectés, nous observons des tendances positives dans l'occurrence des colonnes élevées de  $\text{NH}_3$ , CO,  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$  et  $\text{CH}_3\text{OH}$  au Canada. En Russie, le nombre d'observations de ces événements reste stable pour la plupart des espèces étudiées.

Nous terminons ce travail en donnant quelques perspectives pour les recherches futures sur les feux dans les régions boréales.

# Liste d'acronymes

<b>ANNI</b>	Artificial Neural Network for IASI
<b>COV</b>	Composé organique volatil
<b>EF</b>	Facteur d'émission
<b>EnhR</b>	Rapport d'enrichissement
<b>ER</b>	Rapport d'émission
<b>EUMETSAT</b>	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
<b>FRP</b>	Puissance radiative des feux (Fire Radiative Power)
<b>FTIR</b>	Spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier
<b>GIEC</b>	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
<b>HRI</b>	Hyperspectral Range Index
<b>IASI</b>	Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge
<b>Metop</b>	Meteorological Operational satellite Programme
<b>MODIS</b>	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer



# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>7</b>
1.1	Mise en contexte et objectifs du mémoire . . . . .	7
1.2	Plan du mémoire . . . . .	8
1.3	Atmosphère . . . . .	8
1.3.1	Structure verticale . . . . .	8
1.3.2	Composition de l'atmosphère . . . . .	10
1.3.3	Unités de mesure utilisées en chimie atmosphérique . . . . .	10
1.3.4	La durée de vie . . . . .	12
1.4	Région boréale . . . . .	12
1.4.1	Forêts boréales et tourbières . . . . .	13
1.4.2	Feux dans les régions boréales . . . . .	13
1.4.3	Émissions par les feux boréaux . . . . .	15
<b>2</b>	<b>Téledétection</b>	<b>21</b>
2.1	Généralités . . . . .	21
2.1.1	Interaction rayonnement-matière . . . . .	21
2.1.2	Radiation du corps noir . . . . .	22
2.1.3	Radiation de la Terre . . . . .	22
2.1.4	Équation du transfert radiatif . . . . .	23
2.2	Satellites Metop et instrument IASI . . . . .	24
2.3	Instrument MODIS à bord des satellites Terra et Aqua . . . . .	26
2.4	Restitution des variables IASI . . . . .	27
2.4.1	Méthode d'estimation optimale . . . . .	27
2.4.2	ANNI - Artificial Neural Network for IASI . . . . .	27
2.4.3	Seuils de détection des gaz et erreurs sur la mesure . . . . .	29
2.5	Données MODIS . . . . .	30
2.5.1	Nombre de feux et puissance radiative des feux . . . . .	30
2.5.2	Corrélation spatiale et temporelle du nombre de feux et de la puissance radiative des feux . . . . .	31
<b>3</b>	<b>Facteurs d'émission et rapports d'émission</b>	<b>34</b>
3.1	Événement de feux sélectionné . . . . .	36
3.2	Résultats . . . . .	37
3.2.1	Calcul des rapports d'enrichissement gaz/CO . . . . .	38
3.2.2	Évolution des rapports d'enrichissement gaz/CO dans le temps . . . . .	38
3.2.3	Estimation de facteurs d'émission via les rapports d'enrichissement . . . . .	38
3.2.4	Estimations de facteurs d'émission - via les calculs des flux totaux . . . . .	40
3.2.5	Calcul de la masse de CO <sub>2</sub> co-émise par le feu du 06/08/17 . . . . .	41

<b>4</b>	<b>Variabilité des feux</b>	<b>43</b>
4.1	Variabilité spatiale des feux . . . . .	43
4.2	Saisonnalité des gaz associés aux feux dans les régions boréales - climatologie . .	45
4.2.1	Analyse globale de la saisonnalité . . . . .	48
4.2.2	Amérique du Nord vs Russie . . . . .	50
4.3	Corrélation entre les colonnes de gaz et la puissance radiative des feux . . . . .	50
<b>5</b>	<b>Séries temporelles des événements de feux extrêmes entre 2008 et 2020</b>	<b>54</b>
5.1	Statistique des événements de feux extrêmes . . . . .	54
5.1.1	Analyse de colonnes de gaz en absence de feux . . . . .	54
5.1.2	Analyse de colonnes de gaz en présence de feux . . . . .	56
5.2	Analyse des séries temporelles des événements extrêmes . . . . .	58
5.2.1	Définition de valeurs seuils . . . . .	58
5.2.2	Séries temporelles de colonnes de gaz . . . . .	59
5.2.3	Séries temporelles de la puissance radiative des feux . . . . .	63
5.2.4	Séries temporelles de température . . . . .	64
5.2.5	Limites de la méthode . . . . .	65
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>66</b>

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Mise en contexte et objectifs du mémoire

Le sujet de ce mémoire porte sur les feux dans les régions boréales, un phénomène naturel très important qui façonne la structure et la composition des forêts dans l'écosystème boréal. Toutefois, ces dernières années, ces feux sont devenus une source grandissante d'inquiétude en raison de la quantité croissante de gaz à effet de serre et d'aérosols qu'ils émettent. Ils ont un impact non négligeable sur l'atmosphère terrestre, car c'est une source importante de la pollution de l'air par des particules fines et des gaz en traces dans l'hémisphère nord (Warneke et al., 2009).

Au Canada, chaque année, on observe plus de 8000 feux qui détruisent en moyenne plus de 2.1 millions d'hectares (CNFD, 2021). Chaque année, de nombreux feux surviennent également dans les forêts de Sibérie. En 2020, les feux en Sibérie ont détruit environ 20 millions d'hectares, ce qui est une superficie plus grande que la Grèce. Selon les données compilées par Global Forest Watch, depuis l'année 2000, la Russie a subi une perte d'environ 9 % de sa couverture forestière (y compris les pertes dues à la déforestation et l'agriculture). En 2008, 59 % des pertes de la couverture forestière ont été attribuées aux feux de végétation (Potapov et al., 2008).

L'augmentation des températures, de la sécheresse et l'occurrence accrue des événements extrêmes dus aux changements climatiques pourraient contribuer à l'augmentation de la fréquence, de l'ampleur et de l'intensité des feux dans les régions boréales. De plus, dans ces régions, la température augmente en moyenne deux fois plus rapidement que dans le reste du monde (World Meteorological Organization, 2020). Il a déjà été observé que, dans certaines régions, la saison des feux commence de plus en plus tôt, les feux deviennent plus actifs et atteignent les zones qui n'étaient pas ou n'étaient que très peu affectées par les feux (World Meteorological Organization, 2020). Les composés émis par les feux contribuent eux-mêmes en retour au réchauffement climatique et l'apparition de feux accélère la fonte du permafrost (ce qui libère également des gaz à effet de serre).

En raison des nombreux impacts des feux des régions boréales sur l'atmosphère et le climat, il est important de pouvoir détecter et quantifier les gaz émis par ces feux et d'analyser les tendances de leur occurrence. Les feux en général, et dans les régions boréales en particulier, représentent une thématique très vaste, que nous ne pouvons bien entendu pas couvrir entièrement avec un mémoire. Par contre, nous proposons d'explorer l'apport des mesures de gaz en traces effectuées par l'instrument satellitaire IASI pour l'étude des feux et de leurs émissions dans les régions boréales. En plus, nous mettons à profit plus de 12 années d'observations ininterrompues de IASI pour essayer d'obtenir des tendances quant à l'occurrence des feux dans ces régions, ce qui n'a jamais été fait avec ce type de mesures de gaz en traces.

En pratique, nous allons procéder en trois étapes :

1. En premier lieu, nous allons chercher à savoir, pour quelques événements de feux sélectionnés, s'il est possible d'estimer les émissions d'une série de gaz en traces émis par ces feux à partir des mesures de l'instrument satellitaire IASI.
2. Ensuite, nous allons étudier la saisonnalité des gaz émis par les feux dans les régions boréales et mesurés par IASI, ainsi que la variabilité des feux en se basant sur les données MODIS.
3. Enfin, nous allons essayer de développer une méthode statistique permettant de vérifier si nous pouvons observer des tendances dans l'occurrence de colonnes élevées de gaz liées aux feux pour les années 2008-2020.

## 1.2 Plan du mémoire

Dans la première partie du mémoire, nous allons commencer par une description générale de l'atmosphère et des principaux concepts importants pour une bonne compréhension de ce travail. Ensuite, nous allons décrire les régions boréales, donner les caractéristiques principales des feux qui affectent ces régions et enfin donner un bref aperçu des gaz qui seront étudiés dans le cadre de ce mémoire.

Le deuxième chapitre présentera les principes théoriques de la télédétection spatiale du transfert radiatif. Ensuite, nous allons décrire les méthodes de restitution des variables à partir des mesures prises depuis l'espace ainsi que les instruments IASI et MODIS dont les mesures seront utilisées dans cette étude.

Les trois derniers chapitres seront dédiés à la présentation des résultats et analyses de ce mémoire. Dans le chapitre 3 nous allons étudier les émissions d'un feu en Colombie Britannique au Canada via deux méthodes différentes. Dans le chapitre 4, nous allons décrire la variabilité des feux et la saisonnalité des gaz et de la puissance radiative observées dans les régions boréales. Nous allons terminer cette étude par une analyse statistique de l'occurrence des colonnes élevées de gaz dans la région boréale de l'Amérique du Nord et de la Russie.

## 1.3 Atmosphère

L'atmosphère terrestre est l'enveloppe gazeuse qui entoure la Terre. Elle est composée de gaz et de particules en suspension. La présence de l'atmosphère permet en particulier de filtrer le rayonnement du Soleil qui arrive à la surface mais également de maintenir une température stable à la surface de la Terre.

### 1.3.1 Structure verticale

#### Pression

La pression atmosphérique est définie comme le poids exercé par l'atmosphère sur une surface. Deux forces principales agissent sur l'atmosphère - d'un côté elle est retenue par les forces de gravité et de l'autre elle est repoussée par la force du gradient de la pression. Le profil vertical de la pression est la résultante de ces deux contributions (Figure : 1.1). La pression diminue exponentiellement avec l'altitude, selon la formule :

$$\frac{p(z)}{p_0} = e^{\frac{-z}{H}}$$

où  $H = RT(z)/M_{air}g$  est la hauteur d'échelle,  $p_0$  est la pression à la surface de la Terre,  $p(z)$  est la pression à l'altitude  $z$ ,  $M_{air}$  est la masse molaire d'air,  $R$  est la constante universelle des gaz parfaits,  $g$  est l'accélération due à la gravité et  $T$  est la température.

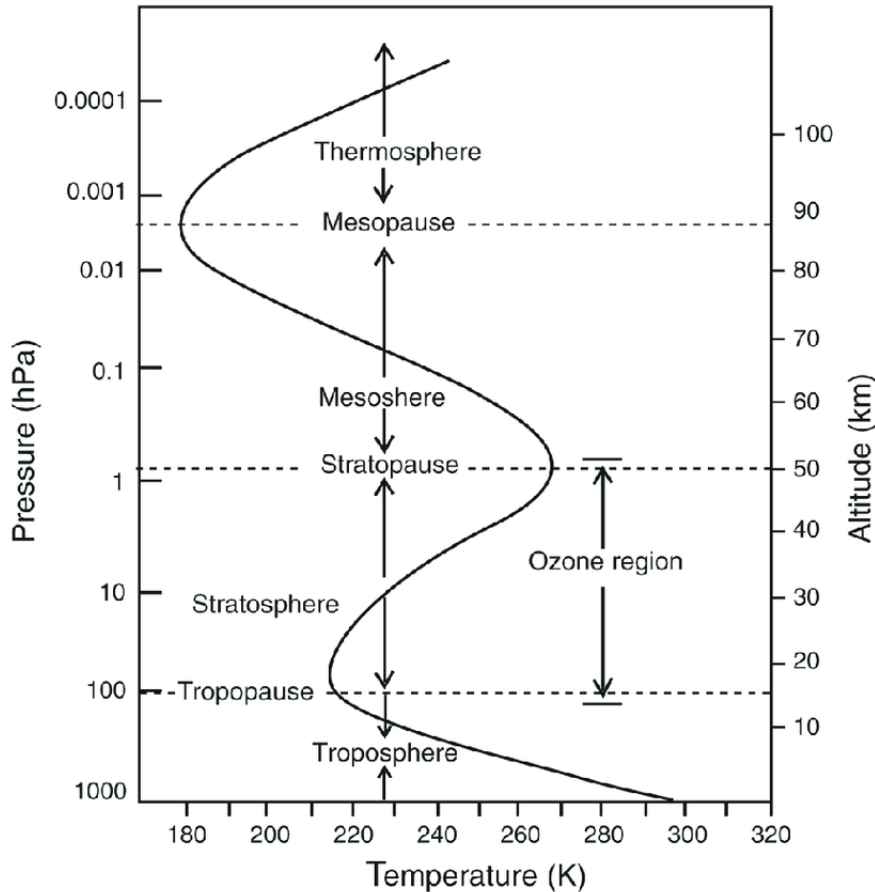


FIGURE 1.1 – Variation de la pression atmosphérique et de la température en fonction de l'altitude. Tiré de Mohanakumar (2008).

## Température

L'atmosphère peut être divisée en différentes couches en fonction du changement du profil de température (Figure 1.1). On distingue l'atmosphère basse, qui est composée de la troposphère et de la stratosphère, et l'atmosphère haute, qui est composée de la mésosphère, de la thermosphère et de l'exosphère :

1. La troposphère est la première couche de l'atmosphère la plus proche de la surface terrestre. Elle a une épaisseur entre 8 et 18 km selon la latitude et la saison. Dans cette couche ont lieu tous les phénomènes météorologiques. La température y diminue de  $6,5$  °C par km. Le sommet de la troposphère est appelé la tropopause. La partie la plus basse de la troposphère est la couche limite atmosphérique dont l'épaisseur varie entre 100 m et 2 km (Chan and Wood, 2013). C'est principalement dans la troposphère que l'on va retrouver les gaz analysés dans la suite de ce mémoire.
2. La stratosphère s'étend à partir de la tropopause jusqu'à 45-55 km d'altitude (stratopause). La température augmente avec l'altitude, ce qui est dû à l'absorption du rayon-

nement UV par l’ozone. 99,9 % de la masse de l’atmosphère se trouve dans la troposphère et la stratosphère.

3. La mésosphère s’étend de la stratopause à la mésopause (80-90 km). La température y diminue avec l’altitude.
4. Dans la thermosphère la température est très élevée (environ 1000 K) et la pression est faible. La température augmente dû à l’absorption du rayonnement UV par le  $N_2$  et le  $O_2$ . Dans la thermosphère on retrouve essentiellement des ions qui sont produits par photoionisation.
5. L’exosphère est la dernière couche de l’atmosphère terrestre où la gravitation est tellement faible que les molécules de gaz arrivent à s’échapper. La thermosphère et l’exosphère sont les deux couches où se trouvent les satellites artificiels et la Station Spatiale Internationale (ISS).

### 1.3.2 Composition de l’atmosphère

L’azote ( $N_2$ ), l’oxygène ( $O_2$ ) et l’argon (Ar) constituent 99,9 % des gaz présents dans l’atmosphère sèche. La vapeur d’eau n’y est pas prise en compte car sa concentration est très variable (jusqu’à 4 % dans des conditions très humides). Les principaux constituants de l’atmosphère ( $O_2$  et  $N_2$ ) sont des gaz stables qui n’ont pas de capacité d’absorption du rayonnement infrarouge. Par conséquent, les variations de leurs concentrations ne contribuent pas au réchauffement climatique.

Le dioxyde de carbone ( $CO_2$ ) et les gaz en traces constituent les 0,1 % restant et leurs rapports de mélange sont de l’ordre des ppm ( $10^{-6}$ ) et ppt ( $10^{-12}$ ). Le Tableau 1.1 reprend le rapport de mélange et le temps de vie typiques des principaux gaz en traces et ceux que l’on va étudier dans le cadre de ce mémoire.

L’atmosphère est en équilibre dynamique avec les autres grands réservoirs comme l’hydrosphère et la géosphère. Les gaz qui s’y trouvent proviennent des processus biologiques, de l’émission des volcans, de l’activité anthropique ou peuvent être produits lors des réactions chimiques dans l’atmosphère.

Certains gaz en traces (dont le  $CO_2$ ) peuvent absorber le rayonnement infrarouge émis par la Terre. Ils constituent des gaz à effet de serre si leur temps de résidence est long (plusieurs décennies).

### 1.3.3 Unités de mesure utilisées en chimie atmosphérique

Les abondances des gaz atmosphériques peuvent être exprimées avec différentes unités. Nous explicitons ci-dessous celles principalement utilisées dans ce mémoire.

#### Colonne totale/partielle

Les colonnes sont la variable principale utilisée en télédétection appliquée à l’étude de la composition de l’atmosphère. La colonne d’un gaz est le nombre de molécules de ce gaz incluses dans une colonne d’air de section unitaire. Elle s’exprime en molécules/cm<sup>2</sup>. Les colonnes peuvent être totales ou partielles. La colonne totale (TC) est la colonne intégrée de  $z_1 = 0$  au  $z_2 =$  sommet de l’atmosphère (TOA).

$$TC = \int_0^{TOA} C_x dz$$

Gaz	Rapport de mélange	Durée de vie
CO <sub>2</sub>	419 ppm (National Oceanic and Atmospheric Administration (GML), 2021)	100 ans (World Meteorological Organization, 2020)
CH <sub>4</sub>	1.7 ppm (Holloway and Wayne, 2010)	9 ans (World Meteorological Organization, 2020)
N <sub>2</sub> O	300 ppb (Holloway and Wayne, 2010)	120 ans (World Meteorological Organization, 2020)
HCOOH	0.5-1 ppb (Grutter et al., 2010)	3-4 jours (Viatte et al., 2014)
CH <sub>3</sub> COOH	0.3 ppb (Khan et al., 2018)	1-2 jours (Khan et al., 2018)
NH <sub>3</sub>	5-20 ppb (Wang et al., 2015)	quelques heures (Van Damme et al., 2018)
C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	1 ppb (Abad et al., 2011)	2 semaines (Viatte et al., 2014)
C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	2-3 ppb dans un panache (Dolan et al., 2016)	1-2 jours (Dolan et al., 2016)
CO	0.05-0.12 ppm (WHO) (Holloway and Wayne, 2010)	2 mois (Viatte et al., 2014)
O <sub>3</sub>	0-10 ppm (Holloway and Wayne, 2010)	en moyenne 23 jours (Young et al., 2013)
CH <sub>3</sub> OH	1-10ppm (Jacob, 2005)	5-10 jours (Viatte et al., 2014)

TABLE 1.1 – Ordre de grandeur des rapports de mélange et durée de vie pour les principaux gaz en traces et les gaz étudiés dans ce mémoire.

où  $C_x$  est la densité en nombre de moles par  $\text{cm}^3$ .

La colonne partielle est une densité intégrée verticalement entre la hauteur  $z_1$  et  $z_2$ .

$$PC = \int_{z_1}^{z_2} C_x dz$$

Les colonnes exprimées tout au long de ce travail sont systématiquement des colonnes totales.

### Rapport de mélange

Pour une espèce gazeuse, le rapport de mélange est sa fraction molaire, le nombre de moles d'un espèce  $i$  par mole d'air :

$$\xi_i = \frac{c_i}{c_{total}}$$

où  $c_i$  est la concentration molaire d'un gaz et  $c_{total}$  est la concentration molaire d'air. Le rapport de mélange peut être exprimé en mol/mol ou en v/v (volume de gaz par volume d'air). Son avantage par rapport à la concentration absolue est qu'il ne dépend pas de la pression atmosphérique.

### 1.3.4 La durée de vie

La durée de vie des gaz dans l'atmosphère varie de quelques secondes aux millions d'années. On distingue des espèces à courte durée de vie, comme le radical hydroxyl (OH), à durée de vie modérée, comme le monoxyde de carbone (CO) et à longue durée de vie, comme le méthane (CH<sub>4</sub>). Les espèces à longue durée de vie peuvent être transportées loin de leurs sources et sont bien mélangées dans l'atmosphère. Les gaz peuvent être éliminés de l'atmosphère par différentes voies (Jacob, 1999) :

1. Par réaction chimique dans l'atmosphère.
2. Par déposition sèche - réaction, adsorption ou absorption directe à la surface terrestre (e.g. absorption du CO<sub>2</sub> par la photosynthèse ou par les océans)
3. Par déposition humide - lors des précipitations

Le temps de vie d'un composé  $\tau$  dépend de l'efficacité de chacun de ces processus. Il est défini comme étant le temps moyen que l'espèce X passe dans une boîte (un volume de l'atmosphère) théorique. C'est le rapport entre la masse de l'espèce X présente dans la boîte ( $m$ ) et chacun de ses puits ( $Q$ ) (Jacob, 1999) :

$$\tau = \frac{m}{Q} = \frac{m}{F_{out} + L + D} \quad (1.1)$$

où  $F_{out}$  est le flux sortant, L est l'élimination de l'atmosphère par réaction chimique et D est la déposition. Chaque puits est ici en  $\text{kg s}^{-1}$ .

Dans le cadre de ce mémoire, des gaz à durée de vie modérée seront étudiés. Ils sont émis en grande quantité par les feux et de ce fait leur transport peut être suivi relativement aisément étant donné l'importante différence de concentration entre les panaches émis et l'atmosphère de fond.

## 1.4 Région boréale

Ce mémoire s'intéresse au feu dans les régions boréales. Celles-ci peuvent être définies de différentes manières. Selon la définition de l'Union Européenne, la région boréale est "la vaste étendue de forêts de conifères, de tourbières et de lacs entourant l'hémisphère nord" (European Commission, 2021). Souvent, les termes région boréale et forêts boréales sont utilisés de manière interchangeable car les forêts boréales sont le biome dominant dans cette région du monde. Dans la région boréale on retrouve notamment le climat subarctique et le climat continental humide (Dfb selon la classification de Köppen). Le climat subarctique se caractérise par des étés courts et frais et des hivers longs et froids.

Dans ces régions la densité de la population est faible et les activités agricoles sont relativement peu développées. En Russie, les terres cultivées occupent 13 % du territoire et se trouvent principalement dans le sud-ouest du pays, là où le climat est plus tempéré (Figure 1.2).



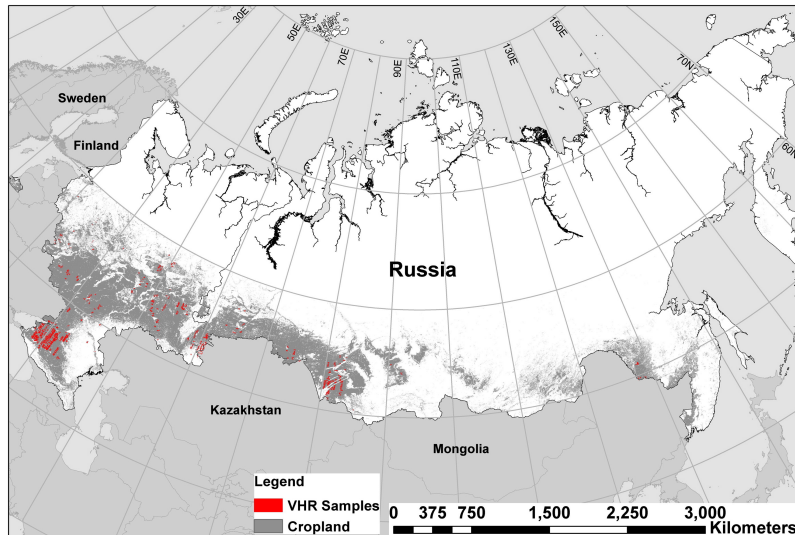


FIGURE 1.2 – Terres cultivées en Russie (en gris). Tiré de Hall et al. (2016).

### 1.4.1 Forêts boréales et tourbières

Les forêts boréales (aussi appelées taïga) sont un des biomes terrestres appartenant aux biomes subarctiques. Cette zone se situe typiquement aux hautes latitudes, entre 45°N et 70°N. Les forêts boréales correspondent à environ 30 % de la superficie forestière de la Terre et sont un des réservoirs principaux de carbone (Deluca and Boisvenue, 2012). Le nombre d'arbres qui s'y trouvent est estimé à environ 3 trillions (Crowther et al., 2015). Environ 70 % des forêts boréales se trouve en Eurasie et le reste en Amérique du Nord. En Europe, la région boréale constitue 18,8 % du territoire de l'Union Européenne et couvre les pays nordiques (Suède, Norvège et Finlande) ainsi que les pays baltes (Estonie, Lituanie et Lettonie). Dans le reste du monde, la taïga couvre principalement les territoires de la Russie, du nord de la Chine, du Canada et de l'Alaska.

Les espèces d'arbres que l'on retrouve dans les forêts boréales varient en fonction de la région. Au Canada, environ 70 % des arbres sont des conifères, dont le genre principal est le *Picea* (64%) (Inventaire Forestier National du Canada, 2021). En Russie dominent les espèces du genre *Larix* et *Pinus* (Alexeyev et al., 1998).

Dans les régions boréales, les tourbières couvrent une grande partie des sols. La tourbe est une matière fossile formée de l'accumulation de végétation ou autre matière organique morte. Les tourbières contiennent en moyenne 52 % de carbone qui peut être libéré dans l'atmosphère lors des feux importants. A l'échelle mondiale, les tourbières représentent environ 2-3 % de la surface terrestre et la plupart se trouve dans les régions boréales (Gorham, 1991).

Nous verrons dans la suite de ce travail que la présence de la végétation et des tourbières qui caractérisent les forêts boréales a une contribution importante sur les gaz qui sont émis par les feux qui s'y déroulent.

### 1.4.2 Feux dans les régions boréales

Le climat relativement sec des régions boréales favorise l'apparition des feux de forêts lors des périodes plus chaudes. Les incendies de forêts est une combustion qui se développe sans contrôle, dans le temps et dans l'espace. C'est une perturbation naturelle très importante qui

permet la croissance de nouvelles plantes et l'élimination des arbres mûrs. La fréquence des événements de feux est cependant un facteur critique dans le maintien de l'équilibre du biome.

Les feux peuvent être d'origine naturelle ou humaine. La foudre est la cause principale de la plupart des feux naturels dans les régions boréales (Veraverbeke et al., 2017). Généralement, les feux démarrent après des périodes de sécheresse prolongées ou lors de vents violents, dans des conditions très chaudes (Stephens et al., 2014). Les feux d'origine humaine sont dus principalement à l'écobuage mal contrôlé. Il est très difficile de les distinguer des feux naturels en se basant uniquement sur des données satellites (de Groot et al., 2013).

Les feux sont influencés par deux facteurs principaux : le climat (la météo) et la disponibilité du carburant. En raison du réchauffement climatique (augmentation des températures, sécheresse accrue), l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des feux est attendue dans le futur (Veraverbeke et al., 2017; Boulanger et al., 2014). Des études réalisées au Canada et aux États-Unis prévoient également une augmentation de la superficie de terres brûlées ainsi qu'une augmentation de la durée de la saison des feux (Wotton and Flannigan, 1993; Mitchell et al., 2014). Ces changements dans le régime de feux pourraient transformer la composition d'écosystèmes de forêts et relâcher une partie du carbone stocké par les forêts dans l'atmosphère (Schoennagel et al., 2017).

Les conséquences sociologiques des feux sont importantes. Les saisons de feux deviennent de plus en plus longues et intenses et la population vivant dans des zones vulnérables est confrontée à des évacuations plus fréquentes. Au Canada, chaque année les incendies de forêt entraînent l'évacuation de milliers de personnes. Les coûts annuels encourus par le gouvernement Canadien pour combattre les feux varient de 261 millions à 1 milliard dollars (Stocks and Martell, 2016). Seuls les feux dans la région Alberta en 2016 (Fort McMurray fire) ont entraîné des frais d'assurance de 3.77 milliards de dollars (Government of Canada, 2021).

Un autre aspect important, qui concerne les feux des régions boréales, est leur impact sur le pergélisol (ou permafrost). Le pergélisol est présent dans les zones circumpolaires du nord et au nord des régions boréales (Figure : 1.3). Il stocke 60 % du carbone (sous forme de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , VOCs) du sol mondial en occupant lui-même 15 % de la surface des terres de la planète (Schoor et al., 2015; Li et al., 2020). Cette quantité est comparable à la quantité de carbone qui se trouve dans toute l'atmosphère terrestre. Le réchauffement climatique accélère le dégel du pergélisol, ce qui libère des gaz à effet de serre dans l'atmosphère et renforce d'autant plus l'effet de serre (Schoor et al., 2008). Une fréquence accrue des feux pourrait accélérer la fonte du permafrost en affaiblissant l'environnement. Par ailleurs, la haute teneur en carbone des gaz émis par le permafrost qui fond les rend fort inflammable, ce qui facilite à son tour le démarrage de feux.

Dans les régions boréales, le permafrost couvre une partie des tourbières qui sont un puits important du carbone de l'atmosphère. Il a été montré, que si la température de l'atmosphère et la fréquence des feux affectant les tourbières continuent à augmenter, ce puits deviendra une source qui libérera dans l'air les gaz stockés par les tourbières (Hugelius et al., 2020).

Les feux souterrains (appelés également feux zombies) sont un autre phénomène important dans l'analyse des feux. Il s'agit des feux de forêt ou de tourbières qui, après la fin de la saison des feux, continuent de brûler dans le sol organique en phase lente de combustion et qui peuvent, dans des conditions favorables, repasser en phase rapide (les phases de combustion sont expliquées ci-dessous). Ils ont été observés en Amérique du Nord et en Sibérie (Scholten et al., 2021), (McCarty et al., 2020). Ces feux peuvent persister pendant des mois ou des années (Hu et al., 2018) et accélérer le début de la saison de feux (Witze, 2020).

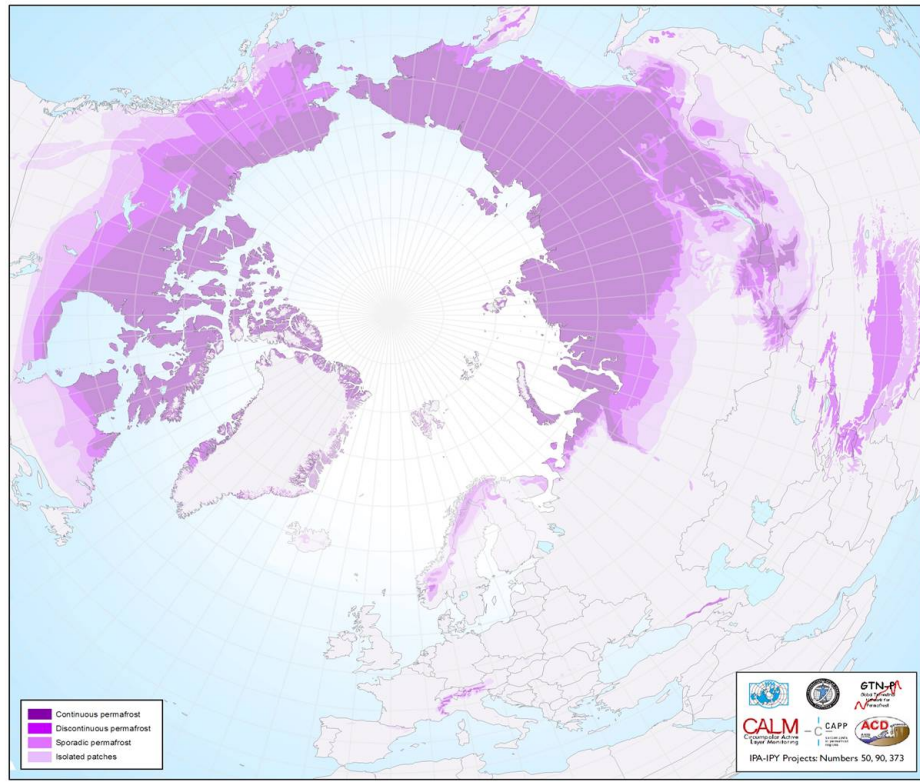


FIGURE 1.3 – Distribution spatiale du permafrost. Tiré de International Permafrost Association, <https://ipa.arcticportal.org/>.

Au-delà de leur impact sur le climat, les feux sont la source principale de la pollution par des particules fines et de l'émission de gaz en traces dans l'hémisphère nord (Warneke et al., 2009). La Figure 1.4 illustre l'étendue de panaches de différents gaz en traces lors d'une journée de feux particulièrement intenses en Russie et en Amérique du Nord. A l'heure actuelle, les émissions de ces gaz dues aux feux sont très difficiles à évaluer car elles dépendent de nombreux facteurs, comme la phase de combustion et le type de la biomasse (Andreae and Merlet, 2001; Andreae, 2019).

### 1.4.3 Émissions par les feux boréaux

La combustion de la biomasse joue un rôle important dans le cycle du carbone en émettant dans l'atmosphère le carbone sous forme de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ), CO et méthane ( $\text{CH}_4$ ) (Wiedinmyer et al., 2011), (Andreae, 2019) ainsi que différents composés organiques volatiles (COVs) (Wentworth et al., 2018), (Hatch et al., 2015). Les COVs étant des précurseurs d'ozone troposphérique et d'aérosols organiques secondaires (SOA), leurs émissions impactent directement la qualité de l'air dans les régions traversées par les panaches de feux (Ahern et al., 2019; Burgos et al., 2018).

La proportion des composés émis par les feux varie selon le type de couverture végétale, la saison et les conditions météorologiques, qui influencent directement le type de combustion (Yokelson et al., 2009). Celle-ci se distingue par deux phases - la combustion rapide (flaming phase) et la combustion lente (smoldering phase) :

- La combustion rapide a lieu lorsque la température est élevée et l'oxygène est abondant. Lors de cette phase des quantités importantes de gaz fortement ou complètement oxydés,

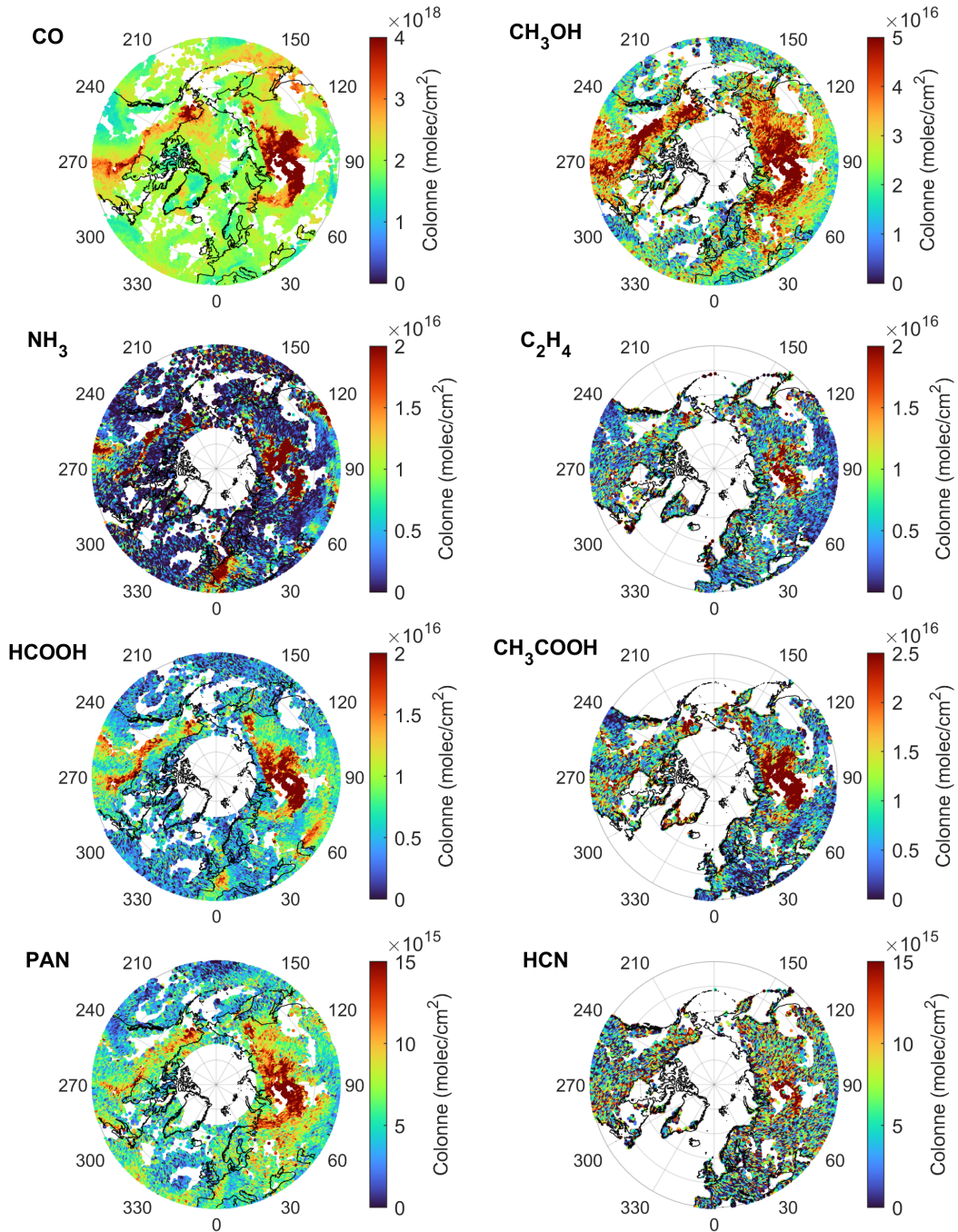


FIGURE 1.4 – Colonnes totales des principaux gaz étudiés dans ce mémoire dans les régions boréales, obtenues à partir des observations individuelles de l’instrument IASI à bord des satellites Metop-A et -B, pour le 24 juillet 2019. La cartographie donne une vue polaire. Les panaches de feux se distinguent par des colonnes élevées des différents gaz (couleur rouge).

comme le CO<sub>2</sub> et le dioxyde d’azote (NO<sub>2</sub>), et de vapeur d’eau sont émises.

- La combustion lente est la combustion sans flammes et à basse température (Nielsen, 1999). Les produits de la combustion incomplète contenant du carbone sont, par la suite, oxydés dans l’atmosphère en CO<sub>2</sub>. Lors de cette phase le feu émet proportionnellement plus d’émission de gaz en traces, peu, ou pas oxydés, comme : CO, CH<sub>4</sub>, l’éthane (C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>), l’éthylène (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>), le méthanol (CH<sub>3</sub>OH) ainsi que certains composés halogénés (Hu

et al., 2019).

L'émission de gaz par les feux augmente leur concentration dans l'atmosphère et peut contribuer ainsi au réchauffement climatique. Jusqu'en 2019, selon les *Lignes directrices 2006* publiées par le GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat), les gaz émis par les feux n'étaient pas pris en compte dans les inventaires des émissions, car leur émissions était considérées comme constantes au fil du temps. A partir de 2019, les pays peuvent signaler deux inventaires de gaz à effet de serre - les émissions nettes avec ou sans perturbations naturelles (qui incluent les feux naturels).

Les gaz en traces que nous étudions dans ce mémoire pour caractériser les feux sont décrits brièvement ci-dessous. Ils ont été sélectionnés car ils sont tous détectés par l'instrument satellite IASI qui est au centre de notre travail (IASI sera détaillé dans le Chapitre 2). Nous distinguons parmi ces gaz ceux émis directement par les feux et ceux qui peuvent en partie ou intégralement être formés chimiquement dans le panache émis, lors de son transport (composés secondaires).

## Composés primaires :

### L'ammoniac - $\text{NH}_3$

Le  $\text{NH}_3$  est un des composés les plus synthétisés au monde, fabriqué par le procédé Haber-Bosch. Il est utilisé dans la production des engrais. Les émissions d'origine anthropique sont dues principalement au secteur agricole et au transport routier. Les satellites permettent depuis peu la cartographie de ce composé. Les sources ponctuelles de  $\text{NH}_3$  liées à l'agriculture et aux industries sont notamment détectées par les satellites (Van Damme et al., 2018; Clarisse et al., 2019).

Au-delà des sources synthétiques, des grandes quantités de  $\text{NH}_3$  sont émises par les feux (Coheur et al., 2009). Elles sont estimées à environ 11 % des émissions totales (Bouwman et al., 1997) ce qui en fait la source la plus importante après les émissions agricoles. En raison de son temps de résidence dans l'atmosphère très court (de quelques heures à quelques jours), le  $\text{NH}_3$  n'est pas transporté sur des longues distances et les fortes concentrations se retrouvent donc essentiellement à proximité des sources. Les puits principaux du  $\text{NH}_3$  sont la déposition sèche et humide (voir : Section 1.2.4) qui accélèrent l'eutrophisation des écosystèmes et diminuent leurs biodiversité (Erisman et al., 2013).

Le  $\text{NH}_3$  joue un rôle indirect dans le cycle du protoxyde d'azote qui est un gaz à effet de serre puissant. Selon le rapport du GIEC, il contribue au réchauffement du climat 298 fois plus qu'une quantité équivalente de  $\text{CO}_2$  (Forster et al., 2007).

### L'éthylène - $\text{C}_2\text{H}_4$

L'éthylène (éthène) est un hydrocarbure émis lors de la combustion incomplète. La moitié des émissions du  $\text{C}_2\text{H}_4$  provient de la combustion de la biomasse. Son temps de résidence varie de quelques heures en été à quelques jours en hiver - il est éliminé de l'atmosphère en réagissant avec le radical hydroxyle et l'ozone (Alvarado et al., 2010). Il a été détecté par satellite dans des panaches de feux (Coheur et al., 2009; Clarisse et al., 2011b). C'est un précurseur important de  $\text{O}_3$  et de formaldéhyde (Alonso et al., 2005) et il affecte de ce fait la qualité d'air.



### L'acétylène - $C_2H_2$

L'acétylène (éthyne) est un gaz à temps de résidence moyen (2-4 semaines). Il est émis lors de la combustion de la biomasse, des combustibles fossiles et des biocombustibles (Dufflot et al., 2015). Le  $C_2H_2$  est observé par satellites dans les panaches de feux ainsi que dans les panaches de pollution anthropique (Clarisse et al., 2011a; Dufflot et al., 2015). Comme la plupart des polluants, il est éliminé de l'atmosphère par la réaction avec le radical OH (Li et al., 2009). Dans les études, il est souvent associé au CO car leurs sources sont similaires. La corrélation entre les deux espèces est forte (Wang, 2003) mais leur temps de résidence différent permet de déterminer l'âge des panaches et d'étudier les vitesses de réaction avec le radical OH (Xiao et al., 2007). Globalement, la présence de  $C_2H_2$  (en traces) dans l'atmosphère pose peu de risque pour la santé humaine et pour l'environnement (U. S. Environmental Protection Agency, 1976).

### Le cyanure d'hydrogène - HCN

Le cyanure d'hydrogène est un gaz en trace à temps de vie modéré. Sa source principale est la combustion de la biomasse (Li et al., 2000), ce qui en fait un bon indicateur des feux et du transport dans la troposphère. Il est éliminé de l'atmosphère par l'absorption par les océans et, dans une moindre mesure, par la réaction avec le radical OH (Li et al., 2000; Dufflot et al., 2015). Il a été démontré qu'une partie (environ 50%) des composés azotés émis par les feux pourrait être convertie à terme en  $N_2$  (Lobert et al., 1990). Ce processus est appelé pyrodénitrification et c'est une des voies de perte de l'azote actif de l'environnement.

## Composés secondaires :

### L'acide formique - $HCOOH$ et l'acide acétique - $CH_3COOH$

L'acide formique ( $HCOOH$ ) et l'acide acétique ( $CH_3COOH$ ) sont les acides organiques les plus abondants dans l'atmosphère terrestre. Leur présence dans l'air et dans les nuages contribue à l'acidité de l'atmosphère et impacte l'acidité des précipitations (Franco et al., 2020) (Stavrakou et al., 2011). Les deux acides peuvent être directement émis par les feux, mais sont majoritairement formés dans l'atmosphère de manière secondaire, à partir de l'oxydation des précurseurs organiques hydrocarbonés (comme les terpènes ou l'isoprène) émis par la végétation, par les feux ou par des activités humaines (Millet et al., 2015; Bates and Jacob, 2019; Chebbi and Carlier, 1996). Les sources primaires de  $HCOOH$  constituent moins de 15 % des émissions totales (Paulot et al., 2011). Les deux acides sont fréquemment observés par satellite à proximité des feux actifs (Franco et al., 2020). Actuellement, les mesures par satellite indiquent que notre connaissance des sources de  $HCOOH$  et, dans une moindre mesure, de  $CH_3COOH$  sont incomplètes, car les concentrations mesurées sont beaucoup plus élevées que celles estimées par les inventaires d'émission (Millet et al., 2015). Récemment, un nouveau mécanisme faisant intervenir les gouttelettes dans les nuages et qui produirait une quantité de  $HCOOH$  largement supérieure à toutes les autres sources combinées a été suggéré (Franco et al., 2021). Un mécanisme similaire pourrait également jouer un rôle dans la production de  $CH_3COOH$ .

### Le monoxyde de carbone - CO

Le CO est un gaz toxique formé lors de la combustion incomplète. Il est émis principalement par les sources d'origine anthropique (transport, chauffage, industries) et lors de la combustion de la biomasse et de combustibles fossiles. Toutes les espèces organiques émises par la végétation

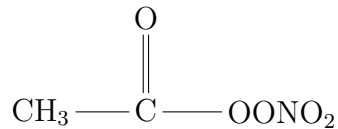
se dégradent en CO et ceci représente environ 18 % de ses émissions totales (Folberth et al., 2006). Les feux de tourbières et la combustion lente émettent plus de CO que la combustion rapide des feux ouverts (Yin et al., 2016). Aux États-Unis, les feux constituent environ 20 % des émissions annuelles de ce composé (Urbanski et al., 2011).

Sa durée de vie varie entre 1 et 3 mois et dépend de la réaction avec le radical OH (Tableau 1.1). En raison de sa durée de vie relativement longue, il peut être transporté sur de longues distances. Son rapport de mélange dans l'atmosphère varie entre environ 200 ppb (dans les régions polluées) et 70 ppb (dans les régions non polluées) (Borsdorff et al., 2018; Holloway and Wayne, 2010). Le CO est une des espèces contrôlant la capacité oxydante de l'atmosphère, en réagissant avec le radical OH. Cette réaction est par ailleurs le puits principal de CO. L'augmentation des concentrations de CO dans l'atmosphère diminue donc la concentration du radical OH, ce qui peut potentiellement augmenter les concentrations des autres polluants (Té et al., 2016; Sze, 1977).

Depuis les années 2000, une diminution des concentrations de CO est observée dans le monde entier (Zheng et al., 2019). Ceci est dû à la diminution de la pollution due aux transports et aux émissions anthropiques en Chine, en Europe et en Amérique du Nord (Rozante et al., 2017; Zheng et al., 2018a; Jiang et al., 2017).

### Le nitrate de peroxyacétyle - PAN

Le nitrate de peroxyacétyle est un composé organique appartenant à la famille des nitrates de peroxyacyl (abrégiés en PANs). Les PANs sont formés dans l'atmosphère à partir des composés organiques volatils (COVs) et du NO<sub>2</sub> (Roberts, 2007). Sa structure est la suivante :



Le PAN est le réservoir principal des oxydes d'azote NO<sub>x</sub> qui jouent un rôle crucial dans la formation de l'ozone troposphérique. Son rapport de mélange dans des zones non-polluées est de 0.5-1.5 ppbv (Wang et al., 1998). Il n'est pas émis directement lors de la combustion, mais il est formé à partir de l'acétaldéhyde et d'autres composés organiques volatils non méthaniques par la réaction avec le radical OH (Fischer et al., 2014).

Le PAN est stable aux faibles températures dans la haute et moyenne troposphère et de ce fait il peut transporter les NO<sub>x</sub> à des longues distances (Seinfeld and Pandis, 2016). Sa durée de vie diminue fortement avec la température qui augmente : elle varie de 1h dans la troposphère libre à 1 mois dans la stratosphère (Fischer et al., 2011).

### Le méthanol - CH<sub>3</sub>OH

Après le méthane, le méthanol est le gaz organique le plus abondant dans l'atmosphère terrestre. La majorité de ses émissions (40-80 %) est attribuée à la végétation, car il est produit lors de la synthèse des parois cellulaires (Fall and Benson, 1996). La combustion de la biomasse compte pour environ 5-10 % (Jacob, 2005). Il est également produit de manière secondaire, à partir des réactions avec les radicaux peroxy (RO<sub>2</sub>) (Tyndall et al., 2001).

Dans l'atmosphère, CH<sub>3</sub>OH se dégrade en CO et en formaldéhyde en réagissant avec le radical OH. Comme les autres COVs, il contribue à la formation de l'ozone troposphérique

(Tie et al., 2003). Il est également éliminé par la déposition sèche (Stavrakou et al., 2011) et l'absorption par les océans (Millet et al., 2008). Selon une étude récente de Bates et al. (2021), la concentration de méthanol dans les panaches de feux ne varie pas significativement au fil du temps, ce qui suggère que la production secondaire compense les puits dus à l'oxydation.



# Chapitre 2

## Téledétection

Dans cette section nous expliquons les principes généraux de la téledétection et du transfert radiatif appliqués aux mesures des gaz dans l'atmosphère. Ensuite, nous présentons les deux satellites et les instruments qui ont fourni les données utilisées dans ce mémoire (IASI et MODIS). Nous explicitons finalement les méthodes de restitution des variables à partir des mesures effectuées par les deux instruments.

### 2.1 Généralités

On distingue deux types de téledétection pour l'observation de l'atmosphère : la téledétection spatiale, qui est la restitution d'une variable à partir de mesures faites par des instruments embarqués à bord des satellites ou avions et la téledétection basée en surface, qui utilise des instruments qui se trouvent au sol. Dans le cadre de ce mémoire, nous allons nous baser uniquement sur les mesures prises par des satellites.

Les instruments embarqués à bord des satellites mesurent le rayonnement électromagnétique absorbé/émis ou réfléchi par l'objet. Le rayonnement reçu s'exprime comme une radiance spectrale ( $I_\lambda$ ), qui correspond à l'énergie émise par unité de temps ( $t$ ), par unité de surface  $A$ , par unité d'angle solide  $\Omega$  et par unité de longueur d'onde  $\lambda$ . L'angle solide est l'angle qui permet de voir cet élément de surface au sol. La radiance spectrale est donc reliée à l'énergie de manière suivante :

$$\delta E = \delta I_\lambda \delta t \delta A \delta \lambda \delta \Omega \quad (2.1)$$

Le principe de la téledétection est basé sur l'interaction entre la radiance émise ou réémise par la Terre et les constituants de l'atmosphère. Le sondage peut être actif (mesure de la radiance envoyée par l'instrument et réfléchi) ou passif (mesure de la radiance émise par un corps).

#### 2.1.1 Interaction rayonnement-matière

Le rayonnement électromagnétique est composé d'ondes qui se propagent dans l'espace. Il peut être exprimé comme un ensemble de particules (photons), caractérisées par une longueur d'onde  $\lambda$  (ou une fréquence  $\nu$ ) et qui possèdent une énergie ( $E$ ) :

$$E = h\nu = h\frac{c}{\lambda} = hc\tilde{\nu} \quad (2.2)$$

où  $h = 6.626 \times 10^{-34}$  Js est la constante de Planck,  $c = 2.998 \times 10^8$  m s<sup>-1</sup> est la vitesse de la lumière dans le vide,  $\tilde{\nu}$  est le nombre d'onde et  $\nu$  est la fréquence.

Les molécules peuvent absorber cette énergie (donc le rayonnement) à condition qu'elle soit égale à la différence d'énergie entre deux de ses niveaux d'énergie moléculaire :

$$\Delta E = hc\Delta\nu_{1,2} = E_2 - E_1 \quad (2.3)$$

où  $E_2$  est l'énergie du niveau supérieur et  $E_1$  est l'énergie du niveau inférieur. Lorsqu'une molécule absorbe un photon, elle effectue une transition d'un niveau inférieur à un niveau supérieur d'énergie. On distingue des transitions rotationnelles, vibrationnelles et électroniques. Le type de transition impliquée dépend de l'énergie du rayonnement incident. Dans le cadre de ce mémoire, nous nous intéressons principalement aux molécules qui absorbent dans le rayonnement infrarouge thermique, via des transitions vibrationnelles.

Étant donné que chaque molécule possède son propre système moléculaire et des niveaux d'énergie différents, la longueur d'onde du rayonnement absorbé ou émis nous fournit de l'information sur la nature de la molécule absorbante. En d'autres mots, chaque molécule possède sa propre signature spectrale et la position, l'intensité et la forme des raies observées sur le spectre nous permet de les identifier et de les quantifier.

### 2.1.2 Radiation du corps noir

La radiation de la Terre, dans l'infrarouge, est proche de celle d'un corps noir. Rappelons qu'un corps noir est un objet idéal qui est en équilibre thermodynamique, qui absorbe et émet la radiation à toutes les longueurs d'onde, sans en réfléchir ni en transmettre. La radiation du corps noir  $B_\nu(T)$  dépend uniquement de sa température ( $T$ ) et est émise selon la loi de Planck :

$$B_\nu(T) = I(\nu) = \frac{2h}{c^2} \frac{\nu^3}{e^{h\nu/k_B T} - 1} \quad (2.4)$$

Cette équation peut être également exprimée en termes de longueurs d'onde :

$$B_\lambda(T) = I(\lambda) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/\lambda k_B T} - 1} \quad (2.5)$$

où  $k_B = 1.381 \times 10^{-23}$  est la constante de Boltzmann et  $I(\nu)$  est la radiance mesurée pour une longueur d'onde (fréquence) donnée. Les unités de la radiance mesurée sont :  $\text{J m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ .

L'intensité de la radiation émise augmente avec la température pour toutes les longueurs d'onde (ou fréquences). La loi de Planck permet de calculer la température ( $T_B$ ) à partir d'une radiance mesurée :

$$T_B = \frac{hc}{k_B \lambda \ln\left(\frac{1}{I(\lambda)} \frac{2hc^2}{\lambda^5} + 1\right)} \quad (2.6)$$

S'il s'agit d'un corps noir, la température est celle du corps qui émet. S'il s'agit d'un corps gris, la température obtenue est la température de brillance. Celle-ci peut s'appliquer à tous les corps, toujours inférieure à la température réelle du corps qui émet.

### 2.1.3 Radiation de la Terre

La Terre émet avec un maximum d'intensité qui se trouve dans l'infrarouge thermique. Certains gaz présents dans l'atmosphère ont la capacité d'absorber cette radiation. Dans le spectre de radiance mesurée par les satellites on observe donc la radiance émise par la Terre et différentes raies d'absorption dues aux gaz présents dans l'atmosphère. L'intensité des raies permettra, grâce aux informations disponibles dans les bases de données spectroscopiques et à l'équation du transfert radiatif, de déterminer la concentration de ces gaz (Coheur et al., 2009).

### 2.1.4 Équation du transfert radiatif

L'équation du transfert radiatif est utilisée pour décrire physiquement l'interaction entre le rayonnement infrarouge émis par la Terre et l'atmosphère. Cette équation permettra de calculer les colonnes des composants de l'atmosphère à partir de leurs raies d'absorption dans les spectres mesurés. Dans certains cas, un profil vertical faiblement résolu peut être restitué.

#### Formulation générale

Lorsque le rayonnement électromagnétique traverse une couche d'atmosphère, il est atténué, selon la loi de Beer-Lambert :

$$I_s = I \exp(-\beta_{a,X}s) \quad (2.7)$$

où  $s$  est l'épaisseur de la couche,  $I$  est l'intensité initiale,  $I_s$  est l'intensité finale et  $\beta_{a,X}$  est le coefficient d'absorption du gaz  $X$  pour le nombre d'onde  $\tilde{\nu}$  (en  $\text{cm}^{-1}$ ), dans le cas où la diffusion peut être négligée.

Si l'on considère une couche d'air infinitésimale d'épaisseur  $ds$ , la radiation absorbée ( $I_{abs}$ ) par cette couche est égale à (Petty, 2006) :

$$dI_{abs} = -\beta_{a,X}I ds \quad (2.8)$$

La couche de l'atmosphère considérée est également émettrice de rayonnement (loi de Kirchhoff). Le rayonnement émis par cette couche  $dI_{emis}$  vaut (Petty, 2006) :

$$dI_{emis} = \beta_{a,X}B(T)ds \quad (2.9)$$

où  $B(T)$  est la fonction de Planck qui dépend de la température de la couche d'air ( $T$ ).

La variation de l'intensité du rayonnement traversant une couche d'air sera donc égale à la somme des contributions dues à l'absorption et l'émission :

$$dI = dI_{abs} + dI_{emis} = \beta_{a,X}(B_T - I)ds \quad (2.10)$$

ou

$$\frac{dI}{ds} = \beta_{a,X}(B_T - I) \quad (2.11)$$

L'équation 2.11 est connue sous nom de l'équation de Schwartzschild et est la forme la plus fondamentale de l'équation du transfert radiatif.

#### Application à plusieurs couches d'atmosphère

L'équation du transfert générale pour l'atmosphère en plusieurs couches peut être dérivée à partir de l'équation de Schwartzschild. Si l'on considère un sondeur au sommet de l'atmosphère ( $Z_{TOA}$ ) dirigé vers le sol, la radiance arrivant au satellite est donnée par (Petty, 2006) :

$$I^\uparrow(\tilde{\nu}, \theta, Z_{TOA}) = I^\uparrow(\tilde{\nu}, 0, \theta), t(\tilde{\nu}, \theta, 0, Z_{TOA}) + \int_0^{Z_{TOA}} B_{\tilde{\nu}}(T_z) \left[ \frac{dt(\tilde{\nu}, \theta, z, Z_{TOA})}{dz} \right] dz \quad (2.12)$$

où  $I^\uparrow(\tilde{\nu}, \theta, Z_{TOA})$  est la radiance monochromatique mesurée par le sondeur,  $t(\tilde{\nu}, \theta, 0, Z_{TOA})$  est la transmittance de l'atmosphère de la surface terrestre au sommet de l'atmosphère (transmittance totale),  $t(\tilde{\nu}, \theta, z, Z_{TOA})$  est la transmittance de l'altitude  $z$  au sommet de l'atmosphère et  $\theta$  est l'angle zénithal ( $z = s \cdot \cos\theta$ ).

Cette équation montre comment varie l'intensité du rayonnement traversant les couches atmosphériques. La variation est la somme de deux contributions : l'absorption du rayonnement émis par la Terre (premier terme du membre droite de l'équation 2.12) et l'émission thermique de chaque couche de l'atmosphère atténuée par l'atmosphère située au-dessus (deuxième terme du membre droit de l'équation 2.12).

La radiance  $I^\uparrow(\tilde{\nu}, 0, \theta)$  émise par la surface de la Terre modélisée par un corps gris d'émissivité  $\epsilon(\tilde{\nu})$  est donnée par :

$$I^\uparrow(\tilde{\nu}, 0, \theta) = \epsilon(\tilde{\nu})B(\tilde{\nu}, T_s) + (1 - \epsilon(\tilde{\nu}))I_{atm}^\downarrow(\tilde{\nu}) + \alpha(\tilde{\nu})I_{sun}^\downarrow(\tilde{\nu}) \quad (2.13)$$

où  $T_s$  est la température de la surface,  $\epsilon(\tilde{\nu})$  est l'émissivité de la surface au nombre d'onde  $\tilde{\nu}$ ,  $I_{atm}^\downarrow$  est la radiance moyenne émise par l'atmosphère vers le sol,  $I_{sun}^\downarrow$  est la radiance solaire à la surface de la Terre et  $\alpha(\tilde{\nu})$  est une fonction de réflectivité effective. Selon cette relation, la radiance initiale de la source  $I_0^\uparrow$  est la somme de la contribution des trois termes :

- L'émission thermique de la surface décrite par la fonction de Planck et l'émissivité de la surface. Ceci est la contribution la plus importante.
- Le rayonnement émis par l'atmosphère vers la surface de la Terre et réfléchi dans la direction du sondeur.
- Le rayonnement solaire réfléchi par la surface de la Terre.

Pour calculer des spectres théoriques, l'équation du transfert radiatif (2.12) est résolue pour  $N$  couches, à partir des paramètres connus (température, pression, concentration de gaz). Étant donné que plusieurs termes dépendent de l'altitude, il est nécessaire de faire l'approximation que, au sein d'une couche, les paramètres atmosphériques sont constants.

### Contraste thermique

Pour terminer cette section, nous allons discuter brièvement du contraste thermique qui est très important pour décrire la sensibilité des mesures dans l'infrarouge à l'atmosphère de surface. Le contraste thermique est défini ici comme la différence entre la température de la surface ( $T_s$ ) et la température de la première couche de l'air ( $T_a$ ) au-dessus de la surface. Reprenons l'équation 2.11. Si on considère un corps noir, une atmosphère composée d'une seule couche de température ( $T_a$ ) et un contraste thermique nul ( $T_a = T_s$ ), on constate que la radiance de la première couche ( $I$ ) sera égale à l'émission de la surface ( $B$ ) et aucune information ne pourra être restituée, quelle que soit la composition de la couche. La sensibilité est donc nulle pour un contraste thermique nul. Elle augmente avec l'augmentation du contraste thermique.

## 2.2 Satellites Metop et instrument IASI

Metop-A, -B et -C sont une famille de satellites développés par EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) et ESA (L'Agence spatiale européenne). Ils ont été lancés successivement en 2006, 2012 et 2018. Les trois satellites se trouvent sur une orbite polaire héliosynchrone à une altitude moyenne de 800 km. Chaque satellite effectue 14 tours autour de la Terre par jour en passant au-dessus de l'équateur vers 9h30 et 21h30 heure locale. Chaque endroit du globe est donc survolé deux fois par jour.

Le but des satellites Metop est de collecter des données météorologiques et des données pour le suivi du climat. Les satellites Metop possèdent à bord plusieurs instruments de mesure, notamment l'instrument IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage dans l'Infrarouge)

dont les mesures sont utilisées pour ce mémoire. Précisons qu'uniquement les données de IASI sur le satellite Metop-A seront exploitées, car elles couvrent sans interruption la plus longue période (d'octobre 2007 jusqu'à nos jours).

IASI est un spectromètre à transformée de Fourier qui mesure la radiance dans l'infrarouge thermique (FTIR) émise par la Terre et son atmosphère. Il est utilisé pour les mesures de profils de température et d'humidité ainsi que pour le suivi des concentrations des gaz en traces. Il a été développé par CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) en collaboration avec EUMETSAT.

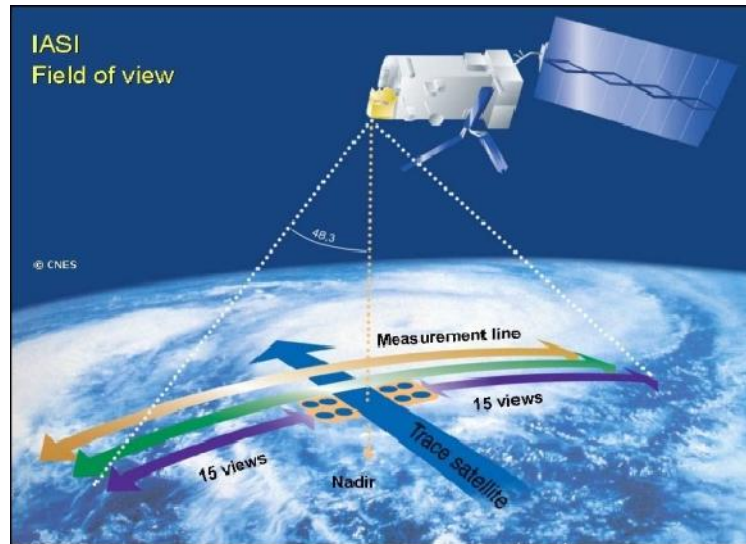


FIGURE 2.1 – Champs de vue de l'instrument IASI. En plus des mesures dans le sens du déplacement du satellite, on observe un balayage perpendiculaire à la direction de son déplacement. Tiré de ESA, <https://earth.esa.int/>.

Le fonctionnement de IASI est basé sur le principe de l'interféromètre de Michelson. C'est un instrument qui se caractérise par une couverture spectrale continue entre  $645 \text{ cm}^{-1}$  et  $2760 \text{ cm}^{-1}$  et une moyenne résolution spectrale de  $0,5 \text{ cm}^{-1}$ . IASI possède 8461 canaux spectraux ce qui correspond à un échantillonnage de  $0,25 \text{ cm}^{-1}$ . Les mesures sont effectuées en mode de visée au nadir - c'est une mesure à la verticale par rapport à la surface sur 4 pixels elliptiques simultanément qui, au nadir, sont inscrits dans un carré  $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ . Il effectue également un balayage perpendiculaire à la direction de son déplacement (across track), illustré sur la Figure 2.1, ce qui lui permet de couvrir le globe entièrement deux fois par jour.

IASI enregistre le rayonnement infrarouge émis par la Terre et les basses couches de l'atmosphère qui, en traversant les différentes couches atmosphériques, interagit avec les gaz présents, selon l'équation 2.12. Étant donné que chaque espèce absorbe l'énergie à des longueurs d'onde différentes, il est possible de déterminer la signature spectrale de chaque gaz (Figure 2.2) et de restituer son abondance à partir du spectre mesuré. Les raies observées sur le spectre correspondent aux transitions rota-vibrationnelles entre les niveaux d'énergie des molécules.

Précisons que IASI fournit aux chercheurs des données du niveau 1C qui sont calibrées et géolocalisées. La capacité du sondeur IASI à identifier des espèces chimiques à courte durée de vie a été démontrée pour la première fois par Coheur et al. (2009). L'instrument est utilisé également pour la détection des espèces à longue ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , CFCs) et moyenne durée de vie (vapeur d'eau,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ , gaz en traces). A l'heure actuelle, 33 espèces différentes ont été formellement détectées dans les spectres IASI (De Longueville et al., 2021).

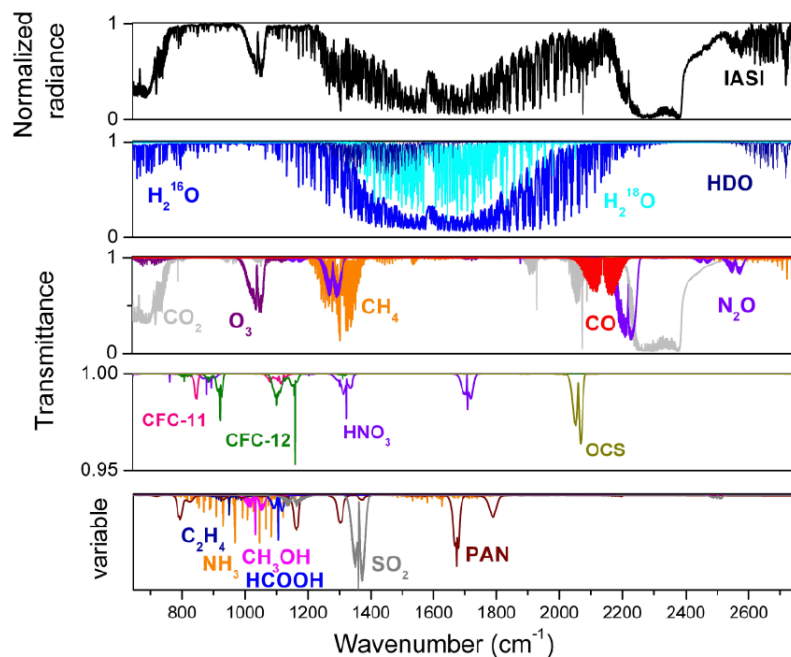


FIGURE 2.2 – Exemple de spectre mesuré par IASI et signatures spectrales de différents gaz présents dans l’atmosphère. Tiré de Clerbaux et al. (2009).

## 2.3 Instrument MODIS à bord des satellites Terra et Aqua

Les satellites Terra (EOS AM-1) et Aqua (EOS AM-2) sont deux satellites de la National Aeronautics and Space Administration (NASA) conçus pour l’observation des variables climatiques. Le satellite Terra a été lancé en 1999 et le satellite Aqua en 2003 dans le cadre du programme EOS (Earth Observation System). Terra passe par l’équateur le matin et Aqua l’après-midi. Dans ce travail, les données moyennées de ces deux satellites sont exploitées. Comme les satellites Metop, ils se trouvent sur une orbite polaire et leur but est d’observer l’environnement et les changements climatiques. Les deux sont équipés de plusieurs instruments utilisés notamment pour l’observation de la pollution dans la troposphère, l’humidité et la couverture nuageuse. Chacun est équipé également d’un sondeur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), dont nous exploitons ici les données pour la détection des feux actifs.

L’instrument MODIS est un spectroradiomètre à résolution modérée muni de 36 bandes spectrales couvrant un domaine spectral entre 0,4  $\mu\text{m}$  et 14,4  $\mu\text{m}$ . La résolution spatiale varie de 250 m à 1 km en fonction de la bande spectrale considérée. Les mesures MODIS permettent la restitution de différentes variables climatiques, dont : la température et l’émissivité de la surface, la couverture nuageuse, la concentration en ozone, les indices de végétation et l’albédo. A partir des mesures de température de surface, les données permettant la détection des feux actifs (nombre de feux et puissance radiative des feux) sont dérivées. Ceci est détaillé dans la section 2.5.

## 2.4 Restitution des variables IASI

L'exploitation des données IASI consiste à restituer les abondances atmosphériques (en colonnes totales) à partir des radiances de niveau 1C. Il s'agit d'un problème mal posé, car il n'existe pas de solution unique - une radiance mesurée peut être associée à plusieurs colonnes différentes en fonction des conditions atmosphériques, de la présence des autres gaz et de la distribution verticale. Afin de trouver une solution à ce problème mal posé, il est nécessaire d'employer une méthode d'inversion dite contrainte. Les colonnes totales de IASI utilisées dans ce mémoire ont été dérivées des spectres à partir de deux méthodes différentes - la méthode d'estimation optimale, qui est une méthode physique impliquant pour chaque spectre le calcul du transfert radiatif et la méthode ANNI (Artificial Neural Network for IASI) qui est basée sur un réseau de neurones.

### 2.4.1 Méthode d'estimation optimale

Les colonnes totales de CO utilisées dans ce mémoire ont été restituées à partir de l'algorithme FORLI (Fast Optimal Retrievals on Layers) qui est basé sur la méthode de l'estimation optimale. Cette méthode physique d'inversion utilise l'équation du transfert radiatif (équation 2.12) pour calculer un spectre théorique à partir d'un profil de rapport de mélange (VMR) supposé du gaz cible (CO, dans ce cas-ci). Ce spectre calculé est comparé au spectre observé, et ensuite, par itération, ce profil du gaz cible est ajusté et un nouveau spectre théorique est généré afin de minimiser une fonction de coût. Cette fonction représente l'écart entre le spectre théorique et le spectre observé (le résidu) ainsi que l'écart entre le profil de VMR ajusté et le profil supposé. Le profil de VMR restitué  $\hat{x}$ , correspond à celui pour lequel les deux écarts sont minimisés.

Cette méthode est bien adaptée aux gaz abondants, avec des signatures bien nettes et individualisées par rapport aux interférences potentielles, car elle permet, si le signal est suffisant, d'extraire des informations sur la distribution verticale du composé dans la colonne. Étant donné que IASI enregistre  $10^6$  spectres par jour et que les concentrations doivent être restituées séparément pour chaque composé, cette méthode nécessite beaucoup de ressources en termes de temps de calcul. Cette méthode qui nécessite l'adoption d'un profil théorique du gaz cible est moins bien adaptée aux gaz à court temps de vie et aux gaz à distribution aussi variable dans le temps et dans l'espace que les VOCs et le  $\text{NH}_3$ .

### 2.4.2 ANNI - Artificial Neural Network for IASI

La deuxième méthode de restitution de colonnes totales utilisée est la méthode ANNI, qui est basée sur l'indice HRI et un réseau de neurones. Initialement, la méthode a été développée pour la restitution de  $\text{NH}_3$  (Whitburn et al., 2016a). Actuellement, elle est utilisée également pour la restitution de colonnes de plusieurs COVs, dont  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$ , PAN, HCN,  $\text{C}_2\text{H}_2$  et  $\text{C}_2\text{H}_4$  étudiés dans ce mémoire (Franco et al., 2018). Cette méthode comprend donc deux étapes : le calcul de HRI et la conversion du HRI en colonne totale, via un réseau de neurones.

#### Indice de radiance hyperspectrale - HRI

Le HRI représente la magnitude du signal d'absorption d'un gaz par rapport à un spectre de fond dans lequel le signal du gaz cible n'est pas mesurable. Pour le calculer, le principe est

de construire une matrice de covariance  $S_y^{obs}$  à partir des spectres fournis par IASI dans lesquels l'espèce cible n'est pas observée, et qui représente la variabilité dans le spectre qui est due à tous les autres paramètres atmosphériques (gaz, nuages, vapeur d'eau, etc...). Elle est calculée suivant la formule :

$$S_y^{obs} = \frac{1}{N-1} \sum_{ij=1}^N (y_j - \bar{y})^T (y_j - \bar{y}) \quad (2.14)$$

où  $N$  est le nombre de spectres de fond sélectionnés,  $\bar{y}$  est le spectre moyen calculé de  $N$  spectres mesurés. Ensuite, la matrice  $S_y^{obs}$  est utilisée pour calculer le HRI (Walker et al., 2011; Franco et al., 2018; Whitburn et al., 2016a) :

$$HRI = \frac{K^T S_y^{obs} (y - \bar{y})}{\sqrt{K^T S_y^{obs} K}} \quad (2.15)$$

où  $K$  est le Jacobien qui représente la signature spectrale du gaz cible, c'est-à-dire la différence entre le spectre observé  $y$  et le spectre de fond.

Le HRI ne possède pas d'unités, ses valeurs sont normalisées afin d'avoir une moyenne de 0 (et un écart-type de 1) pour un spectre de fond qui ne contient pas de quantité mesurable du gaz cible. Si la valeur de HRI est supérieure à 3, la présence d'un gaz à l'endroit de la mesure peut être confirmée, car cela veut dire que la quantité mesurée est supérieure à 3 écarts-types au-dessus de la moyenne de fond. Statistiquement, ceci correspond à une probabilité de détection de 99,7 %.

## Réseau de neurones

Le réseau de neurones est un algorithme développé afin de convertir l'indice HRI en colonne totale. C'est une alternative à l'approche physique basée sur l'équation du transfert radiatif. Le réseau de neurones représente les interactions complexes qui existent entre la colonne totale du gaz cible et le HRI, en fonction des conditions atmosphériques et de la surface. Il est construit lors d'une phase d'apprentissage à partir d'un grand nombre de spectres IASI simulés et de conditions atmosphériques différentes, ce qui permet de tenir compte de toutes les interactions entre les différents paramètres de l'atmosphère et les colonnes du gaz cible. Le réseau de neurones calcule, à partir des paramètres d'entrée (dont le HRI, le profil de la température ( $T$ ), la pression de la surface ( $P_{surf}$ ), le profil de vapeur d'eau ( $H_2O$ ), l'émissivité ( $\varepsilon$ ), la température de la ligne de base du spectre ( $T_{base}$ ) et l'angle de vue IASI), la colonne totale. Bien que la sensibilité verticale des mesures IASI ne soit pas homogène dans la troposphère et a tendance à se réduire pour les couches proches de la surface, le réseau de neurones est capable de produire une colonne totale du gaz cible en supposant une certaine distribution verticale de ce gaz. La relation entre les paramètres d'entrée et la colonne s'exprime comme (Van Damme et al., 2017) :

$$colonne = f(T, T_{base}, P_{surf}, H_2O, \varepsilon, angle, HRI) \quad (2.16)$$

Les paramètres météorologiques qui sont utilisés en tant que paramètres d'entrée sont fournis par IASI ou extraits des réanalyses météorologiques. Dans le cadre de ce travail, les colonnes ont été obtenues en utilisant les champs des réanalyses ERA-5 (Hersbach et al., 2020) pour décrire l'état de la surface et de l'atmosphère dans le réseau de neurones. Ces données de réanalyse sont utilisées afin d'assurer une meilleure cohérence dans toute la série temporelle de mesures et d'éviter les discontinuités dans la série temporelle IASI dues aux recalibrations des instruments qui ont impacté les mesures de températures et d'humidité.



Des pré- et post-filtres sont par ailleurs utilisés pour éviter des données de mauvaise qualité. Le pré-filtre utilisé élimine toutes les observations pour lesquelles la couverture nuageuse est trop importante ( $> 10\%$ ). Les post-filtres, propres à chaque espèce, éliminent les colonnes pour lesquelles l'incertitude est trop large ou la sensibilité est mauvaise (Franco et al., 2018).

Avec la méthode HRI, l'incertitude sur chaque colonne est également calculée. Celle-ci est obtenue en propageant à travers le réseau de neurones les incertitudes liées à toutes les variables utilisées en entrée. Concrètement, l'impact sur la colonne retrouvée est évalué en perturbant individuellement chaque variable en entrée, l'incertitude totale est alors la racine carrée de la somme des carrés de ces perturbations individuelles.

### Mises à jours de l'algorithme ANNI

Les colonnes étudiées dans le cadre de ce mémoire ont été restituées par la troisième version de l'algorithme ANNI (ANNI-v3). La première version, ANNI-v1, a été utilisée pour la restitution des colonnes de le  $\text{NH}_3$  (Whitburn et al., 2016a). La deuxième version, ANNI-v2 a apporté une série d'améliorations, dont l'augmentation de données dans la base d'apprentissage, la construction des réseaux de neurones distincts pour les observations au-dessus des terres et au-dessus des mers et l'adaptation des post-filtres (Van Damme et al., 2017). La version la plus récente, ANNI-v3, a permis la restitution des colonnes des COVs, notamment grâce à l'augmentation de la sensibilité du HRI calculé (Clarisse et al., 2019; Franco et al., 2018).

### Avantages de la méthode

L'utilisation du HRI et du réseau de neurones permet de tenir compte de l'état de l'atmosphère et de la surface pour chaque observation IASI à partir de laquelle on essaie de retrouver la colonne du gaz cible. En raison de l'utilisation du HRI, cette méthode permet d'exploiter un domaine spectral large qui comprend la majorité des raies d'absorption du gaz cible. Elle est donc plus sensible que la méthode d'estimation optimale, qui exploite des intervalles spectraux restreints (Franco et al., 2018). De plus, cette méthode d'inversion est rapide et permet de traiter toutes les observations de la série temporelle de IASI depuis 2007 pour plusieurs espèces cibles. Contrairement à la méthode d'estimation optimale, les colonnes restituées dépendent peu du profil a priori de la colonne. Un désavantage de la méthode est qu'elle ne fournit aucune information sur le profil vertical de la colonne restituée.

### 2.4.3 Seuils de détection des gaz et erreurs sur la mesure

Dans cette sous-section, nous allons estimer les incertitudes sur la mesure et des seuils de détection. Nous allons voir que ces deux valeurs dépendent de plusieurs facteurs et qu'il n'est pas possible de donner une valeur fixe de colonne totale à partir de laquelle on peut détecter le gaz avec certitude.

#### Seuil de détection

Le seuil de détection représente notre capacité à attribuer avec plus ou moins de certitude une signature spectrale à un gaz particulier. Comme mentionné dans la section 2.1.4, l'intensité de la signature spectrale et donc le HRI, pour une colonne de gaz donnée, sera d'autant plus marquée que le contraste thermique est élevé. Pour un HRI donné, la colonne qui lui est associée sera d'autant plus grande que le contraste thermique est faible. La combinaison de ces 3 facteurs va influencer le seuil de détection du gaz et l'incertitude sur les colonnes restituées des spectres

IASI. En hiver, quand le contraste thermique est généralement plus faible, la détection des gaz est plus difficile.

A titre illustratif, pour les conditions étudiées dans ce mémoire (c'est-à-dire les mois d'été et les régions boréales) nous donnons à la Table 2.1 une valeur typique de la colonne au-delà de laquelle le gaz cible peut être détecté avec une très grande certitude dans une mesure individuelle de IASI. Cette valeur typique correspond à la colonne moyenne du gaz cible calculée à partir de toutes les mesures IASI (en été et dans la région boréale) possédant une valeur de HRI comprise entre 2.9 et 3.1. Il est important de préciser qu'une valeur de HRI inférieure à 3 ne signifie pas que le gaz cible n'est pas présent. Cela veut juste dire que la détection est moins certaine.

Il est important de noter que les valeurs données sont des estimations défavorables, dans le sens où dans la suite de ce mémoire nous utilisons généralement des moyennes d'un grand nombre de mesures, ce qui contribue à abaisser ce seuil de détection.

### Erreur sur la mesure

L'erreur sur la mesure est la résultante de deux facteurs - des erreurs systématiques et des erreurs aléatoires. L'erreur aléatoire correspond à l'erreur que l'on calcule sur chaque colonne via le réseau de neurones. Afin de donner une idée de son amplitude, une incertitude moyenne a été calculée pour chaque gaz sur base des incertitudes sur toutes les colonnes mesurées durant les mois d'été en 2019 (Tableau 2.1). L'incertitude aléatoire diminue avec la taille d'échantillon analysé. Combiner plusieurs mesures, par exemple en calculant une moyenne mensuelle sur une grille de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  de résolution spatiale, permet de réduire significativement la composante due aux erreurs aléatoires.

L'erreur systématique peut être évaluée seulement en calculant le biais entre les colonnes restituées et des mesures indépendantes (comme les mesures prises depuis le sol). Ces comparaisons ont déjà été effectuées pour certains gaz entre les mesurés IASI et les mesures des instruments FTIR du réseau NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change). Les comparaisons révèlent que IASI a tendance à surestimer les colonnes basses et à sous-estimer les colonnes les plus hautes, mais, en général, l'accord est bon (Kerzenmacher et al., 2012; Franco et al., 2020).

## 2.5 Données MODIS

Dans cette section nous présentons les données de l'instrument MODIS qui sont utilisées dans ce travail. Il s'agit du nombre de feux et de la puissance radiative de ceux-ci. Ensuite, nous comparons ces deux produits afin de vérifier s'ils sont équivalents et si, pour simplifier les analyses, nous pouvons nous baser sur uniquement un des deux.

### 2.5.1 Nombre de feux et puissance radiative des feux

Le nombre de feux et la puissance radiative des feux sont les deux variables obtenues à partir des données MODIS utilisées dans cette étude. L'algorithme de la détection des feux est basé sur les mesures des températures de brillance ( $T_4$  et  $T_{11}$ ) de deux canaux spectraux (à  $4 \mu\text{m}$  et  $11 \mu\text{m}$  respectivement). Le feu est détecté si la température de brillance du canal  $T_4$  est supérieure à 360 K de jour (on tient compte de la contamination solaire) ou 330 K de nuit. Pour détecter les petits feux à l'intérieur des pixels plus larges, la différence entre les mesures des températures de brillance de deux canaux spectraux est calculée et le feu est détecté si (Giglio et al., 2003) :

Gaz	Seuil de détection	Incertitude de mesure individuelle
HCOOH	$8.01 \cdot 10^{15}$	$2.11 \cdot 10^{15}$
CH <sub>3</sub> COOH	$1.52 \cdot 10^{16}$	$4.68 \cdot 10^{15}$
NH <sub>3</sub>	$1.16 \cdot 10^{16}$	$4.32 \cdot 10^{15}$
C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	$1.32 \cdot 10^{16}$	$4.06 \cdot 10^{15}$
C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	$2.13 \cdot 10^{16}$	$1.79 \cdot 10^{18}$
CO	-	$5.40 \cdot 10^{16}$
PAN	$7.51 \cdot 10^{15}$	$2.12 \cdot 10^{15}$
CH <sub>3</sub> OH	$3.02 \cdot 10^{16}$	$7.33 \cdot 10^{15}$

TABLE 2.1 – Seuils de détection et incertitudes sur les colonnes totales à partir de mesures individuelles. Toutes les valeurs sont en [molécules cm<sup>-2</sup>].

1.  $T_4 > 330$  K (315 K la nuit)
2.  $T_4 - T_{11} > 25$  K (10 K la nuit)

Cette méthode peut sous-estimer certains feux comme les feux de tourbières ou les feux qui sont dans la phase de combustion lente. En effet, les feux de tourbières ont souvent lieu en sous-sol et affectent moins les températures de brillance que les feux dans la phase rapide.

La puissance radiative des feux est définie comme étant la quantité d'énergie radiative émise par un feu lors de l'observation. Les données de la puissance radiative des feux ( $E_f$ ) sont également disponibles pour chaque pixel et ont été obtenues via la formule (Justice et al., 2002; Kaufman et al., 1998) :

$$E_f = 4.34 \cdot 10^{-19} [T_4^8 - \text{mean}(T_4)^8]$$

où  $T_4$  est la température de brillance du canal à 4  $\mu\text{m}$  et  $\text{mean}(T_4)$  est la température de brillance de fond (en absence de feux) pour le même canal. La puissance radiative des feux est exprimée en mégawatts (MW).

## 2.5.2 Corrélation spatiale et temporelle du nombre de feux et de la puissance radiative des feux

### Corrélation temporelle

Dans les régions boréales, les feux ont lieu généralement à partir du mois de mai jusqu'au mois de septembre. Durant le reste de l'année les feux ne sont quasiment pas observés. Afin de comparer la puissance radiative des feux et le nombre de feux détectés, les séries temporelles de quatre sous-régions et d'une région qui correspond à toute la région boréale (entre 45° et 70°N) ont été analysées (Figure 2.3). Dans ce cas-ci, la puissance radiative des feux est la puissance radiative de chaque feu détecté cumulée au sein d'une maille 0.5° x 0.5°.

On observe que le nombre de feux détectés suit étroitement la puissance radiative des feux. Lorsqu'on observe des incohérences, il s'agit en général d'une sous-estimation du nombre de

feux par rapport à la puissance radiative. Ceci peut se produire quand un petit nombre de feux très intenses est détecté. La région de Sakha (Yakoutie) est la seule région où la tendance est inverse, c'est-à-dire où l'on observe plus de feux de faible intensité.

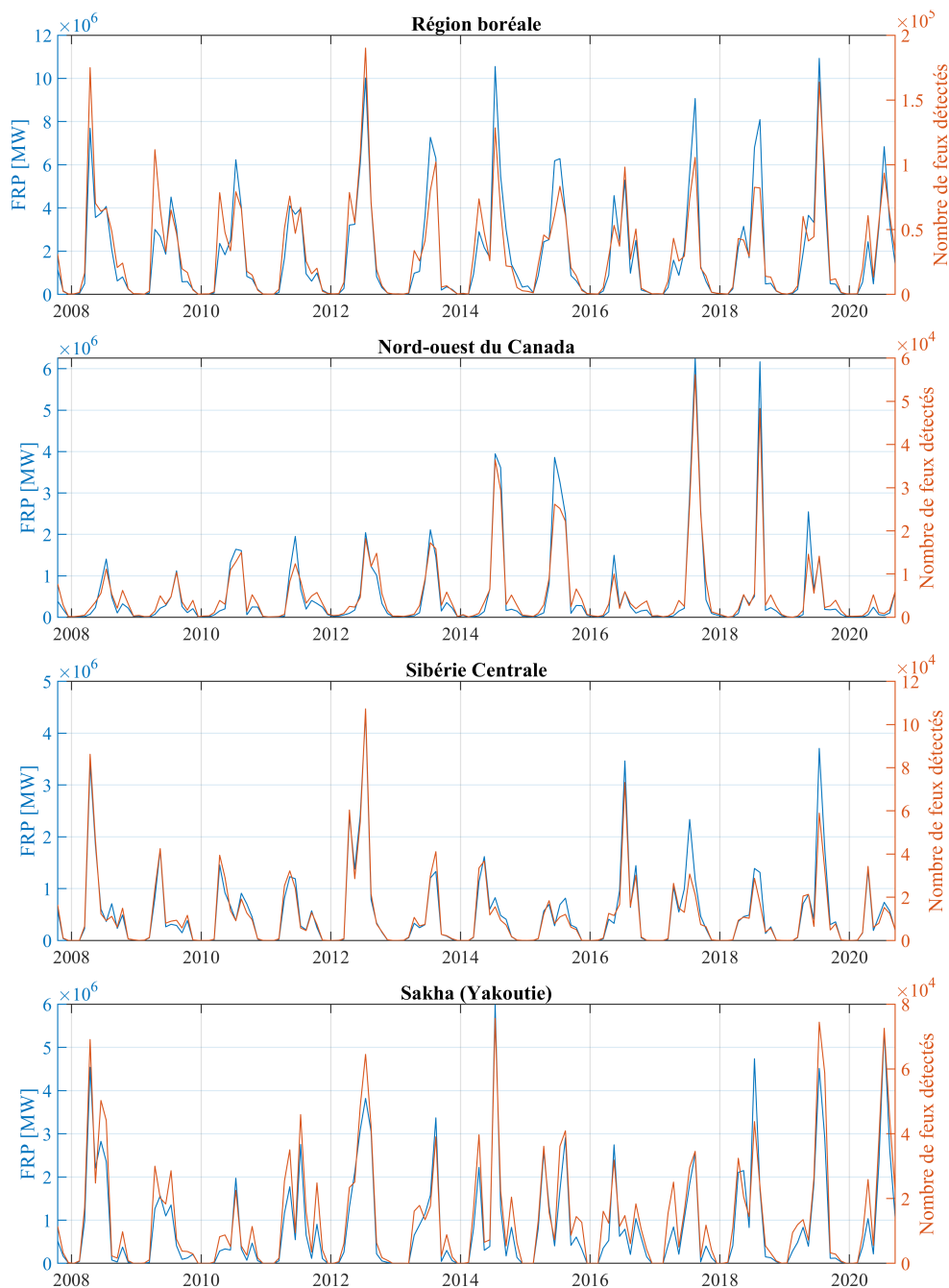


FIGURE 2.3 – Séries temporelles de la puissance radiative des feux (en bleu et l'axe de gauche) et du nombre de feux pour différentes régions (en orange et l'axe de droite). La région 'région boréale' correspond aux latitudes entre  $45^\circ$  et  $70^\circ\text{N}$ . La FRP (axe Y) est la puissance radiative cumulée des feux exprimée en MW.

## Corrélation spatiale

Pour un mois d'été, nous comparons les distributions spatiales entre les sommes mensuelles de la puissance radiative et les sommes mensuelles du nombre de feux. Une très bonne corrélation des deux produits est observée (Figure 2.4).

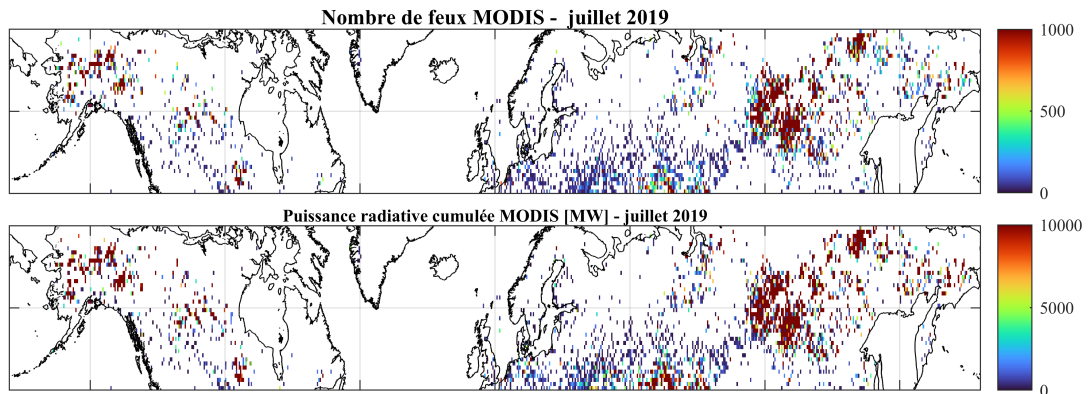


FIGURE 2.4 – Corrélation spatiale entre le nombre de feux (figure du haut) et la puissance radiative des feux (figure du bas, en MW).

## Choix de la variable

Étant donnée que les deux variables sont bien corrélées, nous avons décidé de ne travailler qu'avec la puissance radiative des feux. Cette variable est plus pertinente pour l'analyse des gaz émis. Par exemple, en Sibérie Centrale, le nombre de feux en 2017 était égal à celui de 2018, mais la puissance radiative des feux en 2018 était presque deux fois plus grande. Les séries temporelles des colonnes pour les différents gaz montrent effectivement que celles-ci étaient également plus élevées en 2018 (Figure 2.3). Ceci sera discuté plus loin dans le travail.

# Chapitre 3

## Facteurs d'émission et rapports d'émission

Afin de pouvoir évaluer l'impact des feux de végétation sur le climat, il est nécessaire de quantifier les émissions de gaz vers l'atmosphère. Nous examinons dans ce chapitre l'utilité des mesures de IASI de l'abondance des gaz dans les panaches de feux, dans l'objectif de calcul d'émissions.

Notre analyse se base sur les facteurs d'émission (EF) qui représentent, pour chaque gaz, la quantité émise par kilogramme de combustible brûlé. Ils dépendent de plusieurs facteurs comme la phase de combustion ou le type de combustible (type de végétation) (Andreae, 2019; Akagi et al., 2011). La détermination directe des facteurs d'émission nécessite de connaître la quantité de carbone présente dans le combustible  $[C]_{combustible}$ . Ils peuvent être exprimés comme :

$$EF_x = \frac{M_X}{M_T} = \frac{M_X}{M_C} [C]_{combustible} \quad (3.1)$$

où  $M_X$  est la masse de l'espèce émise par le feu,  $M_T$  est la masse du combustible sec brûlé et  $M_C$  est la masse de carbone libérée lors d'un feu (Andreae and Merlet, 2001).

Les facteurs d'émission peuvent être estimés à partir des mesures effectuées à bord des avions, ou sur Terre à proximité des sources de feux, ou encore à partir des mesures effectuées par les satellites. Les mesures satellites sont, en général, plus éloignées de la source ce qui implique des approximations supplémentaires. Dans la littérature on retrouve deux bases de données principales qui reprennent les facteurs d'émission pour différents biomes. Elles ont été compilées par Andreae and Merlet (2001) (et la mise à jour de Andreae (2019)) et Akagi et al. (2011). Ces facteurs d'émission ont été calculés à partir des mesures effectuées en laboratoire ou de mesures aériennes.

Si les paramètres de l'équation 3.1 ne sont pas accessibles, les émissions peuvent être quantifiées via les rapports d'émission que l'on obtient à partir des rapports d'enrichissement. Les rapports d'enrichissements (EnhR) évaluent la quantité de gaz émis par rapport à la quantité d'un autre gaz à plus longue durée de vie (généralement CO<sub>2</sub> ou CO). Ils représentent l'enrichissement, par rapport à l'atmosphère de fond, d'une espèce dans le panache vis-à-vis d'une espèce de référence :

$$EnhR_x = \frac{\Delta_X}{\Delta_{CO}} = \frac{[X]_{panache} - [X]_{fond}}{[CO]_{panache} - [CO]_{fond}} \quad (3.2)$$

ou  $\Delta_X$  et  $\Delta_{CO}$  représentent la variation de la concentration du gaz X et du CO par rapport à une atmosphère de fond (Andreae and Merlet, 2001).

Alternativement, si le nombre d'observations est suffisamment élevé, le rapport d'enrichissement peut être représenté par la pente de la régression linéaire entre les colonnes du gaz d'intérêt et les colonnes du CO (Andreae and Merlet, 2001; Whitburn et al., 2017; Coheur et al., 2009). Si la mesure est effectuée suffisamment près de la source (ce que nous considérons être le cas dans le cadre de ce travail), on peut considérer que les rapports d'enrichissement sont égaux aux rapports d'émission (EF). Sinon, l'application des corrections qui prennent en compte le transport et la durée de vie des espèces est nécessaire. Une fois que les rapports d'émissions sont connus, les facteurs d'émission s'obtiennent par la relation :

$$EF_X = EF_{CO} \cdot ER_X \cdot \left( \frac{MM_X}{MM_{CO}} \right) \quad (3.3)$$

où  $MM_X$  et  $MM_{CO}$  sont les masses molaires de l'espèce cible émise par le feu et de l'espèce de référence et  $EF_{CO}$  est le facteur d'émission de CO (Andreae and Merlet, 2001).

Une autre méthode de calcul de facteurs d'émission est basée sur le calcul du flux journalier des gaz émis par les feux (Whitburn et al., 2016b, 2015) déterminé sur base des colonnes mesurées par satellite et un modèle de simple boîte (Jacob, 1999). Dans ce cas, l'émission journalière d'un gaz X émis par un feu est égale à l'émission d'un gaz de référence émis par le même feu, multiplié par le rapport de leurs facteurs d'émission :

$$E_X = E_{CO} \cdot \frac{EF_x}{EF_{CO}} \quad (3.4)$$

où  $E_X$  est l'émission totale du gaz le jour  $i+1$  qui tient compte de l'émission du jour précédent  $i$  (Jacob, 1999) :

$$E_X = \frac{flux}{jour} = \frac{M_{tot,i+1} - M_{tot,i}e^{-t/\tau_{eff}}}{\tau_{eff}(1 - e^{-t/\tau_{eff}})} \quad (3.5)$$

avec  $\tau_{eff}$  le temps de vie effectif (également appelé temps de résidence) de l'espèce (voir : Section 1.3.4),  $M_{i,tot}$  la masse totale de l'espèce émise le jour  $i$  et  $t$  est le temps entre les mesures ( $i$  et  $i+1$ ). Les masses émises sont calculées via la formule :

$$M_{i,tot} = \frac{CM_X \cdot MM_X \cdot S}{N_a} \quad (3.6)$$

où  $CM_X$  est la colonne moyenne du gaz  $X$  dans le panache (ou dans la zone considérée),  $MM_X$  est sa masse moléculaire,  $S$  est la surface du panache considéré et  $N_a$  est le nombre d'Avogadro. Un exemple d'application de cette méthode est présenté dans l'article de R'Honi et al. (2013).

Toutefois, notre objectif étant de calculer les facteurs d'émission à titre informatif, nous allons simplifier cette méthode et supposer que l'on se trouve à la stationnarité (donc que le processus n'évolue pas dans le temps). Ceci permet de se focaliser sur un seul jour de mesure, contrairement à R'Honi et al. (2013), de manière à avoir :

$$E_X = \frac{flux}{jour} = \frac{M_{tot} - M_{fond}}{\tau} \cdot 24 \quad (3.7)$$

où nous avons soustrait de la masse totale du gaz dans le panache étudié la masse de fond  $M_{fond}$  présente dans l'atmosphère en absence de feux. La masse émise par heure est multipliée par 24 afin d'obtenir l'émission journalière.

Le facteur d'émission du gaz d'intérêt est alors obtenu sur base de  $E_X$  à partir de l'équation 3.4.

Une fois connus, les facteurs d'émission des gaz en traces peuvent également être utilisés pour calculer l'émission des autres gaz qui ne peuvent pas être directement mesurés par IASI, comme le  $CO_2$ . Ceci se fait via les rapports obtenus entre les facteurs d'émission calculés pour l'espèce cible et ceux disponibles dans la littérature pour le  $CO_2$ .

### 3.1 Événement de feux sélectionné

Afin d'illustrer comment IASI peut aider à la détermination des facteurs d'émission, nous avons choisi un épisode de feux qui a eu lieu en Colombie Britannique au Canada, en 2017. C'était une année exceptionnelle dans l'histoire de la Colombie Britannique, avec des feux qui ont démarré le 7 juin et qui ont été éteints le 15 septembre. La superficie des terres brûlées a atteint un record de 1.2 million d'hectares (battu en 2018 avec 1.3 million d'hectares brûlés). Les jours sélectionnés pour l'étude sont le 6, 7 et 8 août 2017. Le choix de ces jours est basé sur l'observation des colonnes journalières de  $C_2H_4$  et de  $NH_3$ , qui sont tous les deux des espèces primaires à très courte durée de vie, dont l'apparition simultanée ne peut être associée qu'à l'émission par un feu. Durant les trois jours on observe un panache qui se trouve à proximité de la source et dans lequel quasi tous les gaz d'intérêt pour ce travail sont observés (voir Figure 3.1). Selon les données disponibles sur le site officiel du gouvernement de la Colombie Britannique, le 8 août était le jour où des feux intenses ont démarré à Licksillet Creek ; ils ont détruit 1113 ha de forêts (BC Wildfire Service, 2007). L'examen des données MODIS et IASI indique néanmoins que les feux ont été présents dans cette régions dès le 31 juillet 2017. Une

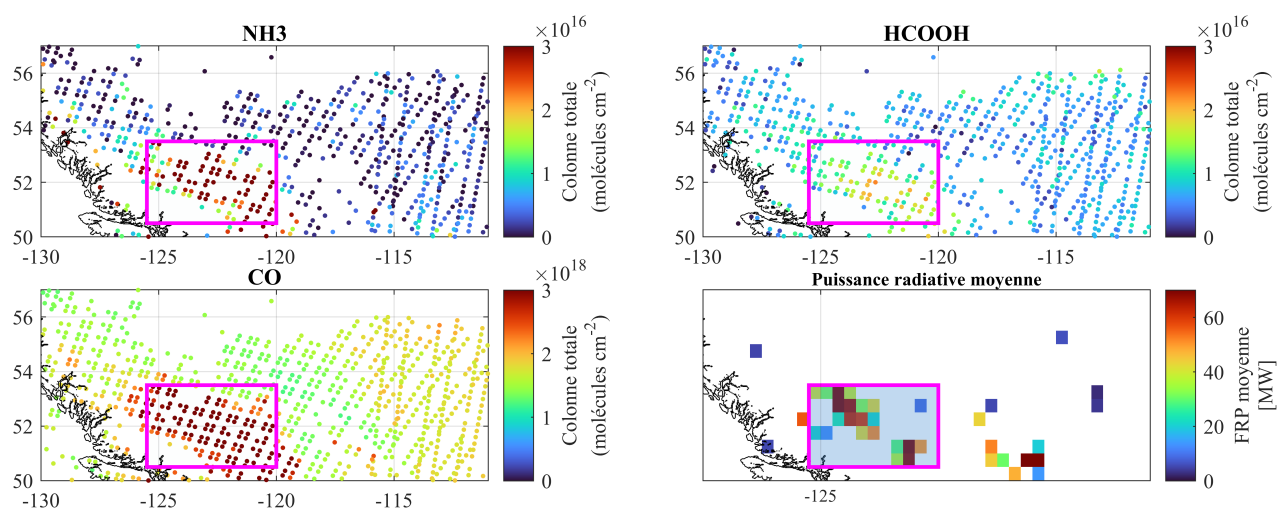


FIGURE 3.1 – Distribution spatiale des gaz ( $NH_3$ ,  $HCOOH$ ,  $CO$ ) dans le panache de feu et de la puissance radiative [MW] en Colombie Britannique, le 6 août 2017.

autre motivation pour le choix de cet événement est qu'il a déjà fait l'objet de plusieurs études. Yamanouchi et al. (2020) ont étudié l'émission des gaz (dont le  $CO$ ,  $HCN$ ,  $C_2H_2$ ,  $CH_3OH$  et  $HCOOH$ ) à partir des données du spectromètre FTIR d'une station située à Toronto. Étant donné que la station à Toronto est très éloignée de la source, des corrections prenant en compte le temps de vie des espèces ont été appliquées. Les facteurs d'émissions obtenus lors de cette étude sont en général supérieurs aux valeurs retrouvées dans la littérature pour le biome des forêts boréales. Un transport exceptionnel de  $NH_3$  et de COVs émis par les feux en Colombie Britannique a été observé vers Toronto et l'Arctique (Lutsch et al., 2019) et il a été montré que les panaches éjectés ont atteint la stratosphère basse (Khaykin et al., 2018; Peterson et al., 2018). L'importance de ces feux a été attribuée (avec une probabilité de 95 %) aux activités humaines. Dû aux facteurs anthropiques, la probabilité d'observation de ce type d'événement augmente de 2 à 4 fois et la superficie brûlée augmente d'un facteur de 7 à 11 (Kirchmeier-Young et al., 2019).



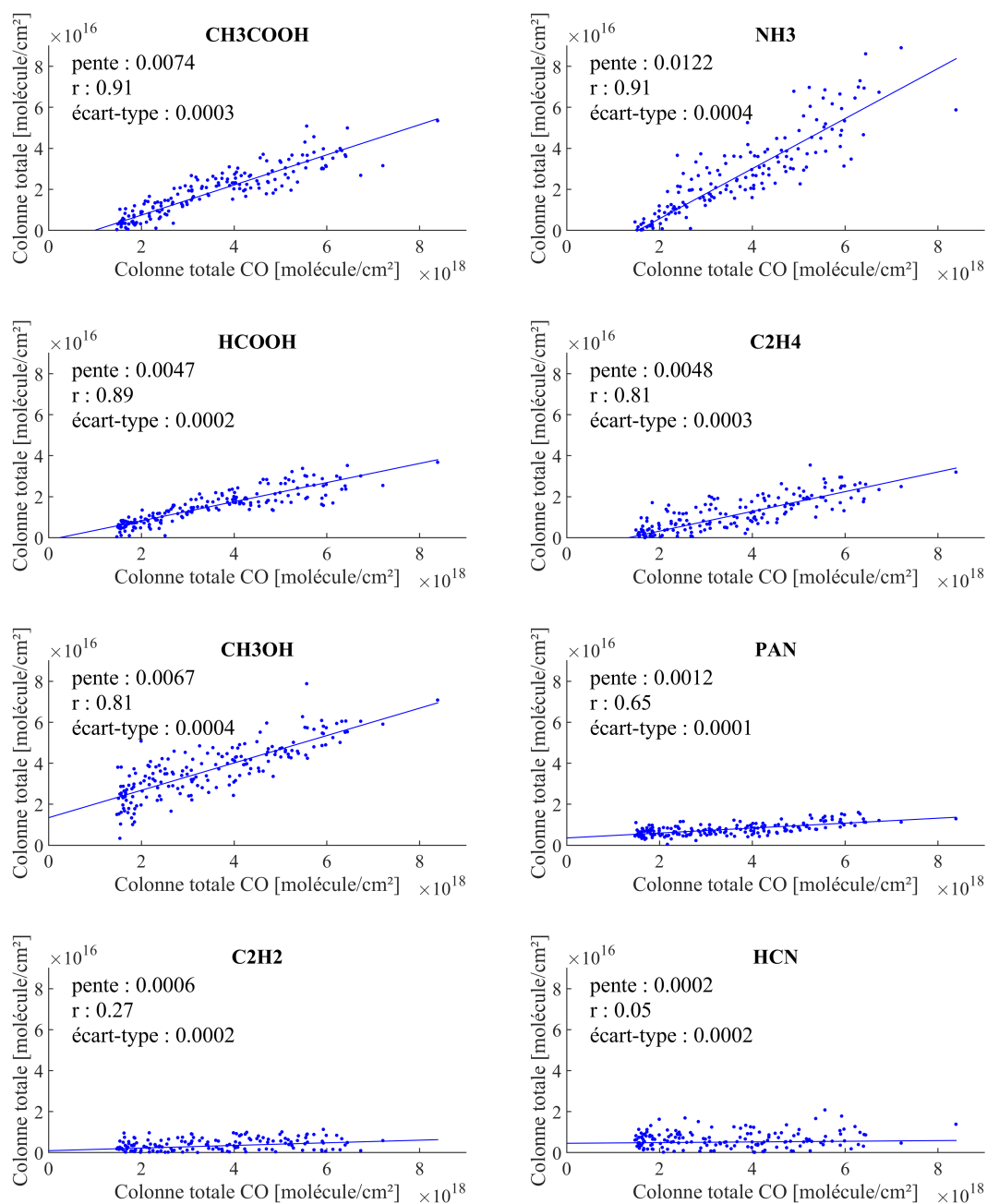


FIGURE 3.2 – Régressions linéaires entre les colonnes totales de 8 gaz et celles de CO pour un feu en Colombie Britannique, 8 août 2017. La pente de la droite de régression linéaire correspond au rapport d'enrichissement  $\text{EnhR}_{\text{gaz}/\text{CO}}$ . Elle est fournie dans le graphique, au même titre que le coefficient de corrélation  $r$  et l'écart-type.

## 3.2 Résultats

Dans cette section, nous déterminons les facteurs d'émission pour l'épisode de feux décrit ci-dessus en nous basons sur le calcul des rapports d'enrichissement via l'équation 3.3. Une seconde estimation des facteurs d'émission est effectuée à l'aide de la méthode basée sur les flux journaliers (Équation 3.7). Dans la dernière partie, nous calculons l'émission théorique de CO<sub>2</sub> associée à ce feu.

### 3.2.1 Calcul des rapports d'enrichissement gaz/CO

Les rapports d'enrichissement sont calculés pour chaque gaz (sauf le CO) par rapport au CO. Ceci est fait séparément pour les trois jours de feux pour une région proche de la source. Comme il a été mentionné dans l'introduction du Chapitre 3, la source est délimitée sur base de données IASI et MODIS. Uniquement des observations du jour pour lesquelles les données sont disponibles à la fois pour le gaz et le CO sont prises en compte. Ensuite, les colonnes des gaz sont portées en graphique en fonction des colonnes de CO (les deux associées à la même mesure IASI) et une droite de régression est calculée. Les pentes de ces droites représentent les rapports d'enrichissement des gaz par rapport au CO.

Les coefficients de corrélation obtenus pour les droites de régression indiquent une très forte corrélation pour la plupart des gaz ( $r > 0.8$  pour  $\text{NH}_3$ ,  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$  et  $\text{C}_2\text{H}_4$ ), une corrélation moyenne entre les enrichissements de PAN et ceux de CO ( $r > 0.6$ ) et une corrélation faible pour le  $\text{C}_2\text{H}_2$ . Bien que le HCN soit un bon traceur de feux dans les régions tropicales, la corrélation obtenue ici est très faible (Figure 3.2). Ceci pourrait indiquer que IASI est peu sensible à la détection de HCN aux hautes latitudes (Dufflot et al., 2015; Rosanka et al., 2020). En raison des corrélations insuffisantes, nous avons décidé d'éliminer le  $\text{C}_2\text{H}_2$  et le HCN du calcul des facteurs d'émissions.

### 3.2.2 Évolution des rapports d'enrichissement gaz/CO dans le temps

Les rapports d'enrichissement sont calculés pour trois jours successifs pour les gaz présentant au moins une forte corrélation avec le CO ( $r > 0.6$ ) en considérant la même zone à proximité de la source. Ensuite, les droites de régression sont reportées en Figure 3.3. Pour chaque gaz, on observe des rapports d'enrichissement similaires pour les trois jours étudiés. On constate cependant que le rapport d'enrichissement du  $\text{HCOOH}$  augmente légèrement avec le temps (de 0.0026 à 0.0048), ce qui peut être expliqué par sa formation chimique dans le panache. La même tendance est observée pour le  $\text{CH}_3\text{COOH}$  (augmentation de 0.0062 à 0.0074) qui est également formé dans l'atmosphère. L'augmentation plus rapide du  $\text{HCOOH}$  illustre l'importance de la contribution de sa source de formation secondaire. Notons aussi que les sources primaires de  $\text{CH}_3\text{COOH}$  sont plus importantes que celles du  $\text{HCOOH}$ , d'où son rapport d'enrichissement plus élevé (Figure 3.3), (Paulot et al., 2011). Parmi tous les rapports d'enrichissement calculés ceux du PAN sont les plus faibles. Ceci rend compte du fait que les sources du PAN sont purement secondaires, il est formé à distance et est stable à basse température.

### 3.2.3 Estimation de facteurs d'émission via les rapports d'enrichissement

Pour calculer les facteurs d'émission à partir des rapports d'enrichissement, nous supposons que nous sommes suffisamment près de la source. Avec cette hypothèse les rapports d'enrichissement peuvent être considérés égaux aux rapports d'émission. Ceci est une simplification importante, dont il faudra tenir compte lors de l'interprétation des résultats. Les facteurs d'émission sont calculés à partir des rapports d'émission à l'aide de la formule 3.3. Le rapport d'émission du CO que nous avons utilisé dans cette étude est celui proposé par Andreae (2019) pour le biome des forêts boréales, à savoir 120g/kg. A titre de comparaison, les facteurs d'émission sont calculés également pour deux autres panaches de feux dans la région boréale - un feu isolé en Alaska et un feu en Sibérie Centrale.

Les résultats sont présentés dans le tableau 3.1. Les facteurs d'émission du PAN sont donnés uniquement à titre indicatif étant donné que les résultats suggèrent une production secondaire

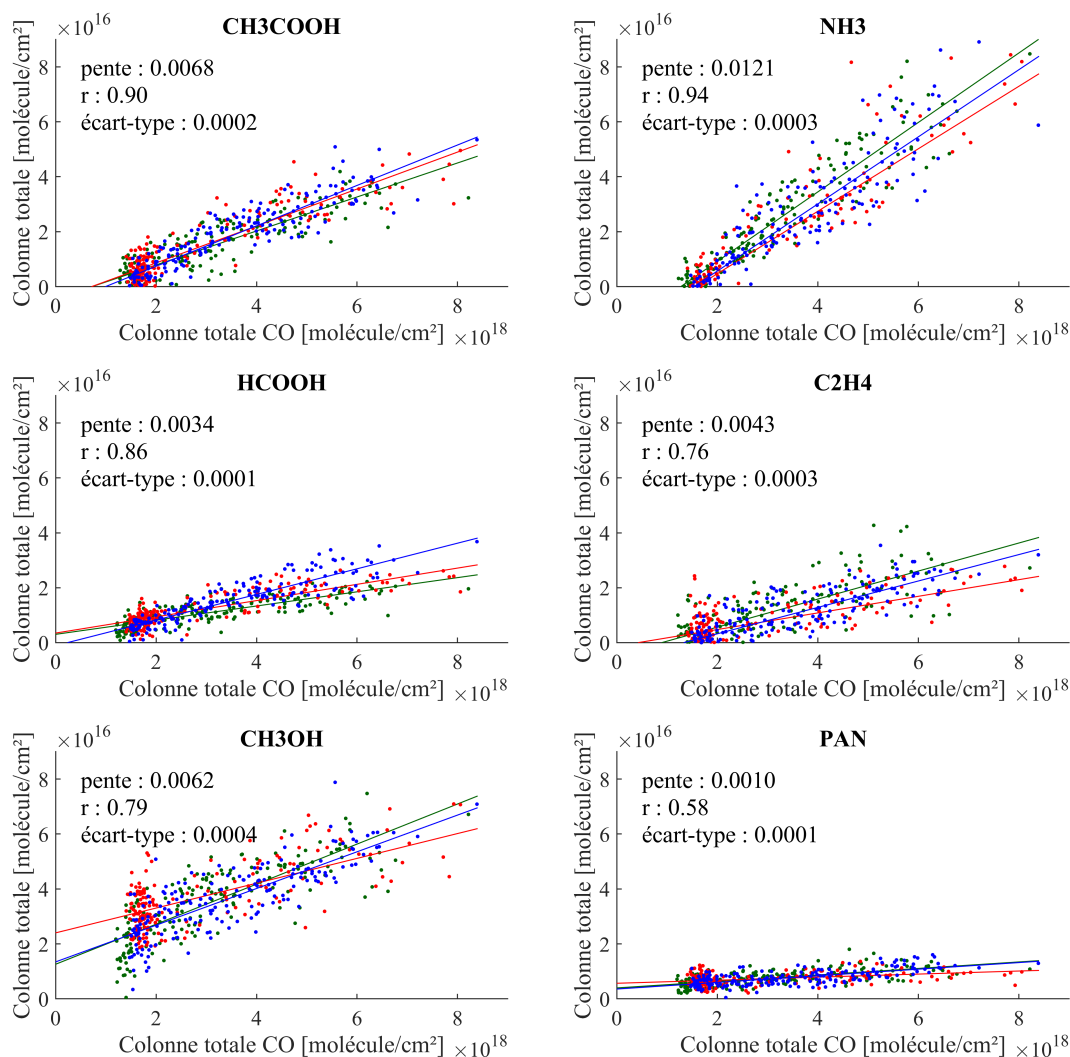


FIGURE 3.3 – Régressions linéaires entre les colonnes totales de gaz et de CO pour les feux en Colombie Britannique, 6 août 2017 (vert foncé), 7 août 2017 (rouge) et 8 août 2017 (bleu). La pente, le coefficient de corrélation ( $r$ ) et l'écart-type de la pente sont des valeurs moyennées sur les trois jours.

plutôt qu'une émission.

A part le HCOOH, nous trouvons pour tous les gaz des facteurs d'émission nettement inférieurs (>50 %) aux valeurs compilées dans la littérature. Les facteurs d'émission de HCOOH ont des valeurs comparables, mais ceci est probablement dû à l'importance de la source secondaire de cet acide (Paulot et al., 2011; Stavrakou et al., 2011; Franco et al., 2021).

Néanmoins, il est important de préciser que les incertitudes sur les facteurs d'émission de Akagi et al. (2011) et Andreae (2019) sont également très importantes (entre 30 % et 85%) et que la plupart des facteurs d'émission calculés se trouvent dans les intervalles donnés par les auteurs.

D'une façon générale, les faibles valeurs obtenues peuvent être expliquées par le fait que la méthode utilisée suppose que la mesure est prise à la source et ne prend pas en compte le temps de vie des composés. Certaines espèces à très courte durée de vie (comme le NH<sub>3</sub>) peuvent déjà s'être en partie dégradées entre l'émission et le passage du satellite. Comme expliqué

Gaz/ Source	NH <sub>3</sub>	HCOOH	CH <sub>3</sub> COOH	CH <sub>3</sub> OH	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	PAN
CB - 06/08/17	0.92 ± 0.02	0.52 ± 0.03	1.61 ± 0.06	1.01 ± 0.05	0.62 ± 0.04	0.63 ± 0.05
CB - 07/08/17	0.84 ± 0.02	0.59 ± 0.03	1.74 ± 0.05	0.62 ± 0.05	0.36 ± 0.03	0.29 ± 0.05
CB - 08/08/17	0.89 ± 0.03	0.93 ± 0.04	1.91 ± 0.07	0.93 ± 0.05	0.58 ± 0.03	0.63 ± 0.05
Sibérie - 22/06/13	0.95	1.35	3.63	2.63	0.72	1.88
Alaska - 11/07/15	1.03	0.42	2.59	0.72	0.58	0.84
Akagi et al. (2011)	2.72 ± 2.32	0.57 ± 0.46	4.41 ± 2.66	2.82 ± 1.62	1.52 ± 0.82	
Andreae (2019)	2.5 ± 1.75	1.04 ± 0.89	3.8 ± 2.04	2.33 ± 1.45	0.53 ± 0.30	

TABLE 3.1 – Facteurs d'émissions en g par kilogramme de matière sèche brûlée, Colombie Britannique (CB) et à titre de comparaison pour le 22/06/2013 en Sibérie et le 11/07/2013 en Alaska. Les valeurs tabulées de Andreae (2019) et Akagi et al. (2011) sont également recopiées.

précédemment, l'attribution de la totalité de l'enrichissement aux feux est un autre défaut de la méthode. Ceci est problématique pour tous les composés à fortes sources secondaires.

### 3.2.4 Estimations de facteurs d'émission - via les calculs des flux totaux

La deuxième méthode de calcul des facteurs d'émission que nous proposons est utilisée pour vérifier si les facteurs d'émission qui tiennent compte du temps de vie des espèces sont plus en accord avec les résultats trouvés dans la littérature. Selon cette méthode, les facteurs d'émission sont calculés à partir des flux journaliers des composés (équation 3.7) et des flux de CO selon la méthode expliquée dans l'introduction du Chapitre 3. Les résultats et les données utilisés sont présentés dans le Tableau 3.2.

Nous observons par cette méthode des valeurs très élevées des facteurs d'émission par rapport aux facteurs calculés avec la première méthode et aux facteurs trouvés dans la littérature. Cette méthode dépend fortement du temps de vie choisi qui est très variable dans les feux où la compétition pour réagir avec le radical OH (le principal oxydant dans la troposphère) est importante. Par exemple, si un temps de vie du NH<sub>3</sub> de 3 heures est considéré, le facteur d'émission correspondant est de 225.55, ce qui est 100x plus élevé que les valeurs théoriques des bases de données. En revanche, si nous considérons un temps de vie de 36h, le facteur d'émission vaut 18.80. Les résultats obtenus doivent être interprétés avec beaucoup de précaution, car les temps de vie des espèces dans les panaches de feux ne sont pas bien connus et varient fortement

	$\text{NH}_3$	$\text{HCOOH}$	$\text{CH}_3\text{COOH}$	$\text{CH}_3\text{OH}$	$\text{C}_2\text{H}_4$	PAN
<b>FE méthode ER</b>	$0.92 \pm 0.02$	$0.52 \pm 0.03$	$1.61 \pm 0.06$	$1.01 \pm 0.05$	$0.62 \pm 0.04$	$0.63 \pm 0.05$
<b>FE méthode FLUX</b>	56.39	5.48	26.58	4.14	19.74	1.77
$\tau$	12	96	48	180	24	360
<b>Colonne moyenne dans le panache</b>	$3.52 \cdot 10^{16}$	$1.37 \cdot 10^{16}$	$2.15 \cdot 10^{16}$	$4.36 \cdot 10^{16}$	$1.72 \cdot 10^{16}$	$8.95 \cdot 10^{15}$
<b>Colonne moyenne du jour précédent</b>	$8.52 \cdot 10^{15}$	$6.06 \cdot 10^{15}$	$7.24 \cdot 10^{15}$	$2.80 \cdot 10^{16}$	$5.83 \cdot 10^{15}$	$5.40 \cdot 10^{15}$
<b>Émission moyenne en 24h</b>	$2.67 \cdot 10^{16}$	$7.68 \cdot 10^{15}$	$1.42 \cdot 10^{16}$	$1.56 \cdot 10^{16}$	$1.13 \cdot 10^{16}$	$3.54 \cdot 10^{15}$

TABLE 3.2 – Facteurs d'émissions calculés à l'aide des deux méthodes (exprimés en g par kilogramme de matière brûlée) pour le feu du 6 août 2017 en Colombie Britannique. Les colonnes moyennes et l'émission moyenne sont exprimées en molécules/cm<sup>2</sup>.  $\tau$  est le temps de vie considéré (en heures)

selon les sources consultées.

Le deuxième inconvénient est que nous avons supposé que nous étions à la stationnarité et nous ne tenons pas compte des émissions des jours précédents. Nous avons essayé de le compenser en soustrayant une concentration de fond (voir : Chapitre 3 - Introduction). La surestimation des facteurs d'émission laisse à penser que cette colonne de fond est largement sous-estimée.

En conclusion, la divergence entre les résultats obtenus par les deux méthodes montre la complexité d'obtenir des estimations précises des émissions des gaz par les feux à partir des données IASI. Par conséquent, le développement et la mise en application de nouvelles méthodes est nécessaire. Notons néanmoins que les facteurs d'émission obtenus par Yamanouchi et al. (2020) avec une méthode similaire étaient également supérieurs à ceux proposés par Akagi et al. (2011) et Andreae (2019).

### 3.2.5 Calcul de la masse de CO<sub>2</sub> co-émise par le feu du 06/08/17

Pour terminer ce chapitre, nous donnons une estimation de la quantité de CO<sub>2</sub> émise par l'épisode de feu du 06/08/2017 en Colombie Britannique. Pour s'affranchir du problème de l'accumulation des composés, seulement le premier jour où le panache a été observé est considéré. L'estimation de la quantité de CO peut être faite à partir des masses de différents gaz dans le panache et leurs facteurs d'émission. La règle de proportionnalité permet de dériver les masses d'un gaz quelconque, si son facteur d'émission est connu :

$$M_X \propto EF_X$$

$$M_{CO_2} \propto EF_{CO_2}$$

où X est l'espèce de référence, dont la masse et le facteur d'émission ont été déterminés expérimentalement. Les facteurs d'émission  $EF_X$  utilisés sont ceux obtenus dans la section 3.2.3, via les rapports d'enrichissement. Le facteur d'émission de  $CO_2$  ( $EF_{CO_2}$ ) est celui de référence de Andreae (2019) - 1530 g de  $CO_2$  par kilogramme de matière brûlée.

Gaz de référence	$NH_3$	$HCOOH$	$CH_3COOH$	$CH_3OH$	$C_2H_4$	PAN
Masse $CO_2$ [Tg]	1.03	1.46	1.13	1.05	1.09	1.46

TABLE 3.3 – Masses de  $CO_2$  (en Tg) émises par le panache du 06/08/2017 en Colombie Britannique calculées par rapport à chaque gaz. Estimation sur base des rapports d'émission calculés pour différents gaz en traces.

Nous estimons la masse totale du  $CO_2$  émis variant entre 1.03 et 1.46 Tg par jour avec une moyenne de 1.20 Tg/jour pour le panache étudié (Tableau 3.3). Selon les données GFED (Global Fire Emissions Database), les feux dans la région BONA (Boreal North America) en 2017 ont émis 520 Tg de dioxyde de carbone. Le feu de Colombie Britannique de ce jour a donc contribué pour 0.23 % des émissions totales de  $CO_2$  dans cette région. Cette valeur est évidemment une première approximation, sujette à une grande incertitude. Nous pouvons néanmoins relever la cohérence des valeurs retrouvées à partir des différents gaz en traces (en particulier  $NH_3$  et  $C_2H_4$  en tant que composés primaires), qui laisse entrevoir la possibilité d'améliorer la méthode dans l'objectif de mieux comprendre les émissions de  $CO_2$  par les feux dans le futur.

# Chapitre 4

## Variabilité des feux

Ce chapitre donne d'abord un aperçu général de la variabilité spatiale des feux dans les régions boréales et de la saisonnalité typique des composés au centre de ce travail, dans les différentes régions. Cette étude utilise les distributions des colonnes restituées par IASI et ne se limite pas aux périodes de feux. Elle est essentielle cependant pour aborder la dernière section qui est consacrée à l'étude de la corrélation entre la puissance radiative des feux et les colonnes totales de gaz observées par IASI.

### 4.1 Variabilité spatiale des feux

Initialement, la région boréale a été divisée en plusieurs sous-régions afin de mettre en évidence la variabilité spatiale des feux dans ces sous-régions. Cette division a été effectuée sur base de critères géographiques.

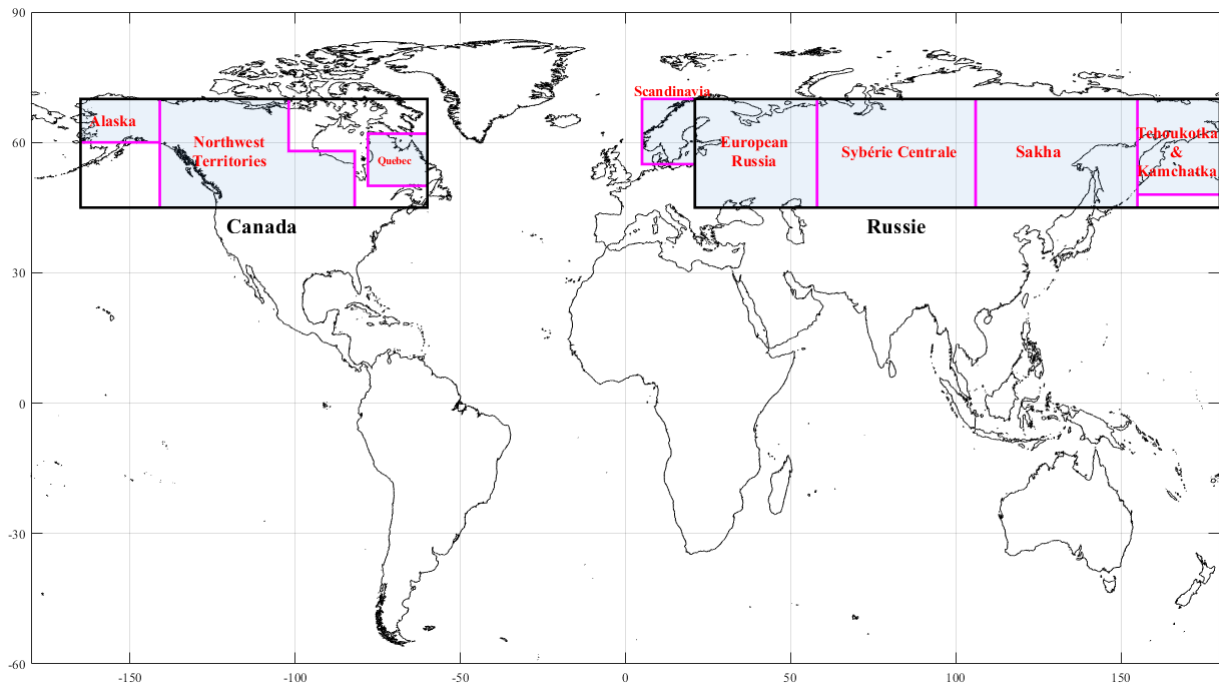


FIGURE 4.1 – Division géographique de la région boréale en 8 domaines (en rose) et deux régions principales (en noir).

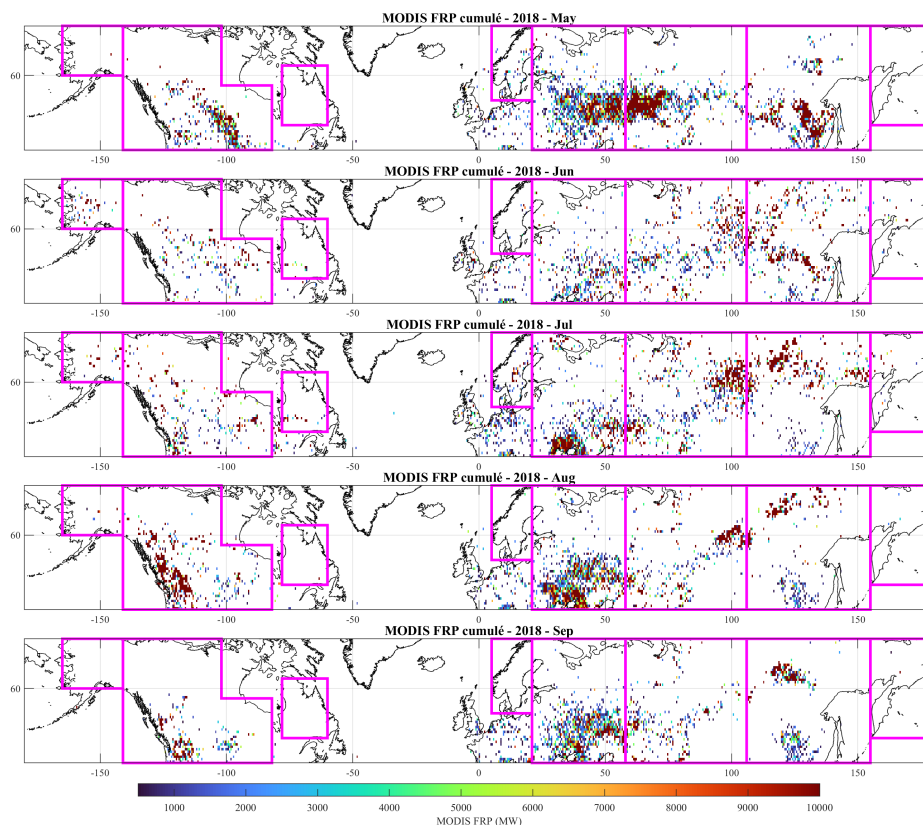


FIGURE 4.2 – Variabilité spatiale de la puissance radiative des feux en 2018

Plus spécifiquement, la zone boréale a été divisée en quatre grandes régions principales (les territoires du Canada, la Russie Européenne, la Sibérie Centrale et la province de Sakha-Yakoutie) et quatre régions secondaires (l'Alaska, le Québec, la Scandinavie et l'Extrême Orient russe qui comprend la péninsule Kamtchatka et la région Tchoukotka). Cette séparation en 8 domaines est donnée à la Figure 4.1. Les régions "secondaires" correspondent à des régions où les feux n'apparaissent pas de manière récurrente chaque année. Par exemple, des feux intenses en Alaska ont eu lieu uniquement en 2008, 2015 et 2019. Au cours de la période 2008-2020 considérée dans notre travail, dans toutes les régions principales des feux d'intensité élevée ont lieu chaque année.

A titre illustratif, la Figure 4.2 montre la puissance radiative des feux pour les mois de mai à septembre 2018. Elle montre qu'au Canada, la région "Northwest Territories" englobe tout le périmètre affecté par les feux de forêts. En Russie, la variabilité spatiale des feux est importante et variable d'année en année. Les feux (principalement ceux ayant lieu au printemps) s'étendent sur deux régions d'analyse (Figure 4.2). Dans la suite de ce mémoire, nous avons pour cette raison décidé de ne travailler qu'avec deux grandes régions - l'Amérique du Nord (qui comprend tout le territoire du Canada et l'Alaska) et la Russie.



## 4.2 Saisonnalité des gaz associés aux feux dans les régions boréales - climatologie

Chaque année les régions boréales sont touchées par des feux intenses. La saison des feux commence en mai et dure jusqu'en septembre, ainsi que nous pouvons le voir sur la Figure 4.2.

Afin d'étudier la saisonnalité de chacune des espèces étudiées, des colonnes moyennes hebdomadaires ont été calculées pour les années 2007-2020. Ceci a été effectué pour toute la région boréale ainsi que pour deux régions principales - les régions boréales de l'Amérique du Nord et de la Russie (voir : Figure 4.1). La prise en compte de ces deux grands domaines permet de moyenner un nombre de données plus élevé et ainsi diminuer le poids des événements extrêmes. Les saisonnalités sont montrées aux Figures 4.3, 4.5 et 4.6 respectivement pour toute la zone boréale puis séparément pour l'Amérique du Nord et la Russie. Elles sont discutées dans les sous-sections qui suivent.

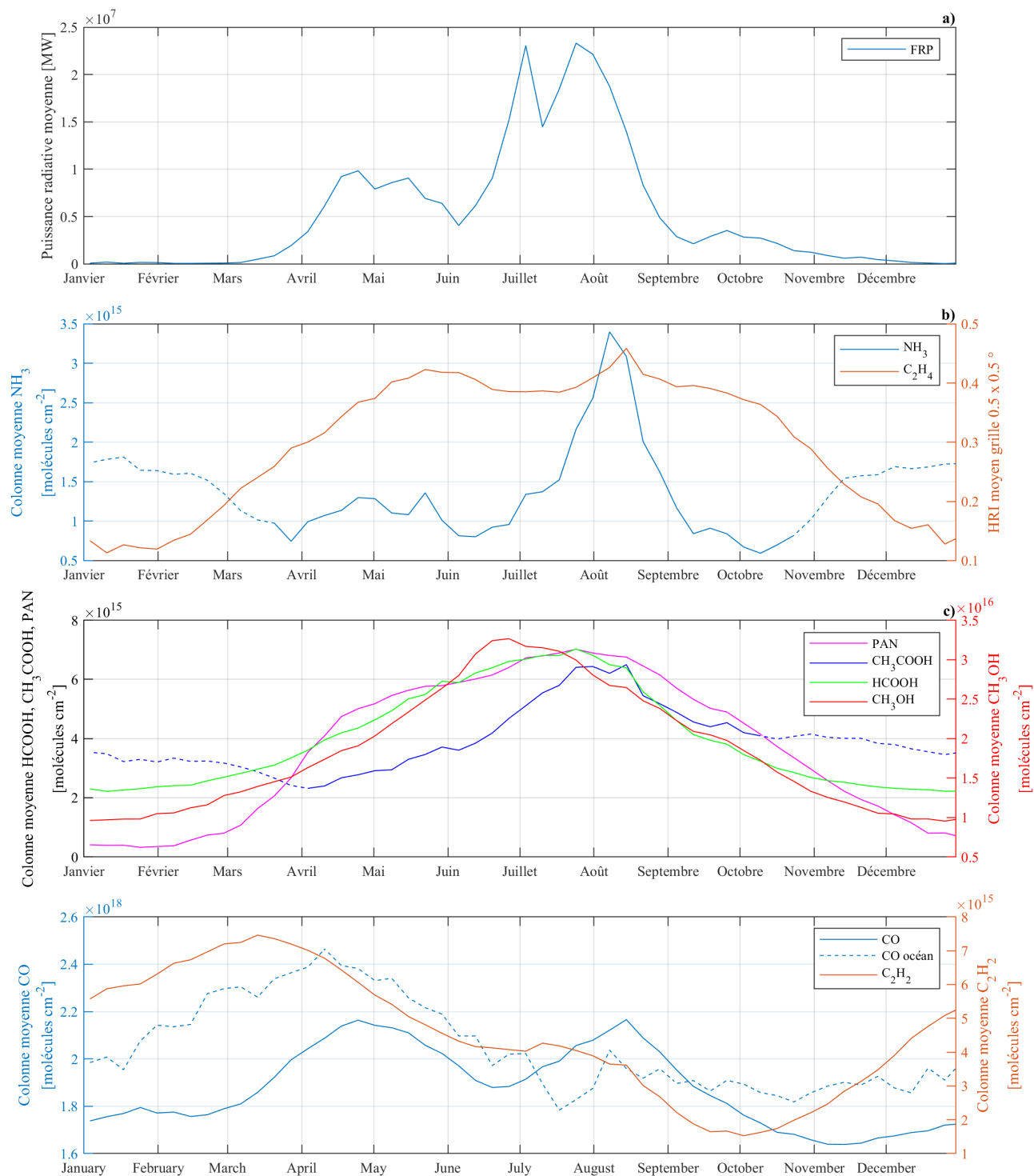


FIGURE 4.3 – Saisonnalité de la FRP MODIS, (panneau du haut) et des colonnes totales des gaz mesurées par IASI ( $\text{NH}_3$  et  $\text{C}_2\text{H}_4$  - deuxième panneau ; PAN,  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$  - troisième panneau ; CO et  $\text{C}_2\text{H}_2$  panneau du bas) pour toute la période couverte par IASI/Metop-A (octobre 2007 - décembre 2020). Les colonnes sont des moyennes hebdomadaires redistribuées sur une année type, pour toute la région boréale.

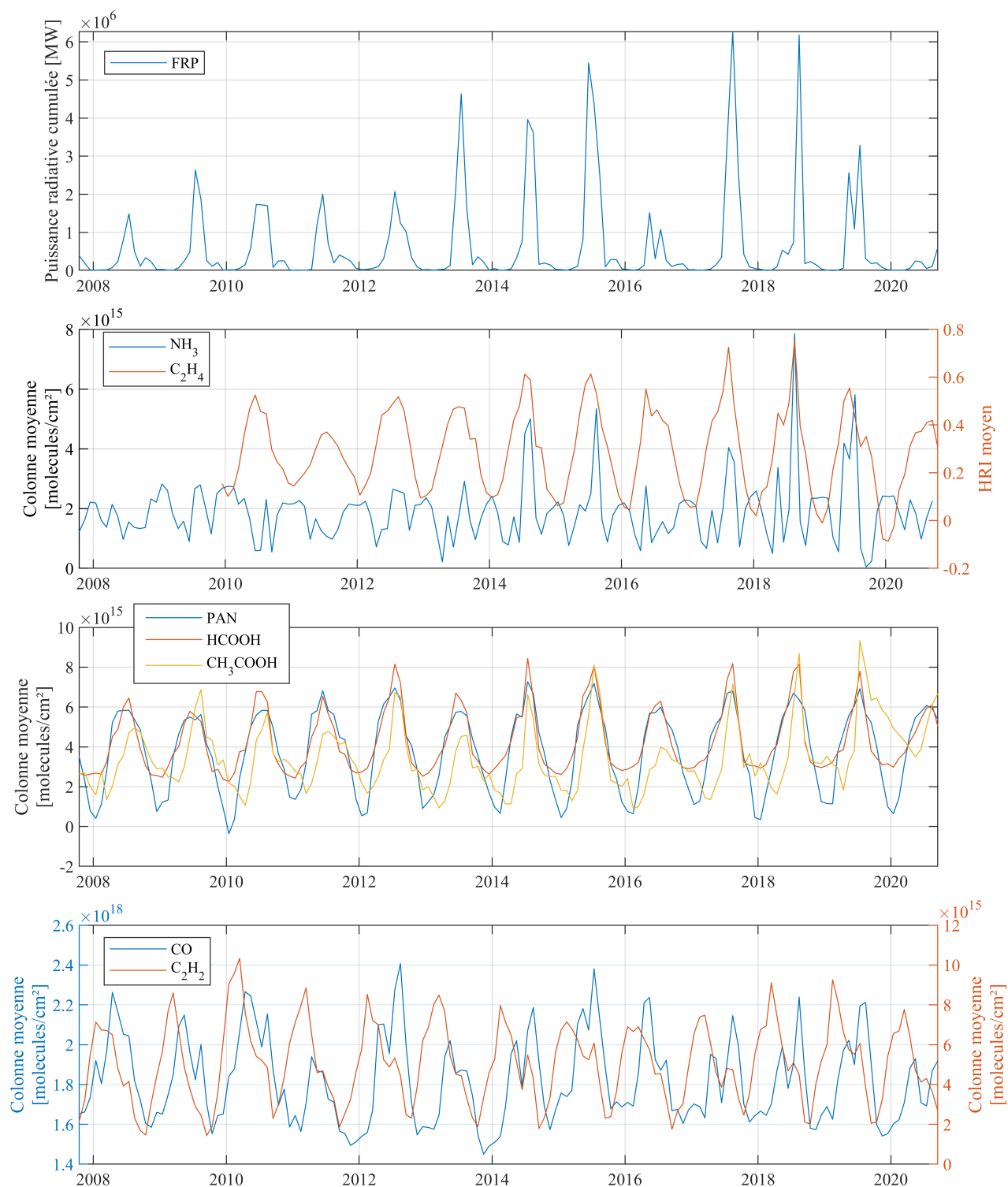


FIGURE 4.4 – Séries temporelles de la FRP MODIS, (panneau du haut) et des colonnes totales des gaz mesurées par IASI ( $\text{NH}_3$  - deuxième panneau ; PAN, HCOOH,  $\text{CH}_3\text{COOH}$  - troisième panneau ; CO et  $\text{C}_2\text{H}_2$  panneau du bas) pour toute la période couverte par IASI/Metop-A (octobre 2007 - décembre 2020). Les colonnes sont des moyennes hebdomadaires, pour la région de l'Amérique du Nord.

### 4.2.1 Analyse globale de la saisonnalité

#### Puissance radiative des feux de MODIS

Comme mentionné dans les sections précédentes, la saison des feux commence en moyenne en mai et dure jusqu'en octobre. On observe deux maxima - le premier au printemps (avril-mai) et le deuxième en été (juillet-août).

#### CO

Dans l'évolution saisonnière (Figure 4.3), les colonnes de CO montrent deux maxima : un maximum (de  $2.2 \cdot 10^{18}$  molécules/cm<sup>2</sup>) en avril et un en août (également de  $2.2 \cdot 10^{18}$  molécules/cm<sup>2</sup>). Le minimum est atteint en hiver, avec des colonnes d'ordre de  $1.7 \cdot 10^{18}$  molécules/cm<sup>2</sup> (Figure 4.3). Selon la littérature, dans l'hémisphère nord, dans les villes, les maxima des colonnes de CO ont lieu en février (Té et al., 2016; Sheel et al., 2014). Dans les régions urbaines, le maximum de CO qui est observé au début du printemps est dû à l'utilisation plus intense des combustibles fossiles et à l'accumulation de CO pendant tout l'hiver, qui résulte d'une chimie troposphérique moins efficace.

Étant donné qu'il ne s'agit pas de régions industrielles, les émissions d'origine anthropique dans les régions boréales sont beaucoup moins importantes. En absence d'événements extrêmes, le maximum des émissions de CO dans les régions moins polluées de l'hémisphère nord a lieu au printemps (fin avril-début mai) et le minimum en octobre-novembre (Té et al., 2016).

Deux maxima de CO peuvent être observés séparément en Russie et en Amérique du Nord (Figure 4.6 et 4.5). Le premier a lieu les mois d'avril, mai et juin et le deuxième a lieu en août. L'analyse de la série temporelle des colonnes du CO révèle que l'intensité du deuxième pic de CO augmente généralement avec la puissance radiative des feux (Figure 4.4).

Notons que dans les Figures 4.3, 4.5 et 4.6 nous avons également reproduit la variabilité saisonnière du CO au-delà des sources en sélectionnant une zone océanique proche des régions boréales. Ces observations donnent une bonne indication sur la saisonnalité typique du CO dans l'hémisphère nord, hors de l'influence des feux<sup>1</sup>. En comparant celle-ci à la saisonnalité du CO dans les régions boréales, on peut visualiser l'impact significatif des feux sur sa saisonnalité aux latitudes boréales. Au-dessus de l'océan, le second pic de CO est en effet beaucoup plus faible que le premier, voire inexistant. Étant donné que ce deuxième pic du CO en août-septembre n'est pas observé au dessus de l'océan (où l'influence des feux est fortement réduite), on peut supposer qu'il est dû à la présence des feux.

#### NH<sub>3</sub>

Dans les régions boréales, le maximum des colonnes du NH<sub>3</sub> a lieu en été (généralement en août) avec des colonnes moyennes d'ordre de  $3.5 \cdot 10^{15}$  molécules/cm<sup>2</sup> (Figure 4.3). On observe que ce pic correspond toujours au mois où la puissance radiative des feux est également importante (Figure 4.4). L'augmentation hivernale observée sur la Figure 4.3 est marquée par une ligne en pointillé car les colonnes mesurées pendant l'hiver sont en-dessous du seuil de détection (en raison du contraste thermique faible et des colonnes faibles de NH<sub>3</sub>). La saisonnalité des mesures IASI pendant l'hiver est donc peu fiable.

---

1. Le domaine de l'océan utilisé pour le calcul des moyennes hebdomadaires correspond aux latitudes entre 40°N et 50° N et longitudes entre 165°W et 145°W.

## PAN

Le PAN se caractérise par un cycle saisonnier très régulier avec un maximum d'ordre de  $8 \cdot 10^{15}$  molécules/cm<sup>2</sup> en été (Figure 4.3). Ceci coïncide avec le maximum des émissions biogéniques mais aussi avec la période des feux. Dans les deux cas, le PAN est formé de manière secondaire à partir des COVs en présence d'oxydes d'azote (voir : Section 1.3.3).

## C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>

Le C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, comme le NH<sub>3</sub>, est un composé primaire émis par les feux. Cependant, la saisonnalité que nous observons est différente. Les colonnes du C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> sont en effet maximales durant les mois de février et mars et atteignent des moyennes de  $7.5 \cdot 10^{15}$  molécules/cm<sup>2</sup> (Figure 4.3). Ceci représente la saisonnalité d'un hydrocarbure classique, qui s'accumule dans l'atmosphère pendant l'hiver. En été, on observe un arrêt temporaire dans la diminution observée du C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> depuis fin de l'hiver jusqu'à l'automne (Figure 4.3). Cela coïncide avec la saison des feux et pourrait être dû au C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> émis lors de ceux-ci. L'absence d'un pic marqué pendant la période de feux suggère une influence relativement faible de ces derniers sur les émissions globales du C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>.

## HCOOH et CH<sub>3</sub>COOH

La saisonnalité du HCOOH et du CH<sub>3</sub>COOH est fortement corrélée à la saisonnalité des feux (Figure 4.3). Les deux maxima ( $7 \cdot 10^{15}$  molécules/cm<sup>2</sup> et  $6.5 \cdot 10^{15}$  molécules/cm<sup>2</sup>, respectivement) ont lieu en été (juillet-août). Si ceci pourrait suggérer un rôle important des feux pour ces composés, il faut relever que les mois d'été correspondent également à un maximum d'émission par la végétation. Ceci rend l'interprétation difficile.

Dans les distributions on remarque que le pic du CH<sub>3</sub>COOH est légèrement décalé dans le temps par rapport au HCOOH - il atteint le maximum en juillet, tandis que le maximum des colonnes de HCOOH a lieu en août. Néanmoins, on peut observer que l'intensité augmente avec la puissance radiative des feux et ceci est particulièrement visible les années où l'intensité des feux est très importante (par exemple en 2013 et en 2017 en Amérique du Nord, Figure : 4.5).

Comme dans le cas du NH<sub>3</sub>, les colonnes de CH<sub>3</sub>COOH sont en-dessous du seuil de détection en hiver et ne doivent pas être prises en compte.

## C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>

Le C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> est un composé primaire émis par les feux (voir : Section 1.3.3). Ses colonnes commencent à augmenter au printemps, atteignent un plateau en été et diminuent en automne. En août, on observe un pic de colonnes de C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> peu prononcé qui semble assez bien correspondre au pic du NH<sub>3</sub> (Figure 4.3).

## CH<sub>3</sub>OH

La saisonnalité du CH<sub>3</sub>OH est très similaire à la saisonnalité des autres COVs, avec un maximum de  $3.4 \cdot 10^{16}$  molécules/cm<sup>2</sup>. Néanmoins, son maximum est atteint avant le pic des autres espèces (en juin). Ceci est probablement dû à la forte contribution des sources biogéniques qui sont plus importants au printemps, car le CH<sub>3</sub>OH est abondamment émis lors de la croissance des plantes (Jacob, 2005).

### 4.2.2 Amérique du Nord vs Russie

On observe plusieurs différences dans la saisonnalité des gaz étudiés entre les deux continents (Figure 4.5 et Figure 4.6). Ceci s'explique en partie par le fait que la saison des feux commence plus tôt en Russie qu'en Amérique du Nord. En Russie, la saison des feux commence en mars et dure jusqu'en septembre. Dans la littérature des tendances similaires sont reportées. de Groot et al. (2013) observent que le début de la saison des feux en Russie a lieu en mars et est du aux feux près de la mer Noire et de la mer Caspienne (les feux dans ces régions sont souvent d'origine anthropique et liés aux activités agricoles) (Shvidenko and Nilsson, 2002).

En Amérique du Nord, les feux commencent plus tard, à la mi-mai. Ce décalage n'est pas observé dans les colonnes moyennes de  $\text{NH}_3$ , mais on l'observe dans les colonnes de  $\text{C}_2\text{H}_4$  qui atteignent leur maximum en mai-début juin en Russie. Bien que la puissance radiative moyenne des feux en mai est plus basse au Canada, on observe un pic de  $\text{NH}_3$  beaucoup plus prononcé. La région de l'Amérique du Nord englobe quelques régions proches de la frontière avec les États-Unis où plusieurs sources ponctuelles de le  $\text{NH}_3$  ont été localisées par Van Damme et al. (2018). Ces sources sont associées à l'agriculture extensive et l'emploi de fertilisants et pourraient contribuer à l'augmentation des moyennes des colonnes mesurées au printemps.

## 4.3 Corrélation entre les colonnes de gaz et la puissance radiative des feux

En général, des panaches avec des colonnes élevées des espèces primaires à courte durée de vie sont observés à proximité des feux. Pour étudier leur corrélation avec les feux, les valeurs de colonnes des gaz (moyennées, jour par jour, sur une grille de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) ont été mises en graphique en fonction de la puissance radiative cumulée associée au même pixel.

Ceci a été réalisé d'abord pour la région boréale de l'Amérique du Nord pour une année, mais les résultats n'ont pas permis de démontrer l'existence d'une corrélation.

Pour éliminer les données qui n'étaient pas liées aux feux et qui auraient pu biaiser les résultats, nous avons réalisé la même étude en prenant en compte uniquement les jours et les régions où un feu actif et un panache de feux ont été observés. Malheureusement, aucune corrélation n'a été obtenue.

Deux facteurs peuvent expliquer ces résultats :

- Le transport - Lors des événements de feux qui durent plusieurs jours, on observe des panaches qui changent de position chaque jour. La variabilité spatiale de la puissance radiative des feux est beaucoup moins importante, ce qui fait que les hautes valeurs de colonnes ne correspondent pas nécessairement aux hautes valeurs de la puissance radiative. Dans ce contexte, il est important de réaliser que dans les régions boréales, la taille d'un pixel ( $0.5^\circ$ ) équivaut à une surface d'environ 55 km x 35 km. Cette distance peut être facilement parcourue par les gaz en quelques heures. La figure 4.7 montre le décalage spatial entre la puissance radiative et les colonnes de  $\text{NH}_3$  observées lors d'un feu au Canada en 2015. Pour les espèces secondaires qui sont formées dans l'atmosphère à partir des espèces primaires, ce décalage est en général encore plus important. Sur la Figure 4.7 on observe, au sud de la boîte encadrée, un panache qui provient probablement des feux relevés par les quelques observations élevées de la FRP que l'on trouve à l'ouest, près de la côte.
- La plus faible sensibilité de IASI dans les basses couches - l'information mesurée par IASI provient essentiellement de la troposphère libre (approximativement entre 2 et 10km d'altitude) (George et al., 2015; Yamanouchi et al., 2020). Un décalage temporel peut de

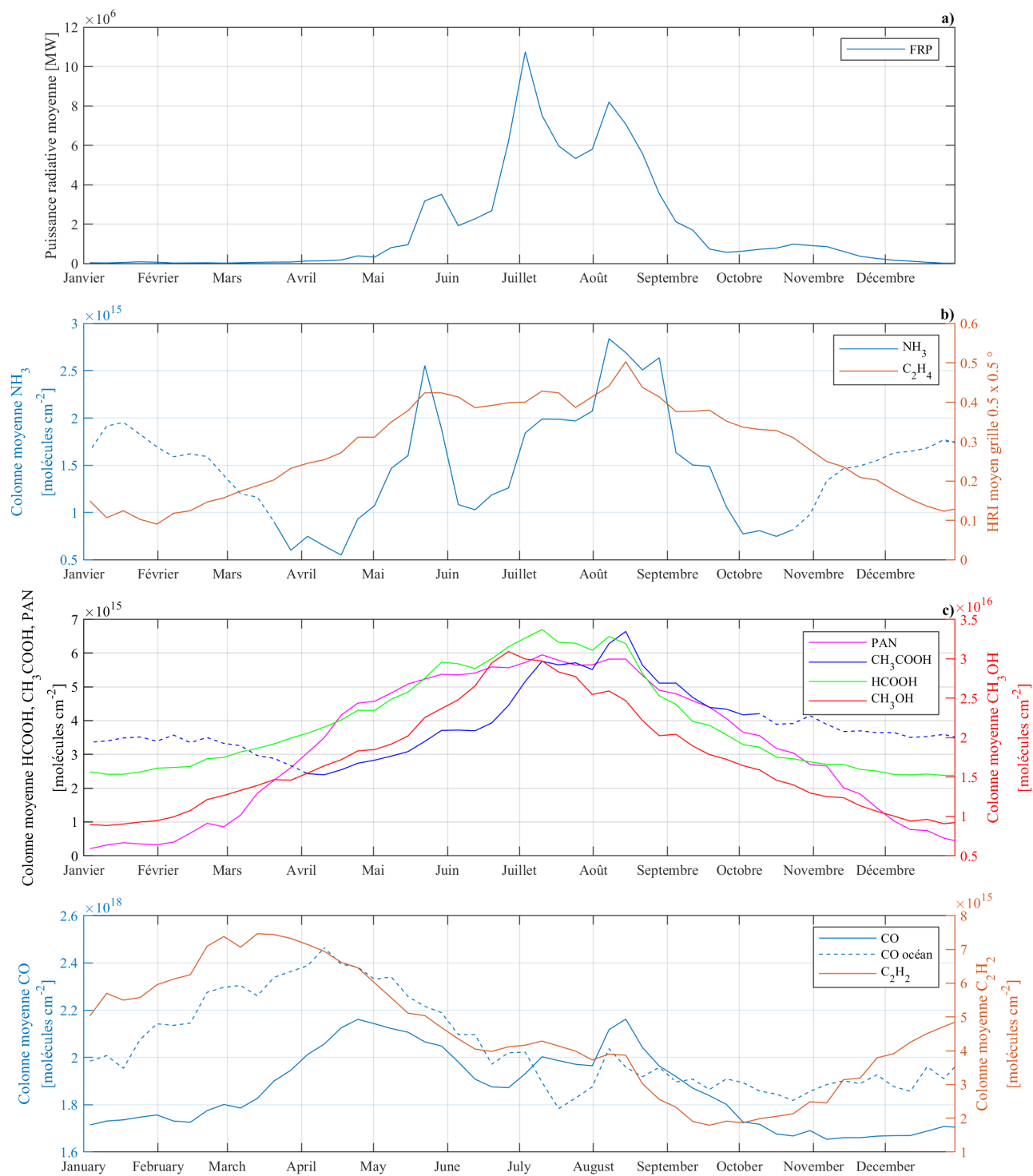


FIGURE 4.5 – Voir légende Figure 4.3 pour la région boréale de l'Amérique du Nord.

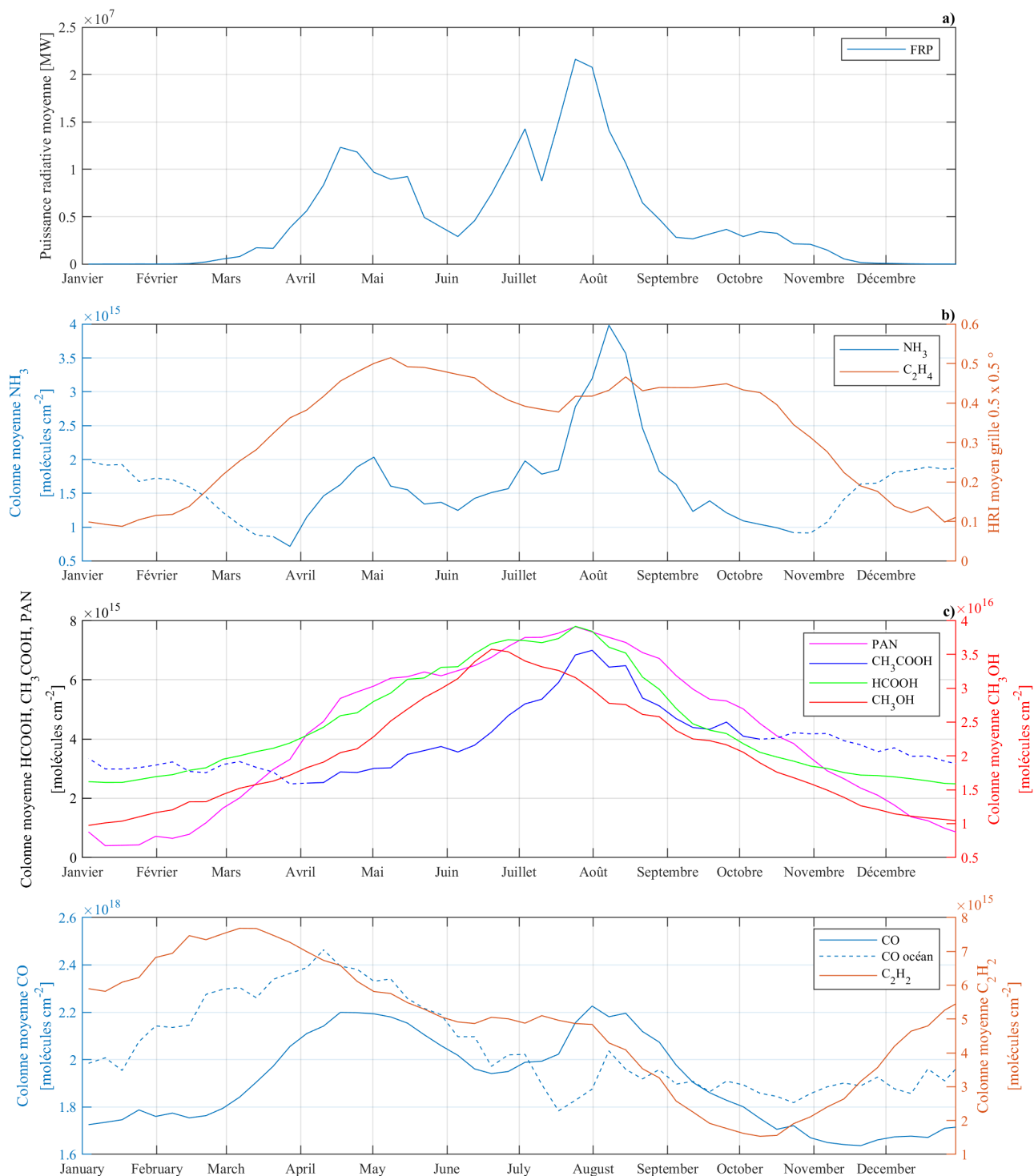


FIGURE 4.6 – Voir légende Figure 4.3 pour la région boréale de la Russie.



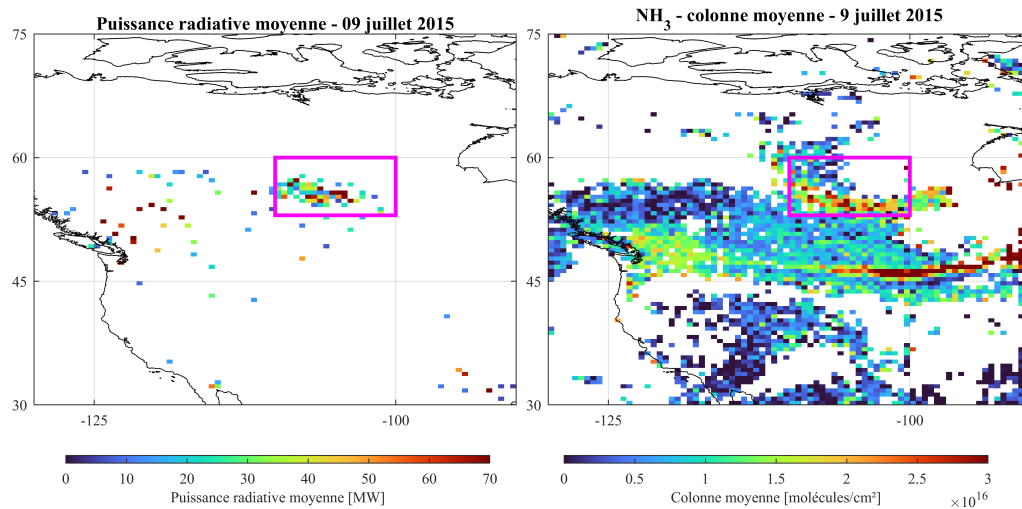


FIGURE 4.7 – Illustration du décalage spatial entre la puissance radiative d'un feu (à gauche en MW) et les colonnes élevées du NH<sub>3</sub> (à droite en mol cm<sup>-2</sup>) pour des feux en Amérique du Nord, le 9 juillet 2015.

ce fait avoir lieu le temps que le panache passe de la couche limite atmosphérique vers la troposphère libre. Le C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> est particulièrement affecté par cette plus faible sensibilité dans les basses couches et, étant donné son temps de résidence très court, il est très difficilement détectable dans la couche limite atmosphérique.

# Chapitre 5

## Séries temporelles des événements de feux extrêmes entre 2008 et 2020

Dans cette partie du mémoire, nous examinons si une augmentation dans l'occurrence et l'intensité des feux dans les régions boréales peut être observée à partir des mesures, pour les différents gaz en traces et la période 2008-2020 de IASI. Initialement, l'idée était d'utiliser la puissance radiative des feux détectée par MODIS pour sélectionner les colonnes de gaz associées aux feux et ainsi analyser leur évolution dans le temps. Étant donné la quasi absence de corrélation spatiale sur base journalière entre les observations MODIS et les colonnes de gaz élevées liées aux feux, une autre approche a été développée. Elle consiste à comparer les distributions statistiques des colonnes de gaz en absence et en présence de feux afin de sélectionner parmi ces colonnes, celles statistiquement au-delà de la variabilité normale de ces gaz dans les régions boréales. Comme des colonnes anormalement élevées ne peuvent être produites que par des feux, nous considérons de cette façon que là où ces colonnes sont observées, il y a un panache de feu. Il est clair qu'avec cette méthodologie nous centrons plus l'analyse sur l'occurrence d'événements extrêmes et la variabilité de celle-ci.

Ensuite, les séries temporelles de ces colonnes sont analysées. Les détails de la méthode et les résultats sont présentés dans les sections suivantes. Notons déjà que toutes les colonnes utilisées dans cette étude sont des colonnes journalières, moyennées sur une grille de  $0.5 \times 0.5^\circ$  à partir des observations individuelles.

### 5.1 Statistique des événements de feux extrêmes

#### 5.1.1 Analyse de colonnes de gaz en absence de feux

La première étape consiste à caractériser ce que l'on considère comme étant des valeurs typiques ou anormales de colonnes de gaz et la variabilité de ces colonnes qui est attendue en été (dans les régions boréales, dans des conditions en absence de feux et/ou de panaches de feu). Pour les COVs étudiés, cette variabilité est principalement liée aux émissions biogéniques et à la chimie troposphérique (directement influencée par la température et la capacité oxydante). Pour cela, pour chaque gaz, les colonnes d'une dizaine de jours ont été analysées dans deux régions du centre du Canada et du centre de la Sibérie. Les jours ont été choisis sur base des critères suivants :

- Absence de feux actifs - Elle s'est faite via une analyse visuelle de données journalières MODIS projetées sur une carte. Étant donné qu'uniquement les jours de juillet/août ont été choisis, il a été impossible de trouver des jours où l'absence de feux était totale. De

ce fait, quelques feux de puissance radiative faible font partie de l'ensemble de situations dites normales. Cependant, le nombre de ces observations est faible et aucun panache dû à ces feux n'a pu être observé à partir des mesures IASI pour les jours sélectionnés, dans ces régions. Leur contribution à la statistique pour les colonnes est donc faible.

- Absence de panache transporté d'une autre région - La sélection est faite par une analyse visuelle de données journalières IASI projetées sur une carte. Pour étudier uniquement les panaches issus de feux dans la région étudiée, nous nous sommes assurés qu'aucun panache d'une région voisine et qu'aucune émission ponctuelle de sources autres que les feux n'étaient pris en compte.
- Pour éviter les décalages dus à la saisonnalité des composés, pour la plupart des gaz les jours sélectionnés proviennent de la même période de la saison de feux (des jours de juin, juillet et août). Le choix des jours d'été pour caractériser la variabilité des colonnes de gaz en présence et en absence de feux permet, dans les deux cas, de prendre en compte la variabilité due aux émissions biogéniques. De cette manière toute augmentation significative des colonnes au-delà de la variabilité de fond peut être attribuée avec confiance aux feux.

Jours sélectionnés - absence de feux		
Gaz/Région	Canada	Russie
<b>NH<sub>3</sub></b>	5-8/06/2016, 25-27/07/2016, 1-3/07/2017, 1-2/07/2018, 4/07/2018	6-7/07/2013, 9-14/07/2013, 7/07/2017, 17/07/2017
<b>C<sub>2</sub>H<sub>4</sub></b>	23/07/2015, 26-29/07/2015, 25-27/07/2016	5-8/05/2016, 3/06/2016, 8/06/2016
<b>CO</b>	25-27/07/2016, 1-4/07/2017, 1-2/07/2018	6-7/07/2017, 17-23/07/2017
<b>HCOOH</b>	5-8/06/2016, 25-27/07/2016, 1-3/07/2017, 1-2/07/2018, 4/07/2018	5-8/06/2016, 6-7/07/2017, 17-20/07/2017
<b>CH<sub>3</sub>COOH</b>	5-8/06/2016, 25-27/07/2016, 1-3/07/2017, 1-2/07/2018, 4/07/2018	5-8/06/2016, 6-7/07/2017, 17-20/07/2017
<b>PAN</b>	5-8/06/2016, 25-27/07/2016, 1-3/07/2017, 1-2/07/2018, 4/07/2018	5-8/06/2016, 6-7/07/2017, 17-20/07/2017
<b>CH<sub>3</sub>OH</b>	5-8/06/2016, 25-27/07/2016, 1-3/07/2017, 1-2/07/2018, 4/07/2018	5-8/06/2016, 6-7/07/2017, 17-20/07/2017,
<b>C<sub>2</sub>H<sub>2</sub></b>	5/07/2016, 26-27/07/2016, 1-4/07/2017, 1-2/07/2018	5-8/06/2016, 6-7/07/2017, 17-20/07/2017,

TABLE 5.1 – Jours sélectionnés pour l'analyse de colonnes de gaz en absence de feux

Étant donné que chaque gaz est émis et transporté différemment par les feux et afin d'éviter de prendre en compte des panaches de gaz provenant des régions voisines, les jours sélectionnés n'étaient pas toujours les mêmes pour tous les gaz. Ils sont données dans le Tableau 5.1.

Une fois la sélection effectuée, la statistique est analysée. Pour ce faire, les colonnes en absence de feux ont été représentées sur des histogrammes en fonction de la probabilité de

leur observation. Pour tous les gaz, on observe une distribution de colonnes très proche d'une gaussienne. Ces distributions et leurs statistiques permettent donc de caractériser la variabilité des colonnes de chaque gaz en été, dans les régions boréales, en absence de feux. Les écarts-types associés à ces distributions sont la grandeur importante car elle permet de définir un seuil au-delà duquel les colonnes sont considérées comme "anormales" et donc liées aux feux intenses. En effet, les colonnes avec une valeur supérieure à 3.29 écarts-types au-dessus de la médiane n'ont que 0.01 % de probabilité d'appartenir à la distribution normale et on peut donc les attribuer avec confiance à la présence des panaches de feux.

### 5.1.2 Analyse de colonnes de gaz en présence de feux

L'étape suivante consiste à effectuer la même analyse pour des jours pendant lesquels des feux ont été détectés par MODIS et la présence de panaches de feux a été détectée pour chaque gaz par IASI. Ceci a permis de comparer la distribution des valeurs des colonnes en absence et en présence de feux. De la même manière que précédemment, les jours sélectionnés ne sont pas les mêmes pour tous les gaz, car la quantité de gaz émise par les feux varie en fonction de différents facteurs (notamment le type de la couverture végétale et le type de feu), ainsi que nous l'avons vu au Chapitre 1. Uniquement des jours où les panaches étaient bien visibles ont été choisis et ceux-ci sont repris dans le Tableau 5.2.

Jours sélectionnés - présence de feux		
Gaz/Région	Canada	Russie
<b>NH<sub>3</sub></b>	14/08/2015, 19-20/08/2015, 24-25/08/2015, 12-15/08/2017, 21-22/08/2018	2-4/08/2013, 10/07/2013, 2-5/07/2016, 23-24/07/2018, 13-14/08/2017
<b>C<sub>2</sub>H<sub>4</sub></b>	14/07/2014, 1-4/07/2015, 2/07/2017, 16/07/2017, 14/08/2017, 15-17/09/2017	5-8/05/2016, 3/06/2016, 8/06/2016
<b>CO</b>	14/07/2014, 1-4/07/2015, 2/07/2017, 16/07/2017, 14/08/2017, 15-17/09/2017	5/06/2016, 3-4/07/2016, 25-27/07/2016, 30/07/2016, 12-13/07/2018, 23-24/07/2018
<b>HCOOH</b>	10/08/2017, 12-15/08/2017, 30/08/2017	2-4/08/2013, 2-5/07/2016, 23-24/07/2018
<b>CH<sub>3</sub>COOH</b>	10/08/2017, 12-15/08/2017, 30/08/2017	2-4/08/2013, 2-5/07/2016, 23-24/07/2018
<b>PAN</b>	12-13/08/2017, 30/08/2017, 15-16/07/2017	2-4/08/2013, 2-5/07/2016, 23-24/07/2018
<b>CH<sub>3</sub>OH</b>	2/07/2016, 4/07/2016, 14-15/07/2016, 17-18/07/2016, 10/07/2017, 17/07/2017, 27/07/2017	2-4/08/2013, 2-5/07/2016, 23-24/07/2018
<b>C<sub>2</sub>H<sub>2</sub></b>	10/08/2017, 12-15/08/2017, 30/08/2017	1-2/07/2019, 12/07/2019, 27-28/07/2019

TABLE 5.2 – Jours sélectionnés pour l'analyse de colonnes de gaz en présence de feux

La Figure 5.1 compare les histogrammes. Pour la plupart des gaz, nous montrons que les distributions de colonnes sont bien différentes en absence et en présence de feux dans les deux

régions. La présence de feux augmente les moyennes et les médianes des colonnes de gaz. La distribution de certains gaz comme le CO ou le NH<sub>3</sub> devient très asymétrique vers les valeurs hautes en présence de feux. Dans la région de l'Amérique du Nord (Canada) l'écart-type de la distribution de CO en absence de feux  $1.61 \cdot 10^{17}$  molécules/cm<sup>2</sup> augmente à  $1.23 \cdot 10^{18}$  molécules/cm<sup>2</sup> pour des jours en présence de feux (Figure 5.1). Pour C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> et HCOOH l'augmentation de l'écart-type est moins marquée (de  $2.60 \cdot 10^{16}$  molécules/cm<sup>2</sup> à  $7.73 \cdot 10^{16}$  molécules/cm<sup>2</sup> pour le HCOOH) et la distribution n'est que légèrement décalée vers les valeurs plus élevées, sans présenter d'asymétrie prononcée. Les feux semblent avoir un impact faible sur les distributions de C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> (Figure 5.1).

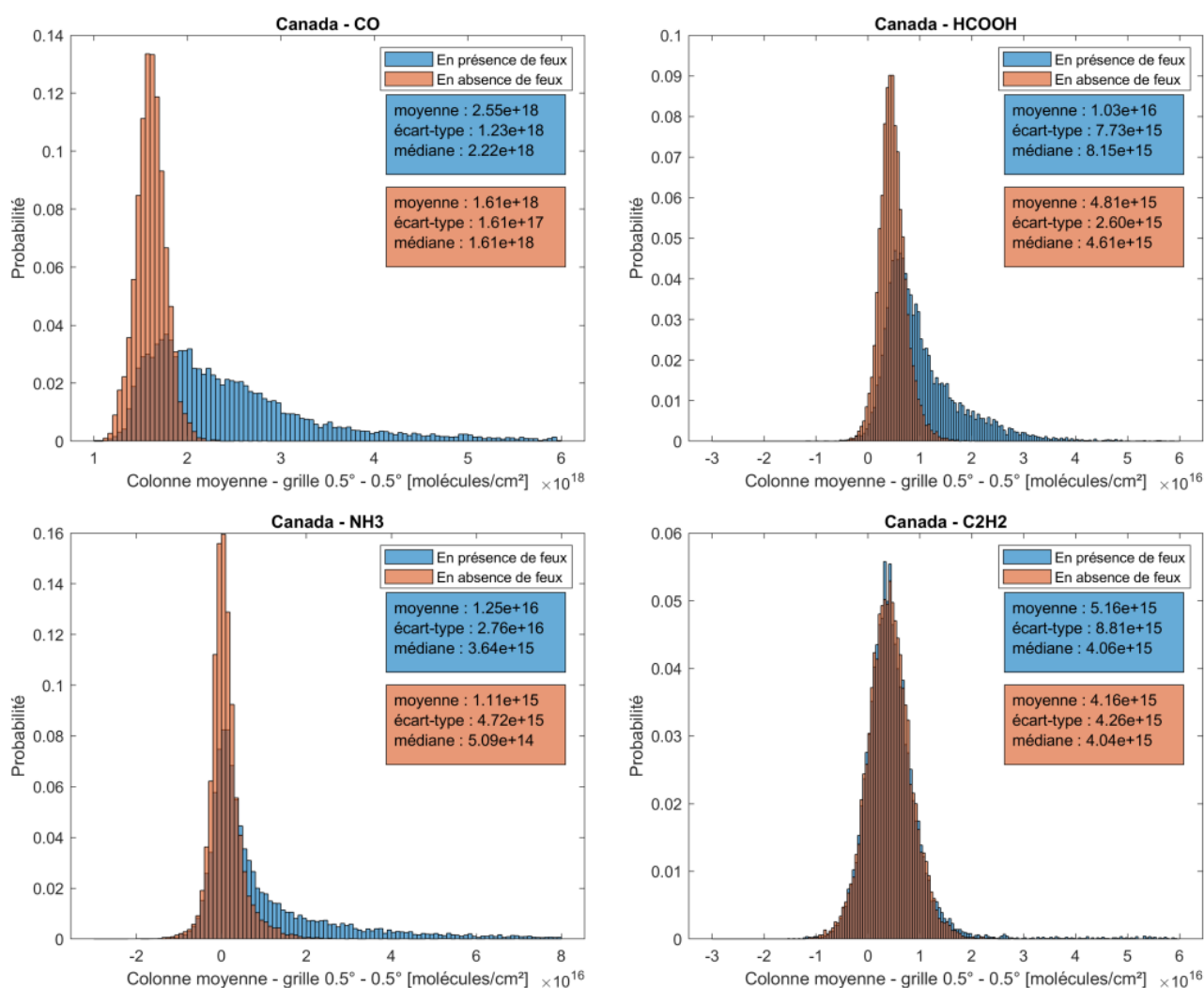


FIGURE 5.1 – Comparaison de la distribution de gaz en absence (orange) et en présence (bleu) de feux pour la région de l'Amérique du Nord et respectivement CO, NH<sub>3</sub>, HCOOH et C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>. Les valeurs caractéristiques des distributions sont notées à l'intérieur des graphes.

## 5.2 Analyse des séries temporelles des événements extrêmes

### 5.2.1 Définition de valeurs seuils

Comme nous venons de le voir, l'analyse statistique des colonnes de gaz en absence de feux décrite dans les sections précédentes permet de déterminer des valeurs seuils au-delà desquelles des colonnes mesurées peuvent être considérées comme des valeurs extrêmes. On part du principe que ces colonnes de gaz élevées sont dues aux feux, car les gaz analysés ne possèdent pas, dans les régions boréales, des sources ponctuelles capables de générer des colonnes aussi élevées, comme ce serait le cas dans d'autres régions du globe pour le  $\text{NH}_3$  (Van Damme et al., 2018).

Les valeurs seuils ont été définies sur base des écarts-types des distributions en absence de feux de chaque gaz. Comme certains gaz ont des distributions similaires ( $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$ , PAN), nous considérons ici la distribution de  $\text{HCOOH}$  comme une référence dans la suite de la discussion.. Pour nos tests 3, 4 et 5 écarts-types ont été additionnés à la médiane<sup>1</sup> afin d'obtenir les valeurs seuils. Pour le  $\text{NH}_3$  et le  $\text{CO}$ , 5 écarts-types se sont révélés insuffisants, car en raison de leur faible variabilité en absence de feux, les distributions très étroites et les écarts-types sont relativement faibles. Par contre, leurs distributions en présence de feux sont très asymétriques. En conséquence, en présence de feux, la proportion de colonnes qui se trouvent 3, 4 et 5 écarts-types au-dessus de la moyenne de la distribution normale est beaucoup plus importante que pour les autres espèces, comme  $\text{HCOOH}$  (Figure 5.2). De plus, nous ne sommes pas certains que ces colonnes élevées de  $\text{CO}$  et de  $\text{NH}_3$  au-dessus des valeurs seuils sont dues uniquement aux feux. Pour ne garder que des colonnes extrêmes de  $\text{CO}$  et  $\text{NH}_3$  que nous pouvons attribuer avec certitude aux feux, nous fixons les valeurs seuils de  $\text{CO}$  à 8, 10 et 14 écarts-types au dessus de la médiane, et celle du  $\text{N}_3$  à 4, 6 et 8 écarts-types.

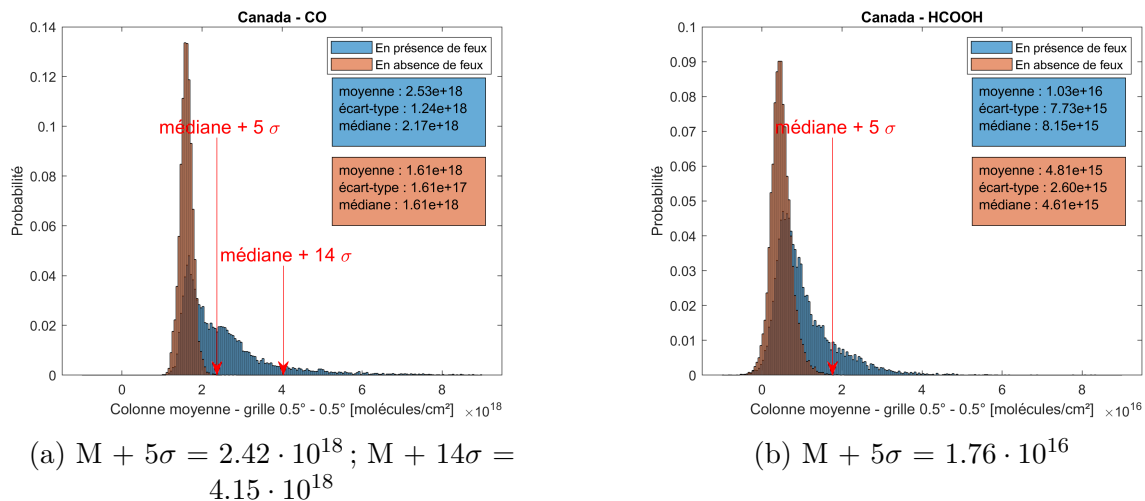


FIGURE 5.2 – Comparaison des distributions du  $\text{CO}$  (à gauche) et du  $\text{HCOOH}$  (à droite) pour le Canada. Les distributions sont telles que pour sélectionner uniquement des valeurs élevées de colonnes de  $\text{CO}$  nous devons augmenter le nombre d'écarts-types au-dessus de la médiane, bien au-delà de la valeur de  $5\sigma$  qui est prise pour  $\text{HCOOH}$ .

1. La médiane est utilisée, car elle représente mieux les distributions asymétriques que la moyenne. Elle est moins influencée par les valeurs extrêmes.

Pour déterminer ces nombres d'écart-types qu'il est nécessaire de considérer pour le CO et NH<sub>3</sub>, les médianes et les écart-types des distributions de ces deux espèces en présence de feux sont comparés aux distributions de notre référence (ici, HCOOH) et les nouvelles valeurs seuils de CO et NH<sub>3</sub> sont choisies de manière à avoir la même proportion de colonnes "extrêmes" (donc au dessus de ces valeurs seuils) que dans le cas de HCOOH. Par exemple, en fixant une valeur seuil qui correspond à la médiane (en absence de feux) + 8 écart-types, nous obtenons la même proportion de colonnes extrêmes de CO en présence de feux (supérieurs à cette valeur seuil) que dans le cas où on fixe la valeur seuil des colonnes de HCOOH à la médiane + 3 écart-types. Ainsi, en utilisant le cas du HCOOH comme référence, les nouvelles valeurs de CO sont obtenues en calculant un nouvel écart-type théorique  $CO_{abs-new}$  à partir de celui de CO en absence de feux. Ce nouvel écart-type théorique est calculé, par règle de trois, de manière à ce qu'il soit proportionnel au rapport qui existe entre l'écart-type des distributions de HCOOH en présence et en absence de feux. Ensuite, 3, 4 et 5 nouveaux écart-types théoriques sont additionnés à la médiane de la distribution de CO en absence de feux afin d'obtenir les 3 valeurs seuils recherchées. Enfin, nous calculons le nombre d'écart-types réels des distributions en absence de feux qu'il est nécessaire d'ajouter à la médiane afin de retrouver ces nouvelles valeurs seuils. Nous avons procédé de la même manière pour calculer le nombre d'écart-types réels à prendre en compte pour NH<sub>3</sub>.

### 5.2.2 Séries temporelles de colonnes de gaz

A partir des valeurs seuils obtenues, toutes les colonnes moyennes journalières (sur la grille 0.5° x 0.5°) supérieures à ces valeurs seuils ont été recensées par année, pour chaque gaz et pour chacune des régions définies dans ce travail (voir : Figure 4.1). Pour chaque gaz, les trois valeurs seuils des colonnes ont été analysées dans un objectif comparatif. Le nombre de colonnes extrêmes est porté en graphique en fonction des différentes années (Tableaux 5.3, 5.4 et 5.5). Une régression linéaire est calculée pour ce recensement annuel en fonction du temps. La régression a été ajustée par la méthode de moindre carré, c'est-à-dire en minimisant les carrés des écarts verticaux des points expérimentaux à la droite théorique (les abscisses, c'est-à-dire les années sont connues et donc fixes). Les résultats pour chaque espèce sont présentés dans les tableaux 5.3, 5.4 et 5.5 pour, respectivement, les valeurs seuils basses, intermédiaires et élevées. Ils sont donnés en terme de la pente de la droite de régression, de la valeur p (indique le degré de probabilité que la valeur de la pente soit différente de 0) et du % d'augmentation sur les 12 ans de mesure. Ceci est précisé ci-dessous.

#### Significativité statistique des tendances

Les gaz pour lesquels des tendances significatives ont pu être observées ont été marqués en vert dans les Tableaux 5.3, 5.4 et 5.5. Plus précisément, un test d'hypothèse nulle a été effectué pour chaque droite, afin de vérifier si la variation de la pente était significative. Dans ce cas, l'hypothèse nulle suppose que la pente de la droite de régression est nulle et aucune tendance significative ne peut être constatée. L'hypothèse  $H_0$  est rejetée lorsque la valeur de probabilité associée au t est supérieure à 95 % ou si la P-valeur est inférieure à 0.05 :

$$t = \frac{|b|}{\sigma_b} \quad (5.1)$$

où b est la pente de la droite de régression linéaire et  $\sigma_b$  est l'écart-type associé à cette droite. Les valeurs de la probabilité ont été consultées dans la table de la loi de Student pour un test bilatéral.

CHAPITRE 5. SÉRIES TEMPORELLES DES ÉVÉNEMENTS DE FEUX EXTRÊMES  
ENTRE 2008 ET 2020

x	Canada					Russie				
	n	Seuil	Pente	p	%	n	Seuil	Pente	p	%
<b>Gaz</b>										
<b>NH<sub>3</sub></b>	4	1.87 · 10 <sup>16</sup>	759 ± 322	99.8 %	+20%	4	1.19 · 10 <sup>16</sup>	-49 ± 2045	70 %	0%
<b>CO</b>	8	2.85 · 10 <sup>18</sup>	199 ± 717	<50 %	+1%	7	2.4 · 10 <sup>18</sup>	-11382 ± 4472	95 %	-5%
<b>C<sub>2</sub>H<sub>4</sub></b>	3	2.69	109 ± 163	<50 %	+2%	3	2.91	-44 ± 85	<50 %	-1%
<b>HCOOH</b>	3	1.24 · 10 <sup>16</sup>	1149 ± 681	80 %	8%	3	1.34 · 10 <sup>16</sup>	-427 ± 1392	50 %	-1%
<b>CH<sub>3</sub>COOH</b>	3	1.65 · 10 <sup>16</sup>	1393 ± 388	99.5 %	+11%	3	1.63 · 10 <sup>16</sup>	876 ± 1044	<50 %	+2%
<b>CH<sub>3</sub>OH</b>	3	5.32 · 10 <sup>16</sup>	835 ± 210	99.8 %	+23%	3	6.14 · 10 <sup>16</sup>	662 ± 297	95 %	+7%
<b>PAN</b>	3	1.19 · 10 <sup>16</sup>	554 ± 468	70 %	+5%	3	1.35 · 10 <sup>16</sup>	-886 ± 786	70 %	-3%
<b>C<sub>2</sub>H<sub>2</sub></b>	3	1.68 · 10 <sup>16</sup>	-225 ± 246	60 %	-2%	3	1.78 · 10 <sup>16</sup>	-598 ± 234	95 %	-4%

TABLE 5.3 – Régressions obtenues sur base de valeurs de seuil basses, sur les colonnes extrêmes n = nombre d'écart-types pris en compte, pente = pente de la droite de régression linéaire + l'écart-type de la droite de régression linéaire, % = changement annuel en % par rapport à la valeur théorique de la première année d'observations (2008), p = probabilité que la pente soit différente de 0. Le tableau reprend les valeurs correspondant aux régressions pour les régions du Canada et de la Russie et pour les 7 gaz en traces. Les lignes surlignées en vert sont celles pour lesquelles la significativité est importante (p-value supérieure à 95 %).

x	Canada					Russie				
	n	Seuil	Pente	p	%	n	Seuil	Pente	p	%
<b>Gaz</b>										
<b>NH<sub>3</sub></b>	6	2.79 · 10 <sup>16</sup>	598 ± 149	99.8 %	+16%	6	1.66 · 10 <sup>16</sup>	+216 ± 1028	<50 %	+1%
<b>CO</b>	10	3.25 · 10 <sup>18</sup>	487 ± 365	70 %	+11%	10	2.65 · 10 <sup>18</sup>	-5205 ± 2595	90 %	-5%
<b>C<sub>2</sub>H<sub>4</sub></b>	4	3.47	109 ± 164	<50 %	+2%	4	3.72	-87 ± 108	<50 %	-1%
<b>HCOOH</b>	4	1.50 · 10 <sup>16</sup>	790 ± 424	90 %	+15%	4	1.58 · 10 <sup>16</sup>	-584 ± 959	<50%	-2%
<b>CH<sub>3</sub>COOH</b>	4	2.13 · 10 <sup>16</sup>	808 ± 220	99.5 %	+25%	4	2.09 · 10 <sup>16</sup>	413 ± 577	50 %	+2%
<b>CH<sub>3</sub>OH</b>	4	6.32 · 10 <sup>16</sup>	260 ± 91	98 %	+31%	4	7.09 · 10 <sup>16</sup>	152 ± 132	70 %	+4%
<b>PAN</b>	4	1.42 · 10 <sup>16</sup>	299 ± 209	80 %	+10 %	4	1.55 · 10 <sup>16</sup>	-411 ± 370	70 %	-4 %
<b>C<sub>2</sub>H<sub>2</sub></b>	4	2.11 · 10 <sup>16</sup>	-38 ± 72	<50 %	-2%	4	2.23 · 10 <sup>16</sup>	-216 ± 74	98 %	-5 %

TABLE 5.4 – Même résultat que dans la table 5.3 pour des valeurs seuils intermédiaires des colonnes extrêmes

Gaz	Canada					Russie				
	n	Seuil	Pente	p	%	n	Seuil	Pente	p	%
<b>NH<sub>3</sub></b>	8	3.71 · 10 <sup>16</sup>	+421 ± 108	99.8 %	+46%	8	2.12 · 10 <sup>16</sup>	210 ± 616	<50 %	+1 %
<b>CO</b>	14	4.15 · 10 <sup>18</sup>	263 ± 124	< 95 %	+41%	14	2.9 · 10 <sup>18</sup>	-2324 ± 1699	80 %	-4 %
<b>C<sub>2</sub>H<sub>4</sub></b>	5	4.25	78 ± 47	80 %	+29%	5	4.53	5 ± 12	<50 %	+2 %
<b>HCOOH</b>	5	1.76 · 10 <sup>16</sup>	530 ± 275	95 %	+24%	5	1.86 · 10 <sup>16</sup>	-517 ± 655	50 %	-3 %
<b>CH<sub>3</sub>COOH</b>	5	2.61 · 10 <sup>16</sup>	489 ± 132	99.5 %	+65%	5	2.54 · 10 <sup>16</sup>	213 ± 355	<50 %	+2 %
<b>CH<sub>3</sub>OH</b>	5	7.32 · 10 <sup>16</sup>	79 ± 34	95 %	+38%	5	8.05 · 10 <sup>16</sup>	18 ± 58	<50 %	+1 %
<b>PAN</b>	5	1.65 · 10 <sup>16</sup>	170 ± 101	<50 %	+22%	5	1.76 · 10 <sup>16</sup>	-199 ± 172	70 %	-4 %
<b>C<sub>2</sub>H<sub>2</sub></b>	5	2.53 · 10 <sup>16</sup>	4 ± 40	<50 %	+1%	5	2.67 · 10 <sup>16</sup>	-92 ± 28	99 %	-7 %

TABLE 5.5 – Même résultat que dans la table 5.3 pour des valeurs seuils élevées des colonnes extrêmes

### Canada

Au Canada, on observe des tendances positives (significatives statistiquement) pour les colonnes de NH<sub>3</sub>, de CH<sub>3</sub>COOH, et CH<sub>3</sub>OH (Tableaux 5.3, 5.4 et 5.5). Des tendances positives significatives sont aussi observées pour le CO et le HCOOH, mais uniquement pour l'exercice réalisé avec la valeur seuil la plus élevée. Ces augmentations sont de l'ordre de 11 à 65 % par an, par rapport au nombre de détection obtenu sur l'année 2008. A titre d'exemple, les séries temporelles de NH<sub>3</sub> et HCOOH pour les différentes valeurs seuils sont présentées en Figure



5.3. Pour tous ces composés, l'augmentation est plus importante lorsque l'on applique une valeur seuil plus élevée pour filtrer les observations dans les panaches de feu. C'est un résultat important qui suggère que le nombre de détection de colonnes élevées de ces gaz augmente au cours des années, et que le nombre de détection augmente encore plus vite lorsque l'on considère uniquement les valeurs les plus extrêmes. On peut dès lors conclure sur base de ces résultats que non seulement l'occurrence des panaches de feu (et donc des événements de feu) augmente sur la dernière douzaine d'années, mais qu'en outre l'occurrence des événements extrêmes augmente encore plus rapidement.

L'évolution des tendances du CO sera discuté dans la sous-section suivante. L'occurrence des colonnes élevées du PAN a également tendance à augmenter au cours des 12 années et cette augmentation accélère pour des seuils plus élevés (de +5 % à +22 %), mais ceci n'est pas statistiquement significatif. Le nombre d'observations des colonnes élevées de  $C_2H_2$  et  $C_2H_4$  est peu variable sur la période d'analyse pour tous les seuils : on observe des variations non significatives de -2 à +2 %.

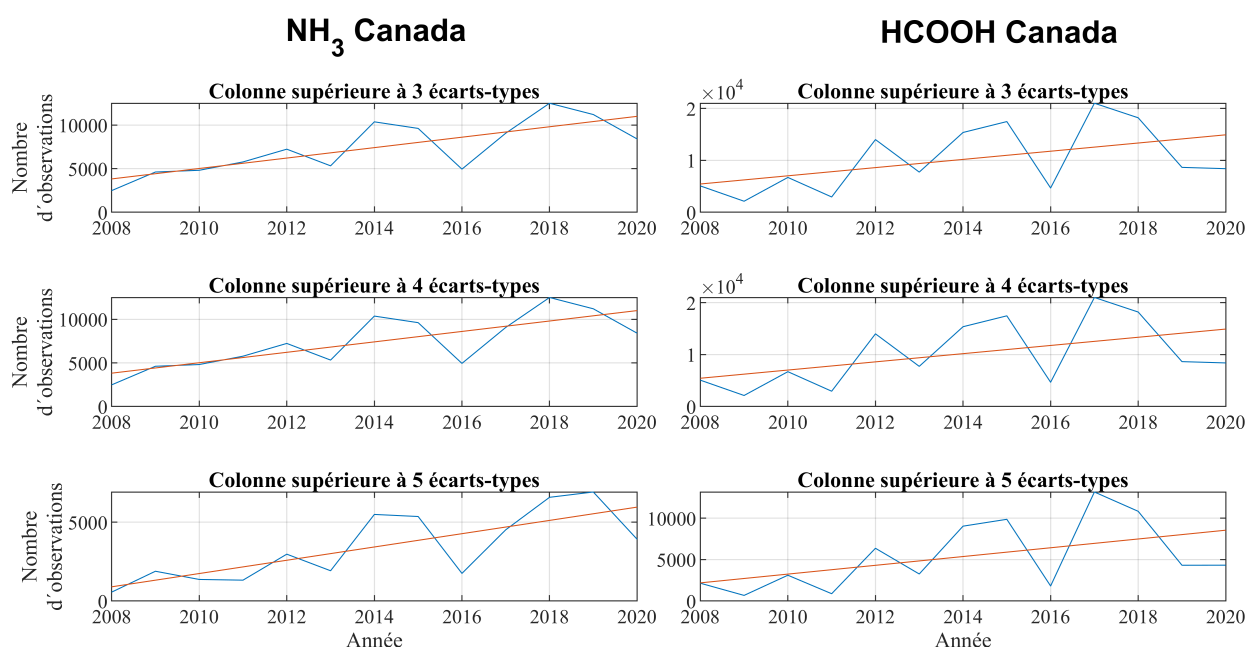


FIGURE 5.3 – Séries temporelles des colonnes élevées de  $NH_3$  et de  $HCOOH$  au Canada avec les droites de régression correspondantes pour les 3 valeurs seuils extrêmes. Pour  $NH_3$  de haut en bas colonne totale (TC)  $> 1.87 \cdot 10^{16}$ , TC  $> 2.79 \cdot 10^{16}$ , TC  $> 3.71 \cdot 10^{16}$  molécules  $cm^{-2}$  et pour le  $HCOOH$  TC  $> 1.50 \cdot 10^{16}$ , TC  $> 1.50 \cdot 10^{16}$ , TC  $> 1.76 \cdot 10^{16}$  molécules  $cm^{-2}$ .

### Monoxyde de carbone au Canada

En général, pour des valeurs seuils basses (3, 4 et 5 écarts-types), nous observons une diminution de l'occurrence des colonnes élevées de CO dans les régions boréales. Cette diminution est significative en Russie (de -5 % par an pour des valeurs au-dessus de 7 écarts-types - Tableau : 5.3) et au Canada (pour des valeurs seuils inférieures à celles présentées dans les tableaux - Figure 5.4). Cependant, pour des valeurs seuils très élevées (14 écarts-types au-delà de la médiane), une tendance inverse est observée avec une augmentation de +41 % par an. Notre interprétation est qu'en utilisant une valeur seuil basse pour le CO, les valeurs dites "de fond"

ne sont pas assez filtrées et nous gardons dans la série temporelle la tendance générale du CO dont l'abondance diminue progressivement dans l'hémisphère nord suite à un certain nombre de mesures visant à réduire les émissions polluantes dans les pays industrialisés (Rozante et al., 2017; Zheng et al., 2018a; Jiang et al., 2017; Yamanouchi et al., 2021). En augmentant le seuil on observe la tendance des événements extrêmes qui deviennent de plus en plus récurrents, ce qui est en accord avec les résultats obtenus pour les autres gaz. L'augmentation des émissions du CO dues à la combustion de la biomasse a été également observée par des mesures de colonnes de CO faites grâce à un instrument FTIR du réseau NDACC basé à Toronto (Yamanouchi et al., 2021).

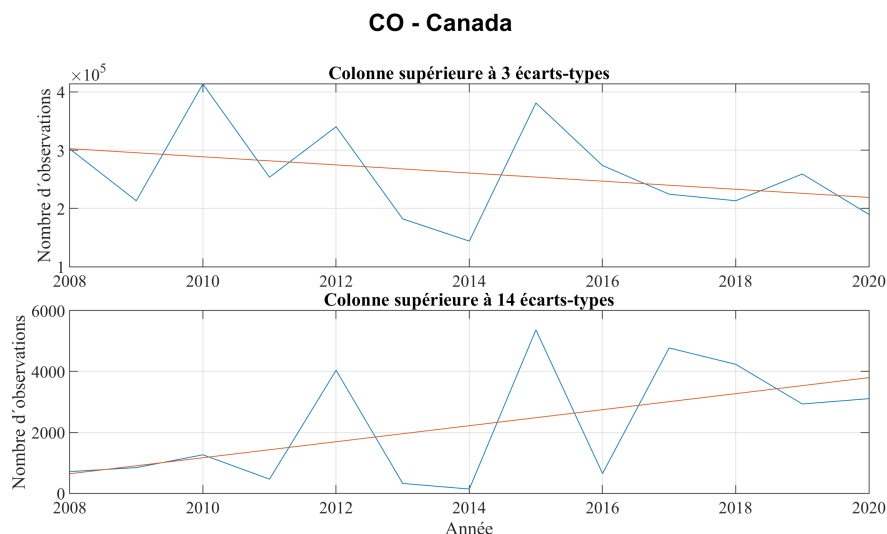


FIGURE 5.4 – Séries temporelles du nombre de colonnes extrêmes de CO - avec une valeur seuil basse ( $TC > 4.83 \cdot 10^{17}$  molécules  $\text{cm}^{-2}$ ) et avec une valeur seuil élevée ( $TC > 4.15 \cdot 10^{18}$  molécules  $\text{cm}^{-2}$ ).

## Russie

En Russie, une augmentation de l'occurrence des colonnes élevées est observée uniquement pour les colonnes de  $\text{CH}_3\text{OH}$ , pour des valeurs seuils basses (à partir de la médiane + 3 écarts-types). Cependant, une diminution des colonnes de  $\text{C}_2\text{H}_2$  est observée (Figure 5.5) pour toutes les valeurs seuils étudiées avec une tendance similaire pour les trois valeurs seuils choisies. Nous avons montré qu'en général les colonnes de  $\text{C}_2\text{H}_2$  de IASI semblent n'être que peu affectées par les feux (voir la saisonnalité typique du  $\text{C}_2\text{H}_2$  - Figure : 4.3). Les tendances que l'on observe ici seraient donc probablement dues à la tendance générale à la baisse des colonnes de ce gaz dans l'hémisphère nord. Une diminution des colonnes de  $\text{C}_2\text{H}_2$  de 2 % par an a en effet été observée également par Yamanouchi et al. (2021), ce qui est en accord avec nos résultats. Notons que l'étude de Yamanouchi et al. (2021) ne sélectionne pas les mesures par rapport aux feux. Les émissions de  $\text{C}_2\text{H}_2$  sont majoritairement liées aux activités humaines et ces émissions ont été progressivement réduites sur les deux dernières décennies.

Une diminution de l'occurrence des colonnes de CO est également observée en Russie en prenant une valeur seuil basse (diminution de -5 % par an par rapport à l'année 2008). La significativité de cette tendance diminue pour les seuils plus élevés. Aucune tendance significative n'est observée pour les autres composés.

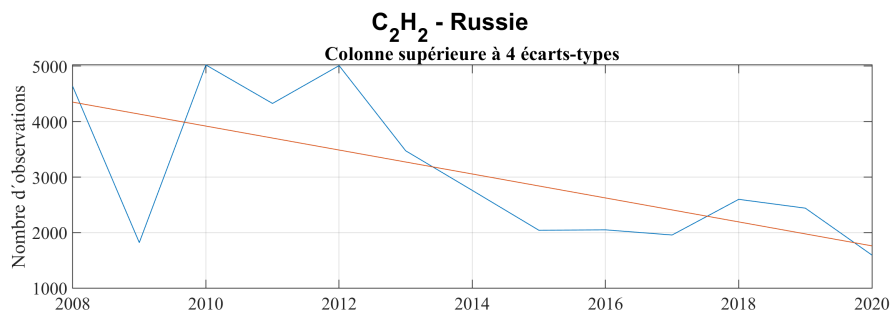


FIGURE 5.5 – Série temporelle nombre de colonnes extrêmes de  $C_2H_2$  - avec une valeur seuil intermédiaire ( $TC > 2.23 \cdot 10^{16}$  molécules  $cm^{-2}$ ).

En résumé, au Canada, les données IASI indiquent une augmentation significative de l'occurrence de colonnes extrêmes de la plupart des gaz émis par les feux. Cependant, les mêmes tendances ne sont pas observées en Russie. C'est un résultat qui est intéressant car on pouvait supposer que l'augmentation des températures liée au réchauffement climatique affecterait de la même manière les régions boréales. Nous discutons les séries temporelles de températures à la section 5.2.4.

### 5.2.3 Séries temporelles de la puissance radiative des feux

Les séries temporelles des valeurs élevées de la puissance radiative et du nombre de feux ont été analysées afin de les comparer aux séries temporelles des colonnes extrêmes de gaz. Dans cette analyse, les données MODIS de la puissance radiative cumulée<sup>2</sup> ont été étudiées suivant une approche similaire à celle adoptée pour les colonnes de gaz. Afin de compter les valeurs élevées de la puissance radiative, différentes valeurs seuils ont été testées, à savoir 500, 1000, 2000, 4000, 6000 et 8000 [MW]. Toutes les valeurs seuils ont donné des résultats similaires dans l'analyse des séries temporelles. Un exemple est présenté dans la Figure 5.6.

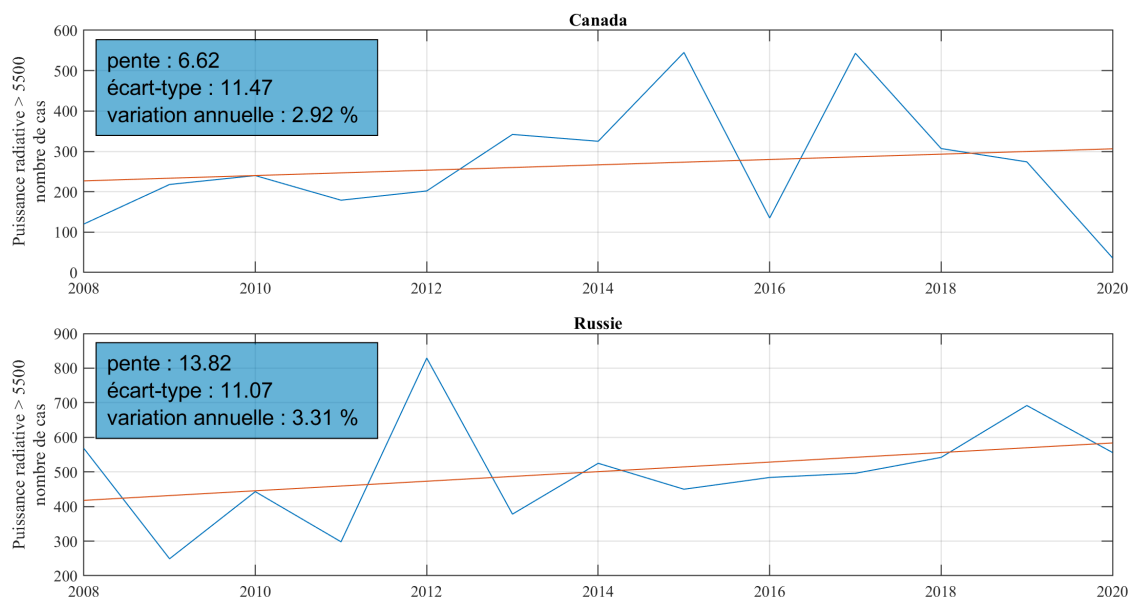


FIGURE 5.6 – Série temporelle des valeurs extrêmes de la puissance radiative cumulée [MW].

2. la somme des puissance radiatives mesurées dans un pixel  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  pour une même journée

En ce qui concerne la puissance radiative de feux, aucune tendance significative n'a pu être observée dans aucune des deux régions, pour aucune des valeurs seuils testées. On retrouve néanmoins quelques similarités entre la variabilité inter-annuelle des valeurs extrêmes de gaz et celle des valeurs extrêmes de la puissance radiative cumulée. Par exemple, au Canada, l'année 2016 était une année avec un nombre de feux inférieur à la moyenne des années précédentes et ceci s'observe assez nettement avec une occurrence de colonnes extrêmes plus faible pour les différents gaz en traces (voir Figure 5.3) (CNFD, 2021).

Notons que nous avons effectué le même exercice avec le nombre de feux détectés par MODIS. Les valeurs seuils choisies ont été : 10, 50, 100 feux par pixel et par jour. Les résultats sont similaires à ceux obtenus avec la puissance radiative.

A ce stade de notre étude, il est remarquable de pointer le fait que nous observons une augmentation de l'occurrence des colonnes très élevées de gaz dues aux feux, tandis que l'occurrence du nombre de feux ou de la puissance radiative des feux reste, en moyenne, stable. Notre interprétation est que ceci pourrait être dû aux tourbières qui sont de plus en plus affectées par les feux. Comme mentionné dans l'introduction (Section 1.3.1) les tourbières occupent, en effet, une partie relativement importante des terres de la région boréale. Les feux de tourbières sont en général des feux en phase lente qui peuvent persister pendant des semaines. Parfois, ces feux sont également appelés des feux "zombies", dû à la combustion permanente, majoritairement souterraine, qui de manière récurrente donne lieu à de nouveaux feux très "fumants". Ce genre de feu peut être difficilement capturé par l'instrument MODIS, dont le principe de détection est basé sur la différence de températures de brillance (voir : Section 2.5.1). Hors, la température de brillance d'un feu est plus élevée lors de la phase initiale, c'est-à-dire au stade de la combustion rapide (flaming phase). La transition de la phase rapide vers la phase lente a été décrite dans l'article Zheng et al. (2018b). Un décalage d'au moins un mois entre le pic de puissance radiative détectée et le pic des colonnes de gaz attribué à la combustion lente dans les feux a par ailleurs déjà été observé en Afrique par Franco et al. (2020); Whitburn et al. (2015).

### 5.2.4 Séries temporelles de température

Afin de vérifier si l'augmentation de l'occurrence des colonnes de gaz dues aux feux est une conséquence de l'augmentation des températures suite au changement du climat boréal, nous avons étudié les séries temporelles des températures lors des mois d'été (de mai à septembre) dans les deux régions étudiées. Les données de température utilisées sont celles utilisées par le réseau de neurones pour les inversions de colonnes de gaz, c'est-à-dire les données de température proche de la surface des réanalyses ERA-5 (Hersbach et al., 2020). Les séries temporelles pour le Canada et la Russie sont données à la Figure 5.7.

Les résultats montrent (Figure : 5.7) que les températures moyennes dans les deux régions sont peu variables et que les pics de la puissance radiative observés sur la Figure 5.6 ne sont pas associés à des températures particulièrement élevées lors des années correspondantes. Cependant, il est important de noter que la série temporelle étudiée est courte (13 ans) pour une analyse climatologique complète. On observe également que les températures moyennes en Russie sont supérieures aux températures moyennes au Canada (d'environ 5 K).

Étant donné que les températures ne subissent pas de variations significatives, d'autres facteurs doivent jouer un rôle clé sur l'augmentation des feux au niveau régional. Ces facteurs peuvent être climatiques (la sécheresse, augmentation de l'occurrence des températures élevées, orages) et humains (activités agricoles, les incendies causés volontairement).

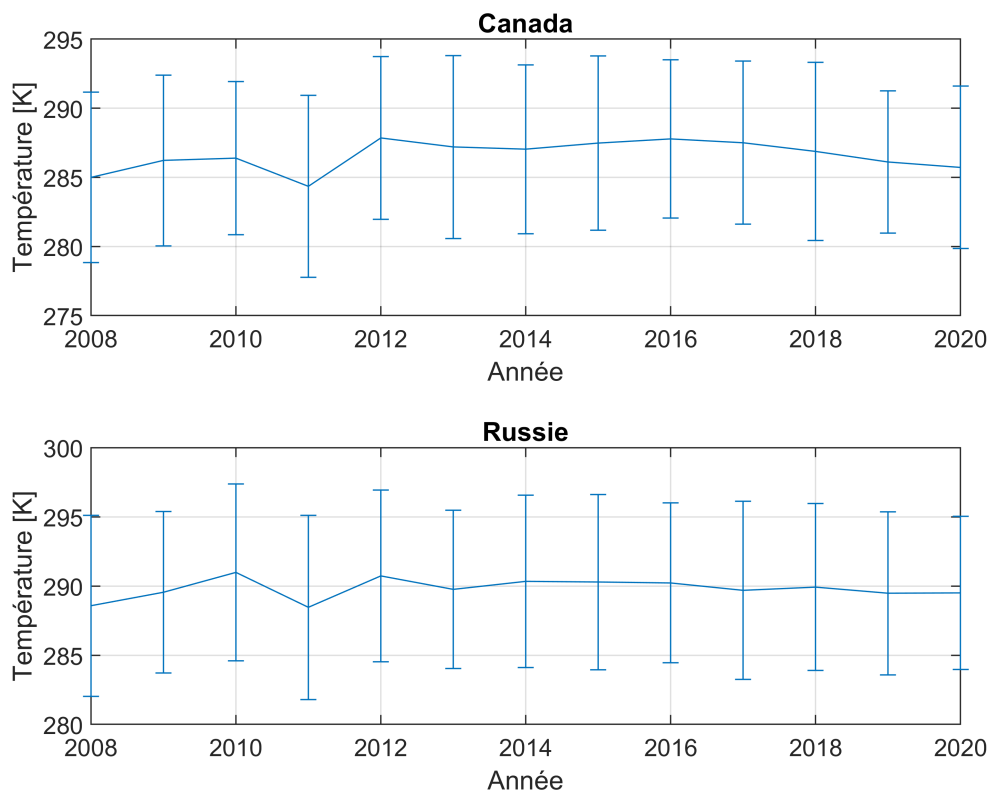


FIGURE 5.7 – Température moyenne annuelle de mai à septembre au Canada et en Russie.

### 5.2.5 Limites de la méthode

Le but de notre travail sur les séries temporelles était la mise en évidence éventuelle de tendance dans les émissions de gaz en traces par les feux dans les régions boréales. La méthode développée nous a permis d’obtenir une série de tendances. Elle est cependant sujette à plusieurs limites, que nous exposons ci-dessous :

1. Premièrement, il est possible que certaines colonnes prises en compte dans le calcul du nombre d’observation ne proviennent pas de feux. Malgré les précautions prises, le calcul pourrait prendre en compte différentes sources d’émission ponctuelles qui peuvent être importantes notamment dans le cas du  $\text{NH}_3$ . Certaines sources ponctuelles indiquées dans les articles de Van Damme et al. (2018) et Clarisse et al. (2019) se trouvent dans les régions étudiées et contribuent au nombre d’observations calculé. Les émissions de ces sources peuvent également évoluer dans le temps ce qui aurait un impact sur les tendances observées.
2. Aucune information sur la quantité des feux d’origine anthropique n’est disponible. Cependant, nous savons qu’une partie importante des feux en Russie (notamment au sud-ouest du pays - Figure 1.2) sont les feux dus aux pratiques agricoles (Hall et al., 2016), dont les tendances peuvent différer de celles des feux naturels.
3. La série temporelle disponible est très courte pour déduire des tendances climatologiques solides. Ceci se voit particulièrement bien dans la variabilité interannuelle importante. Ainsi, les années où les colonnes de gaz étaient particulièrement élevées ou faibles influencent fortement la série temporelle et l’écart-type.

# Conclusions et perspectives

L'objectif premier de ce travail était de démontrer la possibilité de quantifier les émissions de différents gaz en traces libérés dans l'atmosphère lors de feux dans les régions boréales, à partir des mesures infrarouges effectuées par l'instrument satellite IASI. Nous avons dans cette perspective étudié et caractérisé le cycle saisonnier de l'abondance atmosphérique de ces espèces dans les régions boréales, ainsi que l'impact des feux sur leur variabilité atmosphérique dans ces régions. Un autre objectif de ce travail était d'analyser la série temporelle des mesures de gaz en traces de IASI pour éventuellement isoler des tendances dans l'occurrence des feux dans les régions boréales sur les 13 dernières années (2008-2020).

Dans la première partie de ce mémoire, les colonnes totales d'une série de gaz en traces dérivées des mesures IASI ont été utilisées pour calculer les facteurs d'enrichissement de ces espèces par rapport au CO dans un panache de feux en Colombie Britannique, au Canada, en août 2017. Dans le panache étudié, nous avons observé l'enrichissement significatif en  $\text{NH}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ ,  $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{OH}$  et PAN, mais pas en  $\text{C}_2\text{H}_2$  et HCN. Il est possible qu'une plus faible sensibilité de IASI aux latitudes boréales pour ces deux espèces limite leur détection dans les panaches de feux et explique cette absence d'enrichissement. Pour les autres espèces, nous avons estimé leurs facteurs d'émission pour les forêts boréales grâce à deux méthodes différentes. Les facteurs d'émission obtenus via la méthode basée sur les rapports d'enrichissement se sont révélés en général inférieurs à ceux disponibles dans la littérature. Comme les mesures IASI ont été prises dans le panache de feux et pas directement à la source de ceux-ci, une partie des gaz émis par les feux s'est déjà dégradée lorsque les mesures sont prises, ce qui expliquerait en partie cette sous-estimation des facteurs d'émission. Une autre méthode prenant en compte le temps de résidence de chaque espèce a également été testée. Les facteurs d'émission obtenus par cette méthode sont au contraire largement supérieurs à ceux trouvés dans la littérature. Bien qu'il soit possible d'obtenir des facteurs d'émission de gaz en traces dans les feux à partir des mesures IASI, la disparité des résultats obtenus illustre bien la difficulté et les incertitudes inhérentes à ce type d'exercice. Des mesures prises au plus proche des feux contribueraient certainement à réduire ces incertitudes. Par ailleurs, la présence d'autres types de végétation que les forêts boréales n'a pas été prise en compte dans ce travail, comme notamment les tourbières qui se caractérisent par des facteurs d'émission fort différents de ceux des forêts boréales. Une meilleure attribution des émissions en fonction des biomes aiderait aussi à obtenir des résultats plus probants.

Nous avons ensuite caractérisé le cycle saisonnier des gaz en traces mesurés par IASI dans les régions boréales. En cohérence avec nos connaissances des sources et des puits de chaque espèce, nous observons que les colonnes de la plupart des gaz étudiés atteignent leurs maxima durant la saison des feux. Ceux-ci ont un impact particulièrement marqué sur le cycle saisonnier des espèces primaires à courte durée de vie, émises directement par les feux, comme  $\text{NH}_3$  et  $\text{C}_2\text{H}_4$ . Bien que les espèces majoritairement secondaires ( $\text{HCOOH}$ ,  $\text{CH}_3\text{COOH}$  et PAN), c'est-à-dire formées par la dégradation dans l'atmosphère de gaz précurseurs, montrent également des colonnes plus élevées pendant la saison des feux, celles-ci résultent en général de la somme des

contributions des feux et des émissions biogéniques. Nous observons aussi un impact important des feux sur le cycle saisonnier des colonnes de CO. En effet, outre le maximum des colonnes de CO qui se situe fin de l'hiver – début du printemps aux latitudes moyennes de l'hémisphère nord, nous observons un deuxième maximum en août que l'on peut attribuer aux feux dans les régions boréales. Tout comme avec les rapports d'enrichissement, l'analyse du cycle saisonnier de C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> suggère que les feux ont un impact négligeable sur les colonnes de cette espèce dans les régions boréales, et que ses sources anthropiques et sa vitesse de dégradation dans l'atmosphère sont les facteurs principaux qui pilotent sa variabilité.

Enfin, nous avons analysé les séries temporelles de IASI pour les différents gaz en traces dans les régions boréales, de 2008 à 2020, et nous avons extrait de ces séries les colonnes avec des valeurs significativement supérieures à la variabilité "de fond" que ces gaz présentent en été (due majoritairement aux émissions biogéniques pour les COVs ou agricoles pour NH<sub>3</sub>). Nous avons attribué ces colonnes extrêmes à la présence de panaches de feux. En recensant année après année toutes ces détections extrêmes, nous avons pu déterminer une augmentation de l'occurrence des colonnes élevées de NH<sub>3</sub>, CO, HCOOH, CH<sub>3</sub>COOH et CH<sub>3</sub>OH pour la période d'analyse. Par ailleurs, l'augmentation est encore plus marquée lorsque l'on prend en compte uniquement les colonnes les plus élevées. Ces résultats suggèrent une augmentation de l'occurrence des feux dans les régions boréales sur les 13 dernières années, mais aussi une augmentation encore plus rapide des événements extrêmes. Ces augmentations ont surtout lieu en Amérique du Nord. Bien que dans le cadre de ce travail nous n'ayons pas pu établir de lien direct avec une augmentation des températures, le réchauffement climatique qui induit aussi un manque de précipitation et l'allongement des périodes sèches dans les régions boréales (WMO, 2020) est probablement à l'origine de l'augmentation de ces épisodes de feux.

Dans ce travail, nous avons observé une faible corrélation spatiale entre la puissance radiative de feux détectés par l'instrument MODIS, et les colonnes élevées des gaz en traces mesurées par IASI. Relier les colonnes extrêmes de IASI à des puissances radiatives élevées, ou à tout autre indicateur de la présence des feux, permettraient de pouvoir attribuer de manière confiante la présence supposée d'un panache à des feux dans la même région. Ceci aiderait à s'affranchir davantage de la contribution des autres sources aux colonnes élevées qui sont observées et à obtenir des tendances plus précises quant aux gaz émis par les feux. De plus, cela permettrait de quantifier de manière automatique les émissions des feux sur l'ensemble des régions boréales et pour toute la série temporelle de IASI. Nous obtiendrions ainsi les émissions totales de différents gaz en traces pour ces régions, que nous pourrions comparer aux inventaires d'émissions existants. Il serait également intéressant de pouvoir distinguer les feux dus à l'agriculture ou à toute autre source, de ceux dus aux feux de forêts, et de différencier les feux en fonction des biomes. Ainsi, les mesures IASI pourraient contribuer à une meilleure estimation des émissions des gaz et de leurs facteurs d'émission. Dans un contexte de réchauffement climatique, les régions boréales sont particulièrement sensibles, et il est primordial de mieux comprendre l'impact de l'augmentation des feux dans ces régions. Les mesures des instruments satellites comme IASI sont donc particulièrement précieuses et peuvent aider à la surveillance continue des feux dans les régions boréales.

# Bibliographie

- Abad, G. G., Allen, N. D. C., Bernath, P. F., Boone, C. D., McLeod, S. D., Manney, G. L., Toon, G. C., Carouge, C., Wang, Y., Wu, S., Barkley, M. P., Palmer, P. I., Xiao, Y., and Fu, T. M. (2011). Ethane, ethyne and carbon monoxide concentrations in the upper troposphere and lower stratosphere from ACE and GEOS-Chem : a comparison study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(18) :9927–9941.
- Ahern, A. T., Robinson, E. S., Tkacik, D. S., Saleh, R., Hatch, L. E., Barsanti, K. C., Stockwell, C. E., Yokelson, R. J., Presto, A. A., Robinson, A. L., Sullivan, R. C., and Donahue, N. M. (2019). Production of Secondary Organic Aerosol During Aging of Biomass Burning Smoke From Fresh Fuels and Its Relationship to VOC Precursors. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(6) :3583–3606.
- Akagi, S. K., Yokelson, R. J., Wiedinmyer, C., Alvarado, M. J., Reid, J. S., Karl, T., Crounse, J. D., and Wennberg, P. O. (2011). Emission factors for open and domestic biomass burning for use in atmospheric models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(9) :4039–4072.
- Alexeyev, V., Birdsey, R., and [Editors] (1998). Carbon storage in forests and peatlands of Russia. Technical report.
- Alonso, C. G., Gasmi, T., and Ureña, A. G. (2005). Dial Remote Sensed Ethylene and Ozone-Ethylene Correlation in Presence of Urban NO<sub>x</sub>. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 50(2) :159–169.
- Alvarado, M. J., Logan, J. A., Mao, J., Apel, E., Riemer, D., Blake, D., Cohen, R. C., Min, K.-E., Perring, A. E., Browne, E. C., Wooldridge, P. J., Diskin, G. S., Sachse, G. W., Fuelberg, H., Sessions, W. R., Harrigan, D. L., Huey, G., Liao, J., Case-Hanks, A., Jimenez, J. L., Cubison, M. J., Vay, S. A., Weinheimer, A. J., Knapp, D. J., Montzka, D. D., Flocke, F. M., Pollack, I. B., Wennberg, P. O., Kurten, A., Crounse, J., Clair, J. M. S., Wisthaler, A., Mikoviny, T., Yantosca, R. M., Carouge, C. C., and Sager, P. L. (2010). Nitrogen oxides and PAN in plumes from boreal fires during ARCTAS-B and their impact on ozone : an integrated analysis of aircraft and satellite observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(20) :9739–9760.
- Andreae, M. O. (2019). Emission of trace gases and aerosols from biomass burning – an updated assessment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(13) :8523–8546.
- Andreae, M. O. and Merlet, P. (2001). Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4) :955–966.
- Bates, K. H. and Jacob, D. J. (2019). A new model mechanism for atmospheric oxidation of isoprene : global effects on oxidants, nitrogen oxides, organic products, and secondary organic aerosol. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(14) :9613–9640.



- Bates, K. H., Jacob, D. J., Wang, S., Hornbrook, R. S., Apel, E. C., Kim, M. J., Millet, D. B., Wells, K. C., Chen, X., Brewer, J. F., Ray, E. A., Commane, R., Diskin, G. S., and Wofsy, S. C. (2021). The global budget of atmospheric methanol : New constraints on secondary, oceanic, and terrestrial sources. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 126(4).
- BC Wildfire Service (2007). <https://www2.gov.bc.ca/gov/content/safety/wildfire-status/about-bcws/wildfire-history/wildfire-season-summary>, Consulté le : 2021-5-12.
- Borsdorff, T., aan de Brugh, J., Hu, H., Hasekamp, O., Sussmann, R., Rettinger, M., Hase, F., Gross, J., Schneider, M., Garcia, O., Stremme, W., Grutter, M., Feist, D. G., Arnold, S. G., Mazière, M. D., Sha, M. K., Pollard, D. F., Kiel, M., Roehl, C., Wennberg, P. O., Toon, G. C., and Landgraf, J. (2018). Mapping carbon monoxide pollution from space down to city scales with daily global coverage. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(10) :5507–5518.
- Boulanger, Y., Gauthier, S., and Burton, P. J. (2014). A refinement of models projecting future canadian fire regimes using homogeneous fire regime zones. *Canadian Journal of Forest Research*, 44(4) :365–376.
- Bouwman, A. F., Lee, D. S., Asman, W. A. H., Dentener, F. J., Hoek, K. W. V. D., and Olivier, J. G. J. (1997). A global high-resolution emission inventory for ammonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 11(4) :561–587.
- Burgos, M., Mateos, D., Cachorro, V., Toledano, C., de Frutos, A., Calle, A., Herguedas, A., and Marcos, J. (2018). An analysis of high fine aerosol loading episodes in north-central Spain in the summer 2013 - Impact of Canadian biomass burning episode and local emissions. *Atmospheric Environment*, 184 :191–202.
- Chan, K. M. and Wood, R. (2013). The seasonal cycle of planetary boundary layer depth determined using COSMIC radio occultation data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(22) :12,422–12,434.
- Chebbi, A. and Carlier, P. (1996). Carboxylic acids in the troposphere, occurrence, sources, and sinks : A review. *Atmospheric Environment*, 30(24) :4233–4249.
- Clarisse, L., Damme, M. V., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2019). Tracking down global point sources with wind-adjusted superresolution. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(10) :5457–5473.
- Clarisse, L., Fromm, M., Ngadi, Y., Emmons, L., Clerbaux, C., Hurtmans, D., and Coheur, P.-F. (2011a). Intercontinental transport of anthropogenic sulfur dioxide and other pollutants : An infrared remote sensing case study. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- Clarisse, L., R'Honi, Y., Coheur, P.-F., Hurtmans, D., and Clerbaux, C. (2011b). Thermal infrared nadir observations of 24 atmospheric gases. *Geophysical Research Letters*, 38(10).
- Clerbaux, C., Boynard, A., Clarisse, L., George, M., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Hurtmans, D., Pommier, M., Razavi, A., Turquety, S., Wespes, C., and Coheur, P.-F. (2009). Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(16) :6041–6054.
- CNFD (2021). Canadian National Fire Database. <https://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/ha/nfdb>. consulté le : 2021-05-20.

- Coheur, P.-F., Clarisse, L., Turquety, S., Hurtmans, D., and Clerbaux, C. (2009). IASI measurements of reactive trace species in biomass burning plumes. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(15) :5655–5667.
- Crowther, T. W., Glick, H. B., Covey, K. R., Bettigole, C., Maynard, D. S., Thomas, S. M., Smith, J. R., Hintler, G., Duguid, M. C., Amatulli, G., Tuanmu, M.-N., Jetz, W., Salas, C., Stam, C., Piotto, D., Tavani, R., Green, S., Bruce, G., Williams, S. J., Wisser, S. K., Huber, M. O., Hengeveld, G. M., Nabuurs, G.-J., Tikhonova, E., Borchardt, P., Li, C.-F., Powrie, L. W., Fischer, M., Hemp, A., Homeier, J., Cho, P., Vibrans, A. C., Umunay, P. M., Piao, S. L., Rowe, C. W., Ashton, M. S., Crane, P. R., and Bradford, M. A. (2015). Mapping tree density at a global scale. *Nature*, 525(7568) :201–205.
- de Groot, W. J., Cantin, A. S., Flannigan, M. D., Soja, A. J., Gowman, L. M., and Newbery, A. (2013). A comparison of Canadian and Russian boreal forest fire regimes. *Forest Ecology and Management*, 294 :23–34.
- De Longueville, H., Clarisse, L., Whitburn, S., Franco, B., Bauduin, S., Clerbaux, C., Camy-Peyret, C., and Coheur, P.-F. (2021). Identification of Short and Long-Lived Atmospheric Trace Gases From IASI Space Observations. *Geophysical Research Letters*, 48(5).
- Deluca, T. H. and Boisvenue, C. (2012). Boreal forest soil carbon : distribution, function and modelling. *Forestry*, 85(2) :161–184.
- Dolan, W., Payne, V. H., Kulawik, S. S., and Bowman, K. W. (2016). Satellite observations of ethylene (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>) from the Aura Tropospheric Emission Spectrometer : A scoping study. *Atmospheric Environment*, 141 :388–393.
- Duflot, V., Wespes, C., Clarisse, L., Hurtmans, D., Ngadi, Y., Jones, N., Paton-Walsh, C., Hadji-Lazaro, J., Vigouroux, C., Mazière, M. D., Metzger, J.-M., Mahieu, E., Servais, C., Hase, F., Schneider, M., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2015). Acetylene (C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>) and hydrogen cyanide (HCN) from IASI satellite observations : global distributions, validation, and comparison with model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(18) :10509–10527.
- Erismann, J. W., Galloway, J. N., Seitzinger, S., Bleeker, A., Dise, N. B., Petrescu, A. M. R., Leach, A. M., and de Vries, W. (2013). Consequences of human modification of the global nitrogen cycle. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, 368(1621) :20130116.
- European Commission, E. (2021). *The Boreal Region*, <https://ec.europa.eu/environment/nature/natura2000/biogeoregions/boreal/>, Consulté le : 10/04/21.
- Fall, R. and Benson, A. A. (1996). Leaf methanol — the simplest natural product from plants. *Trends in Plant Science*, 1(9) :296–301.
- Fischer, E. V., Jacob, D. J., Yantosca, R. M., Sulprizio, M. P., Millet, D. B., Mao, J., Paulot, F., Singh, H. B., Roiger, A., Ries, L., Talbot, R., Dzepina, K., and Deolal, S. P. (2014). Atmospheric peroxyacetyl nitrate (PAN) : a global budget and source attribution. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(5) :2679–2698.
- Fischer, E. V., Jaffe, D. A., and Weatherhead, E. C. (2011). Free tropospheric peroxyacetyl nitrate (PAN) and ozone at mount bachelor : potential causes of variability and timescale for trend detection. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(12) :5641–5654.

- Folberth, G. A., Hauglustaine, D. A., Lathi re, J., and Brocheton, F. (2006). Interactive chemistry in the Laboratoire de M t eorologie Dynamique general circulation model : model description and impact analysis of biogenic hydrocarbons on tropospheric chemistry. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(8) :2273–2319.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. A., and Bernsten, T. (2007). *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Dans : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge Univeristy Press.
- Franco, B., Blumenstock, T., Cho, C., Clarisse, L., Clerbaux, C., Coheur, P.-F., Mazière, M. D., Smedt, I. D., Dorn, H.-P., Emmerichs, T., Fuchs, H., Gkatzelis, G., Griffith, D. W. T., Gromov, S., Hannigan, J. W., Hase, F., Hohaus, T., Jones, N., Kerkweg, A., Kiendler-Scharr, A., Lutsch, E., Mahieu, E., Novelli, A., Ortega, I., Paton-Walsh, C., Pommier, M., Pozzer, A., Reimer, D., Rosanka, S., Sander, R., Schneider, M., Strong, K., Tillmann, R., Roozendael, M. V., Vereecken, L., Vigouroux, C., Wahner, A., and Taraborrelli, D. (2021). Ubiquitous atmospheric production of organic acids mediated by cloud droplets. *Nature*, 593(7858) :233–237.
- Franco, B., Clarisse, L., Stavrakou, T., M ller, J.-F., Damme, M. V., Whitburn, S., Hadji-Lazaro, J., Hurtmans, D., Taraborrelli, D., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2018). A General Framework for Global Retrievals of Trace Gases From IASI : Application to Methanol, Formic Acid, and PAN. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(24).
- Franco, B., Clarisse, L., Stavrakou, T., M ller, J.-F., Taraborrelli, D., Hadji-Lazaro, J., Hannigan, J. W., Hase, F., Hurtmans, D., Jones, N., Lutsch, E., Mahieu, E., Ortega, I., Schneider, M., Strong, K., Vigouroux, C., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2020). Spaceborne Measurements of Formic and Acetic Acids : A Global View of the Regional Sources. *Geophysical Research Letters*, 47(4).
- George, M., Clerbaux, C., Bouarar, I., Coheur, P.-F., Deeter, M. N., Edwards, D. P., Francis, G., Gille, J. C., Hadji-Lazaro, J., Hurtmans, D., Inness, A., Mao, D., and Worden, H. M. (2015). An examination of the long-term CO records from MOPITT and IASI : comparison of retrieval methodology. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(10) :4313–4328.
- Giglio, L., Descloitres, J., Justice, C. O., and Kaufman, Y. J. (2003). An Enhanced Contextual Fire Detection Algorithm for MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 87(2-3) :273–282.
- Gorham, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming. *Ecological Applications*, 1(2) :182–195.
- Government of Canada (2021). Wildland Fire Evacuations, <https://www.nrcan.gc.ca/climate-change/impacts-adaptations/climate-change-impacts-forests/forest-change-indicators/wildland-fire-evacuations/>, Consulté le : 15/05/21.
- Grutter, M., Glatthor, N., Stiller, G. P., Fischer, H., Grabowski, U., H pfner, M., Kellmann, S., Linden, A., and von Clarmann, T. (2010). Global distribution and variability of formic acid as observed by MIPAS-ENVISAT. *Journal of Geophysical Research*, 115(D10).
- Hall, J. V., Loboda, T. V., Giglio, L., and McCarty, G. W. (2016). A MODIS-based burned area assessment for Russian croplands : Mapping requirements and challenges. *Remote Sensing of Environment*, 184 :506–521.

- Hatch, L. E., Luo, W., Pankow, J. F., Yokelson, R. J., Stockwell, C. E., and Barsanti, K. C. (2015). Identification and quantification of gaseous organic compounds emitted from biomass burning using two-dimensional gas chromatography–time-of-flight mass spectrometry. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(4) :1865–1899.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730) :1999–2049.
- Holloway, A. M. and Wayne, R. P. (2010). *Atmospheric Chemistry*. RSC Publishing.
- Hu, Y., Christensen, E., Restuccia, F., and Rein, G. (2019). Transient gas and particle emissions from smouldering combustion of peat. *Proceedings of the Combustion Institute*, 37(3) :4035–4042.
- Hu, Y., Fernandez-Anez, N., Smith, T. E. L., and Rein, G. (2018). Review of emissions from smouldering peat fires and their contribution to regional haze episodes. *International Journal of Wildland Fire*, 27(5) :293.
- Hugelius, G., Loisel, J., Chadburn, S., Jackson, R. B., Jones, M., MacDonald, G., Marushchak, M., Olefeldt, D., Packalen, M., Siewert, M. B., Treat, C., Turetsky, M., Voigt, C., and Yu, Z. (2020). Large stocks of peatland carbon and nitrogen are vulnerable to permafrost thaw. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(34) :20438–20446.
- Inventaire Forestier National du Canada (2021). <https://nfi.nfis.org/fr>, Consulté le : 24/04/21.
- Jacob, D. J. (1999). *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press.
- Jacob, D. J. (2005). Global budget of methanol : Constraints from atmospheric observations. *Journal of Geophysical Research*, 110(D8).
- Jiang, Z., Worden, J. R., Worden, H., Deeter, M., Jones, D. B. A., Arellano, A. F., and Henze, D. K. (2017). A 15-year record of CO emissions constrained by MOPITT CO observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(7) :4565–4583.
- Justice, C. O., Giglio, L., Korontzi, S., Owens, J., Morisette, J. T., Roy, D., Descloitres, J., Alleaume, S., Petitcolin, F., and Kaufman, Y. (2002). The MODIS fire products. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2) :244–262.
- Kaufman, Y. J., Justice, C. O., Flynn, L. P., Kendall, J. D., Prins, E. M., Giglio, L., Ward, D. E., Menzel, W. P., and Setzer, A. W. (1998). Potential global fire monitoring from EOS-MODIS. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103(D24) :32215–32238.
- Kerzenmacher, T., Dils, B., Kumps, N., Blumenstock, T., Clerbaux, C., Coheur, P.-F., Demoulin, P., García, O., George, M., Griffith, D. W. T., Hase, F., Hadji-Lazarou, J., Hurtmans, D., Jones, N., Mahieu, E., Notholt, J., Paton-Walsh, C., Raffalski, U., Ridder, T., Schneider, M., Servais, C., and Mazière, M. D. (2012). Validation of IASI FORLI carbon monoxide retrievals using FTIR data from NDACC. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(11) :2751–2761.

- Khan, M. A. H., Lyons, K., Chhantyal-Pun, R., McGillen, M. R., Caravan, R. L., Taatjes, C. A., Orr-Ewing, A. J., Percival, C. J., and Shallcross, D. E. (2018). Investigating the Tropospheric Chemistry of Acetic Acid Using the Global 3-D Chemistry Transport Model, STOCHEM-CRI. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(11) :6267–6281.
- Khaykin, S. M., Godin-Beekmann, S., Hauchecorne, A., Pelon, J., Ravetta, F., and Keckhut, P. (2018). Stratospheric Smoke With Unprecedentedly High Backscatter Observed by Lidars Above Southern France. *Geophysical Research Letters*, 45(3) :1639–1646.
- Kirchmeier-Young, M. C., Gillett, N. P., Zwiers, F. W., Cannon, A. J., and Anslow, F. S. (2019). Attribution of the Influence of Human-Induced Climate Change on an Extreme Fire Season. *Earth's Future*, 7(1) :2–10.
- Li, H., Väiliranta, M., Mäki, M., Kohl, L., Sannel, A. B. K., Pumpanen, J., Koskinen, M., Bäck, J., and Bianchi, F. (2020). Overlooked organic vapor emissions from thawing Arctic permafrost. *Environmental Research Letters*, 15(10) :104097.
- Li, Q., Jacob, D. J., Bey, I., Yantosca, R. M., Zhao, Y., Kondo, Y., and Notholt, J. (2000). Atmospheric hydrogen cyanide (HCN) : Biomass burning source, ocean sink? *Geophysical Research Letters*, 27(3) :357–360.
- Li, Q., Palmer, P. I., Pumphrey, H. C., Bernath, P., and Mahieu, E. (2009). What drives the observed variability of HCN in the troposphere and lower stratosphere? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(21) :8531–8543.
- Lobert, J. M., Scharffe, D. H., Hao, W. M., and Crutzen, P. J. (1990). Importance of biomass burning in the atmospheric budgets of nitrogen-containing gases. *Nature*, 346(6284) :552–554.
- Lutsch, E., Strong, K., Jones, D. B. A., Ortega, I., Hannigan, J. W., Dammers, E., Shephard, M. W., Morris, E., Murphy, K., Evans, M. J., Parrington, M., Whitburn, S., Damme, M. V., Clarisse, L., Coheur, P.-F., Clerbaux, C., Croft, B., Martin, R. V., Pierce, J. R., and Fisher, J. A. (2019). Unprecedented Atmospheric Ammonia Concentrations Detected in the High Arctic From the 2017 Canadian Wildfires. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(14) :8178–8202.
- McCarty, J. L., Smith, T. E. L., and Turetsky, M. R. (2020). Arctic fires re-emerging. *Nature Geoscience*, 13(10) :658–660.
- Millet, D. B., Baasandorj, M., Farmer, D. K., Thornton, J. A., Baumann, K., Brophy, P., Chaliyakunnel, S., de Gouw, J. A., Graus, M., Hu, L., Koss, A., Lee, B. H., Lopez-Hilfiker, F. D., Neuman, J. A., Paulot, F., Peischl, J., Pollack, I. B., Ryerson, T. B., Warneke, C., Williams, B. J., and Xu, J. (2015). A large and ubiquitous source of atmospheric formic acid. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(11) :6283–6304.
- Millet, D. B., Jacob, D. J., Custer, T. G., de Gouw, J. A., Goldstein, A. H., Karl, T., Singh, H. B., Sive, B. C., Talbot, R. W., Warneke, C., and Williams, J. (2008). New constraints on terrestrial and oceanic sources of atmospheric methanol. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(23) :6887–6905.
- Mitchell, R. J., Liu, Y., O'Brien, J. J., Elliott, K. J., Starr, G., Miniati, C. F., and Hiers, J. K. (2014). Future climate and fire interactions in the southeastern region of the United States. *Forest Ecology and Management*, 327 :316–326.

- Mohanakumar, K. (2008). *Stratosphere Troposphere Interactions An Introduction*. Springer Netherlands, 1 edition.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (GML) (2021). Manua Loa Observatory, <https://gml.noaa.gov/> Consulté le : 05/05/21.
- Nielsen, T. T. (1999). Characterization of fire regimes in the Experiment for Regional Sources and Sinks of Oxidants (EXPRESSO) Study Area. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D23) :30713–30723.
- Paulot, F., Wunch, D., Crounse, J. D., Toon, G. C., Millet, D. B., DeCarlo, P. F., Vigouroux, C., Deutscher, N. M., Abad, G. G., Notholt, J., Warneke, T., Hannigan, J. W., Warneke, C., de Gouw, J. A., Dunlea, E. J., Mazière, M. D., Griffith, D. W. T., Bernath, P., Jimenez, J. L., and Wennberg, P. O. (2011). Importance of secondary sources in the atmospheric budgets of formic and acetic acids. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(5) :1989–2013.
- Peterson, D. A., Campbell, J. R., Hyer, E. J., Fromm, M. D., Kablick, G. P., Cossuth, J. H., and DeLand, M. T. (2018). Wildfire-driven thunderstorms cause a volcano-like stratospheric injection of smoke. *Climate and Atmospheric Science*, 1(1).
- Petty, G. W. (2006). *A First Course In Atmospheric Radiation*. Sundog Publishing, 2nd edition.
- Potapov, P., Hansen, M. C., Stehman, S. V., Loveland, T. R., and Pittman, K. (2008). Combining MODIS and Landsat imagery to estimate and map boreal forest cover loss. *Remote Sensing of Environment*, 112(9) :3708–3719.
- R'Honi, Y., Clarisse, L., Clerbaux, C., Hurtmans, D., Dufлот, V., Turquety, S., Ngadi, Y., and Coheur, P.-F. (2013). Exceptional emissions of NH<sub>3</sub> and HCOOH in the 2010 Russian wildfires. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(8) :4171–4181.
- Roberts, J. M. (2007). *Volatile Organic Compounds in the Atmosphere*, chapter Pan and related compounds. Blackwell Publishing.
- Rosanka, S., Franco, B., Clarisse, L., Coheur, P.-F., Wahner, A., and Taraborrelli, D. (2020). Organic pollutants from tropical peatland fires : regional influences and its impact on lower stratospheric ozone.
- Rozante, J., Rozante, V., Alvim, D. S., Manzi, A. O., Chiquetto, J. B., D'Amelio, M. S., and Moreira, D. (2017). Variations of Carbon Monoxide Concentrations in the Megacity of São Paulo from 2000 to 2015 in Different Time Scales. *Atmosphere*, 8(12) :81.
- Schoennagel, T., Balch, J. K., Brenkert-Smith, H., Dennison, P. E., Harvey, B. J., Krawchuk, M. A., Mietkiewicz, N., Morgan, P., Moritz, M. A., Rasker, R., Turner, M. G., and Whitlock, C. (2017). Adapt to more wildfire in western North American forests as climate changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(18) :4582–4590.
- Scholten, R. C., Jandt, R., Miller, E. A., Rogers, B. M., and Veraverbeke, S. (2021). Overwintering fires in boreal forests. *Nature*, 593(7859) :399–404.
- Schuur, E. A. G., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., Hagemann, S., Kuhry, P., Laflleur, P. M., Lee, H., Mazhitova, G., Nelson, F. E., Rinke, A.,

- Romanovsky, V. E., Shiklomanov, N., Tarnocai, C., Venevsky, S., Vogel, J. G., and Zimov, S. A. (2008). Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change : Implications for the Global Carbon Cycle. *BioScience*, 58(8) :701–714.
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C. D., Kuhry, P., Lawrence, D. M., Natali, S. M., Olefeldt, D., Romanovsky, V. E., Schaefer, K., Turetsky, M. R., Treat, C. C., and Vonk, J. E. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546) :171–179.
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (2016). *Atmospheric Chemistry and Physics : From Air Pollution to Climate Change*.
- Sheel, V., Sahu, L. K., Kajino, M., Deushi, M., Stein, O., and Nedelec, P. (2014). Seasonal and interannual variability of carbon monoxide based on MOZAIC observations, MACC reanalysis, and model simulations over an urban site in India. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(14) :9123–9141.
- Shvidenko, A. and Nilsson, S. (2002). Dynamics of Russian Forests and the Carbon Budget in 1961–1998 : An Assessment Based on Long-Term Forest Inventory Data. *Climatic Change*, 55(1/2) :5–37.
- Stavrakou, T., Guenther, A., Razavi, A., Clarisse, L., Clerbaux, C., Coheur, P.-F., Hurtmans, D., Karagulian, F., Mazière, M. D., Vigouroux, C., Amelynck, C., Schoon, N., Laffineur, Q., Heinesch, B., Aubinet, M., Rinsland, C., and Müller, J.-F. (2011). First space-based derivation of the global atmospheric methanol emission fluxes. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(10) :4873–4898.
- Stephens, S. L., Burrows, N., Buyantuyev, A., Gray, R. W., Keane, R. E., Kubian, R., Liu, S., Seijo, F., Shu, L., Tolhurst, K. G., and van Wagtenonk, J. W. (2014). Temperate and boreal forest mega-fires : characteristics and challenges. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 12(2) :115–122.
- Stocks, B. and Martell, D. L. (2016). Forest fire management expenditures in Canada : 1970–2013. *The Forestry Chronicle*, 92(03) :298–306.
- Sze, N. (1977). Anthropogenic CO Emissions : Implications for the Atmospheric CO-OH-CH<sub>4</sub> Cycle. *Science*, 195(4279) :673–675.
- Té, Y., Jeseck, P., Franco, B., Mahieu, E., Jones, N., Paton-Walsh, C., Griffith, D. W. T., Buchholz, R. R., Hadji-Lazaro, J., Hurtmans, D., and Janssen, C. (2016). Seasonal variability of surface and column carbon monoxide over the megacity Paris, high-altitude Jungfraujoch and Southern Hemispheric Wollongong stations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(17) :10911–10925.
- Tie, X., Guenther, A., and Holland, E. (2003). Biogenic methanol and its impacts on tropospheric oxidants. *Geophysical Research Letters*, 30(17).
- Tyndall, G. S., Cox, R. A., Granier, C., Lesclaux, R., Moortgat, G. K., Pilling, M. J., Ravishankara, A. R., and Wallington, T. J. (2001). Atmospheric chemistry of small organic peroxy radicals. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D11) :12157–12182.
- U. S. Environmental Protection Agency (1976). Assessment Of Acetylene As A Potential Air Pollution Problem.

- Urbanski, S. P., Hao, W. M., and Nordgren, B. (2011). The wildland fire emission inventory : western United States emission estimates and an evaluation of uncertainty. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(24) :12973–13000.
- Van Damme, M., Clarisse, L., Whitburn, S., Hadji-Lazaro, J., Hurtmans, D., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2018). Industrial and agricultural ammonia point sources exposed. *Nature*, 564(7734) :99–103.
- Van Damme, M., Whitburn, S., Clarisse, L., Clerbaux, C., Hurtmans, D., and Coheur, P.-F. (2017). Version 2 of the IASI NH<sub>3</sub>neural network retrieval algorithm : near-real-time and reanalysed datasets. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(12) :4905–4914.
- Veraverbeke, S., Rogers, B. M., Goulden, M. L., Jandt, R. R., Miller, C. E., Wiggins, E. B., and Randerson, J. T. (2017). Lightning as a major driver of recent large fire years in North American boreal forests. *Nature Climate Change*, 7(7) :529–534.
- Viatte, C., Strong, K., Walker, K. A., and Drummond, J. R. (2014). Five years of CO, HCN, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, CH<sub>3</sub>OH, HCOOH and H<sub>2</sub>CO total columns measured in the Canadian high Arctic. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(6) :1547–1570.
- Walker, J. C., Dudhia, A., and Carboni, E. (2011). An effective method for the detection of trace species demonstrated using the MetOp Infrared Atmospheric Sounding Interferometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(8) :1567–1580.
- Wang, S., Nan, J., Shi, C., Fu, Q., Gao, S., Wang, D., Cui, H., Saiz-Lopez, A., and Zhou, B. (2015). Atmospheric ammonia and its impacts on regional air quality over the megacity of Shanghai, China. *Scientific Reports*, 5(1).
- Wang, T. (2003). Chemical characterization of the boundary layer outflow of air pollution to Hong Kong during February–April 2001. *Journal of Geophysical Research*, 108(D20).
- Wang, Y., Logan, J. A., and Jacob, D. J. (1998). Global simulation of tropospheric O<sub>3</sub>-NO<sub>x</sub>-hydrocarbon chemistry : 2. Model evaluation and global ozone budget. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103(D9) :10727–10755.
- Warneke, C., Bahreini, R., Brioude, J., Brock, C. A., de Gouw, J. A., Fahey, D. W., Froyd, K. D., Holloway, J. S., Middlebrook, A., Miller, L., Montzka, S., Murphy, D. M., Peischl, J., Ryerson, T. B., Schwarz, J. P., Spackman, J. R., and Veres, P. (2009). Biomass burning in Siberia and Kazakhstan as an important source for haze over the Alaskan Arctic in april 2008. *Geophysical Research Letters*, 36(2).
- Wentworth, G. R., abeba Aklilu, Y., Landis, M. S., and Hsu, Y.-M. (2018). Impacts of a large boreal wildfire on ground level atmospheric concentrations of PAHs, VOCs and ozone. *Atmospheric Environment*, 178 :19–30.
- Whitburn, S., Van Damme, M., Clarisse, L., Bauduin, S., Heald, C. L., Hadji-Lazaro, J., Hurtmans, D., Zondlo, M. A., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2016a). A flexible and robust neural network IASI-NH<sub>3</sub>retrieval algorithm. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(11) :6581–6599.
- Whitburn, S., Van Damme, M., Clarisse, L., Hurtmans, D., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2017). IASI-derived NH<sub>3</sub> enhancement ratios relative to CO for the tropical biomass burning regions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(19) :12239–12252.



- Whitburn, S., Van Damme, M., Clarisse, L., Turquety, S., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2016b). Doubling of annual ammonia emissions from the peat fires in Indonesia during the 2015 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 43(20) :11,007–11,014.
- Whitburn, S., Van Damme, M., Kaiser, J., van der Werf, G., Turquety, S., Hurtmans, D., Clarisse, L., Clerbaux, C., and Coheur, P.-F. (2015). Ammonia emissions in tropical biomass burning regions : Comparison between satellite-derived emissions and bottom-up fire inventories. *Atmospheric Environment*, 121 :42–54.
- Wiedinmyer, C., Akagi, S. K., Yokelson, R. J., Emmons, L. K., Al-Saadi, J. A., Orlando, J. J., and Soja, A. J. (2011). The Fire INventory from NCAR (FINN) : a high resolution global model to estimate the emissions from open burning. *Geoscientific Model Development*, 4(3) :625–641.
- Witze, A. (2020). The Arctic is burning like never before — and that’s bad news for climate change. *Nature*, 585(7825) :336–337.
- World Meteorological Organization (2020). *State of the Global Climate 2020*. Number 1264.
- Wotton, B. M. and Flannigan, M. D. (1993). Length of the fire season in a changing climate. *The Forestry Chronicle*, 69(2) :187–192.
- Xiao, Y., Jacob, D. J., and Turquety, S. (2007). Atmospheric acetylene and its relationship with CO as an indicator of air mass age. *Journal of Geophysical Research*, 112(D12).
- Yamanouchi, S., Strong, K., Colebatch, O., Conway, S., Jones, D. B. A., Lutsch, E., and Roche, S. (2021). Atmospheric trace gas trends obtained from FTIR column measurements in Toronto, Canada from 2002-2019. *Environmental Research Communications*, 3(5) :051002.
- Yamanouchi, S., Strong, K., Lutsch, E., and Jones, D. B. A. (2020). Detection of HCOOH, CH<sub>3</sub>OH, CO, HCN, and C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> in Wildfire Plumes Transported Over Toronto Using Ground-Based FTIR Measurements From 2002–2018. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(16).
- Yin, Y., Ciais, P., Chevallier, F., van der Werf, G. R., Fanin, T., Broquet, G., Boesch, H., Cozic, A., Hauglustaine, D., Szopa, S., and Wang, Y. (2016). Variability of fire carbon emissions in equatorial Asia and its nonlinear sensitivity to El Niño. *Geophysical Research Letters*, 43(19) :10,472–10,479.
- Yokelson, R. J., Crouse, J. D., DeCarlo, P. F., Karl, T., Urbanski, S., Atlas, E., Campos, T., Shinozuka, Y., Kapustin, V., Clarke, A. D., Weinheimer, A., Knapp, D. J., Montzka, D. D., Holloway, J., Weibring, P., Flocke, F., Zheng, W., Toohey, D., Wennberg, P. O., Wiedinmyer, C., Mauldin, L., Fried, A., Richter, D., Walega, J., Jimenez, J. L., Adachi, K., Buseck, P. R., Hall, S. R., and Shetter, R. (2009). Emissions from biomass burning in the Yucatan. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(15) :5785–5812.
- Young, P. J., Archibald, A. T., Bowman, K. W., Lamarque, J.-F., Naik, V., Stevenson, D. S., Tilmes, S., Voulgarakis, A., Wild, O., Bergmann, D., Cameron-Smith, P., Cionni, I., Collins, W. J., Dalsøren, S. B., Doherty, R. M., Eyring, V., Faluvegi, G., Horowitz, L. W., Josse, B., Lee, Y. H., MacKenzie, I. A., Nagashima, T., Plummer, D. A., Righi, M., Rumbold, S. T., Skeie, R. B., Shindell, D. T., Strode, S. A., Sudo, K., Szopa, S., and Zeng, G. (2013). Pre-industrial to end 21st century projections of tropospheric ozone from the Atmospheric

- Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(4) :2063–2090.
- Zheng, B., Chevallier, F., Ciais, P., Yin, Y., Deeter, M. N., Worden, H. M., Wang, Y., Zhang, Q., and He, K. (2018a). Rapid decline in carbon monoxide emissions and export from East Asia between years 2005 and 2016. *Environmental Research Letters*, 13(4) :044007.
- Zheng, B., Chevallier, F., Ciais, P., Yin, Y., and Wang, Y. (2018b). On the Role of the Flaming to Smoldering Transition in the Seasonal Cycle of African Fire Emissions. *Geophysical Research Letters*, 45(21) :11,998–12,007.
- Zheng, B., Chevallier, F., Yin, Y., Ciais, P., Fortems-Cheiney, A., Deeter, M. N., Parker, R. J., Wang, Y., Worden, H. M., and Zhao, Y. (2019). Global atmospheric carbon monoxide budget 2000–2017 inferred from multi-species atmospheric inversions. *Earth System Science Data*, 11(3) :1411–1436.