

Evaluation de la sensibilité de l'instrument FCI à bord du nouveau satellite Meteosat Troisième Génération imageur (MTG-I) aux variations de la quantité d'aérosols d'origine désertique dans l'atmosphère

Youva Aoun

▶ **To cite this version:**

Youva Aoun. Evaluation de la sensibilité de l'instrument FCI à bord du nouveau satellite Meteosat Troisième Génération imageur (MTG-I) aux variations de la quantité d'aérosols d'origine désertique dans l'atmosphère. Océan, Atmosphère. Université Paris sciences et lettres, 2016. Français. NNT : 2016PSLEM030 . tel-01613161

HAL Id: tel-01613161
https://pastel.hal.science/tel-01613161

Submitted on 9 Oct 2017

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

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

THÈSE DE DOCTORAT

de l'Université de recherche Paris Sciences et Lettres
PSL Research University

Préparée à MINES ParisTech

Evaluation de la sensibilité de l'instrument FCI à bord du nouveau satellite Meteosat Troisième Génération imageur (MTG-I) aux variations de la quantité d'aérosols d'origine désertique dans l'atmosphère

Ecole doctorale n°432

SCIENCES DES METIERS DE L'INGENIEUR

Spécialité ENERGETIQUE ET PROCEDES

COMPOSITION DU JURY:

M. Stephane ALFARO
Professeur, Université Paris-Est Créteil, Rapporteur

M. Malik CHAMI
Professeur, UPMC, Rapporteur

M. Stéphane JACQUEMOUD
Professeur, Université Paris Diderot-IPGP, Président du jury

M. Jean-Philippe GASTELLU-ETCHEGORRY
Professeur, CESBIO, Examinateur

M. Donny AMINOU
Docteur, European Space Agency ESA/ESTEC, Examinateur

Mme Marine CLAEYMAN
Docteur, Thales Alenia Space, Examinatrice

M. Philippe BLANC
Professeur, Mines ParisTech, Examinateur

M. Lucien WALD
Professeur, Mines ParisTech, Examinateur

Soutenue par Youva AOUN

le 19 septembre 2016

Dirigée par **Lucien WALD**

Philippe BLANC

MINES ParisTech | PSL RESEARCH UNIVERSITY PARIS

Remerciements

Tout d'abord, un énorme merci à mon directeur de thèse, Lucien Wald. Tu m'as donné ma chance à un moment où je doutais beaucoup de mes capacités. Tu m'as fait confiance. Tu m'as guidé. Tu m'as permis de me familiariser avec énormément de sujets différents, de l'estimation du rayonnent solaire à l'administration d'un projet européen. Tu m'as lancé un défi : terminer ma thèse en moins de 3 ans. J'ai réussi, grâce à toi, à répondre à ce défi puisque j'ai soutenu 11 jours avant l'anniversaire de mes 3 ans de thèse.

Merci à Philippe pour tous tes conseils, tes cours, ton code non commenté qui m'a permis malgré tout, d'améliorer ma compréhension de Matlab et comme tu le dis si souvent : « Matlab, c'est la vie ! ». Merci pour ta patience, ta générosité, pour les soirées Kaamelott et pour m'avoir donné l'opportunité de faire de la vulgarisation dans une école primaire. Merci à Clara aussi en passant ^^.

Merci à Stéphane Alfaro pour ses conseils éclairés sur mes travaux de thèse depuis les débuts. Merci pour les bières aussi et merci pour m'avoir rendu bouche bée à la gare de Lyon. Ce fut un plaisir de travailler et d'échanger avec toi. J'espère que l'on continuera.

Merci à Malik Chami pour tous ses commentaires, ses questions pertinentes et ses conseils. Grace toi, j'ai aussi pu apprendre beaucoup de chose sur les CTR à l'atelier Trattoria, ce qui m'a permis d'écrire un chapitre entier de ma thèse et en plus on y a très bien mangé.

Merci à Stéphane Jacquemoud, Dony Aminou, Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry et Marine Claeyman pour avoir accepté de juger ma thèse et pour toutes vos questions et remarques pertinentes.

Je remercie Thales Alenia Space et la région Provence Alpes Côte d'Azur qui ont financé cette thèse.

Au sein de TAS, je remercie particulièrement Sandrine Mathieu, Marine Claeyman pour leur encadrement, leurs conseils et commentaires sur mes travaux de thèse. Je remercie aussi toutes les personnes qui ont contribué par leurs conseils, leurs remarques et les données qu'elles m'ont transmises et qui ont permis de produire les résultats inscrits dans ce document de thèse.

Un énorme merci à toute l'équipe O.I.E pour ces trois années passées ici au sein d'une équipe qui m'a accueilli comme un membre de la famille. La salle café, c'est le rendez-vous des amis où on discute de tous : des *nutscape* de Lionel aux films de série Z de Philippe en passant par les conquêtes de William, le swell de Jean, les trolls de Benoit, les plongées de Mireille, l'huile d'olive d'Isabelle, le rapport annuel de Roseline, le bricolage de Lucien, Sandra, Roseline, Paula, Pierre, Magali…

Merci à Thierry pour les conseils, les remarques, les coups de main comme les coups de gueule (promis je ne recommencerai pas sauf si c'est nécessaire ^^).

Merci à Etienne, Laurent, Claire, Mathilde, Alexandre et Robin de Transvalor innovation pour les discussions, les conseils et les blagues.

Merci à Zhipeng Qu, William Wandji Nyamsi, Marc « C3PO » Bengulescu, Marc « le breton » Cloarec, Loic « le doctorant caché » Vallance, Yehia Eissa, Bastien Cassard. Les doctorants et les stagiaires de O.I.E. qui ont tous été d'un grand soutien, toujours prêt à faire des pauses pour relâcher la pression, refaire le monde ou simplement déconner sur la passerelle !

Merci à Abel Aoun, mon stagiaire et surtout mon petit frère, pour avoir été un stagiaire génial qui m'a beaucoup appris et qui m'a permis de me faire une expérience d'encadrement. OVSIS est génial et tu as fait un super boulot (même si on n'a pas pu l'utiliser).

Merci à ceux sans qui je ne serais pas là (eh oui) : mes parents qui m'ont fait et qui m'ont donné les bases de la réflexion scientifique. Je leur doit tout et leur rendrai au centuple ce qu'ils m'ont offert. Un message important pour mon oncle Madjid Aoun qui n'a pas pu assister à ma soutenance : « ça y est tonton je suis un savon !!! ». Merci à ma frangine Lydia Aoun pour m'avoir permis d'appliquer mes cours de management et pour toute l'aide avant, pendant et après la soutenance.

Je tenais à avoir une pensée émue pour ma grand-mère Nadia Oboda aventurière partie trop tôt, et pour ses parent Stanislas et Madeleine Oboda héros de la résistance et de mon enfance. Madeleine c'était ma mamie O qui m'a appris que la curiosité était le meilleur de tous les défauts.

Merci à Chris, Romain, Adeline et tous ceux que j'oublie pour m'avoir aidé, soutenu, accueilli et simplement pour avoir été là.

Merci à mon chat, Photon (évidement), pour me rappeler qu'une particule de lumière, c'est un quanta d'énergie qui peut se manifester à tout moment et particulièrement à 3 h du matin (question de probabilité d'absorption/émission et de section efficace sûrement).

La dernière, mais peut être la plus importante de toutes les personnes remerciées ici. Merci à ma princesse Justine de m'avoir accompagnée durant ces trois ans. Merci pour ton soutien de tous les jours, pour tout ce que tu as fait pour moi et pour tout ce qui a fait que j'ai survécu à cette expérience. Je suis certain que si tu n'avais pas été là, je n'aurais pas pu mener à bien cette thèse. D'ailleurs je pense qu'elle est un peu à toi aussi. Tu es devenue durant cette thèse ma pacsounette et je suis le plus heureux des hommes de t'avoir à mes côtés.

Table des matières

Chapitre I. Introduction 9

1. Contexte 10

2. Objectif scientifique 16

3. Méthodologie et organisation de la thèse 17

3.1. Choix de l'approche pour la simulation d'images satellites 17

3.2. Choix de l'approche pour l'estimation des capacités de MTG/FCI à détecter les aérosols 17

3.3. Organisation de la thèse 17

Chapitre II. Aérosols désertiques, Observation 19

1. Introduction 20

2. Absorption, diffusion et atténuation du rayonnement solaire dans l'atmosphère 21

2.1. L'absorption 21

2.2. La diffusion 22

2.3. L'atténuation 25

2.4. L'épaisseur optique 25

2.5. Albédo de diffusion simple 27

3. Les aérosols 28

3.1. Les aérosols désertiques 29

3.2. Les propriétés optiques observables des aérosols 30

3.2.1. L'épaisseur optique des aérosols 30

3.2.2. L'exposant d'Ångström 30

3.2.3. Albédo de diffusion simple des aérosols désertiques 31

4. L'observation des aérosols 33

4.1. Le réseau de stations de mesure des aérosols AERONET 33

4.2. Méthodes de mesures 35

4.2.1. Le DSA: *Direct Sun Algorithm* 35

4.2.2. Les données d'inversion 35

4.2.3. Un mot sur le filtre de nuage 36

4.2.4. Etalonnage et qualité des mesures 36
5. Conclusion 37
Chapitre III. Simulateur et validation 39
1. Définition et réalisation du simulateur 40
1.1. Etape 1 : l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère 41
1.2. Etapes 2 et 4 : le transfert radiatif dans l'atmosphère 42
1.3. Etapes 2 et 4 : l'état de l'atmosphère 43
1.4. Etape 3 : la réflexion du sol 44
1.5. Etape 5 : les propriétés optiques de l'instrument 45
1.6. Résumé des différentes composantes et fonctionnement du simulateur 47
2. Validation du simulateur 48
2.1. Méthodologie 48
2.1.1. Acquisition des mesures de MSG/SEVIRI 48
2.1.2. Obtention des vecteurs d'états en entrée du simulateur 49
2.1.3. Sélection des observations correspondant à des cas d'aérosols désertiques ..51
2.1.4. Sélections des instants de ciel clair 52
2.1.5. Correction de l'albédo 54
2.2. Résultats 56
2.2.1. Résultats pour le canal CH01 centré à 635 nm 56
2.2.2. Résultats pour le canal CH02 centré à 810 nm 57
2.3. Discussion des résultats de validation 58
2.3.1. Cas des fortes épaisseurs optiques des aérosols 58
2.3.2. Influence de l'angle solaire zénithal 64
3. Conclusion 66
Chapitre IV. L'analyse globale de sensibilité 67
1. Introduction 68
2. L'analyse de sensibilité 69
2.1. L'analyse de sensibilité locale 69
2.2. L'analyse de sensibilité par criblage 69

2.3. L'analyse de sensibilité globale....70
3. Méthodologie....72
3.1. Estimation des fonctionnelles et des indices de Sobol'....74
4. Validation de la méthode....76
4.1. Validation de la méthode pour le calcul des indices de Sobol'....76
4.2. Evaluation de l'usage des fonctionnelles pour calculer une luminance....78
5. Définition des fonctions de répartition....80
5.1. L'épaisseur optique des aérosols....80
5.2. Albédo....84
5.3. L'ozone....86
5.4. L'angle solaire zénithal....86
5.5. Récapitulatif des valeurs prises par les variables....86
Chapitre V. Résultats....89
1. Mise en œuvre du simulateur en combinaison avec la GSA....90
2. Lecture et interprétation des indices de Sobol'....92
3. Résultat de la GSA....96
3.1. Premier cas d'étude : GSA de la luminance atmosphérique (albédo nul)....96
3.2. Deuxième cas d'étude : poussières désertiques au-dessus du Sahara....97
4. Détectabilité des aérosols désertiques dans chaque canal de FCI....99
4.1. Le bruit de modélisation....99
4.2. Le bruit de mesure instrumental....102
4.3. Limite de détectabilité de $\boldsymbol{\tau}$....103
4.4. Limite de détectabilité de la variation de $\boldsymbol{\tau}$ dans le premier cas d'étude (albédo du sol nul)....104
4.5. Limite de détectabilité de $\boldsymbol{\tau}$ pour un albédo désertique....104
5. Exemple d'application des fonctionnelles dans le contexte d'un algorithme d'estimation des aérosols par imagerie multi-spectrale....105
6. Conclusions....109
Chapitre VI. Conclusions et perspectives....111
1. Objectif de la thèse....112

2. Conclusion sur les capacités du FCI à détecter les aérosols désertiques 113
2.1. Premier cas d'étude : surface d'albédo nul 113
2.2. Deuxième cas d'étude : surface désertique d'albédo élevé.....113
3. Conclusion sur l'utilisation de la GSA pour la conception d'un instrument et d'algorithmes d'inversion.....115
4. Conclusion sur la pertinence de l'approche GSA dans la télédétection : 116
5. Perspectives 117
Référence.....119

Chapitre I. Introduction

“That’s no moon…it’s a space station.”

Lucas G.

1. Contexte

Les systèmes d'observation de la terre dans l'espace sont constitués de satellites qui portent des instruments dont les données sont traitées pour fournir des informations utiles dans divers domaines. Certains instruments ont un champ de vision de plusieurs milliers de kilomètres, comme ceux à bord des satellites en orbite géostationnaire qui se situent à environ 36 000 km d'altitude. Ces satellites tournent autour de la Terre avec une vitesse angulaire correspondant à la vitesse de rotation de la Terre sur elle-même. Ils restent ainsi en permanence au-dessus du même point et peuvent donc suivre l'évolution de la couverture nuageuse, des variables climatiques ou du rayonnement solaire d'une même zone tout au long d'une journée, d'un mois, d'une année, etc. Les instruments à bord de ces satellites météorologiques géostationnaires ont une grande fréquence de prise de vue adaptée aux besoins de suivi d'évènements météorologiques et de leurs prévisions. Par exemple, une image telle que présentée sur la Figure I-1 est acquise toutes les 15 min par l'instrument principal SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*) de la génération actuelle des satellites Meteosat (Meteosat Seconde Génération, MSG).

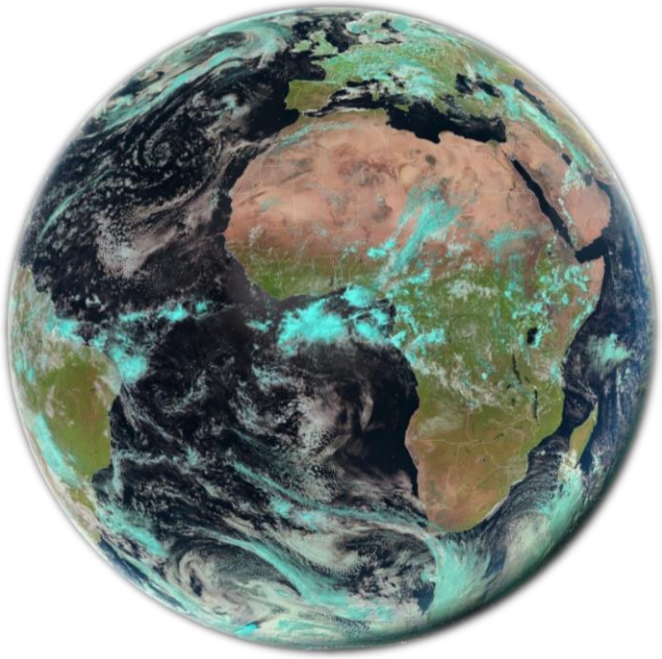


Figure I-1 : Exemple du champ de vue de MSG/SEVIRI « Full-Disc ». Il s'agit d'une composition colorée en couleur naturelle des canaux du visible et proche infrarouge (à 635, 810 et 1640 nm). Les nuages sont représentés en cyan et blanc ; les étendues d'eau sont sombres car interagissant peu avec le rayonnement visible. (14 mai 2014) (Crédit : EUMETSAT).

Les instruments comme SEVIRI, sont sensibles au rayonnement électromagnétique du domaine visible, proche infrarouge et infrarouge thermique. Le rayonnement observé par ces instruments dans la gamme visible et proche infrarouge, est le fruit de plusieurs interactions :

- la réflexion, l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire incident par l'atmosphère et ses constituants dont les aérosols et les nuages,
- la réflexion du rayonnement solaire incident par le sol,
- les interactions entre le rayonnement réfléchi par le sol et l'atmosphère.

Le Soleil émet un rayonnement électromagnétique dont la gamme de longueur d'onde s'étend environ de 250 nm à 4000 nm. Le rayonnement solaire interagit avec les constituants de l'atmosphère lors de son trajet descendant. Ces interactions dépendent des propriétés physico-chimiques de chaque constituant. Elles peuvent être localisées dans une bande de longueur d'onde étroite dans le cas de l'absorption moléculaire, ou étendue dans le cas de la diffusion moléculaire.

Les instruments d'observation de la Terre à bord des satellites Meteosat sont des radiomètres imageurs multi-spectraux constitués de plusieurs détecteurs qui balayent le champ de vue de l'instrument dans plusieurs canaux spectraux. Un instrument multi-spectral permet de faire des observations simultanées dans plusieurs gammes de longueur d'onde. Ces observations permettent de mettre en évidence certains phénomènes atmosphériques, terrestres ou marins, en comparant des observations faites dans les différents canaux.

Par exemple, la Figure I-2 représente deux images prises au même instant par l'instrument VIIRS (*Visible Infrared Imaging Radiometer Suite*) à bord du satellite SNPP (*Suomi National Polar-orbiting Partnership*) pour deux canaux. À gauche, le canal I1, centré à 640 nm, observant dans la partie visible du rayonnement solaire et, à droite, le canal M09, centré à 1378 nm, observant dans le proche infrarouge. Plus la couleur est claire, plus le signal est fort ; le rayonnement solaire réfléchi par la planète (atmosphère et sol) et observé par l'instrument est important. Inversement, le bleu foncé correspond à un signal faible. Le sol est bien plus visible sur le canal I1 que sur M09. La gamme de longueur d'onde dans laquelle M09 mesure, correspond à une bande d'absorption de la vapeur d'eau. Le rayonnement solaire y est absorbé par les molécules d'eau sans être réémis ou réfléchi vers l'instrument. A partir d'une certaine altitude, et selon la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, le rayonnement réfléchi par le sol vers l'instrument spatioporté devient trop faible pour être mesuré par celui-ci et l'influence du sol n'apparaît pas dans l'image. Dans cet exemple, si certains nuages apparaissent dans un canal et non dans l'autre, on peut déduire leur altitude par cette comparaison. On peut ensuite extrapoler certaines propriétés microphysiques et le type de ces nuages. La mesure multi-spectrale permet ainsi de déduire des informations sur l'altitude et sur le type de certains nuages.

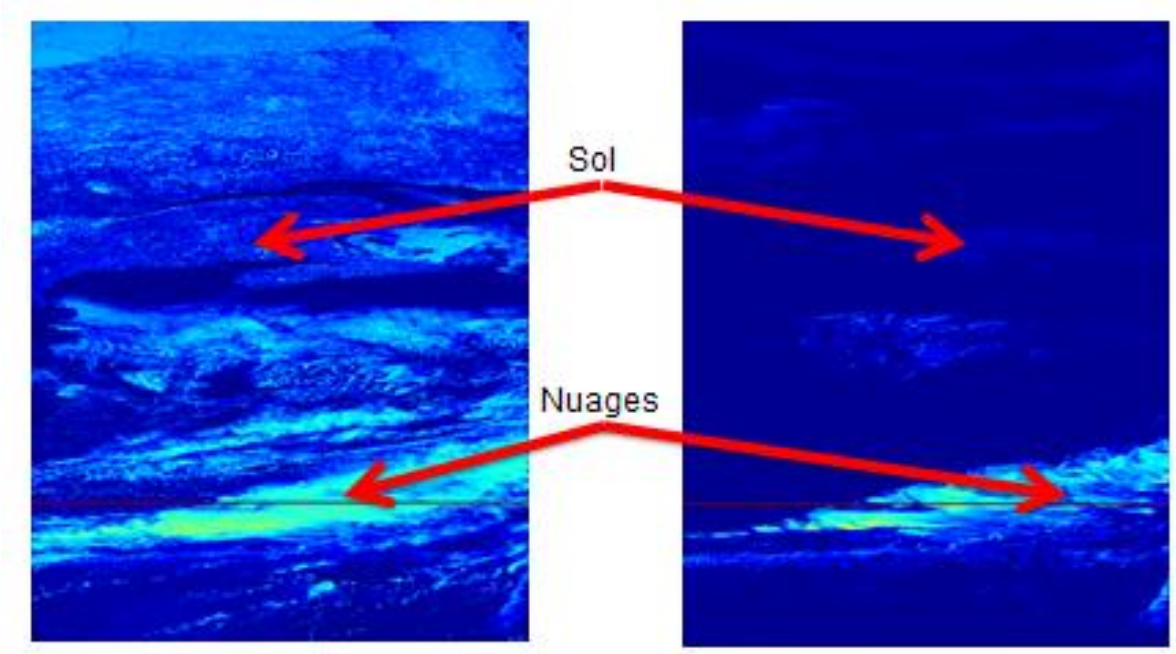


Figure I-2 : Image de SNPP/VIIRS de la côte est de l'Amérique du nord. A gauche, le canal I1 centré à 640 nm, à droite, le canal M09 centré à 1378 nm. La ligne rouge présente dans la partie basse des deux images, correspond à un défaut de l'imageur lors de la prise de vue. L'intensité du signal est représentée par une échelle de couleur. Le bleu foncé correspond à un signal faible, le jaune à un signal fort. Prise de vue faite le 24/03/2015 à 17 :05 TU.

Comme dans d'autres domaines, l'industrie spatiale et les agences spatiales préparent les missions et les instruments longtemps à l'avance. Un instrument d'observation de la Terre est conçu en fonction de sa mission. Les besoins sont exprimés par les utilisateurs à des fins scientifiques, économiques, militaires, etc. Ces besoins sont ensuite traduits en observables dont les propriétés permettent de définir les caractéristiques techniques des instruments.

Ainsi, l'exploitation de la ressource solaire dépend des conditions météorologiques et climatiques propres à chaque installation. Dans le cadre de grandes installations solaires coûteuses, il est nécessaire de prévoir le rendement, la rentabilité et la production de ces installations. Ces prévisions doivent se faire, d'une part, sur le long terme pour estimer la rentabilité et la pérennité de ces installations. D'autre part, à court terme pour assurer une quantité d'énergie constante injectée dans un réseau électrique ou pour dimensionner et piloter des systèmes de stockage de l'énergie associés à ces installations. Dans les deux cas, une connaissance de l'état atmosphérique est nécessaire. Les bases de données qui permettent de constituer des atlas de rayonnement tels qu'HelioClim (Blanc *et al.*, 2011) permettent de choisir des zones propices à une installation, comme par exemple le Sahara.

Plusieurs types de technologies permettent de convertir le rayonnement solaire en électricité. Les technologies les plus pertinentes pour des zones telles que le Sahara, sont celles qui reposent sur la concentration du rayonnement solaire afin de chauffer un fluide caloporteur (CST, *Concentrated Solar Technology*) associé à un système thermodynamique pour générer de la vapeur puis de l'électricité. La concentration du rayonnement solaire se fait grâce à des miroirs, comme par exemple sur la Figure I-3. Ces systèmes sont adaptés à des zones très fortement ensoleillées et donc essentiellement régies par des conditions de ciel clair, et par conséquent dépendantes des propriétés optiques des aérosols, et surtout de la quantité d'aérosols. Or le Sahara est une zone très fortement ensoleillée, donc propice aux technologies à concentration, et est également la plus grande source

d'aérosols d'origine désertique. Il est donc nécessaire d'avoir une bonne connaissance du comportement de ces aérosols et des mécanismes d'émission, de transport et de dépôt pour proposer une estimation précise de la ressource disponible pour des échelles de temps variées.



Figure I-3 : Installation de conversion thermique du rayonnement solaire sur le site de la CNIM à La Seyne sur Mer dans le Var (Crédit : Roseline Adde-Wald).

Dans cet exemple de l'exploitation de la ressource solaire dans une zone comme le Sahara, le besoin des utilisateurs est une meilleure estimation de la ressource solaire. En ce qui concerne les technologies à concentration, il se traduit par une observable liée aux aérosols. Pour des zones désertiques, l'observable devient précisément les aérosols désertiques. A charge maintenant aux industriels du spatial et aux agences spatiales de déduire dans quelle mesure leurs futurs instruments seront susceptibles d'observer ces aérosols désertiques pour répondre aux besoins des utilisateurs. Ces besoins peuvent aussi déboucher sur la conception de nouveaux instruments adaptés à l'étude de l'observable et, en particulier, déterminer les caractéristiques les plus pertinentes pour son observation.

Pour des échelles de temps compatibles avec le besoin exprimé en énergie solaire, le comportement des aérosols désertiques est relativement méconnu et il est difficile de prévoir leur quantité et leur survenue (Kaufman *et al.*, 2001; Bernstein *et al.*, 2007; Drame *et al.*, 2015). Afin d'améliorer la connaissance de leur émission, de leur transport et de la répartition de leur concentration dans l'espace et le temps, il faut développer des instruments capables d'observer ces aérosols en accord avec leurs échelles spatiales et temporelles.

Les industriels du domaine spatial sont capables d'une assez grande flexibilité dans la réalisation de capteurs, qui peuvent être adaptés à une mission particulière. Encore faut-il estimer les échelles spatiales et temporelles des phénomènes à étudier, car ce sont elles qui définissent les fréquences d'échantillonnage dans l'espace et dans le temps ainsi que les résolutions spatiales et temporelles nécessaires. Ces échelles peuvent être définies en s'intéressant à la cause du phénomène, ici les tempêtes de sable. L'humidité, la granulométrie des particules, la rugosité du sol et la vitesse du vent influent sur l'occurrence des tempêtes de sable (Marticorena & Bergametti, 1995, 1996; Marticorena *et al.*, 1997; Laurent *et al.*, 2008; Formenti *et al.*, 2011). La vitesse du vent à la surface doit, par exemple, être supérieure à un seuil pour provoquer une tempête de sable. Cette vitesse seuil permet d'estimer, à partir d'une fréquence d'échantillonnage dans le temps, la résolution spatiale minimale qu'un capteur doit avoir pour être susceptible d'observer le déplacement au départ d'une tempête de sable. Une fois en suspension, le panache d'aérosols peut s'élever jusqu'à 6 km d'altitude et

s'étendre sur des milliers de kilomètres (Yu *et al.*, 2015). Cette étendue rend pertinente l'utilisation d'un instrument avec un champ de vue très large comme les imageurs à bord des satellites Meteosat qui couvrent 1/3 de la surface terrestre à chaque balayage.

Pour étudier le comportement des aérosols désertiques, il faut aussi pouvoir identifier dans le rayonnement perçu par l'instrument, la part du signal correspondant à ces aérosols. Des méthodes existent pour isoler le signal correspondant aux aérosols désertiques. De nombreuses publications portent sur l'exploitation d'images, acquises dans plusieurs canaux spectraux par des capteurs embarqués à bord de satellites, pour estimer les propriétés optiques des aérosols (Kaufman *et al.*, 1997a; Remer *et al.*, 2005; Dubovik *et al.*, 2011, 2014; Misra *et al.*, 2015; Penning de Vries *et al.*, 2015). Par contre, très peu de travaux publiés portent sur l'évaluation même des capacités de futurs capteurs à mesurer les propriétés optiques des aérosols.

Pourtant, de tels travaux permettent de mieux concevoir des instruments comme le FCI. Le FCI (*Flexible Combined Imager*) est un instrument imageur à haute répétitivité et haute résolution spatiale qui doit être embarqué à bord des futurs satellites Meteosat Troisième Génération (MTG) (Figure I-4).

Le système d'observation sera divisé en deux missions distinctes : la mission MTG-I (pour *imager*) qui est un héritage direct des missions Meteosat précédentes et actuelles, et la mission MTG-S (pour sondeur) qui est un système d'observation dédié au sondage atmosphérique dans l'infrarouge et l'ultra-violet. La mission imageur sera équipée, en plus de sa charge principale, le FCI, du Lightning Imager (LI) et d'un transpondeur GÉOSAR pour le relais de signaux de détresse. La mission sonde sera équipée d'un sondeur hyperspectral infrarouge (IRS) et ultraviolet (UVN) ce dernier correspondant à la mission Sentinel 4 du programme européen d'observation de la Terre, Copernicus.

La société Thales Alenia Space (TAS) a été désignée par l'Agence Spatiale Européenne (ESA, *European Space Agency*) comme maître d'œuvre pour la réalisation de ces satellites et a, à sa charge, le développement, la réalisation et l'assemblage des satellites et de leurs charges utiles principales. Cette thèse a été en partie financée par Thales Alenia Space dans le but d'estimer les capacités du FCI à détecter les aérosols.

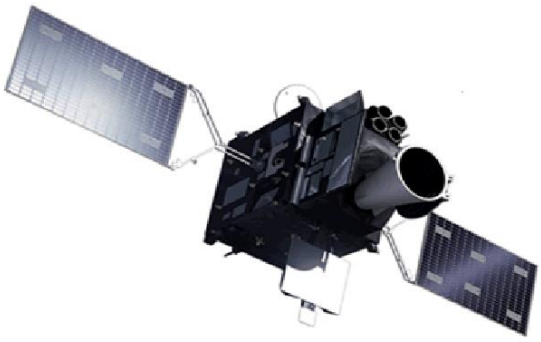


Figure I-4 : Vue d'artiste du futur Meteosat Troisième Génération. Contrairement aux générations précédentes, il s'agit d'un satellite stabilisé sur ses trois axes. (Source : (Aminou *et al.*, 2015)**).**

Le FCI comprendra plusieurs canaux spectraux, du visible au moyen infrarouge. Il aura un champ de vue similaire à celui de SEVIRI (Figure I-1) et effectuera un balayage complet toutes les 10 min et des

balayages partiels, d'un quart du disque en 2,5 min. Il comportera 16 canaux dont 8 dans les gammes visible et proche infrarouge (soit *Visible and Near InfraRed* en anglais, abrégé ci-après en VNIR) allant de 444 nm à 2240 nm, et 8 canaux dans l'infrarouge thermique de 3,8 µm à 13,4 µm.

2. Objectif scientifique

Les industriels et les agences spatiales ont besoin d'outils polyvalents d'évaluation des capacités d'observabilité d'un instrument et ma thèse s'inscrit dans ce domaine. En effet, il existe peu de publications analysant la sensibilité d'un instrument avant son lancement. J'ai analysé puis exploité des outils méthodologiques issus de champs d'étude autres que la télédétection, pour trouver ou produire un outil méthodologique qui pourrait bénéficier aussi bien aux utilisateurs pour évaluer la pertinence d'un instrument, pour un cas d'étude, ou l'utilisation de ses données pour des applications précises, qu'aux industriels et aux agences spatiales, pour concevoir des instruments qui répondent aux besoins exprimés par les utilisateurs.

Très exactement, l'objectif scientifique de la thèse est de proposer une méthode d'évaluation des capacités d'un instrument d'observation de la Terre, de type imageur multi-spectral. J'ai choisi d'appliquer cette méthode à l'observation des aérosols désertiques, et au cas du FCI, afin de démontrer d'une part le bien-fondé de cette méthode, d'autre part le bénéfice du FCI pour la connaissance des aérosols d'origine désertique. Le but de ce cas d'étude est d'évaluer la sensibilité de l'instrument à la variation de la quantité d'aérosols d'origine désertique.

Les méthodes actuellement exploitées ne prennent pas en compte les interactions entre les variables atmosphériques sur l'ensemble de leurs intervalles de variation respectifs. Elles fournissent une estimation vraisemblable de la sensibilité d'un instrument.

Une méthode d'analyse globale de sensibilité (GSA) qui, à ma connaissance, n'a pas encore été exploitée dans le champ de l'observation spatioportée, permet d'estimer la sensibilité d'un instrument à la variation de toutes les variables atmosphériques responsables de la variation de la luminance en entrée d'un instrument. L'exploitation de l'approche GSA permet une estimation réaliste de la sensibilité de l'instrument, ce qui permet de déduire les capacités du FCI à observer et caractériser les aérosols désertiques.

3. Méthodologie et organisation de la thèse

La mise en opération des satellites Meteosat Troisième Génération interviendra après la fin de mes travaux de thèse. Pour estimer la sensibilité et les capacités de l'instrument principal de ces satellites, j'ai recouru à la simulation numérique. Cette approche a le mérite d'être applicable à n'importe quel instrument imageur, passé, présent et futur, et peut donc servir en amont d'un lancement, ou même lors de la préparation de n'importe quelle mission d'observation terrestre.

3.1. Choix de l'approche pour la simulation d'images satellites

Il existe deux approches possibles pour la simulation d'images de satellite (Billat, 1997).

La première approche consiste à exploiter des images de haute résolution existantes, par exemple celles fournies par MODIS ou VIIRS, et de les convertir selon les caractéristiques prévues de MTG/FCI. Cette approche demande une compréhension des conditions de prise de vue de l'image d'origine, notamment du point de vue des conditions atmosphériques, pour pouvoir les décorréler de la prise de vue pour ensuite les faire varier (Poglio, 2002). Elle limite le nombre de conditions atmosphériques possibles, ce qui limite la portée de l'évaluation des capacités à certaines conditions seulement.

La seconde approche nécessite de réaliser un simulateur numérique afin de modéliser l'ensemble de la chaine image. J'ai fait ce choix en tenant compte de la nécessité d'évaluer les capacités de l'instrument dans un environnement variable et réaliste. J'ai donc choisi de simuler entièrement cette chaine en développant un simulateur synthétisant les différents modèles, paramètres et variables propres à l'éclairement, l'atmosphère, le sol ainsi que l'optique et l'électronique de MTG/FCI. J'ai également choisi de m'appuyer sur le code de transfert radiatif atmosphérique libRadtran (Mayer & Kylling, 2005) pour simuler les interactions entre le rayonnement et l'atmosphère. Ce code est tout à fait adapté à un usage dans une chaine numérique. Afin de m'assurer de la validité des sorties du simulateur, je l'ai appliqué au cas de l'imageur à bord de la génération actuelle des satellites Meteosat, MSG/SEVIRI, et j'ai comparé les résultats de la simulation pour des instants précis à des observations effectives de SEVIRI.

3.2. Choix de l'approche pour l'estimation des capacités de MTG/FCI à détecter les aérosols

J'ai choisi d'évaluer la sensibilité de l'instrument en quantifiant l'influence de la variation de la quantité d'aérosols sur la variation de la luminance observée par l'instrument, en tenant compte des variations des autres variables responsables de la variabilité du signal.

Afin de fournir une quantification prenant en compte toutes ces variables, j'ai choisi l'approche « analyse globale de sensibilité » (GSA, *Global Sensitivity Analysis*), exploitant les résultats du simulateur développé précédemment. La GSA est utilisée pour estimer la part de variabilité du signal observé par l'instrument, due aux aérosols et à chacune des entrées du simulateur. Cette analyse est présentée pour différents cas d'étude. Elle met en évidence les variables et caractéristiques instrumentales les plus pertinentes pour l'observation des aérosols désertiques.

3.3. Organisation de la thèse

Je commence par présenter dans le Chapitre II les notions relatives aux propriétés des aérosols, qui sont nécessaires à la compréhension de ce document, ainsi que les moyens actuels d'observation de celles-ci exploités dans ma thèse. Je décris ensuite la construction du simulateur de l'instrument. Le

simulateur est validé au moyen des observations du satellite actuel, MSG et des mesures du réseau de photomètres solaires AERONET. Je présente le simulateur et la validation dans le Chapitre III.

Dans le Chapitre IV, je présente l'approche de l'analyse globale de sensibilité (GSA) et les données qui sont utilisées pour générer des états d'atmosphère réalistes. Le Chapitre V présente et discute les résultats obtenus. J'ai pu en déduire la sensibilité de l'instrument aux variations de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère.

Le Chapitre VI conclut ce document. Il synthétise les résultats principaux et montre comment la méthodologie développée peut être appliquée à d'autres aérosols, et plus généralement à d'autres missions spatioportées.

Chapitre II.

Aérosols désertiques, Observation

"The atoms of our bodies are traceable to stars that manufactured them in their cores and exploded these enriched ingredients across our galaxy, billions of years ago. For this reason, we are biologically connected to every other living thing in the world. We are chemically connected to all molecules on Earth. And we are atomically connected to all atoms in the universe. We are not figuratively, but literally stardust."

Neil deGrasse Tyson

1. Introduction

Ce chapitre introduit les notions relatives aux interactions entre le rayonnement solaire et les constituants de l'atmosphère et certaines propriétés des aérosols, qui sont nécessaires à la compréhension de ma thèse.

Ce chapitre présente également le réseau AERONET de photomètres solaires, des mesures desquelles peuvent être tirées les propriétés optiques des aérosols. Des mesures de ce réseau sont utilisées dans plusieurs aspects de ma thèse. C'est pourquoi je détaille le fonctionnement de ce réseau et ses procédures de mesure.

2. Absorption, diffusion et atténuation du rayonnement solaire dans l'atmosphère

L'atmosphère est un milieu absorbant et diffusant pour le rayonnement solaire, qui interagit avec les constituants de celle-ci. Ces interactions sont provoquées par les gaz comme le dioxygène ou le diazote, mais aussi par la vapeur d'eau et les aérosols. La propagation du rayonnement est perturbée par deux phénomènes : l'absorption et la diffusion, dont les intensités dépendent de plusieurs facteurs comme l'angle d'incidence du rayonnement solaire, les propriétés physico-chimiques, microphysique et optique des matériaux qui interagissent avec ce rayonnement et la longueur d'onde de celui-ci, λ.

2.1. L'absorption

Lorsqu'un rayonnement électromagnétique monochromatique d'intensité incidente I_0 traverse un milieu absorbant d'épaisseur dr (Figure II-1), l'intensité I en sortie du milieu est :

$$I = I_0 - dI$$

Équation II-1

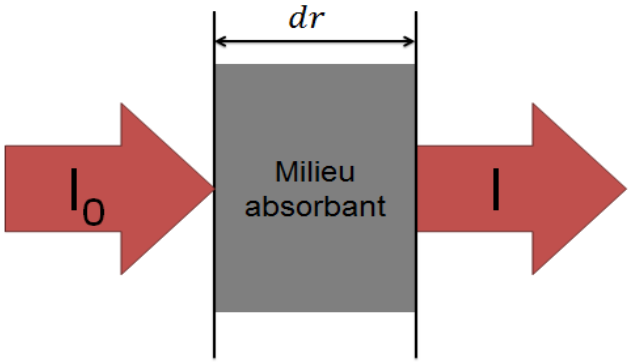


Figure II-1 : Schéma d'un rayonnement interagissant avec un milieu absorbant d'épaisseur dr. L'intensité incidente est I_0 et l'intensité en sortie du milieu est I.

où dI est la fraction absorbée par la tranche dr :

$$dI = Q_{abs} I_0 dr$$

Équation II-2

où, Q_{abs}, est le coefficient d'absorption du milieu. Q_{abs} est homogène à l'inverse d'une longueur et est généralement exprimé en m^{-1}. Pour une épaisseur finie et homogène r, une intégration simple donne :

$$I = I_0 e^{-Q_{abs} r}$$

Équation II-3

La diminution de l'intensité du rayonnement suit une loi exponentielle qui correspond à la loi de Beer-Lambert.

L'absorption se produit lorsque le rayonnement modifie l'état d'énergie de la matière du milieu traversé. Ces états d'énergie discrets correspondent aussi bien aux niveaux d'énergie des électrons dans les atomes, que leur énergie vibrationnelle, leur vitesse intrinsèque, l'énergie vibrationnelle des molécules qui composent les aérosols et leur vitesse intrinsèque. L'absorption est fortement dépendante de λ. La Figure II-2 représente une simulation numérique de la distribution spectrale du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère (en rouge) et au niveau du sol (en bleu). L'absorption du rayonnement solaire dans l'atmosphère est principalement causée par les molécules présentes dans l'atmosphère comme O_2, H_2O, CO_2 ou O_3. Les principales bandes d'absorption de ces molécules sont indiquées sur la Figure II-2.

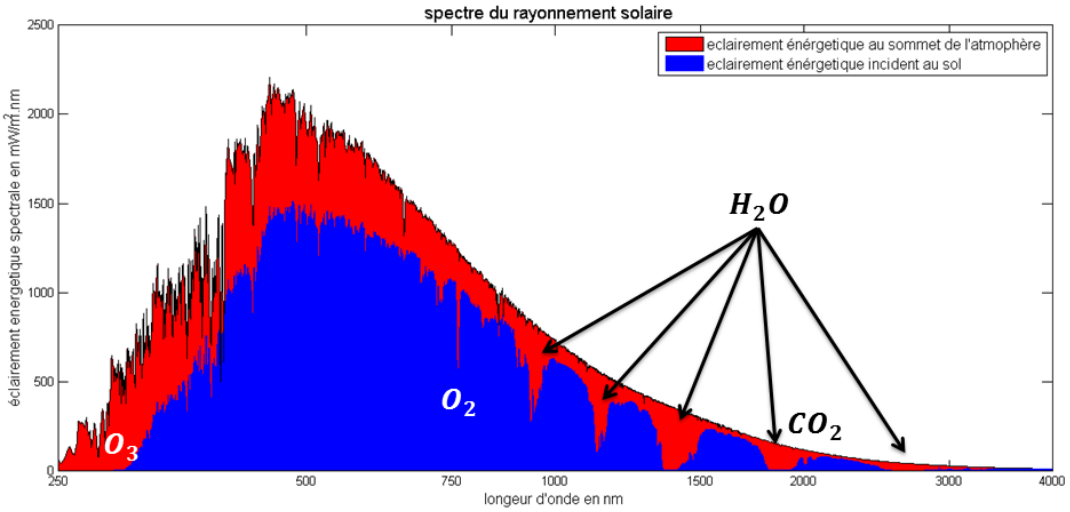


Figure II-2 : Exemple de distribution spectrale du rayonnement solaire illustrant l'absorption de celui-ci par des molécules présentes dans l'atmosphère. Ces deux spectres ont été obtenus à partir de LibRadtran. En rouge, la distribution au sommet de l'atmosphère, en bleu, celle après traversée de l'atmosphère, soit au niveau de la mer. Les principales bandes d'absorption sont indiquées par les molécules qui en sont à l'origine.

2.2. La diffusion

Lorsqu'une particule est dans le chemin optique d'un rayonnement électromagnétique, elle peut perturber la propagation de ce dernier en déviant la trajectoire d'un photon. Soit un rayonnement électromagnétique monochromatique d'intensité incidente I_0 dont la section est infiniment petite. Ce rayonnement forme un pinceau et traverse un milieu diffusant d'épaisseur dr (Figure II-3). En sortie du milieu diffusant, l'intensité I s'écrit :

$$I = I_0 - dI$$

Équation II-4

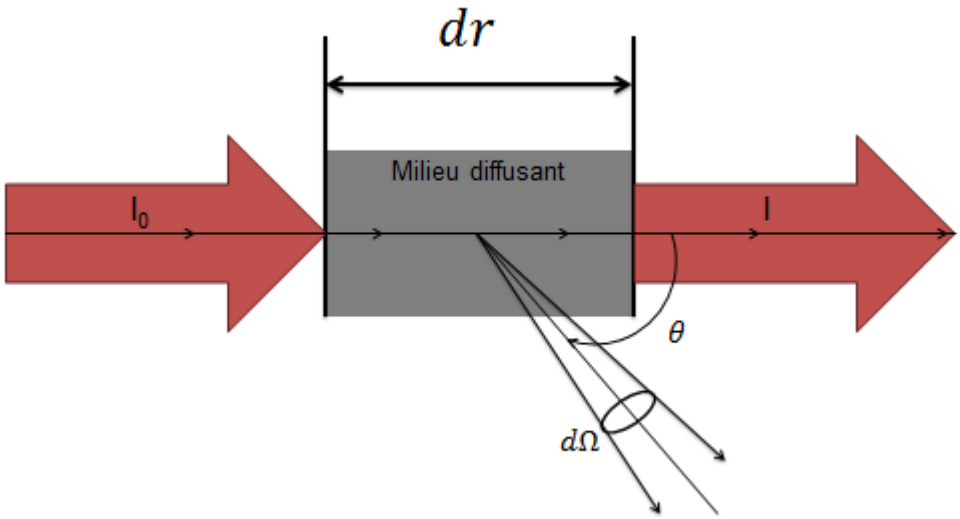


Figure II-3 : Schéma d'un rayonnement interagissant avec un milieu diffusant d'épaisseur dr. L'intensité incidente est I_0 et l'intensité en sortie du milieu est *I*. Une partie du rayonnement est diffusée dans la direction formant un angle θ avec la direction de propagation du rayonnement incident dans un angle solide $d\Omega$.

où dI est la fraction de l'intensité diffusée dans toutes les directions :

$$dI = Q_{diff} I_0 dr$$

Équation II-5

où, Q_{diff}, est le coefficient total de diffusion du milieu. Il est homogène à l'inverse d'une longueur et est généralement exprimé en m^{-1}. On peut, là aussi, résoudre l'équation différentielle dans le cas d'une épaisseur finie et homogène r du milieu diffusant, et on obtient:

$$I = I_0 e^{-Q_{dif}\, r}$$

Équation II-6

Cette solution n'est valable que si tout le rayonnement diffusé est définitivement perdu pour le pinceau. En fait, les photons diffusés sont susceptibles de subir d'autres diffusions et dès que la section du pinceau cesse d'être infiniment petite, ils peuvent rejoindre la direction originale de propagation (Figure II-4).

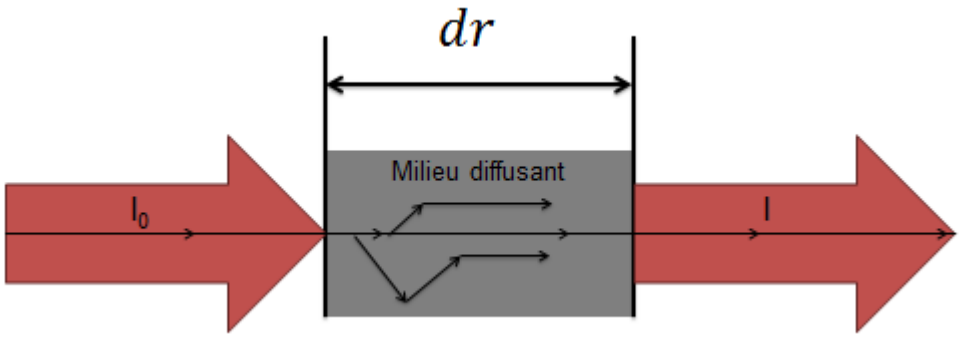


Figure II-4 : Schéma d'un rayonnement interagissant avec un milieu diffusant d'épaisseur dr. L'intensité incidente est I_0 et l'intensité en sortie du milieu est *I*. Certains photons peuvent subir une nouvelle diffusion et être renvoyés dans le sens de propagation du rayonnement incident.

Dans le cas du rayonnement solaire traversant l'atmosphère, on utilise l'équation du transfert radiatif (Chandrasekhar, 1960) pour décrire sa propagation. Dans une direction faisant un angle θ avec celle du pinceau incident (Figure II-3), l'élément de volume se comporte comme une source ponctuelle d'intensité,

$$dI_\theta = \beta_\theta I_0 dr$$

Équation II-7

où le coefficient, β_θ, varie avec l'angle θ ainsi qu'avec λ. Il est appelé coefficient angulaire de diffusion et est homogène à l'inverse d'une longueur. Comme l'intensité dI_θ est un flux divisé par un angle solide $d\Omega$, l'unité du coefficient angulaire de diffusion est $\mathrm{m}^{-1}.\mathrm{sr}^{-1}$. La représentation de β_θ en fonction de θ est appelé indicatrice de diffusion. Des exemples de ces indicatrices pour différentes tailles de particules sphériques sont représentés sur la Figure II-5.



Figure II-5 : Régime de diffusion de la lumière dépendent de la longueur d'onde du rayonnement et de la taille de la particule diffusante. Plus la particule est grande devant la longueur d'onde, plus la diffusion est directionnelle. (Reproduit d'après Carl R. (Rod) Nave, http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html)

Pour définir complètement les propriétés diffusantes d'un milieu pour λ donné, il faut connaitre les valeurs de β_θ pour toutes les directions. L'indicatrice de diffusion permet de calculer par intégration la valeur du coefficient total de diffusion :

$$Q_{diff} = \iint_{4\pi} \beta_\theta d\Omega$$

Équation II-8

On appelle aussi la fonction β_θ, la fonction de phase d'un diffuseur. Cette fonction de phase est prise en compte dans l'équation du transfert radiatif dans l'atmosphère et permet de faire intervenir la diffusion d'ordre supérieur à 1 pour le calcul de l'intensité du pinceau de lumière. La fonction de phase caractérise un milieu ou un diffuseur ; elle dépend de λ, de la taille et de la forme du diffuseur.

La dépendance de la diffusion à λ peut aussi être expliquée par la taille des particules diffusantes par rapport à la longueur d'onde du rayonnement. L'influence de la taille, a, des particules sur la diffusion par rapport à λ est caractérisée par le paramètre de taille *x* :

$$x = 2\pi a/\lambda$$

Équation II-9

On distingue trois régimes de diffusion selon le paramètre de taille (Figure II-5). Les molécules de dioxygène et de diazote, majoritaires dans l'atmosphère, sont de très petite taille. Elles diffusent plus fortement les rayonnements de plus petite longueur d'onde ; ici, *x*<<1. Il s'agit d'une diffusion appelé régime d'homogénéisation, bien représenté par la loi de Rayleigh.

Pour les particules diffusantes de plus grand diamètre, $x > 1$, ce qui correspond au régime résonnant ou spéculaire, bien représenté par la théorie de Mie. Il y a une plus grande proportion de l'énergie diffusée dans la même direction que le sens de propagation de l'onde incidente que dans les autres directions (Liou, 2002). Pour des particules diffusantes dont le diamètre est de 10 µm comme des aérosols désertiques, $x \approx 10^2$. La diffusion du rayonnement solaire par ces particules est donc principalement dominée par la diffusion dite de Mie.

2.3. L'atténuation

Dans un milieu à la fois absorbant et diffusant, tel que l'atmosphère, les deux processus coexistent. La fraction dI de l'intensité du rayonnement perdue lors de la traversé d'une épaisseur infiniment petite dr du milieu est :

$$dI = \left(Q_{abs} + Q_{diff}\right) I_0 dr = Q_{att} I_0 dr$$

Équation II-10

Le coefficient Q_{att} est égal à la somme des coefficients d'absorption et de diffusion et est appelé coefficient d'atténuation. Il est homogène à l'inverse d'une longueur et s'exprime en m^{-1}.

2.4. L'épaisseur optique

Dans la pratique, on mesure l'intensité I du rayonnement en sortie du milieu atténuant, en connaissant l'intensité I_0 du rayonnement en entrée du milieu et pour une épaisseur infiniment petite dr du milieu, on déduit l'épaisseur optique du milieu $d\tau$ telle que :

$$d\tau = Q_{att} dr$$

Équation II-11

Pour un milieu atténuant d'épaisseur r fini, compris entre E et S (Figure II-6), on obtient :

$$\tau = \int_S^E Q_{att} dr$$

Équation II-12

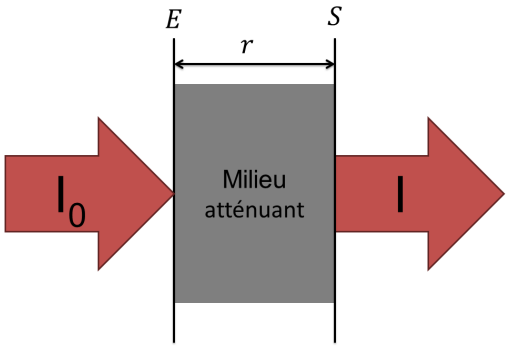


Figure II-6 : Schéma d'un rayonnement interagissant avec un milieu absorbant et diffusant d'épaisseur r. L'intensité incidente est I_0 et l'intensité en sortie du milieu et I. Le milieu est borné entre E et S.

L'épaisseur optique est une grandeur sans unité qui caractérise un milieu. Plus τ est grand, plus le rayonnement sera atténué par l'atmosphère. On obtient alors la fraction de l'intensité atténuée par une couche d'épaisseur optique infiniment petite $d\tau$:

$$dI = I_0 d\tau$$

Équation II-13

Là encore, on peut intégrer cette équation pour une épaisseur d'atmosphère fini r :

$$I = I_0 e^{-\tau r}$$

Équation II-14

ce qui revient à la loi de Beer-Lambert. On décrit par la masse d'air m, la quantité d'atmosphère terrestre traversée par les rayons lumineux pour atteindre l'observateur. Au niveau de la mer et dans la direction du zénith, la valeur de la masse d'air est égale à 1. Elle varie en fonction de l'élévation angulaire h du soleil. Elle est importante le matin et le soir et proche de 1 au midi solaire. On peut approcher m par $m \sim 1/\cos(\theta_S)$ qui fait intervenir l'angle solaire zénithal θ_S. L'angle solaire zénithal est l'angle complémentaire de l'élévation (Figure II-7). On obtient,

$$I = I_o e^{-\tau m}$$

Équation II-15

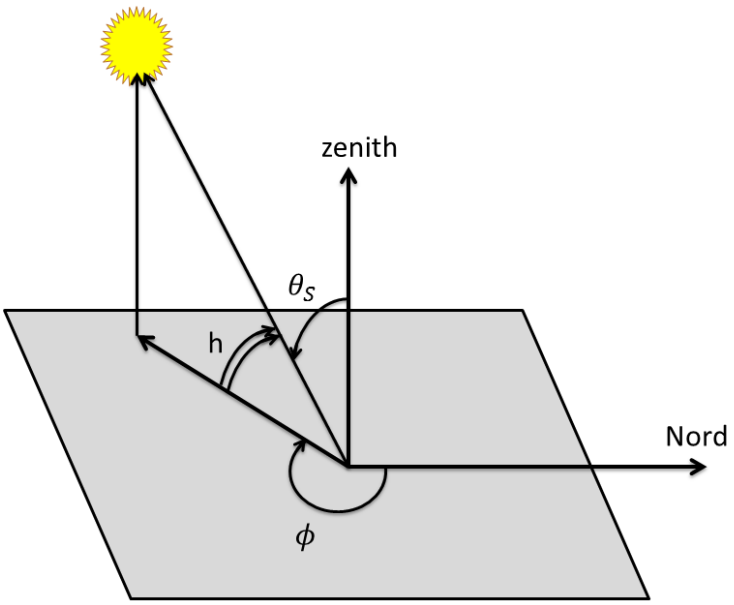


Figure II-7 : Géométrie de l'observation de l'atténuation de l'atmosphère. h correspond à l'élévation, son angle complémentaire est θ_S appelé angle solaire zénithal. ϕ est l'angle solaire azimutal par rapport au nord.

2.5. Albédo de diffusion simple

Pour caractériser les propriétés de diffusion et d'absorption d'un milieu, on peut représenter la proportion du rayonnement diffusé par rapport à l'atténuation. On définit ainsi l'albédo de diffusion simple $\tilde{\omega}$ (Liou, 2002) :

$$\tilde{\omega} = \frac{Q_{diff}}{Q_{att}}$$

Équation II-16

$\tilde{\omega}$ proche de 1 correspond à un matériau peu absorbant et interagissant principalement avec le rayonnement par diffusion. A l'inverse, plus $\tilde{\omega}$ est faible, plus l'interaction est liée à l'absorption.

3. Les aérosols

Les aérosols sont des suspensions de très petites particules ou de gouttelettes dans l'air troposphérique (la couche de l'atmosphère s'étalant de la surface à une dizaine de kilomètres d'altitude) ou stratosphérique (jusqu'à une cinquantaine de kilomètres d'altitude). Les origines des aérosols sont multiples ; elles peuvent être :

- naturelles comme les embruns marins, les poussières d'origine désertique, les cendres volcaniques ou les pollens ;
- anthropogènes – liées à l'activité humaine – comme les particules fines, les résidus de combustion des moteurs thermiques, ou le carbone noir issu de la combustion de matières organiques.

Ces particules ont des impacts directs ou indirects sur le climat de la planète et la vie à sa surface. Dans la vie quotidienne, on connaît les aérosols par l'intermédiaire des particules fines (Bernstein *et al.*, 2004; World Health Organization & Scovronick, 2015). La santé humaine est fortement altérée par la présence de ces particules fines ou ultrafines généralement anthropogènes, comme les particules émises par les moyens de transport, que nous sommes amenés à respirer dans les zones densément peuplées (Pope & Dockery, 2006).

Les aérosols peuvent être classés suivant différentes propriétés, comme leur origine (naturelle ou anthropogène), leur composition (minérale, organique, sulfurée, embrun), leur diamètre moyen (PM2.5 pour des particules dont le diamètre est inférieur à 2,5 µm et PM10 pour un diamètre inférieur à 10 µm) et la taille des particules (Boucher, 2012).

On évalue la taille des particules par leur diamètre. La distribution statistique des tailles des particules peut être représentée comme une fonction de la quantité de particules, de la surface ou du volume de ces aérosols. On peut distinguer les aérosols en plusieurs classes suivant leur taille en trois modes par ordre croissant : mode fin (dit aussi d'Aitken), mode d'accumulation et mode grossier (Figure II-8).

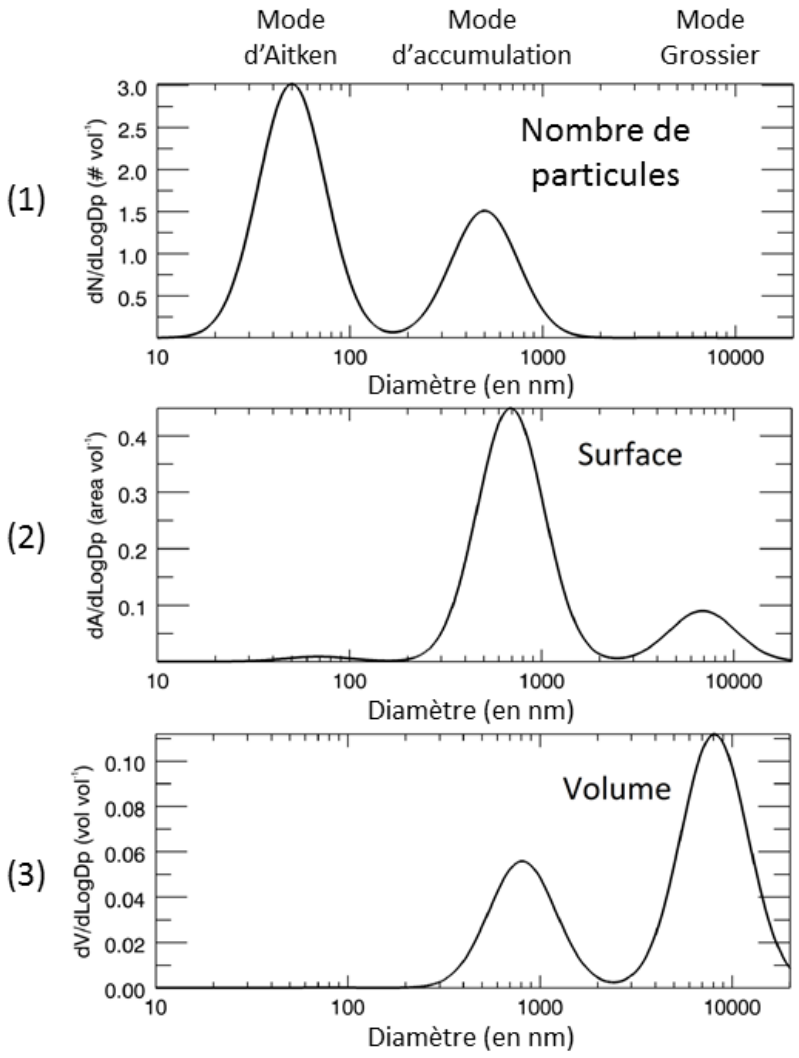


Figure II-8 : Représentation de la quantité (1), de la surface (2) et du volume (2) des aérosols en fonction de leur diamètre. (Source : Wikipedia This file is made available under the Creative Commons CC0 1.0 Universal Public Domain Dedication. Author: Niall Robinson. https://en.wikipedia.org/wiki/File:Synthetic_aerosol_distribution_in_number_area_and_volume_space.png)

3.1. Les aérosols désertiques

Les aérosols désertiques proviennent des zones désertiques comme le Sahara, la péninsule arabique, le désert de Gobi en Asie ou le désert Mojave en Amérique du Nord (Prospero, 2002). Ils représentent 40% des émissions d'aérosols troposphériques (Andreae, 1995) et sont caractérisés par une distribution de taille correspondant au mode grossier (d'Almeida & Schütz, 1983). Leur principale source est le Sahara (Andreae, 1995; Prospero, 2002; Engelstaedter *et al.*, 2006) qui se situe dans le champ de vue des satellites Meteosat.

Les aérosols désertiques interagissent en diffusant et en absorbant le rayonnement solaire. Ils perturbent le profil de température de l'atmosphère, la couverture nuageuse, empêchent la dissipation nocturne par rayonnement thermique et contribuent à l'effet de serre (Sokolik & Golitsyn, 1993; Kaufman *et al.*, 2005; Bernstein *et al.*, 2007; Boucher, 2012). Ces interactions

dépendent de la composition chimique des aérosols qui est, elle-même, fonction de leur zone d'origine (Sokolik *et al.*, 1993, 1998; Sokolik & Toon, 1999; Lafon *et al.*, 2006; Moosmüller *et al.*, 2012; Formenti *et al.*, 2014). Le transport et le dépôt des aérosols désertiques provenant du Sahara sont essentiels à la fertilité de la forêt amazonienne et de l'océan atlantique (Swap *et al.*, 1992; Bristow *et al.*, 2010). Certaines études tendent à montrer le lien entre la fréquence et l'intensité des cyclones dans l'océan atlantique et la présence et la quantité d'aérosols désertiques dans l'atmosphère au-dessus de l'océan (Lau, 2007; Lau & Kim, 2007; Lin *et al.*, 2015).

3.2. Les propriétés optiques observables des aérosols

3.2.1. L'épaisseur optique des aérosols

Les aérosols désertiques atténuent le rayonnement solaire dans l'atmosphère. On observe cette atténuation par la mesure du rayonnement solaire incident au sol I qui est comparé au rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère I_0, ce qui permet de déduire l'épaisseur optique des aérosols τ en connaissant l'épaisseur de l'atmosphère (120 km, Anderson *et al.*, 1986).

Le coefficient d'atténuation, donnée par l'Équation II-11, est une propriété locale qui varie en fonction de l'altitude z. On peut considérer que l'atmosphère est un empilement de couches parallèles les unes aux autres correspondant à une géométrie plane et parallèle (Liou, 2002). Si *z* est l'axe de propagation du rayonnement solaire, chaque couche est homogène dans les directions *x* et *y*. Dans ce cas, on calcule l'intégrale du coefficient d'atténuation :

$$\tau = \int_{surface}^{sommet\ de\ l'atmosphère} Q_{att}(z)dz$$

Équation II-17

Dans le cas des aérosols, la dépendance à λ est fortement liée à la taille relative des particules vis-à-vis de λ. Cependant, à cause de l'absorption, il existe une dépendance de l'atténuation du rayonnement qui est due aux espèces chimiques qui constituent les aérosols. Certains matériaux absorbent certaines longueurs d'onde ou une partie du spectre de rayonnement du soleil. Les composés de fer, par exemple, absorbent une partie du rayonnement bleu. Les spectres d'absorption peuvent être déterminés par l'étude des compositions typiques des aérosols (Sokolik *et al.*, 1998; Sokolik & Toon, 1999; Drame *et al.*, 2015).

Pour caractériser ces propriétés, des échantillons sont régulièrement collectés lors de campagnes de mesures *in situ* (Petzold *et al.*, 2009; Kandler *et al.*, 2009; McConnell *et al.*, 2010; Ryder *et al.*, 2013; Banks *et al.*, 2013) soit par des moyens aéroportés lors des épisodes de forte concentration en aérosols atmosphériques, soit directement au sol dans des sites proches des lieux d'émission présumés. Ces échantillons sont ensuite analysés en laboratoire et leurs propriétés optiques d'absorption et de diffusion servent à alimenter des bases de données comme HITRAN(*HIgh-resolution TRANsmission molecular absorption database*) (Rothman *et al.*, 2013), GEISA (Gestion et Etude des Informations Spectroscopiques Atmosphériques) (Jacquinet-Husson *et al.*, 2011) ou OPAC (*Optical Properties of Aerosols and Clouds*) (Hess *et al.*, 1998).

3.2.2. L'exposant d'Ångström

Grace à la mesure de τ à plusieurs longueurs d'onde, on peut définir l'exposant d'Ångström α qui décrit la dépendance spectrale de τ :

$$\alpha = -\ln\left(\frac{\tau_1}{\tau_2}\right) \Big/ \ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)$$

Équation II-18

où $\tau_1$et $\tau_2$sont les épaisseurs optiques des aérosols aux longueurs d'onde λ_1 et λ_2.

Grace à cette formule, l'épaisseur optique τ_λ à λ peut être estimée à partir de l'épaisseur optique τ_1, à λ_1 et de α :

$$\tau_\lambda = \tau_1 \left(\frac{\lambda}{\lambda_1}\right)^{-\alpha}$$

Équation II-19

On obtient aussi grâce à α des informations sur la taille du diffuseur. Pour $\alpha = 4$, le diffuseur correspond à des molécules. Pour $\alpha = 2$, le diffuseur correspond à des particules du mode d'accumulation alors que les valeurs proches de 0, voire négatives, caractérisent les aérosols du mode grossier comme les aérosols désertiques. L'indice de réfraction des aérosols joue aussi un rôle dans la dépendance spectrale de l'atténuation dont les effets ne sont pas pris en compte dans cette formule (Boucher, 2012).

3.2.3. Albédo de diffusion simple des aérosols désertiques

Afin de mettre en évidence le caractère absorbant ou non des aérosols et la dépendance de celui-ci à la longueur d'onde, j'utilise l'albédo de diffusion simple, $\widetilde{\omega}$.

La Figure II-9 montre la variation de l'albédo de diffusion simple $\widetilde{\omega}$ des aérosols désertiques en fonction de λ, où $\widetilde{\omega}$ provient de la base de donnée OPAC. On voit que $\widetilde{\omega}$ dépend de λ. Plus λ est proche de l'UV, plus $\widetilde{\omega}$ est faible et plus le rayonnement est absorbé par les aérosols.

On voit aussi que pour un rayonnement de λ>0,6 µm, soit dans le rouge, les interactions avec les aérosols sont essentiellement dues à la diffusion du rayonnement par les particules. Cependant, on remarque que pour λ>2 µm, $\widetilde{\omega}$ diminue et l'absorption du rayonnement augmente en fonction de λ.

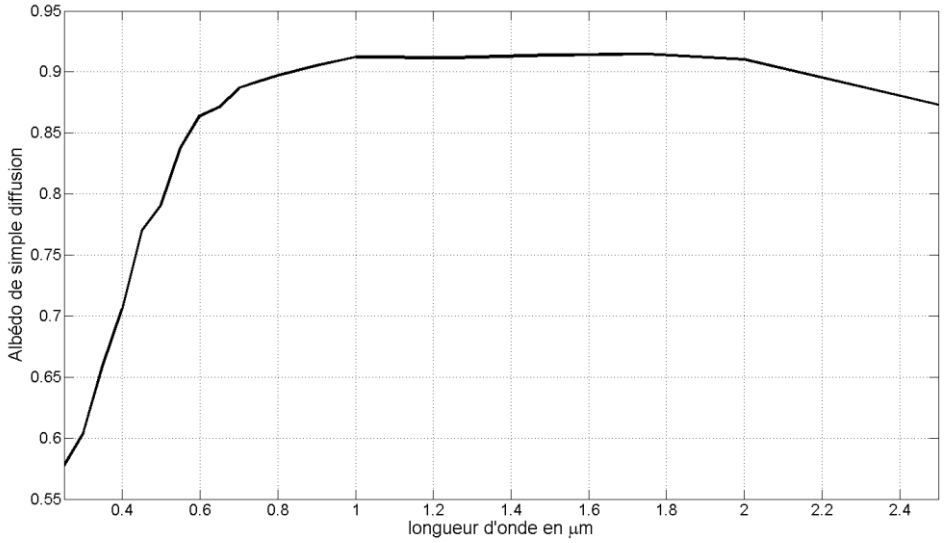


Figure II-9 : Albédo de diffusion simple des aérosols désertiques en fonction de la longueur d'onde.

4. L'observation des aérosols

Il existe plusieurs méthodes pour observer les aérosols. Elles diffèrent par leurs instruments, leur fonctionnement ou leur nature. Elles ne sont pas toujours commensurables, c'est-à-dire que les informations provenant de systèmes de mesure différents ne sont pas toujours comparables. La télédétection correspond à l'observation des aérosols lorsqu'ils se trouvent en suspension dans l'atmosphère par des moyens déportés comme des instruments embarqués à bord de satellites ou au sol. Cette section n'a pas pour vocation d'être exhaustive quant aux moyens d'observation des aérosols désertiques. Je me contente de présenter ici le réseau de stations de mesure au sol AERONET, dont j'ai utilisé les données tout au long de ma thèse. Pour plus de précision sur les différentes méthodes d'observation des aérosols, j'invite le lecteur à consulter des ouvrages comme Boucher (2012) ou Lenoble *et al.*(2013).

4.1. Le réseau de stations de mesure des aérosols AERONET

Pour observer les aérosols depuis le sol, on mesure leurs influences sur la propagation du rayonnement solaire à travers l'atmosphère. Une station de mesure au sol mesure le rayonnement solaire incident au sol, ce qui permet de déduire l'épaisseur optique des aérosols.

Le programme AERONET (*AErosol RObotic NETwork*) est une fédération d'instruments basés au sol, ayant pour but la mesure par télédétection passive des aérosols (Holben *et al.*, 1998). Le réseau a été créé et est maintenu par l'agence spatiale américaine, NASA, et le laboratoire d'optique atmosphérique (LOA) de l'université de Lille à travers notamment le réseau PHOTON. Il est basé sur la collaboration avec les agences nationales, les instituts de recherche et les universités pour la mise en place et l'entretien des stations de mesures. Ce programme met à disposition des chercheurs et autres utilisateurs, une base de données conséquente, étendue dans le temps comme dans l'espace et facilement accessible, de mesures d'épaisseur optique d'aérosols ainsi que de leurs propriétés physiques et optiques.

La Figure II-10 présente les stations ayant contribué au réseau depuis 1993 jusqu'en mars 2016. Leur densité est hétérogène, notamment dans les zones les plus désertiques.

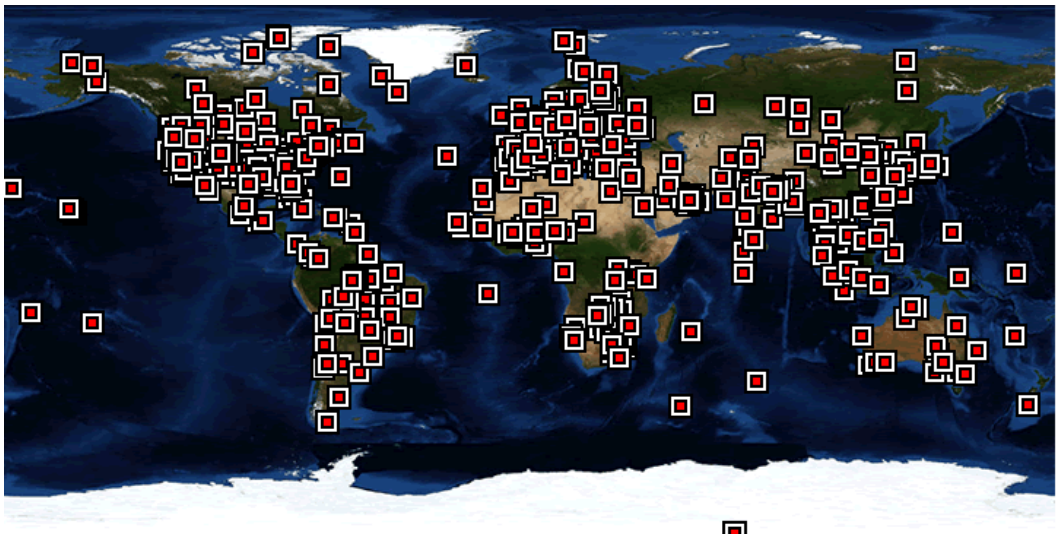


Figure II-10 : Répartition des stations de mesure AERONET ayant contribué au réseau jusqu'en 2016. (Source : http://aeronet.gsfc.nasa.gov)

Ce réseau est aujourd'hui l'un des principaux en activité et est régulièrement utilisé à des fins scientifiques ou commerciales, comme pour la validation d'atlas solaire ou de méthodes d'estimation du rayonnement solaire incident au sol telle que Heliosat-4 (Qu, 2013) ou pour l'estimation des propriété optiques des aérosols (Guirado *et al.*, 2014; Masmoudi *et al.*, 2015) ou même l'estimation du rayonnement solaire circumsolaire en incidence normale (Eissa *et al.*, 2015b). Il est régulièrement utilisé et cité comme une source de mesures fiables des aérosols (Romano *et al.*, 2013; Banks & Brindley, 2013; Ryder *et al.*, 2013; Banks *et al.*, 2013; Drame *et al.*, 2015; Eissa *et al.*, 2015a; Masmoudi *et al.*, 2015). Les mesures sont faites selon un protocole commun aux stations et propre au réseau, ce qui permet de pouvoir comparer les mesures entre toutes les stations de ce réseau.

Il existe peu de stations en activité dans le désert du Sahara et les mesures de ces quelques stations ne sont pas toujours continues dans le temps. En raison de la forte variation spatiale de la concentration des aérosols désertiques, il est très difficile d'extrapoler la répartition de ces aérosols sur des zones étendues spatialement sans une densité plus élevée de stations de mesures comme le montrent des travaux de thèse réalisés à MINES ParisTech et d'autres (Zelenka *et al.*, 1999; Rigollier, 2000; Qu, 2013). C'est notamment pour cela que l'on cherche à observer les aérosols désertiques par des moyens spatioportés.

Une station de mesure est composée d'un détecteur, un photomètre, qui est monté sur un bras robotisé avec deux axes de rotations (Figure II-11). Les stations de mesure sont construites par CIMEL Electronique et sont des modèles standards estampillées CE318. Le bras robotisé permet, d'une part, au détecteur de suivre la course du Soleil dans le ciel tout au long de la journée et des saisons et d'autre part, d'effectuer plusieurs types de mesure. Comme on peut le voir sur la Figure II-11, un cache cylindrique est disposé devant le détecteur. Ce cache permet de distinguer les interactions liées à la diffusion et à l'absorption par l'intermédiaire de processus de mesures et d'algorithmes dédiés.

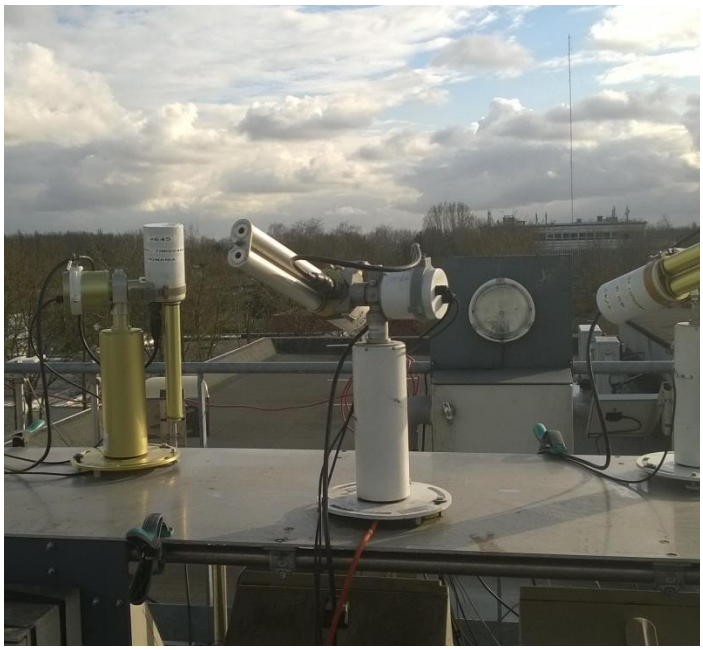


Figure II-11 : Station de mesure AERONET sur le toit du LOA (laboratoire d'optique atmosphérique) à Lille.

4.2. Méthodes de mesures

Le photomètre solaire effectue deux types de mesures, soit par illumination directe de l'instrument en visant le soleil (*sun radiance*), soit par illumination diffuse en observant le ciel hors du circumsolaire (*sky radiance*). Ces mesures sont faites au travers de séquences préprogrammées communes à toutes les stations du réseau. Lorsque le robot n'accomplit pas de séquence de mesure, il est positionné la « tête » vers le bas, pour éviter la contamination de la fenêtre optique par des particules pouvant perturber les mesures.

4.2.1. Le DSA: *Direct Sun Algorithm*

Les mesures par illumination directe sont faites en visant directement le Soleil avec un champ de vue de 1,8°, pour huit longueurs d'onde (340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 et 1020 nm) en environ 10 s. Les huit filtres sont positionnés sur un carrousel qui tourne grâce à un moteur pas à pas. Les mesures faites avec le filtre à 920 nm sont utilisées pour déduire le contenu en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. L'instrument est programmé pour commencer des séquences de mesures à partir d'une masse d'air de 7 le matin jusqu'à une masse d'air de 7 le soir. Lorsque la masse d'air est importante (le matin et le soir), la station fait des mesures pour des pas de masse d'air de 0,25. Le reste du temps, la station fait des mesures toutes les 15 min.

Les épaisseurs optiques sont obtenues par inversion de l'atténuation du rayonnement solaire pour chacune des longueurs d'onde en se basant sur la loi de Beer-Lambert. Les atténuations résultantes de la diffusion moléculaire, de l'absorption de l'ozone et des gaz polluants sont estimées, puis déduites pour isoler les épaisseurs optiques des aérosols.

Ce processus est appelé *Direct Sun Algorithm* (DSA). Les séquences sont effectuées toutes les 15 min. Ainsi, les données issues du DSA représentent l'essentiel des données du réseau AERONET. Les épaisseurs optiques obtenues par le DSA pour des longueurs d'onde supérieures à 440 nm ont une incertitude inférieure à 0,01 (Eck *et al.*, 1999).

4.2.2. Les données d'inversion

L'instrument est aussi programmé pour faire d'autres séquences de mesures qui permettent de mesurer le rayonnement diffusé par les aérosols et, par inversion, d'obtenir un grand nombre d'informations sur les propriétés optiques et physiques des aérosols. Il y a deux séquences de mesures différentes effectuées pour quatre longueurs d'onde à 440, 670, 870 et 1020 nm.

L'une se fait le long du plan principal solaire ; pour un angle azimutal constant, l'angle d'élévation varie, ce qui permet d'évaluer les angles de diffusion. L'autre séquence consiste à faire un almuncantar. Pour un angle solaire zénithal constant, l'instrument fait varier son azimut : il fait un tour sur lui-même en gardant la même élévation. Ces deux séquences sont effectuées environ huit fois par jour lorsque la masse d'air correspond à 4, 3, 2 et 1.7, le matin et l'après-midi.

Ces séquences d'observation visent à obtenir une mesure de l'auréole et du rayonnement diffus pour un nombre important d'angles de diffusion vis-à-vis de la position du soleil pour un même profil d'aérosols. L'application des algorithmes décrits dans (Nakajima *et al.*, 1996; Dubovik & King, 2000; Dubovik *et al.*, 2001, 2006) permet de déduire la distribution statistique de la taille des aérosols, leur fonction de phase et leurs propriétés optiques comme l'absorption, la diffusion et l'albédo de diffusion simple. Les mesures de ces séquences ont une incertitude relative inférieure à 5 %, principalement due à l'étalonnage des instruments (Holben *et al.*, 2001).

4.2.3. Un mot sur le filtre de nuage

Les nuages atténuent fortement le rayonnement solaire. Cependant, la caractérisation des nuages n'est pas l'objectif principale des observations faites par AERONET et ces nuages peuvent perturber la déduction des propriétés optiques des aérosols. Un algorithme a été mis au point afin d'écarter des mesures les instants où des nuages seraient susceptibles de se trouver dans le champ de vue des photomètres (Smirnov *et al.*, 2000).

En fait, lors des séquences de mesure principale (DSA), trois mesures de l'intensité du rayonnement solaire sont effectuées avec un pas de temps de 30 s, ceci créant un triplet d'observation pour chaque longueur d'onde. Les nuages induisent une variabilité temporelle de l'intensité du rayonnement solaire généralement supérieure à celle qui est induite par les aérosols. On obtient ainsi une observable qui permet d'écarter les instants où l'instrument est sujet à l'influence des nuages. De plus, les mesures faites toutes les 15 min permettent aussi de faire ce filtrage pour des pas de temps plus longs. Il est important de noter pour la suite, que cet algorithme ne filtre que les nuages se trouvant directement dans le champ de vue de la station AERONET.

4.2.4. Etalonnage et qualité des mesures

Les épaisseurs optiques sont proposées pour trois niveaux de qualité. Le niveau 1.0 correspond aux données qui n'ont pas subi de traitement visant à supprimer les incohérences dues à la présence de nuage dans le champ de vue de l'instrument. Les données de niveau 1.5 ont été filtrées pour supprimer les nuages.

Le réseau AERONET porte une grande attention à l'étalonnage. Selon le site internet de PHOTON : « *Après une durée de fonctionnement moyenne de 12 mois sur site, chaque photomètre doit être ré-étalonné et pour cela séjourner sur plusieurs sites dédiés dont le premier est le site d'étalonnage radiométrique de Météo France situé à Carpentras ».* Cet étalonnage permet de faire passer les données au niveau 2.0, ce qui garantit leur fiabilité. Pour les stations situées en Europe, en Afrique et au Moyen Orient, ces centres sont le LOA à Lille, le site de Météo France à Carpentras et la station d'Izana sur l'ile de Tenerife.

L'étalonnage consiste à comparer les épaisseurs optiques mesurées par l'instrument à étalonner et transporté dans un site dédié, à un instrument de référence, appelé aussi « Master ». Cette étape dure entre 3 et 6 semaines. L'instrument est ensuite étalonné en luminance et en polarisation en laboratoire à l'aide de sphères intégratrices étalons.

5. Conclusion

J'ai décrit dans ce chapitre comment le rayonnement solaire, lorsqu'il traverse l'atmosphère, est atténué par les constituants de celle-ci. L'atténuation est due à deux phénomènes physiques, l'absorption et la diffusion. Ces phénomènes dépendent notamment des propriétés physico-chimiques des aérosols comme leurs tailles ou leurs compositions chimiques.

J'ai aussi décrit les caractéristiques propres aux aérosols désertiques qui permettent de les différencier par rapport aux autres types d'aérosols.

C'est aussi cette atténuation du rayonnement solaire qui permet de les observer avec des instruments comme les stations de mesure au sol du réseau AERONET, ci-après simplifiée en « mesures d'AERONET » ou « mesures AERONET ». J'ai décrit les différentes mesures opérées par ces stations et les différentes étapes de filtrage et d'étalonnage qui permettent de s'assurer de la qualité de celles-ci. Ces stations sont réparties dans le monde, avec une densité spatiale hétérogène. Elles sont en faible nombre dans le Sahara, source principale des aérosols désertiques. Néanmoins, leurs mesures de certaines propriétés optiques et microphysiques des aérosols peuvent être utilisées pour les représenter dans des modèles numériques. Grâce à elles, j'ai pu réaliser un simulateur de vue d'un instrument spatioporté réaliste. Les différentes mesures nourrissent le simulateur pour faire des simulations dans des conditions environnementales et climatiques correspondant à une zone désertique.

Chapitre III.

Simulateur et validation

« If at first you don’t succeed; call it version 1.0 »

Anonymous

1. Définition et réalisation du simulateur

Plusieurs possibilités existent pour réaliser la simulation d'images acquises par un instrument. J'aurais pu utiliser des images déjà acquises par un ou des instruments similaires à FCI, par exemple l'instrument MODIS, pour simuler des images FCI. Or, le signal mesuré par l'instrument a pour origine le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère et résulte des multiples interactions entre ce rayonnement, l'atmosphère et le sol, puis des caractéristiques de l'instrument. Pour tenir compte de toutes ces interactions, et comme (Billat, 1997), j'ai préféré simuler l'ensemble de la chaine image par des outils numériques . Je considère que cette approche offre plus de flexibilité pour analyser la sensibilité.

Le principe de mon simulateur est le suivant. Je choisis un état atmosphérique, décrit par plusieurs variables, ainsi qu'un sol, caractérisé par son albédo. L'interaction entre le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère et cette atmosphère puis avec le sol, donnera une scène sol qui décrit le rayonnement réfléchi par le sol, de même que la contribution diffuse de l'atmosphère n'interagissant pas avec le sol. L'interaction entre ce rayonnement réfléchi et cette atmosphère donnera une scène appelée « scène observée TOA », c'est-à-dire la scène au sommet de l'atmosphère qui pourra être observée, ou dit différemment, l'ensemble des luminances montantes à l'entrée de l'instrument.

Je choisis ensuite un instrument, ici le FCI, décrit par ses paramètres optoélectroniques et spectroscopiques. L'interaction entre la scène observée TOA et cet instrument donne l'image vue par l'instrument. Les différentes étapes de cette simulation sont représentées sur la Figure III-1.

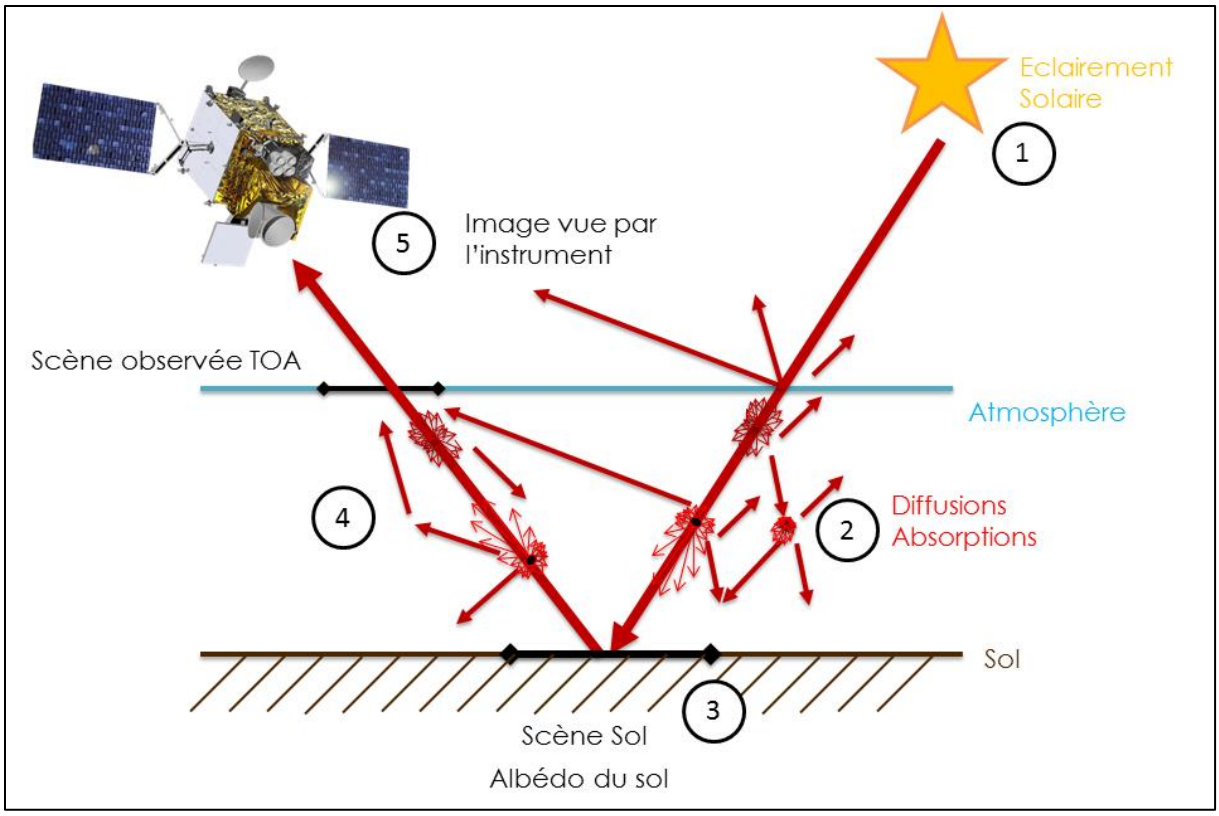


Figure III-1 : Les différentes étapes de la simulation du signal observé par le FCI à bord du future MTG-I.

Les interactions entre le rayonnement solaire, l'atmosphère et le sol sont multiples et peuvent être séparées en quatre étapes successives, représentées par des numéros cerclés de noir sur la Figure III-1. :

1. l'illumination par le soleil avec le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère,
2. l'extinction du rayonnement lors du chemin descendant,
3. la réflexion du rayonnement incident par le sol, compte tenu de sa réflectance ;
4. l'extinction du rayonnement lors du chemin montant du rayonnement réfléchi par le sol et la contribution diffuse de l'atmosphère à la luminance observée par le capteur.

Les propriétés optoélectroniques et spectroscopiques de l'instrument sont ensuite prises en compte (étape 5) pour en déduire la luminance observée dans chacun des canaux spectraux de l'instrument à bord du satellite.

Les différentes étapes d'interactions et l'instrument sont représentées dans le simulateur à l'aide de plusieurs modèles numériques. Chaque modèle nécessite des informations afin de procéder aux calculs correspondants. Ces informations sont appelées variables d'entrée lorsqu'elles sont variables et paramètres lorsqu'elles sont fixées.

1.1. Etape 1 : l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère

L'éclairement solaire énergétique incident au sommet de l'atmosphère est défini en fonction de la longueur d'onde, de l'angle solaire zénithal θ_S et de l'angle solaire azimutal ϕ. J'ai utilisé le spectre d'émission solaire de Wehrli (Wehrli, 1985) qui décrit la distribution spectrale de l'éclairement énergétique au sommet de l'atmosphère (Figure III-2). Je l'ai choisi car c'est celui utilisé par l'ESA,

EUMETSAT et TAS pour l'étalonnage des instruments tels que le FCI (EUMETSAT, 2013). Cela assure une cohérence entre mon travail et les spécifications de l'instrument, notamment en ce qui concerne les luminances minimum et maximum.

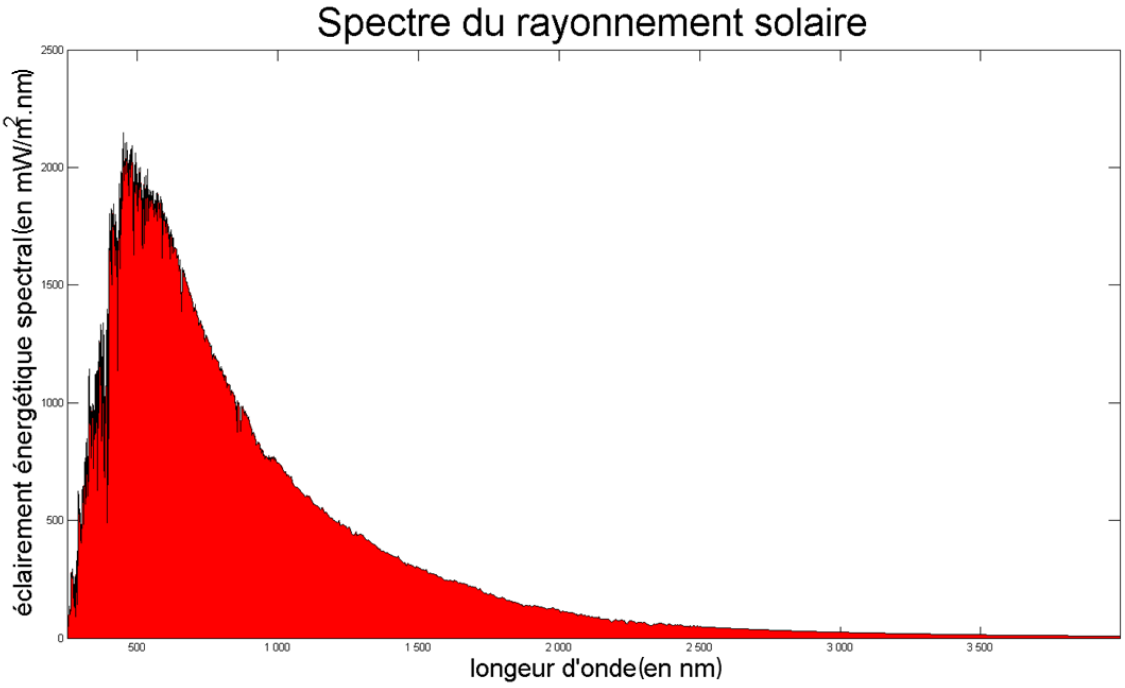


Figure III-2 : éclairement énergétique au sommet de l'atmosphère (Wehrli, 1985).

1.2. Etapes 2 et 4 : le transfert radiatif dans l'atmosphère

Les étapes 2 et 4 rendent compte des interactions entre un rayonnement électromagnétique (ici le rayonnement solaire) et les constituants de l'atmosphère. Ces interactions sont simulées grâce à la résolution des équations du transfert radiatif (ETR) (Chandrasekhar, 1960). Ces dernières tiennent compte des interactions liées à l'absorption, la diffusion, la réfraction et la réflexion du rayonnement le long de son trajet, et permettent de calculer la quantité de rayonnement atteignant le sol. Pour résoudre ces équations, on considère souvent l'atmosphère comme une succession de couches parallèles les unes aux autres correspondant à une géométrie plane et parallèle (Liou, 2002). Les ETR contiennent des intégrales impossibles à résoudre analytiquement. Pour le cas du rayonnement solaire traversant l'atmosphère, il existe plusieurs méthodes de résolution numérique de ces ETR, parmi lesquelles on peut citer :

- DISORT (*DIScrete Ordinates Radiative Transfer*) (Stamnes *et al.*, 1988) utilisée dans cette thèse ;
- 6S (*Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum*) (Vermote *et al.*, 1997) qui fonctionne sur la base des ordres successifs de diffusion (SOS, *Successive Orders Of Scattering*) (Hammad & Chapman, 1939) ;
- MYSTIC (*Monte Carlo code for the phYSically correct Tracing of photons In Cloudy atmospheres*) basée sur une méthode de Monte-Carlo pour résoudre les intégrales contenues dans les ETR (Emde *et al.*, 2009, 2011; Mayer, 2009; Mayer *et al.*, 2010; Buras & Mayer, 2011).

J'aurais pu utiliser un simulateur existant comme 6Sv ou MODTRAN (Berk *et al.*, 2014, 2015). Ayant besoin d'exécuter le simulateur un très grand nombre de fois, j'ai préféré développer mon propre simulateur avec des capacités élevées d'automatisme et une grande facilité d'usage. J'ai choisi d'exploiter le code de transfert radiatif (CTR) libRadtran (Mayer & Kylling, 2005; Emde *et al.*, 2016) avec DISORT comme solveur. Un CTR dispose, outre des méthodes de résolution, de bases de données permettant de faire fonctionner ces dernières. Ces bases de données décrivent par exemple des profils atmosphériques, des spectres de rayonnement solaire hors atmosphère, des propriétés optiques des constituants de l'atmosphère, des spectres de réflexion pour différents types de sol ou des propriétés optiques des aérosols. L'utilisation de libRadtran est commune au sein de l'équipe de MINES ParisTech qui m'a encadré durant cette thèse et c'est l'une des raisons majeures qui m'a poussé à utiliser ce code. Son code source est librement accessible et il est aussi largement utilisé dans les domaines de la télédétection et de l'optique atmosphérique (Yi *et al.*, 2011; Lefèvre *et al.*, 2013; Mueller & Träger-Chatterjee, 2014; Obregón *et al.*, 2015).

1.3. Etapes 2 et 4 : l'état de l'atmosphère

Pour calculer les interactions entre le rayonnement solaire et l'atmosphère, il faut prendre en compte l'état de cette dernière et les propriétés optiques de ses constituants. D'après Vermote *et al.*, 1997, dans le cas de la simulation d'états d'atmosphère sans nuages, le rayonnement solaire est principalement atténué par les gaz constituants de l'atmosphère et les aérosols. Les gaz ayant une influence significative sur la propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère sont la vapeur d'eau ($\mathrm{H_2O}$), l'ozone (0_3), le dioxyde de carbone ($\mathrm{CO_2}$), le dioxygène ($\mathrm{O_2}$), le méthane ($\mathrm{CH_4}$) et l'oxyde d'azote (NO). L'atmosphère s'étend depuis la surface jusqu'à une altitude d'environ 120 km (Anderson *et al.*, 1986). Sa pression, sa température, sa densité et la concentration de ces différents gaz varient en fonction de l'altitude.

Six profils atmosphériques ont été établis par l'*Air Force Geophysical Laboratory* (AFGL) (Anderson *et al.*, 1986). Ils rendent compte de la variation typique de la pression, de la température, de la densité d'atmosphère et de la concentration en dioxyde de carbone, oxygène, méthane et oxyde d'azote en fonction de l'altitude. Ils correspondent à des profils typiques en fonction de la saison et de la géographie : *Midlatitude Summer* (AFGL-MS), *Midlatitude Winter* (AFGL-MW), *Subarctic Summer* (AFGL-SS), *Subarctic Winter* (AFGL-SW), *Tropical* (AFGL-T) et *U.S. Standard* (AFGL-US).

J'ai sélectionné le profil *Midlatitude Summer* car il correspond bien au cas traité. J'ai supposé un profil constant dans le temps et dans l'espace. Par conséquent, il est le même pour tous les calculs présentés dans cette thèse. J'ai vérifié ultérieurement que sélectionner *Midlatitude Winter* ou *U.S. Standard* ne modifiait pas les conclusions de cette thèse.

La vapeur d'eau et l'ozone stratosphérique de l'atmosphère influencent aussi la propagation du rayonnement solaire. Ces deux constituants varient dans l'espace et le temps et sont inclus dans le vecteur d'état en entrée du simulateur. Ils sont représentés par les contenus totaux de la colonne atmosphérique en ozone et en vapeur d'eau respectivement représentés par les variables O_3 et WV. Les propriétés optiques des autres gaz constituant l'atmosphère sont issues de la base de données HITRAN (Mayer & Kylling, 2005; Rothman *et al.*, 2013).

L'atténuation du rayonnement solaire par les aérosols varie avec la nature de ces derniers, leur densité volumique et leur distribution de taille, l'humidité relative, etc. La base de données OPAC (Hess *et al.*, 1998; Koepke *et al.*, 2015) contient les propriétés optiques de plusieurs espèces

d'aérosols (minéraux, embrun marin, carbone noir, sulfate, etc.) pour les trois différents modes : nucléation, accumulation et grossier. Ces propriétés (la distribution de taille, les coefficients d'absorption et de diffusion, $\tilde{\omega}$, etc.) sont définies en fonction de λ.

La base de données OPAC définit aussi des mélanges typiques de différentes espèces communément observées comme le mélange de type urbain, rural ou désertique. Ces mélanges décrivent la concentration de chaque espèce d'aérosols en fonction de l'altitude. Pour cette étude, j'ai utilisé le mélange *desert* tel que représenté dans le Tableau III-1 comme paramètre fixe. Dans le vecteur d'état en entrée du simulateur, la quantité d'aérosols est représentée par la variable, τ, correspondant à l'épaisseur optique des aérosols.

z(km)	*inso*	*waso*	*soot*	*minm*	*miam*	*micm*	*suso*
35.0	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
12.0	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	6.840e-08
11.0	7.436e-07	1.484e-07	4.420e-09	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
10.0	8.427e-07	1.682e-07	5.009e-09	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
9.0	9.549e-07	1.905e-07	5.676e-09	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
8.0	1.082e-06	2.159e-07	6.432e-09	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
7.0	1.226e-06	2.447e-07	7.288e-09	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
6.0	1.389e-06	2.772e-07	8.259e-09	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
5.0	1.574e-06	3.142e-07	9.358e-09	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
4.0	1.784e-06	3.560e-07	1.060e-08	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
3.0	2.021e-06	4.034e-07	1.202e-08	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
2.0	2.291e-06	4.571e-07	1.362e-08	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00	0.000e+00
1.0	0.000e+00	3.020e-06	0.000e+00	5.663e-06	1.274e-04	3.443e-05	0.000e+00
0.0	0.000e+00	4.980e-06	0.000e+00	9.337e-06	2.100e-04	5.677e-05	0.000e+00

Tableau III-1 : Distribution des espèces d'aérosols en fonction de l'altitude pour le mélange *desert*. Les concentrations sont données en g/m³. INSO : insoluble, WASO : soluble dans l'eau, SOOT: suie, MINM : aérosols minéraux du mode de nucléation, MIAM: aérosols minéraux du mode d'accumulation, MICM: aérosols minéraux du mode grossier, SUSO : sulfate (Hess *et al.*, 1998)**.**

1.4. Etape 3 : la réflexion du sol

Lors de l'étape 3, le rayonnement qui a traversé l'atmosphère et qui arrive au sol peut être absorbé ou réfléchi par celui-ci. Dans le cadre de cette étude, j'ai considéré une réflexion lambertienne, représentée par un albédo ρ_G défini en fonction de λ (Liou, 2002; Coakley, 2003), et dont la Figure III-3 est un exemple pour un sol désertique.

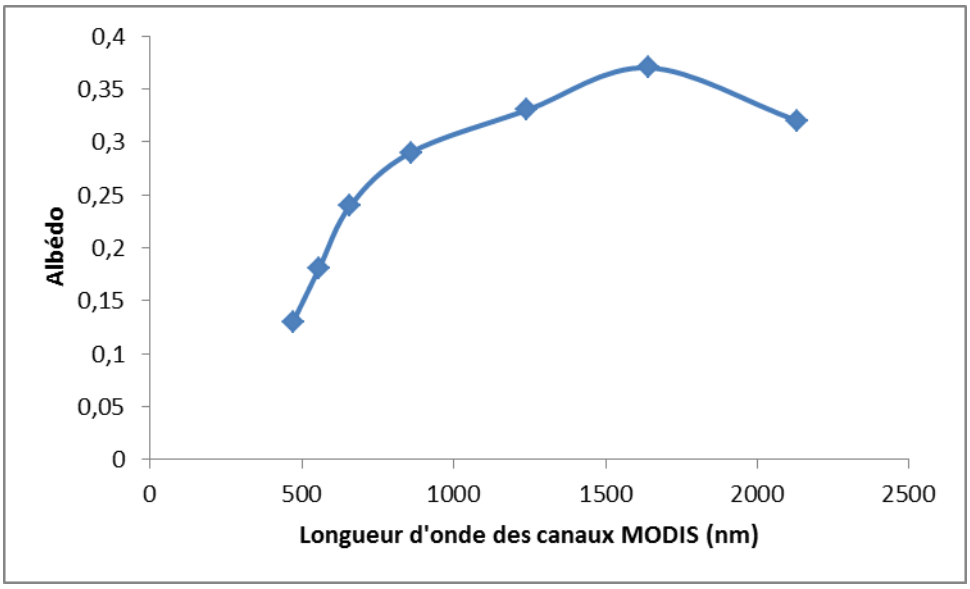


Figure III-3 : Exemple d'albédo du sol désertique en fonction de la longueur d'onde.

1.5. Etape 5 : les propriétés optiques de l'instrument

Le rayonnement réfléchi par le sol interagit aussi avec les constituants atmosphériques dans son trajet ascendant. Ces interactions sont similaires à celles intervenant lors du trajet descendant et font donc intervenir les mêmes paramètres. A l'issue de l'étape 4, on obtient la scène observée au sommet de l'atmosphère. Pour estimer les capacités de détection de l'instrument, il faut que le simulateur tienne compte des spécifications propres à l'instrument.

LibRadtran contient des fonctions de réponse spectrale de plusieurs instruments à bord de différents satellites comme SEVIRI à bord de MSG ou MODIS à bord d'Aqua et Terra. Il est possible de calculer la luminance mesurée dans un canal en fonction de la réponse spectrale de l'instrument dans ce canal.

La simulation de l'instrument FCI pour la partie VNIR (visible et proche infrarouge) s'appuie sur les spécifications techniques et optiques décrites dans le document *System Requirement Document* (SRD) (EUMETSAT, 2013) qui m'ont été transmises par Thales Alenia Space. Les longueurs d'onde centrales et les largeurs de bande des canaux VNIR ainsi que les résolutions spatiales au nadir sont présentées dans le Tableau III-2. Les spécifications des sensibilités spectrales et de la qualité radiométrique de l'instrument sont extraites du SRD.

Canal	Longueur d'onde centrale, λ_0	Largeur de bande, $\Delta\lambda_0$	Résolution spatiale
VIS0.4	0,444 µm	0,060 µm	1,0 km
VIS0.5	0,510 µm	0,040 µm	1,0 km
VIS0.6	0,640 µm	0,050 µm	1,0 km; 0,5 km
VIS0.8	0,865 µm	0,040 µm	1,0 km
VIS0.9	0,914 µm	0,020 µm	1,0 km
NIR1.3	1,380 µm	0,030 µm	1,0 km
NIR1.6	1,610 µm	0,050 µm	1,0 km
NIR2.2	2,250 µm	0,050 µm	1,0 km; 0,5 km

Tableau III-2 : Description des canaux du VNIR du FCI. λ_0 est la longueur d'onde centrale et $\Delta\lambda_0$ la largeur de bande. Lorsqu'il y a deux valeurs pour la résolution spatiale, la 1ère valeur correspond à la résolution nominale, c'est-à-dire le mode FDHSI (*Full Disk High Spectral Imagery*) et la seconde, au mode HRFI (*High Resolution Fast Imagery*) permettant une prise de vue plus rapide et avec une résolution spatiale plus fine mais pour des zones géographiques restreintes. Le préfixe VIS signifie qu'il s'agit de canaux observant dans la gamme visible du spectre électromagnétique (NIR : proche infrarouge).

Pour rendre compte de la luminance observée dans chacun des canaux, la résolution des équations du transfert radiatif est effectuée pour chacune des longueurs d'onde du canal considéré. Ces luminances monochromatiques sont ensuite multipliées par la réponse spectrale du canal (SRF, pour *Spectral Response function*) et intégrées sur la largeur de bande afin d'en déduire la luminance observée par l'instrument pour ce canal.

La luminance normalisée L_N pour chaque canal, est définie par :

$$L_N = \frac{\pi L_\lambda}{E_\lambda^S(\lambda)}$$

Équation III-1

où L_λ est la luminance issue du simulateur, et $E_\lambda^S(\lambda)$ est l'éclairement hors atmosphère pour ce canal, reçu sur un plan normal aux rayons du soleil.

Cette luminance normalisée, et par voie de conséquence la luminance, est limitée en valeurs inférieures et supérieures par les caractéristiques techniques de l'instrument. La dynamique de chaque canal est donnée dans le Tableau III-3. J'ai exploité les luminances et luminances normalisées entrant dans la dynamique de chaque canal dans chacune des simulations avant d'effectuer l'analyse du signal simulé. Si ce signal est hors de l'intervalle de ces extrêmes, alors, l'analyse ne sera pas effectuée.

Canal	Min. Signal, $L_{N_{min}}$	Max. Signal, $L_{N_{max}}$
VIS0.4	0,01	1,20
VIS0.5	0,01	1,20
VIS0.6	0,01	1,20
VIS0.8	0,01	1,20
VIS0.9	0,01	0,80
NIR1.3	0,01	0,80
NIR1.6	0,01	1,20
NIR2.2	0,01	1,00

Tableau III-3 : Spécifications de la dynamique des luminances normalisées pour les canaux visibles et proche-infrarouges de FCI.

1.6. Résumé des différentes composantes et fonctionnement du simulateur

Le simulateur admet donc en entrée un vecteur d'état de l'atmosphère et de paramètres de l'instrument qui tient compte de toutes les variables citées précédemment pour calculer la luminance observée par l'instrument dans chacun des canaux ainsi que la réflectance. Certains paramètres ont été choisis comme constants pour les analyses de sensibilité, comme le profil d'atmosphère ou la réponse spectrale des canaux. Le simulateur est schématisé par la Figure III-4, ci-dessous.

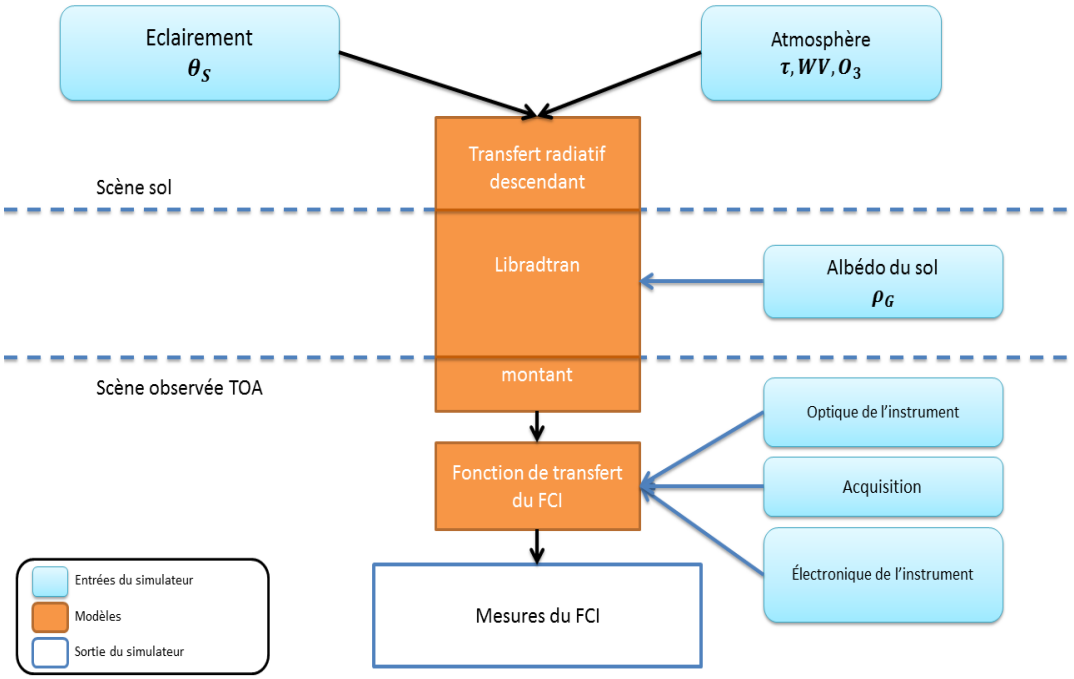


Figure III-4 : Schéma de principe du simulateur.

Pour chaque canal considéré, le vecteur d'état en entrée du simulateur comprend l'angle solaire zénithal (θ_s), l'albédo du sol (ρ_g), l'épaisseur optique des aérosols (τ), les contenus intégrés de la colonne atmosphérique en vapeur d'eau (WV) et ozone (O_3). Soit l'ensemble des variables $(\boldsymbol{\tau, \theta_S, \rho_G, WV, O_3})$.

2. Validation du simulateur

Une fois le simulateur réalisé, j'ai procédé à sa validation pour vérifier d'une part, que le signal obtenu grâce au simulateur correspond bien à un signal potentiellement mesuré par un satellite correspondant aux caractéristiques de Meteosat, et d'autre part, que les variables choisies suffisent à décrire la variabilité du signal observé par un instrument tel que le FCI, dans des conditions climatiques et environnementales similaires à celles correspondant à l'étude.

2.1. Méthodologie

La validation est effectuée en comparant des simulations à des observations réelles. Le FCI n'étant pas opérationnel durant ma thèse, j'ai fait cette comparaison pour des simulations de MSG/SEVIRI, l'instrument optique de la famille de Meteosat Seconde Génération, actuellement en opération.

Pour ce faire, ma démarche est la suivante. J'ai acquis des images de l'instrument SEVIRI pour des périodes durant lesquelles je disposais de mesures de stations AERONET en zone désertique en Afrique du Nord. J'en ai extrait les mesures de l'instrument SEVIRI pour les pixels contenant les positions géographiques des stations AERONET. J'ai ainsi obtenu des séries de données SEVIRI et AERONET coïncidentes dans l'espace et le temps. Les données AERONET sont utilisées dans le vecteur d'état en entrée du simulateur, et les luminances issues du simulateur sont comparées à celles fournies par SEVIRI.

Cette démarche est proche de celle utilisée par EUMETSAT pour étalonner les canaux visibles et proche infrarouges de Meteosat Seconde Génération en exploitant le CTR 6S (Govaerts, 2001; Govaerts & Clerici, 2003, 2004).

Les résultats préliminaires de ces comparaisons faisaient apparaitre des différences plus ou moins marquées entre les luminances issues des simulations et de l'instrument. J'ai cherché à comprendre d'où provenaient ces différences : du simulateur, d'un manque de représentativité des données utilisées en entrée du simulateur ou encore d'une perturbation dans les mesures de SEVIRI. J'ai mis en place des stratégies complémentaires afin d'affiner les instants comparés tout en sélectionnant les instants les plus pertinents dans le cadre de cette étude (absence de contamination par des nuages ou des aérosols de nature différente). Je présente ces stratégies pour le canal CH01, la même attention ayant été portée au canal CH02.

2.1.1. Acquisition des mesures de MSG/SEVIRI

Le centre O.I.E. enregistre depuis 2010 des images de MSG pour constituer des atlas et des bases de données du rayonnement solaire. Il dispose d'une antenne de réception qui capte le signal émis par le satellite toutes les 15 min transmettant les images qui viennent d'être acquises par les différents canaux de l'instrument SEVIRI. Les images issues de trois canaux sont enregistrées et archivées : deux canaux dans la gamme visible et proche infrarouge centrés à 635 nm (CH01) et 810 nm (CH02) et un canal dans l'infrarouge thermique centré à 10,8 µm (CH09). Les deux premiers canaux CH01 et CH02 appartiennent au domaine VNIR. J'ai comparé les résultats de mon simulateur aux observations de ces deux canaux.

Le simulateur a été adapté aux spécifications des canaux CH01 et CH02de MSG/SEVIRI. La période de comparaison s'étale sur cinq ans, de 2010 à 2014. Durant cette période, trois satellites de la seconde génération se sont succédés pour la prise de vue nominale du disque complet. Chaque canal de chaque instrument possède une réponse spectrale qui est caractérisée juste avant le lancement

pendant la phase finale de qualification. Comme on peut le voir sur la Figure III-5 pour les quatre premiers satellites de la série, la réponse spectrale peut varier d'un instrument à l'autre pour un même canal. Pour chacune des stations AERONET, l'instrument sélectionné, et par voie de conséquence la réponse spectrale, est celui opérant nominalement tel que défini par EUMETSAT pendant la période de mesures AERONET (Tableau III-4).

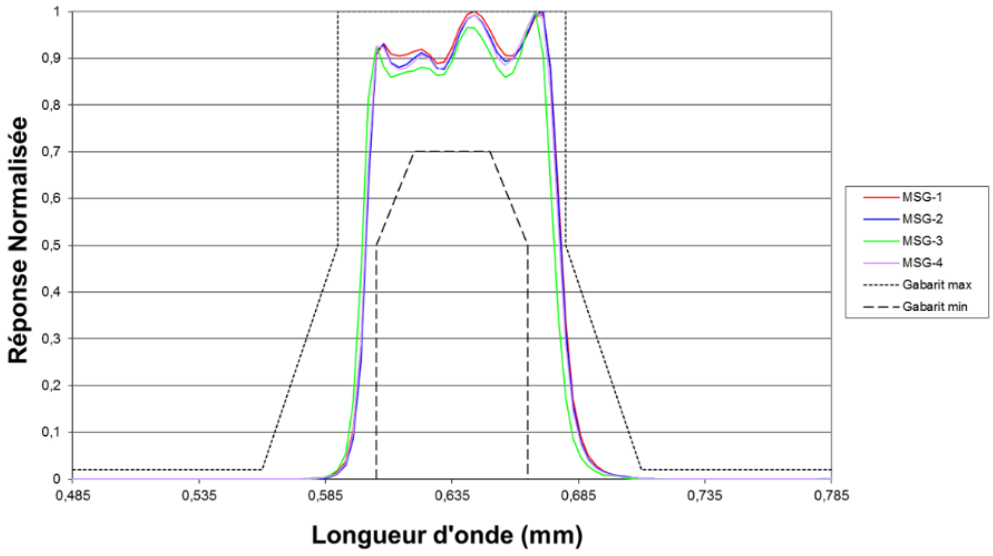


Figure III-5 : Fonction de réponse spectrale du canal CH01 pour les quatre instruments SEVIRI à bord des quatre satellites Meteosat Seconde Génération successivement en opération.
(http://www.eumetsat.int/website/home/Data/Products/Calibration/MSGCalibration/index.html)

La sortie du simulateur est la somme des produits des luminances spectrales de la bande correspondante au canal sélectionné par la fonction de réponse spectrale. La réponse spectrale étant normalisée par rapport à son maximum, il faut diviser la somme par l'intégrale de la réponse spectrale (Govaerts & Clerici, 2004). Le contenu des images SEVIRI utilisées est constitué de luminances données en $\mathrm{mW/(m^2.sr.(cm^{-1}))}$ alors que la sortie du simulateur est exprimée en $\mathrm{mW/(m^2.sr.nm)}$. Pour faire la conversion des données, il convient d'appliquer la formule exprimée en page 17 de (Govaerts & Clerici, 2004) :

$$L_{nm} = \frac{10 * L_{cm^{-1}}}{\lambda_0^2}$$

Équation III-2

où λ_0 est la longueur d'onde centrale du canal en μm, $L_{cm^{-1}}$ est la luminance issue de SEVIRI et L_{nm} est la luminance de SEVIRI convertie pour correspondre à la luminance issue du simulateur.

2.1.2. Obtention des vecteurs d'états en entrée du simulateur

Le simulateur admet en entrée un vecteur d'état. Pour les besoins de la comparaison, les vecteurs d'étatdoivent être concomitants et coïncidents géographiquement aux observations de l'instrument. Ces vecteurs d'états sont obtenus en exploitant les mesures AERONET. En effet, les stations AERONET peuvent fournir la plupart des variables nécessaires à la constitution du vecteur d'état en entrée du simulateur, aussi bien grâce aux résultats du *Direct Sun Algorithm (DSA)* que des inversions. Les stations de mesures AERONET sont géolocalisées, ce qui permet de sélectionner le

pixel contenant la station de mesure dans les images de MSG/SEVIRI. Cela représente une approximation car un pixel dans le Sahara représente grossièrement un carré de 3 km de côté, alors qu'une station AERONET ne mesure l'état de l'atmosphère qu'en un point très localisé, le long d'une colonne d'atmosphère dans la direction de l'éclairement solaire. Les valeurs instantanées des mesures AERONET sont assorties d'un horodatage qui permet de les faire coïncider avec les mesures de SEVIRI. Les stations AERONET choisies pour l'étude répondaient à certaines conditions :

- être situées dans le champ de vue de Meteosat,
- être susceptibles d'observer des aérosols désertiques,
- être situées dans une zone désertique,
- ne pas être sur la côte (discontinuité brutale de l'albédo de la surface pour le pixel Meteosat correspondant),
- offrir des données de niveau 2.0 pour les données issues du DSA et des inversions,
- offrir des mesures sur une période étendue, recouvrant sur une durée d'au moins un an, celle des observations de MSG disponibles (2010-2014),
- ne pas être fortement influencées par des zones urbanisées.

Il existe un nombre restreint de stations répondant à ces conditions. Pour m'aider dans la sélection des stations, je me suis référé à des articles évaluant les propriétés optiques des aérosols en Afrique du Nord en exploitant les données des stations AERONET (El-Metwally *et al.*, 2008; Guirado *et al.*, 2014; Masmoudi *et al.*, 2015). Le Tableau III-4 présente la liste des stations répondant aux critères énumérés ci-dessus. Ce tableau reprend les positions, les périodes d'activité et le nombre de mesures exploitables pour chaque station. Le nombre de mesures correspond à la somme des produits du DSA et des inversions.

Station AERONET	Position	Période de mesure	Satellite principal	Nombre de mesures
El Farafra	N27°03'28'', E27°59'24''	01/03/2014 31/12/2014	MSG-3	13879
Ouarzazate	N30°55'40'', W06°54'46''	10/02/2012 18/03/2013	MSG-2	15942
Oujda	N34°39'10'', E01°53'56''	27/10/2012 20/11/2013	MSG-3	25177
Tamanrasset	N22°47'24'', E 05°31'48''	19/11/2012 08/12/2013	MSG-3	15264
Zinder	N13°46'37'', E08°59'24''	01/01/2010 02/05/2013	MSG-2	29156

Tableau III-4 : Liste des stations AERONET sélectionnées avec leur position géographique, la période de mesure exploitée et le nombre de mesures faites par la station (DSA + Inversion).

N'ayant pas à ma disposition des mesures aussi régulières, coïncidentes et concomitantes du contenu en ozone et sachant que l'ozone est transparent au rayonnement solaire dans les longueurs d'onde observées par les canaux de SEVIRI (Vermote *et al.*, 2006), j'ai choisi de fixer O_3 à une valeur typique de 300 DU (*Dobson Unit*).

2.1.3. Sélection des observations correspondant à des cas d'aérosols désertiques

Le mélange d'aérosols utilisé comme paramètre dans le simulateur correspond à des aérosols désertiques, sans trace de pollution. Les stations les plus isolées comme Tamanrasset ou El Farafra subissent peu l'effet de la pollution mais sont susceptibles d'observer des aérosols qui ne correspondent pas à ce type désertique. Il est souhaitable d'identifier les situations où les aérosols sont effectivement de type désertique de manière prédominante afin que la comparaison soit la plus objective possible.

La méthode présentée dans (Kubilay *et al.*, 2003; Xiang-ao *et al.*, 2005; El-Metwally *et al.*, 2008) permet d'interpréter les différents types d'aérosols observés par les stations AERONET à partir des mesures elles-mêmes. Elle consiste à représenter l'exposant d'Ångström α calculé entre 440 et 870 nm, en fonction de l'épaisseur optique τ_{440} à $\lambda = 440$ nm (Figure III-6). On met ainsi en évidence des agrégats qui sont interprétés comme représentant des types différents d'aérosols.

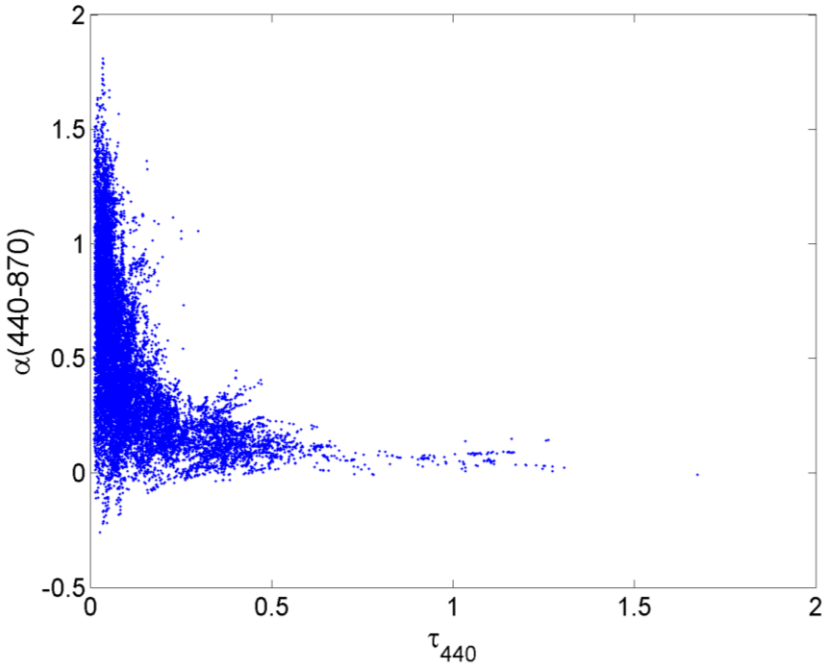


Figure III-6 : Nuage de points représentant l'exposant d'Ångström en fonction de l'épaisseur optique des aérosols pour la station AERONET Ouarzazate.

On peut observer sur la Figure III-6, une grande gamme de variation de l'exposant d'Ångström, α variant entre -0,1 et 1,8, notamment pour des épaisseurs optiques faibles $\tau_{440} < 0{,}25$. Cela peut correspondre à des aérosols d'origine anthropogène transportés ou directement émis à proximité de la station de mesure. On remarque aussi un grand nombre de cas où $\alpha < 0{,}25$ et $\tau_{440} > 0{,}5$; ces cas correspondent à des évènements de forte concentration d'aérosols désertiques. En effet, α est inversement proportionnel à la taille des aérosols ; or les aérosols désertiques sont caractérisés par des particules dont le diamètre est supérieur à 1 µm car le mode grossier prédomine.

Après avoir tracé un tel graphe pour chacune des stations, je peux en déduire empiriquement une valeur seuil pour τ_{440} au-dessus de laquelle les mesures correspondent à des poussières désertiques. La valeur seuil de τ_{440} est indiquée pour chacune des stations AERONET dans le Tableau III-5. J'impose en outre une condition additionnelle. Je considère qu'il s'agit d'un cas d'observation de poussières désertiques que si $\alpha < 0{,}25$. J'ai donc appliqué un double filtrage pour obtenir des

instants où α est faible et τ_{440} suffisamment grand, qui correspondent à des observations d'aérosols désertiques permettant de faire une comparaison représentative des simulations effectuées avec un type d'aérosol désertique.

Station AERONET	El Farafra	Ouarzazate	Oujda	Tamanrasset	Zinder
Borne inférieure de τ_{440}	0,1	0,5	0,6	0,3	1

Tableau III-5 : Valeur seuil sur τ_{440} appliquée aux mesures pour sélectionner les instants correspondant aux cas d'aérosols désertiques.

2.1.4. Sélections des instants de ciel clair

Une station AERONET effectue des mesures du rayonnement solaire incident au sol régulièrement. Un algorithme est appliqué aux données afin de filtrer les instants où des nuages se trouvent dans une zone circumsolaire restreinte : cette procédure de détection des nuages (Smirnov *et al.*, 2000) ne concerne donc que les nuages qui pourraient se trouver dans le champ de vue de l'instrument.

Or, un nuage peut se trouver dans d'autres zones du ciel bien que la mesure AERONET soit valide. Même si sa taille est inférieure à celle du pixel SEVIRI, ce nuage aura une influence sur la luminance perçue par SEVIRI. En effet, présentant généralement un albédo plus élevé que celui du sol, il contribuera à augmenter la luminance observée par SEVIRI. Ce surplus de luminance peut induire une différence notable entre la simulation et la mesure de MSG/SEVIRI correspondante. C'est ce qui est illustré par la Figure III-7 qui présente un corrélogramme entre les luminances observées par SEVIRI dans le canal CH01 et celles simulées pour le site d'Ouarzazate. Dans le cas idéal, les points doivent être alignés sur la première bissectrice des axes. On observe des points éloignés sur la partie droite du graphe, en dessous de la première bissectrice. Ces points correspondent à une nette sous-estimation de la luminance observée par SEVIRI par la simulation et peuvent s'expliquer par la probable présence de nuage dans le pixel de MSG/SEVIRI. Cette hypothèse est confirmée par un examen visuel minutieux des images satellites correspondant à ces points éloignés de la première bissectrice et du nuage de point principal.

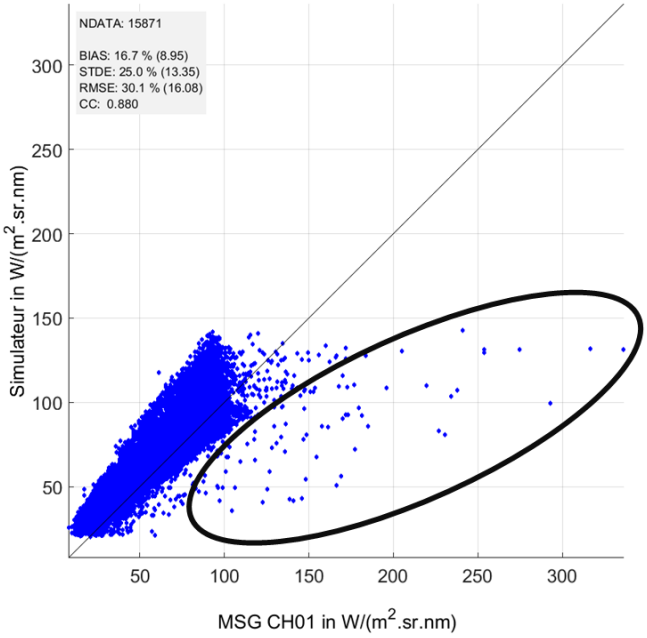


Figure III-7 : Corrélogramme des observations de MSG/SEVIRI en abscisse et des simulations en ordonnée pour le canal CH01 et pour la station AERONET d'Ouarzazate. Les aberrations pouvant correspondre à des cas de contamination du pixel par des nuages sont mises en évidence par l'ellipse noire.

Plusieurs méthodes existent afin de détecter les instants de ciel clair dans une série de mesures d'éclairement incident au sol. Nous avons utilisé celle de (Eissa *et al.*, 2015a) et (Lefèvre et al. 2013) qui exploite la variation de la fraction de rayonnement diffusé incident au sol et la variation temporelle de l'indice de clarté corrigé de la masse d'air (KT*) (Ineichen & Perez, 1999). On calcule l'écart type temporel de KT* à chaque instant t, avec un triplet de valeurs $[t-1; t; t+1]$. De la même manière que l'algorithme de sélection des instants sans nuages d'AERONET décrit au chapitre précédent, la mesure est éliminée si la variance du triplet est supérieure à un seuil. Une autre contrainte est que, considérant que les nuages sont très fortement diffusants, il y aura ciel clair lorsque la fraction diffuse du rayonnement incident au sol est inférieure à 0,3.

J'ai tenté de déduire de cette méthode un algorithme simple permettant de discriminer les instants sans nuages. Pour ce faire, j'ai procédé par analogie en considérant que le caractère fortement réfléchissant des nuages pouvait avoir le même type de conséquence sur la luminance réfléchie vers l'instrument spatioporté. J'ai d'abord constaté que les luminances simulées, qui ont été obtenues pour des cas de ciel exclusivement sans nuage, sont systématiquement inférieures à environ 0,33 fois la dynamique nominale de chaque canal SEVIRI, c'est-à-dire la différence entre les luminances minimales et maximales pour SEVIRI. J'ai défini cette valeur comme un seuil au-delà duquel le signal observé dans le pixel MSG/SEVIRI est considéré comme contaminé par des nuages. Cette mesure est alors écartée des comparaisons. On retrouve ce type d'approche par seuil de luminance observable dans la littérature (Smith *et al.*, 2002). De même, j'ai généré une série temporelle à partir des luminances observées par SEVIRI et j'ai calculé l'écart type sur chaque triplet temporel, comme défini ci-dessus, pour évaluer la variabilité de la luminance et la filtrer en fonction d'un seuil.

Les résultats de ce filtre ciel clair/nuage n'ont pas été à la hauteur de mes espérances. De nombreuses aberrations n'ont pas été éliminées dans les séries temporelles. J'ai eu la chance d'échanger lors de ma thèse avec des personnes du DLR qui ont conçu et travaillé sur l'application de la méthode APOLLO aux données de MSG/SEVIRI. Cette méthode APOLLO utilise plusieurs canaux

spectraux afin de produire un masque de nuages sur chaque image MSG toutes les 15 min (Saunders & Kriebel, 1988; Klüser & Schepanski, 2009; Klüser *et al.*, 2015). J'ai exploité ces masques de nuages pour filtrer les données. La plupart des aberrations ont disparu.

2.1.5. Correction de l'albédo

Dans les données issues des inversions des stations AERONET, un albédo est donné notamment pour quatre canaux spectraux : 440, 670, 870 et 1020 nm. J'ai utilisé les albédos correspondant aux canaux de SEVIRI pour constituer le vecteur d'état en entrée du simulateur pour les comparaisons. Cependant, la fréquence des mesures spécifiques permettant les inversions est plus faible. J'ai considéré que l'albédo est faiblement variable au cours du temps (Tsvetsinskaya *et al.*, 2006). Lorsque l'albédo n'était pas disponible, je l'ai estimé par interpolation linéaire temporelle à partir des albédos mesurés.

La Figure III-8 présente des premiers résultats pour la station AERONET de Tamanrasset. Il y a une excellente corrélation de 0,966 entre les mesures faites par MSG/SEVIRI et les simulations. On y observe cependant une nette surestimation de la luminance réellement observée par l'instrument, d'environ 30 % en valeur relative.

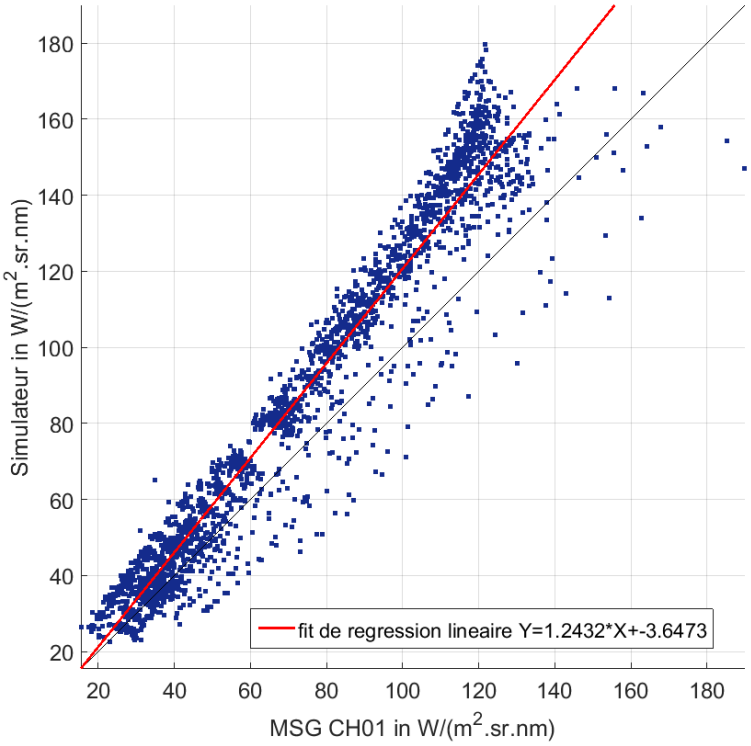


Figure III-8 : Corrélogramme entre les observations de MSG/SEVIRI en abscisse et les simulations en ordonnée pour la station de Tamanrasset pour le canal CH01.

J'ai comparé la série temporelle d'albédo fournie par AERONET et celle estimée de manière concomitante par l'instrument MODIS pour chercher à comprendre l'origine possible de cette surestimation (Figure III-9). Les fréquences de mesure ne sont pas les mêmes : le produit MCD43B3 de MODIS fournit des albédos tous les 8 jours alors que les inversions d'AERONET sont faites sur la base de plusieurs inversions journalières en l'absence de nuages. Cette différence explique la grande disparité de variabilité entre ces deux séries temporelles. Néanmoins, on voit très clairement que les

deux séries temporelles sont très différentes en moyenne. L'albédo déduit de la station AERONET est en effet supérieur d'environ 30 % à celui estimé par l'instrument MODIS.

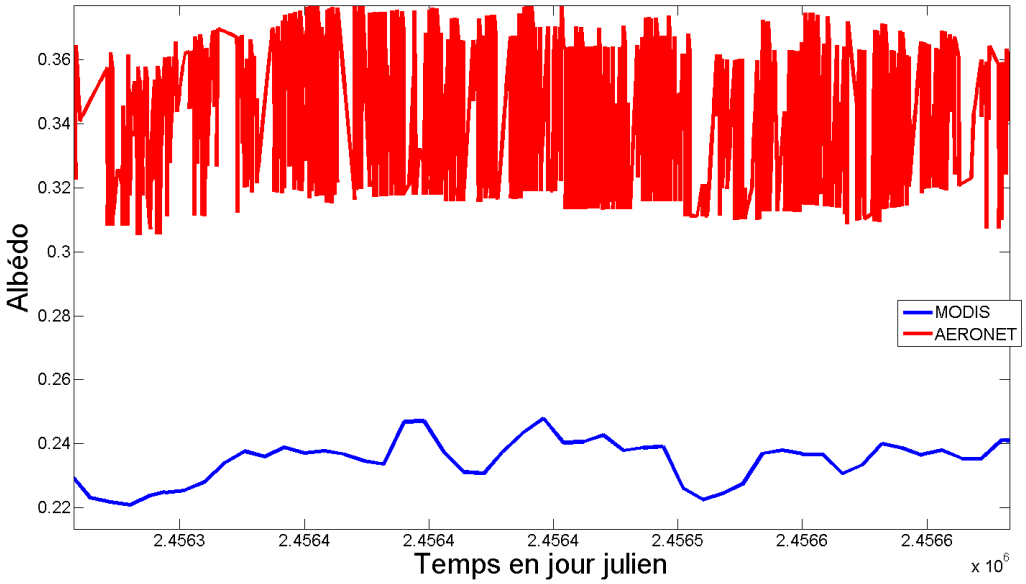


Figure III-9 : Albédos mesurés par la station AERONET de Tamanrasset en rouge et déduits des mesures de MODIS en bleu, issus de la bibliothèque MCD43B3.

Cette constatation est une explication très probable de la surestimation de la simulation par rapport aux observations. En effet, compte tenu des échelles spatiales en jeu, l'albédo issu de MODIS est sûrement plus représentatif en moyenne de l'albédo pour le pixel de SEVIRI que ne l'est celui, très local, mesuré par AERONET. Pour vérifier cette hypothèse, j'ai appliqué une correction de –30 % à l'albédo en entrée du simulateur afin qu'il corresponde en moyenne à celui déduit des observations de MODIS. Les résultats de ces simulations sont présentés par la Figure III-10.

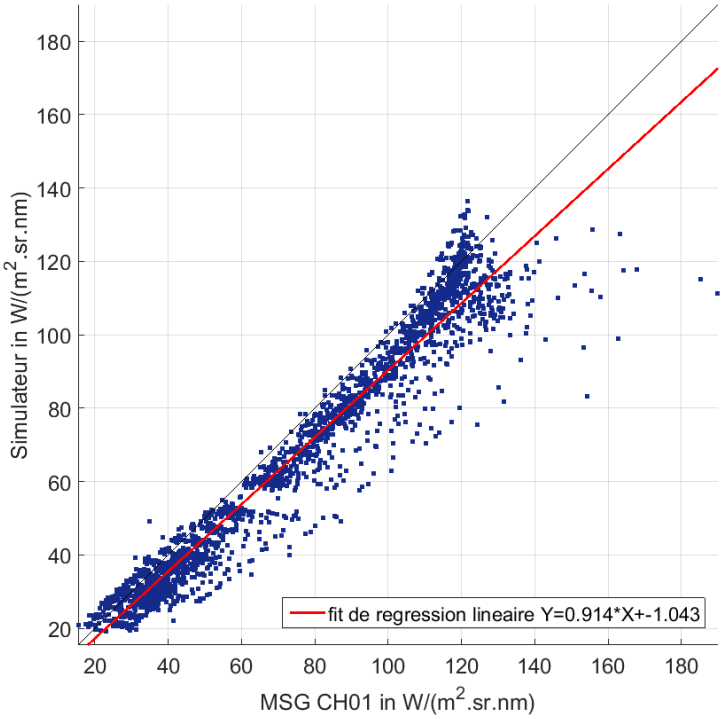


Figure III-10 : Corrélogramme entre les observations de MSG/SEVIRI en abscisse, et les simulations, en ordonnée, pour la station de Tamanrasset pour le canal CH01 avec un albédo corrigé de -30 % en accord avec les mesures de MODIS.

Le nuage de points est plus proche de la première bissectrice, le biais est donc plus faible et est de -7,1 %. Ce résultat confirme notre hypothèse et met aussi en lumière l'influence que peut avoir l'albédo du sol sur les simulations. Les résultats exprimés dans la partie suivante pour Tamanrasset correspondent aux simulations avec un albédo corrigé. Pour la validation du simulateur, j'ai continué à exploiter les données d'AERONET car bien plus fréquentes et plus accessibles que les produits de MODIS. Les autres stations AERONET utilisées ne présentent pas de biais aussi systématique et n'ont donc pas été corrigées.

2.2. Résultats

On a vu que les principales sources d'écart entre les simulations et les observations réelles étaient dues aux variables d'entrées ou à la présence de nuages dans les pixels de SEVIRI plutôt qu'au modèle numérique permettant les simulations. Une fois ces sources d'écart externes corrigées et filtrées, on obtient les résultats présentés dans cette section pour les deux canaux visibles de MSG/SEVIRI.

2.2.1. Résultats pour le canal CH01 centré à 635 nm

Le tableau 7 rapporte la synthèse des comparaisons faites entre les simulations et les observations de MSG/SEVIRI pour le canal CH01 au moyen du coefficient de corrélation (CC) et d'indicateurs statistiques : le biais, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (EQM) et l'écart type (σ) ainsi que leur valeur relative par rapport à la moyenne des luminances observées par MSG/SEVIRI. Dans le cas idéal, le coefficient de corrélation vaut 1 et les indicateurs sont égaux à 0.

Stations	Nombre de mesures	Valeur moyenne	$Biais$	σ	EQM	CC	$Biais_r$ (%)	σ_r (%)	EQM_r (%)
El Farafra	888	94	-4,1	11,7	12,4	0,966	-4,4	12,3	13,1
Ouarzazate	284	72	4,8	17,0	17,7	0,854	7,8	23,8	24,8
Oujda	116	63	-0,4	9,5	9,5	0,960	-0,7	15	15,0
Tamanrasset	2448	74	-7,4	8,1	11,0	0,972	-10	11	14,9
Zinder Airport	1195	88	-2,4	15,2	15,3	0,945	-2,8	17,3	17,5

Tableau III-6 : Synthèse des résultats des comparaisons entre le simulateur et MSG/SEVIRI pour le canal CH01. La valeur moyenne correspond à la moyenne des luminances observées par MSG/SEVIRI en (mW/(m².sr.nm)).

Le coefficient de corrélation (CC) est égal ou supérieur à 0,95 pour toutes les stations, sauf pour la station d'Ouarzazate (0,854). Les simulations sont cohérentes avec des mesures faites par SEVIRI, la variabilité temporelle est bien reproduite par mon simulateur.

Le biais est négatif, compris entre $-0{,}4$ et $-7{,}4$ mW/(m².sr.nm). Ouarzazate est une exception avec un biais positif de $4{,}8$ mW/(m².sr.nm).

L'écart type des déviations varie du simple au double, de $8{,}1$ à Tamanrasset à $17{,}7$ mW/(m².sr.nm) à Ouarzazate, de même que l'écart quadratique moyen (EQM). L'EQM relatif varie entre 13 et 24 %. Les indicateurs sont comparables à ceux issus des travaux de l'étalonnage de MSG/SEVIRI par comparaison avec un code de transfert radiatif (Govaerts, 2001; Govaerts & Clerici, 2003, 2004).

2.2.2. Résultats pour le canal CH02 centré à 810 nm

Le tableau 8 rapporte la synthèse des comparaisons faites entre les simulations et les observations de MSG/SEVIRI pour le canal CH02.

Stations	Nombre de mesures	Valeur moyenne	$Biais$	σ	EQM	CC	$Biais_r$ (%)	σ_r (%)	EQM_r (%)
El Farafra	888	75	2,6	9,7	10,0	0,966	3,4	13,0	13,3
Ouarzazate	284	58	5,5	12,6	13,7	0,889	9,4	21,6	23,6
Oujda	116	55	3,5	8,9	9,5	0,963	6,4	16,3	17,5
Tamanrasset	2448	60	-5,8	6,5	8,7	0,976	-9,6	10,8	14,4
Zinder Airport	1195	73	4,8	14,0	14,8	0,956	6,6	19,1	20,2

Tableau III-7 : Synthèse des résultats des comparaisons entre le simulateur et MSG/SEVIRI pour le canal CH02. La valeur moyenne correspond à la moyenne des luminances observées par MSG/SEVIRI en (mW/(m².sr.nm)).

De même que pour le canal CH01, les résultats montrent une forte corrélation entre les simulations et les observations, supérieure à 0,96, à l'exception, une nouvelle fois, de la station d'Ouarzazate (0,89).

La variabilité temporelle est bien reproduite par mon simulateur. Le biais est cette fois-ci positif, compris entre 2,6 et 5,5 mW/(m².sr.nm). Tamanrasset est une exception avec un biais négatif de -5,8 mW/(m².sr.nm).

Comme pour le canal CH01, l'écart type des déviations varie du simple au double, de 6,5 à Tamanrasset à 14,0 mW/(m².sr.nm) à Zinder Airport, de même que l'écart quadratique moyen (EQM). L'EQM relatif varie entre 13 et 24 %. Les indicateurs sont cohérents avec ceux reportés par (Govaerts & Clerici, 2003, 2004) ainsi qu'avec ceux du canal CH01.

2.3. Discussion des résultats de validation

Les résultats pour les deux canaux montrent une forte corrélation et un bon accord entre les luminances simulées et les observations de MSG/SEVIRI pour deux instruments différents. Ils sont aussi comparables à ceux obtenus par (Govaerts, 2001; Govaerts & Clerici, 2003, 2004) pour l'étalonnage de MSG/SEVIRI. Toutefois, on observe une certaine dispersion des résultats. Pour valider le bon fonctionnement du simulateur, j'ai entrepris d'explorer les origines possibles de ces dispersions dans les sections suivantes.

2.3.1. Cas des fortes épaisseurs optiques des aérosols

Les résultats présentés dans les tableaux Tableau III-6 et Tableau III-7, de même que ceux relatifs à σ et EQM, montrent une dispersion marquée des nuages de points par rapport à la première bissectrice des axes et quelques aberrations entre le signal mesuré et simulé malgré les différents filtres appliqués pour sélectionner les aérosols désertiques et les instants de ciel clair. J'ai cherché à comprendre quelles pouvaient être les sources de ces aberrations. La Figure III-11 est un exemple d'aberrations observées sur le corrélogramme entre les luminances mesurées du canal CH01 et les valeurs simulées pour la station AERONET de El Farafra. Ces points sont entourés d'une ellipse tracée en noir et sont très éloignés de la première bissectrice.

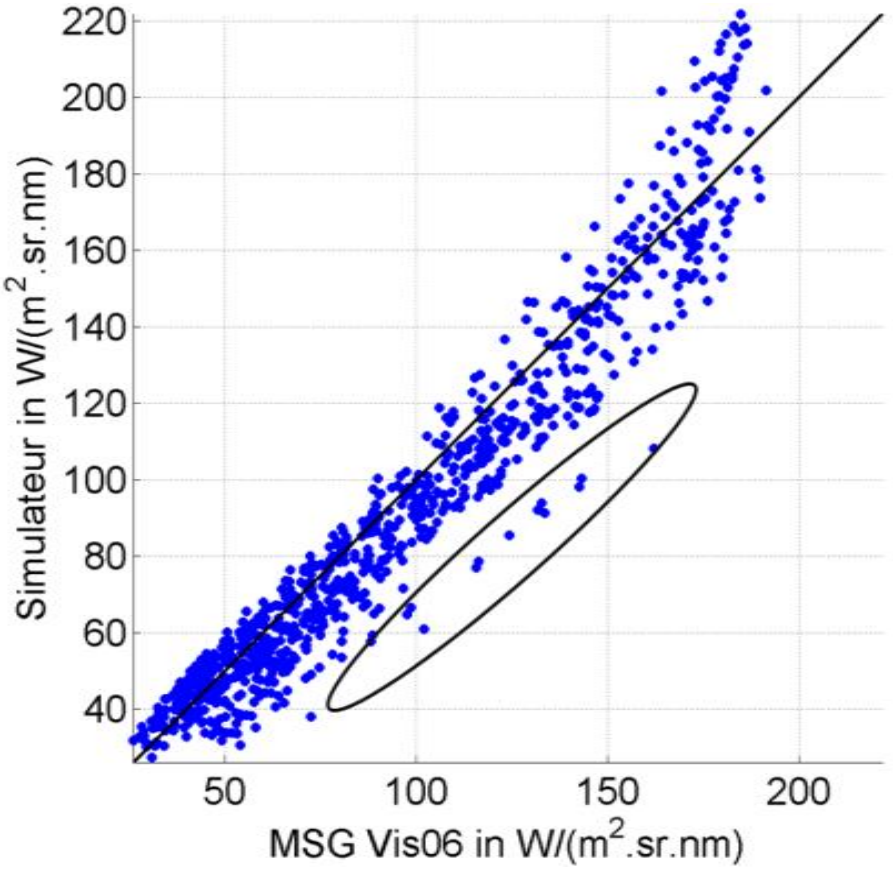


Figure III-11 : Corrélogramme entre les observations de MSG/SEVIRI en abscisse, et les simulations, en ordonnée, pour la station d'El Farafra pour le canal CH01. Des points aberrants sont entourés d'une ellipse noire.

J'ai représenté ces mêmes résultats en classant les points par classes d'épaisseur optique d'aérosol mesuré à 670 nm, τ_{670} ,pour identifier un éventuel biais lié à τ_{670}. On peut voir sur la Figure III-12 que les cas qui sont aberrants correspondent à des cas où $\tau_{670} > 1$. En analysant davantage ces points, j'ai déterminé qu'ils appartenaient tous à un même évènement de tempête de sable durant les journées du 4 et 5 juin 2014.

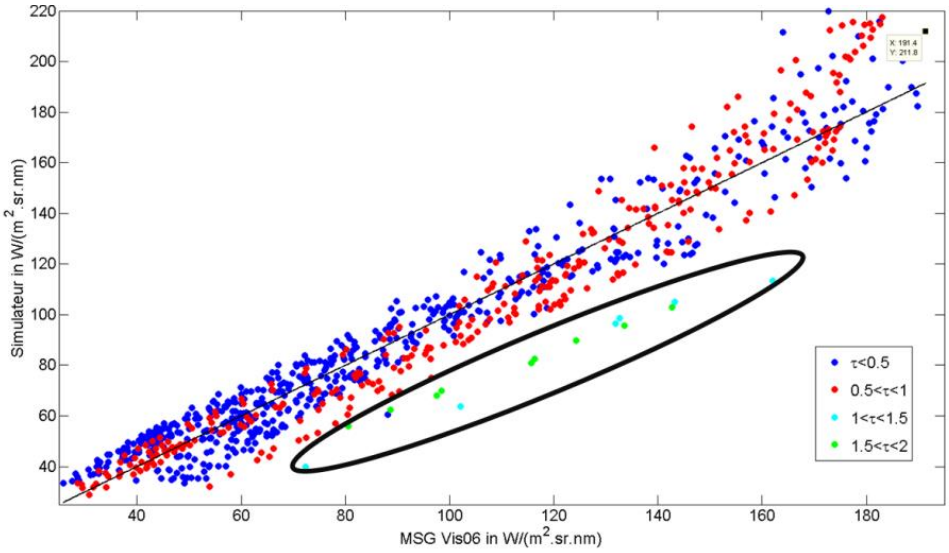


Figure III-12 : Corrélogramme entre les observations de MSG/SEVIRI en abscisse, et les simulations, en ordonnée, pour la station d'El Farafra pour le canal CH01. A chaque couleur, correspond une classe de τ_{670}. On observe une nette sous-estimation de la luminance observée par l'instrument lorsque $\tau_{670} > 1,5$ (points encerclés par une ellipse noire).

J'ai extrait du site internet du réseau AERONET plusieurs informations pour le 4 juin 2014, et notamment la distribution de taille à plusieurs instants (Figure III-13). La distribution de taille varie au cours de la journée mais fait état de la présence majoritaire de particules du mode grossier, caractéristique des aérosols désertiques lors d'épisodes de tempête de sable importants.

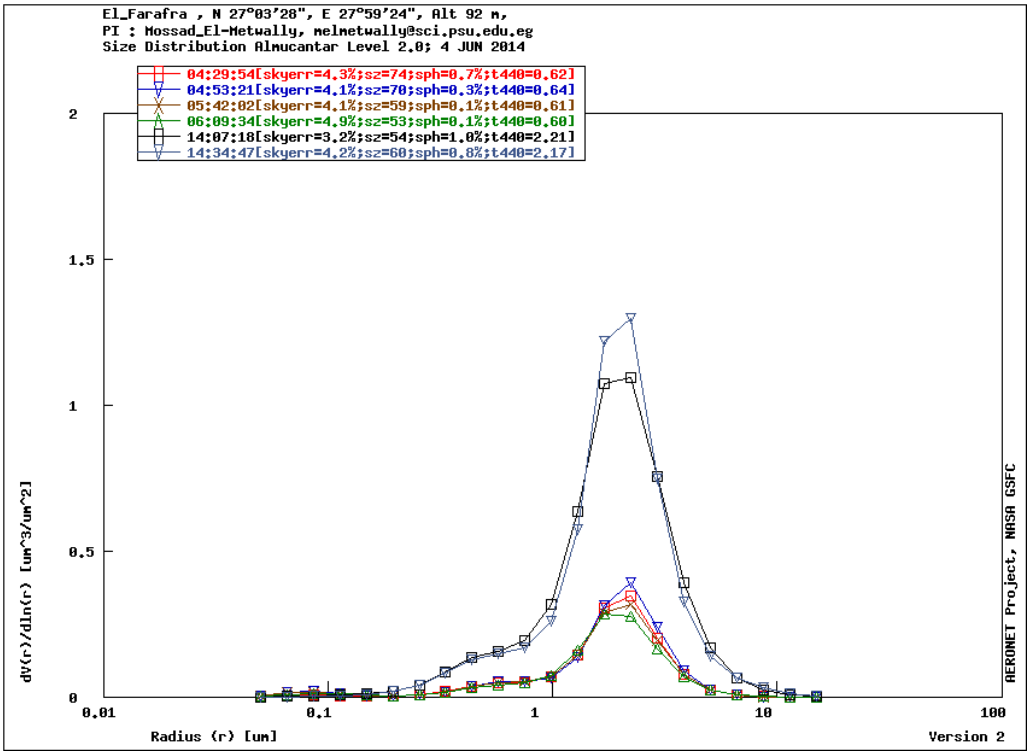


Figure III-13 : Distribution de tailles issue des inversions de la station AERONET d'El Farafra le 4 juin 2014 entre 04:29 UT et 14:34 UT. On observe une plus grande densité volumique après 14:00 UT et pour des diamètres de particules assez grands, indiquant la présence de particules du mode grossier.

De plus, le site internet d'AERONET permet d'obtenir des images en couleurs naturelles issues de l'instrument MODIS correspondant au jour sélectionné tel que représenté sur la Figure III-14. On peut observer sur cette figure prise à 11:45 UT que la station AERONET située dans le cercle bleu est manifestement touchée par une tempête de sable, délimitée grossièrement par le trait noir.

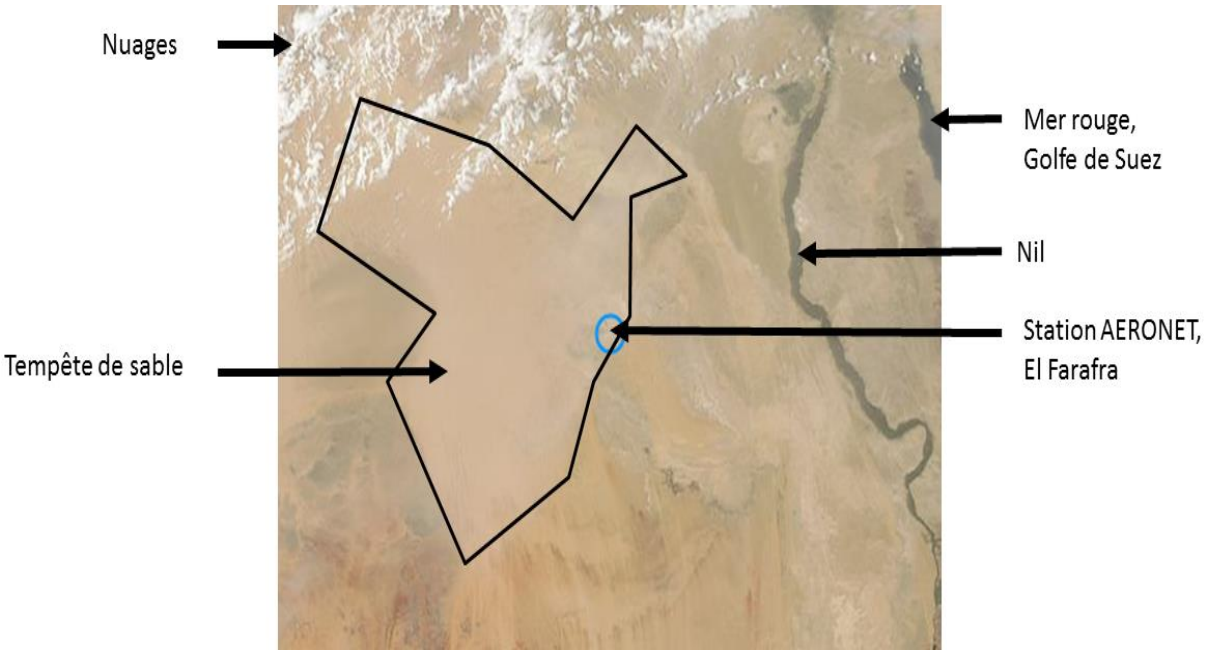


Figure III-14 : Image en couleurs naturelles acquise par l'instrument MODIS à bord du satellite AQUA le 4 juin 2014 à 11:45 UT. Une importante tempête de sable est visible, au-dessus de la station de mesure représentée par le cercle bleu. Les nuages sont en blanc, le sol couleur sable, le Nil, de couleur foncée, est visible sur la droite de l'image. La tempête de sable atténue le signal provenant du sol, qui, hors de cette tempête, est parsemé de structures variées.

De plus, j'ai extrait du site NASCUBE (Gonzalez & Deroo), mis à disposition par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de l'Université de Lille, les estimations des épaisseurs optiques déduites des observations de SEVIRI concomitantes aux mesures d'AERONET. On peut voir sur la Figure III-15 que l'épisode de tempête de sable est effectivement très intense. Les mesures faites par la station sont donc cohérentes avec les autres observations (MODIS, NASCUBE).

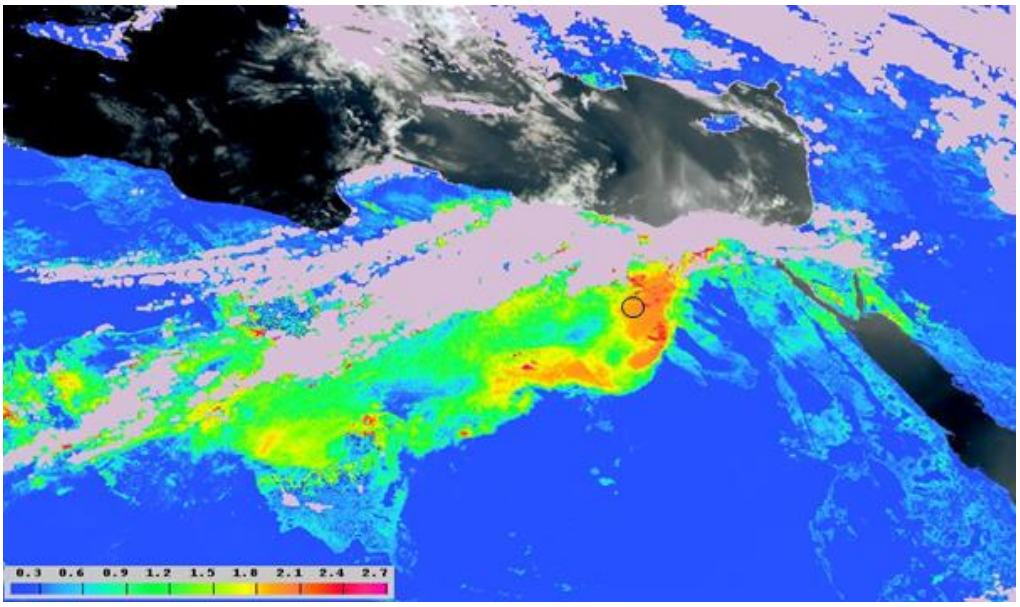


Figure III-15 : Carte de l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm, τ_{550}, extraite de l'outil NASCUBE en Egypte le 04 juin 2014 à 11:45 UT. Le bleu représente le sol ou l'absence d'aérosols, le noir les étendues d'eau, le gris et le blanc la couverture nuageuse et les couleurs τ_{550} dont l'échelle est donnée en bas à gauche de l'image. Le cercle noir indique la position de la station AERONET.

Ces mesures sont donc bien représentatives d'aérosols désertiques. Mais alors pourquoi le simulateur sous-estime-t-il le signal observé par l'instrument dans ces cas précis ?

Un élément de réponse peut être apporté par l'analyse des propriétés optiques des aérosols désertiques utilisées par le simulateur pour prendre en compte les interactions entre le rayonnement solaire et les aérosols. La base de données OPAC (Hess *et al.*, 1998), incluse dans libRadtran, comprend pour chaque espèce d'aérosol, un albédo de diffusion simple qui dépend de la longueur d'onde. Pour obtenir cet albédo pour les aérosols désertiques, $\widetilde{\omega}_{OPAC}$, j'ai effectué une somme pondérée des $\widetilde{\omega}$ des différentes espèces présentes dans le mélange *desert*, la pondération étant égale au ratio volumétrique de chaque espèce au sein du mélange. J'ai supposé que $\widetilde{\omega}$ obéit au principe du mélange externe (Russell & Seinfeld, 1998; Lesins *et al.*, 2002; Bais *et al.*, 2005).

J'ai comparé $\widetilde{\omega}_{OPAC}$ aux estimations d'albédos de diffusion simple $\widetilde{\omega}_{M}$ issues des inversions d'AERONET lors de l'évènement de tempête de sable le 04 juin 2014 (Figure III-16). La comparaison des deux albédos montre des disparités importantes. Pour la longueur d'onde 670 nm proche du canal CH01, $\widetilde{\omega}_{OPAC}\sim 0{,}87$ et pour la longueur d'onde 870 nm (CH02), $\widetilde{\omega}_{OPAC}\sim 0{,}89$, là où pour chacune de ces deux longueurs d'onde $\widetilde{\omega}_{M}\sim 0{,}99$.

Cette sous-estimation des albédos de diffusion simple par OPAC peut résulter en une absorption du rayonnement solaire plus importante dans le cas de la simulation que pour l'observation réelle. Cette différence d'absorption s'effectue lors des trajets descendants et ascendants, et donc diminue substantiellement (environ 30 % de luminance en moins) la luminance perçue par l'instrument simulé par rapport à l'instrument réel.

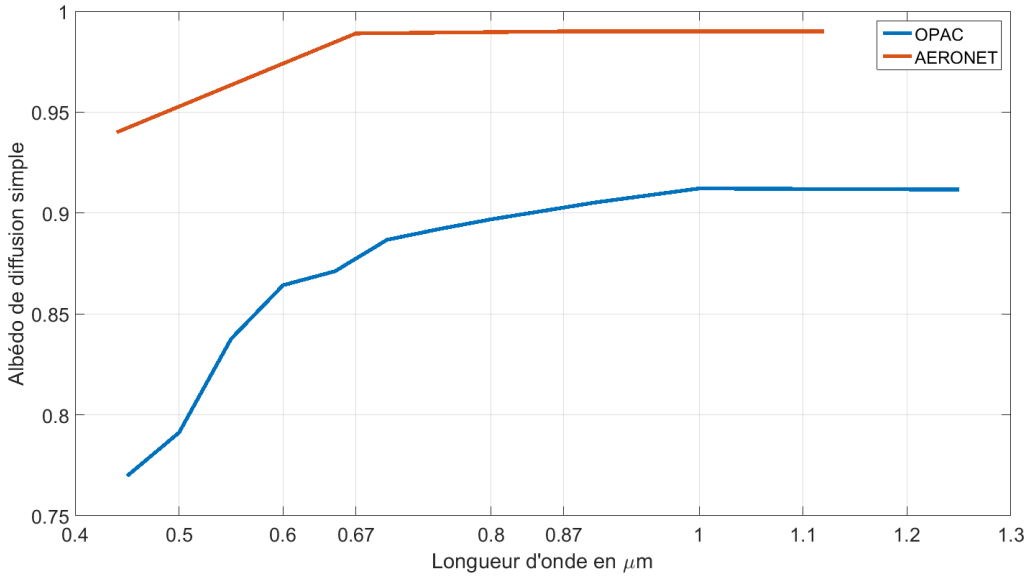


Figure III-16 : En rouge $\tilde{\omega}$ mesuré par la station AERONET El Farafra le 04/06/2014. En bleu, $\tilde{\omega}$ des aérosols minéraux d'OPAC présents dans le simulateur.

Pour vérifier cette hypothèse, j'ai procédé à de nouvelles simulations des cas aberrants en imposant $\tilde{\omega}$ en entrée du simulateur, non plus tiré d'OPAC mais correspondant à $\tilde{\omega}_M$, soit $\sim$0,99. Les résultats sont présentés sur la Figure III-18. J'ai rappelé sur la Figure III-17 les résultats aberrants mis en évidence sur la Figure III-11, et cette fois isolées des autres.

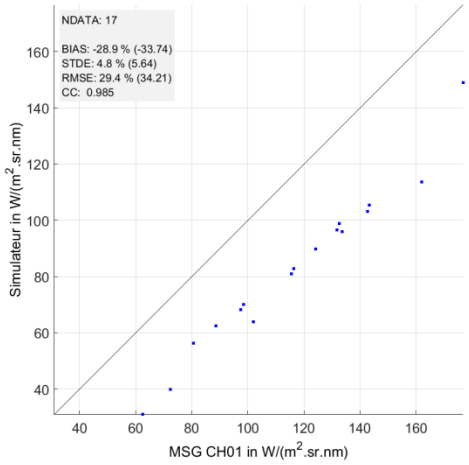


Figure III-17 : Corrélogramme entre les observations de MSG/SEVIRI en abscisse, et les simulations, en ordonnée, pour les 17 cas aberrants correspondant à la tempête de sable du 4 juin 2014 au-dessus de la station AERONET d'El Farafra. Ces simulations ont été réalisées avec $\tilde{\omega}$ issus d'OPAC utilisé par libRadtran.

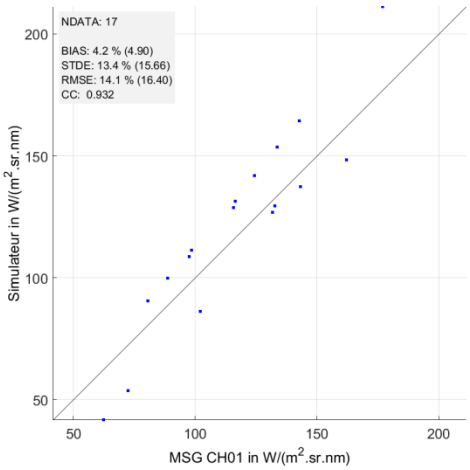


Figure III-18 : Comme la Figure 17 mais les simulations ont été réalisées en imposant $\tilde{\omega} = 0,99$ en entrée du simulateur.

La comparaison des deux figures est frappante : le biais est largement diminué, de -29 % en valeur relative à +4 %, par le changement d'albédo de diffusion simple. Cependant les indicateurs

statistiques hors biais, affichés dans l'encadré en haut à gauche de chaque figure, comme le coefficient de corrélation (CC) ou l'écart type (STDE) sont moins bons dans le cas des nouvelles simulations, même si l'EQM (RMSE) est lui nettement amélioré par la diminution significative du biais.

Il convient d'être prudent face à des indicateurs calculés avec 17 données de comparaison seulement. Cependant, puisque $\widetilde{\omega}$ représente la proportion du rayonnement qui est diffusé lors des interactions avec les aérosols, une augmentation de cette proportion, et donc une plus forte influence de la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols sur la luminance estimée, notamment par le biais de la masse d'air, peut expliquer ces différences sur les indicateurs. Il y a potentiellement un couplage entre les propriétés optiques des aérosols et d'autres variables en entrée du simulateur comme l'angle zénithal solaire θ_S dont dépend la masse d'air.

Pourtant, à l'exception de ces aberrations, le simulateur est fortement corrélé avec les observations réelles. Pour répondre à cette incohérence de l'influence des propriétés optiques des aérosols, on peut considérer qu'en moyenne $\widetilde{\omega}_M \sim 0{,}9683$ à 670 nm avec un écart type de $0{,}016$. Il est donc fréquemment plus faible que $\widetilde{\omega}_M$ lors de l'épisode de tempête de sable. De plus, si une erreur sur $\widetilde{\omega}_{OPAC}$ a une forte influence pour les cas où $\tau_{670} > 1$, on peut supposer que c'est aussi parce que plus la concentration des aérosols est grande, plus ces derniers interagissent avec le rayonnement solaire. Dans ce cas, les propriétés optiques de ces aérosols ont une grande influence sur la luminance simulée. Dans les cas moyens où $\tau_{670} < 1$ voire $\tau_{670} \ll 1$, une erreur sur $\widetilde{\omega}_{OPAC}$ n'aura qu'une influence limitée sur la luminance simulée.

Il est donc nécessaire d'avoir un regard critique sur les propriétés optiques des aérosols utilisées dans le simulateur. La base de données OPAC est à ce jour la plus complète quant aux propriétés optiques des aérosols. Elle fait cependant l'objet de critiques (Balkanski *et al.*, 2007) et particulièrement concernant des propriétés optiques des aérosols désertiques. Cependant, l'équipe qui produit OPAC continue à implémenter des mises à jour et des améliorations (Koepke *et al.*, 2015). Des campagnes de mesures multimodales sont aussi régulièrement organisées pour améliorer la connaissance de ces propriétés (Kandler *et al.*, 2009; Bierwirth *et al.*, 2009; McConnell *et al.*, 2010; Ryder *et al.*, 2013).

J'ai participé à une table ronde sur les particules atmosphériques, lors de l'atelier Trattoria 2015 organisé par le LOA et le CNES. L'une des conclusions portait sur les manques actuels des bases de données extensives quant aux propriétés optiques des aérosols et d'un manque évident de données sur lesquelles s'appuyer pour pouvoir constituer une base de données plus représentative qu'OPAC.

Je suis conscient des défauts d'OPAC mais je n'ai pas les moyens de constituer une base de données aussi complète et étendue que celle-ci. J'ai donc choisi de continuer à l'utiliser dans ma thèse tout en étant conscient des biais qu'elle peut induire sur mes résultats.

2.3.2. Influence de l'angle solaire zénithal

J'ai aussi entrepris d'étudier la répartition des résultats de comparaisons en fonction de l'angle zénithal solaire θ_S régissant la masse d'air traversée par le rayonnement solaire descendant. La Figure III-19 présente le corrélogramme pour Tamanrasset pour plusieurs classes de θ_S. De manière attendue, on peut voir que θ_S a une influence très marquée sur les luminances observées et simulées.

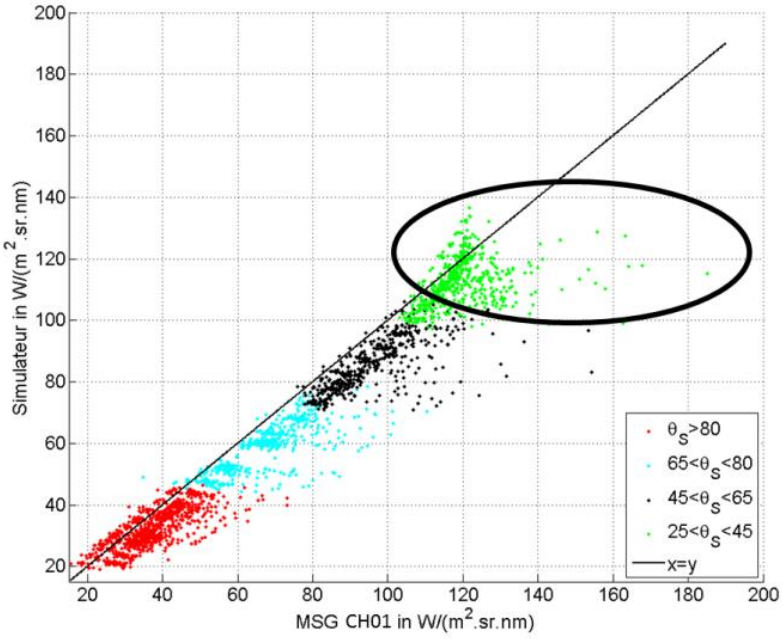


Figure III-19 : Corrélogramme entre les observations de MSG/SEVIRI en abscisse, et les simulations, en ordonnée, pour la station de Tamanrasset. A chaque couleur, correspond une classe de l'angle solaire zénithal θ_S . L'ellipse met en évidence des points qui s'écartent fortement de la première bissectrice.

Les points qui s'écartent le plus de la première bissectrice, mis en évidence par l'ellipse noire, correspondent aux cas où $\theta_S < 24°$, c'est-à-dire lorsque le soleil est au plus haut dans le ciel pour cette station. Ces instants sont ceux pour lesquels le signal observé par l'instrument est le plus fort. D'une part, on peut expliquer cela par le fait que le signal mesuré par l'instrument est plus sensible aux incertitudes liées à la description de l'état de la scène, c'est-à-dire aux vecteurs d'état en entrée du simulateur qui sont extraits de mesures très localisées d'AERONET. La variabilité à l'intérieur du pixel peut donc être à l'origine de cette dispersion à cause par exemple de l'albédo. Comme le rayonnement incident au sol est plus élevé, il y a plus de rayonnement réfléchi qui dépend directement de l'albédo. S'il y a une incertitude sur l'albédo, cela peut produire cette dispersion. D'autre part, cette dispersion peut indiquer qu'il y aurait là aussi un couplage entre l'influence de θ_S et d'autres variables du vecteur d'entrée du simulateur, ce qui est attendu.

3. Conclusion

J'ai défini un simulateur qui s'appuie sur un code de transfert radiatif et des entrées pour ce dernier. Plus précisément, j'ai défini un vecteur d'entrée de ce simulateur constitué par des variables représentatives de l'état et de la variabilité de la scène observée par l'instrument. Étant donné que l'instrument FCI simulé n'est pas opérationnel, j'ai adapté le simulateur à un instrument existant, le MSG/SEVIRI, dont les images me sont accessibles pour pouvoir vérifier la validité des simulations, la représentativité du vecteur d'état et estimer les défauts potentiels.

Cette analyse m'a permis de me familiariser avec les images issues d'un véritable instrument, et de procéder à quelques ajustements du simulateur, comme la normalisation de la sortie de libRadtran pour obtenir des luminances équivalentes à celles mesurées par MSG/SEVIRI.

La comparaison entre les luminances simulées et celles mesurées par le MSG/SEVIRI a été caractérisée par des indicateurs statistiques, comme le biais ou l'EQM. J'ai trouvé un EQM relatif variant entre 15 et 25 %. Ce sont des valeurs qui peuvent sembler élevées pour une validation. Toutefois, il faut prendre en compte les incertitudes qui affectent les entrées du simulateur et les conditions de simulation. Par exemple, le contenu en ozone est fixé, ce qui entraîne une erreur. Autre exemple : les estimations de τ, de WV et de ρ_G faites par les stations AERONET sont entachées d'erreur. Toutes les entrées sont supposées constantes sur le pixel. L'évaluation du couvert nuageux par APOLLO ou mon estimation de la présence d'aérosols désertiques sur le pixel à partir des mesures AERONET sont également entachées d'erreur. Compte tenu de ces incertitudes et hypothèses, j'estime que le simulateur fonctionne bien dans ce cas. Les valeurs présentées ici sont similaires à celles obtenues dans des travaux comparant des luminances simulées et des luminances observées, parues dans la littérature scientifique, et concernant d'autres instruments spatioportés, ou des opérations d'étalonnage de MSG/SEVIRI par analyse de scènes au sol.

Ces comparaisons montrent que le simulateur fournit des valeurs cohérentes avec les observations faites par un instrument équivalent au FCI avec une précision en accord avec les publications sur un sujet similaire ou connexe. Les variables choisies pour constituer le vecteur en entrée du simulateur sont suffisantes pour représenter la variabilité de la luminance observée par un instrument similaire au FCI. Ce simulateur peut donc être utilisé pour estimer le signal mesuré par le FCI et pour effectuer une analyse de sensibilité de cet instrument.

Il est aussi important de noter que la base de données OPAC des propriétés optiques des aérosols qui est incluse dans LibRadtran est non suffisamment représentative des aérosols désertiques et peut induire certaines erreurs dans les simulations incorporant des types prédéfinis d'aérosols. Cependant, n'ayant ni le temps ni les moyens durant ma thèse de constituer une base de données aussi complète que OPAC, j'ai fait le choix de continuer à l'utiliser tout en admettant et soulignant son imperfection.

Chapitre IV.

L’analyse globale de sensibilité

“The way I see it, every life is a pile of good things and bad things. The good things don’t always soften the bad things, but vice versa the bad things don’t always spoil the good things or make them unimportant”

Doctor Who

1. Introduction

Comme je l'ai expliqué au début du Chapitre III, la luminance L, issue de la réflexion du rayonnement solaire par l'albédo planétaire, est le signal à l'entrée de la pupille du FCI et donc, mesuré par celui-ci. Elle varie en fonction de l'état de l'atmosphère et du sol qui sont variables dans le temps et l'espace. Dans mon étude, une part de la variabilité de la luminance est due à la variation de la quantité d'aérosols désertiques dans l'atmosphère.

Comme indiqué dans l'introduction, ma démarche pour répondre à la question sur la sensibilité du FCI à une variation de la charge en aérosols désertiques, consiste à quantifier la sensibilité des luminances issues de mon simulateur à une variation de τ. La validation du simulateur a mis en évidence l'influence très marquée de certaines entrées comme par exemple θ_S et ρ_G sur cette luminance. J'ai aussi montré l'existence d'un couplage entre celle-ci et d'autres variables. En effet, non seulement le signal dépend de θ_S mais la variabilité du signal semble aussi en dépendre.

En d'autres termes, il ne suffira pas de faire varier τ et d'observer la variation de L. Il convient de faire varier toutes les variables en entrée du simulateur, d'analyser les variations résultantes de L puis d'isoler la part de variabilité due aux aérosols, seuls ou en combinaison avec d'autres variables.

2. L'analyse de sensibilité

Il existe plusieurs moyens pour estimer la sensibilité d'un instrument ou d'un modèle numérique comme mon simulateur à une des entrées. Si la forme analytique de la fonction, qui permet de calculer la luminance à partir des entrées du simulateur, était connue, sa sensibilité pourrait être déduite de ses dérivées partielles. Hors, comme dans beaucoup de cas, la fonction du simulateur F, qui associe aux entrées $(\tau, \theta_S, \rho_G, WV, O_3)$, une luminance L, n'est pas connue. Elle dépend de méthodes de résolution numérique, notamment pour la résolution d'intégrales multiples impossible à résoudre analytiquement.

Une analyse de sensibilité permet d'estimer l'influence de chacune des variables par des méthodes numériques. L'analyse de sensibilité repose sur l'analyse de la variabilité des variables d'entrées et de la sortie du simulateur. Il existe plusieurs approches pour mener une analyse de sensibilité (locale, criblage, globale). Chacune a ses avantages mais certaines souffrent de limitations qui les rendent incompatibles avec l'objectif de cette thèse.

On suppose que les variables sont au nombre de p (ici $p = 5$) et sont indépendantes. Leur intervalle de variation définit un espace de dimension p, appelé l'espace des variables. Chaque dimension est bornée par les valeurs minimales et maximales de la variable correspondante. A chaque variable est associée une fonction de répartition des valeurs. Je discuterai de l'obtention des fonctions de répartition dans la partie 5 de ce chapitre. Le recouvrement de cet espace par les valeurs prises par les variables d'entrées du simulateur doit être maximal pour assurer la pertinence d'une analyse de sensibilité.

2.1. L'analyse de sensibilité locale

Pour effectuer une analyse de sensibilité locale, on définit un état de l'atmosphère autour duquel on estime la sensibilité du simulateur avec, par exemple, $\theta_S = 45°$, $\rho_G = 0$, $O_3 = 300\ DU$, $WV = 15\ cm$ et $\tau = 0{,}5$ pour lequel on obtient une luminance L_S.

On ajoute ensuite une perturbation $d\tau$ à τ. On calcule une nouvelle luminance L_p et on déduit la sensibilité de la luminance à une variation de τ :

$$\frac{\partial L}{\partial \tau} = \frac{L_S - L_p}{d\tau}$$

Équation IV-1

Des perturbations sont ainsi appliquées à chacune des variables autour de l'état stable et de manière incrémentale, pour sonder autour de cet état la sensibilité d'un instrument.

Ce type d'approche ne permet pas d'évaluer la sensibilité d'un instrument sur l'ensemble de l'espace des variables mais seulement sur une zone très localisée. Si l'état de départ est mal choisi, l'analyse de sensibilité peut manquer certains points critiques, éloignés de l'état de départ. Le recouvrement de l'espace des variables est très faible.

2.2. L'analyse de sensibilité par criblage

Une autre famille consiste à estimer la sensibilité d'un instrument en étudiant celle-ci pour chaque variable, une à une, sur leur intervalle de variation respectif. Ces approches sont dites de criblage. On peut citer parmi celles-ci la méthode « *One at A Time* » (OAT) et le screening de Morris (Morris, 1991). Ces approches sont souvent utilisées dans le domaine de la télédétection pour estimer la

précision d'un modèle (Prigen *et al.*, 2001), les performances d'algorithme de détection (Wang, 1999) ou la sensibilité d'un instrument à certains paramètres environnementaux (Wettle *et al.*, 2009) ou instrumentaux (Aminou *et al.*, 1999; Ehret *et al.*, 2008).

Pour la méthode OAT, le principe est de parcourir l'intervalle de variation de chaque variable, prise une à une. Toutes les variables sont fixées à leur valeur nominale et l'intervalle de variation de la variable choisie est échantillonné. Une simulation est effectuée pour chacune des valeurs de l'intervalle, ce qui permet d'estimer la sensibilité de L à cette variable. Le processus est répété pour chaque variable.

Suivant le pas d'échantillonnage, cette méthode est relativement peu coûteuse en nombre de calculs et donc en temps de calcul. Elle est simple à mettre en place. Cependant, elle souffre de plusieurs limitations : les résultats obtenus dépendent des valeurs nominales choisies pour les variables fixées, la méthode est elle-même sensible au pas d'échantillonnage, et les couplages éventuels entre les variables ne sont pas estimés.

Les différentes méthodes basées sur ce principe de criblage visent à surmonter certaines limitations. Par exemple, la méthode de Morris permet d'estimer par le calcul des effets élémentaires d'éventuels couplages entre des variables mais ne recouvre pas l'espace des variables. L'estimation de la sensibilité par ce type d'approches est vraisemblable et principalement qualitative (Matieyendou, 2009).

2.3. L'analyse de sensibilité globale

Dans cette thèse, je cherche à avoir une étude de la sensibilité, offrant une description réaliste et quantitative de l'influence de chacune des entrées du simulateur sur la luminance. Pour cela, l'analyse doit faire varier toutes les variables en même temps. Cette variation doit être en accord avec les variations observées dans la nature. L'approche globale de l'analyse de sensibilité (GSA, *Global Sensitivity Analysis*) permet d'explorer l'ensemble des intervalles de variation de chacune des variables en tenant compte de leur fonction de répartitions respective et identifie les éventuels couplages de plusieurs variables vis-à-vis de la sortie .

Les méthodes de GSA ont été développées notamment pour estimer la propagation d'incertitudes au sein de processus expérimentaux ou industriels. Les applications sont très variées ; on peut citer l'établissement de probabilité de défauts dans un procédé industriel (Bartel *et al.*, 2014 (pp 199-214); Liu *et al.*, 2016), l'évaluation de la pertinence de modèles numériques, ou l'identification des variables importantes pour réduire le nombre d'entrées de modèles numériques (Padey, 2013; Padey *et al.*, 2013; Lacirignola *et al.*, 2014, 2015).

L'une des applications correspond à l'analyse de la propagation d'incertitude dans un modèle numérique. Le but est d'estimer l'impact de l'incertitude sur la connaissance d'une ou plusieurs variables d'entrée sur la sortie du modèle dans le cas d'un modèle dont les entrées peuvent être connues avec une certaine précision. Pour ce faire, les incertitudes des variables sont caractérisées par des distributions statistiques (gaussienne, Lorenz, etc.) ou par des fonctions de répartition empirique ou modélisées.

J'étends ce concept pour estimer l'influence de chaque variable sur la sortie L du simulateur. Je considère que l'intervalle d'incertitude de chaque variable correspond à la gamme de variation complète de chaque variable plutôt que seulement l'incertitude sur la connaissance de chaque variable. Pour estimer l'influence de chaque variable, il est important que ces intervalles de variation soient représentatifs de la réalité. La GSA permet de calculer l'influence des entrées d'un modèle sur

sa sortie et cela sur l'ensemble des intervalles de variation des entrées tels qu'observés dans la nature (Sobol', 1993; Saltelli, 2002, 2005; Saltelli *et al.*, 2008; Matieyendou, 2009). Elle est tout à fait adaptée au problème que je veux traiter et je l'ai choisie dans le cadre de cette thèse.

La GSA est basée sur l'analyse de la variance de la sortie du simulateur. L'utilisation de la décomposition ANOVA (*ANalysis Of VAriance*) permet d'identifier les effets des entrées du simulateur sur la variance de la sortie de celui-ci. Elle a été définie par (Fisher, 1925) pour des variables qualitatives et/ou discrètes. Elle est d'ailleurs largement utilisée pour l'analyse de sensibilité. La décomposition ANOVA fonctionnelle permet de prendre en compte des variables continues. Cette généralisation a été introduite par (Hoeffding, 1948). L'ANOVA fonctionnelle a été introduite dans le contexte de l'analyse de sensibilité par (Sobol', 1993). Cette méthode repose sur l'indépendance des variables et consiste à décomposer la sortie du simulateur, en une somme de fonctionnelles de dimension croissante, qui représentent la dépendance de la luminance à chacune des variables prises une à une, deux à deux, etc. La méthode telle que décrite par Sobol' est particulièrement bien adaptée à des modèles avec un nombre restreint d'entrées, ce qui est le cas ici puisque je ne considère que cinq variables pour expliquer la variabilité de L.

3. Méthodologie

La méthode repose sur l'hypothèse d'indépendance des entrées sur lesquelles on effectue l'analyse de sensibilité. Soit *F* une fonction dont la forme analytique n'est pas *a priori* connue et qui fait correspondre les p entrées du simulateur $(X_1, X_2, X_3, \dots)$ à une sortie monodimensionnelle L :

$$\begin{array}{ccc} \mathbb{R}^p & \longrightarrow & \mathbb{R} \\ (X_1, X_2, X_3, \dots, X_p) & \longmapsto & L = F(X_1, X_2, X_3, \dots, X_p) \end{array}$$

Équation IV-2

Ici $(X_1, X_2, X_3, \dots)$ correspond au vecteur d'état d'entrée du simulateur, F au simulateur et L à la luminance en sortie de celui-ci. On peut décomposer *F* comme une somme de fonctions en séparant la contribution de chacune des entrées uniquement (ordre 1), des entrées prises deux à deux (ordre 2), etc. :

$$L = F(X_1, X_2, X_3, \dots) = f_0 + \sum_{i=1}^{p} f_i(X_i) + \sum_{1 \le i < j \le p} f_{ij}(X_i, X_j) + \cdots$$

Équation IV-3

avec fo, la moyenne de L,

$$\boldsymbol{fo = E(L)}$$

Équation IV-4

$f_i(X_i)$ le résidu dont la variabilité est expliquée par la variable X_i,

$$\boldsymbol{f_i(X_i) = E(L|\, X_i) - E(L)}$$

Équation IV-5

$f_{ij}(X_i, X_j)$ le résidu dont la variabilité est expliquée par le couplage entre les variables $X_i$et X_j

$$f_{ij}(X_i, X_j) = E(L|\, X_i, X_j) - E(L|\, X_i) - E(L|\, X_j) - E(L)$$

Équation IV-6

et ainsi de suite. La fonction $f_i(X_i)$ est une fonction monodimensionnelle calculée sur la gamme de variation de X_i. La fonction $f_{ij}(X_i, X_j)$ est une fonction bidimensionnelle représentant le couplage opérant entre les variables X_i et X_j. Lorsque les entrées $\{X_k\}$ sont indépendantes entre elles, cette décomposition est orthogonale. L'unicité de cette décomposition est démontrée dans (Sobol', 1993; Matieyendou, 2009).

Ainsi, la variance de L est la somme des variances de chacun des termes de la décomposition :

$$V(L) = \sum_{i=1}^{p} V_i + \sum_{1 \le i \le j \le p} V_{ij} + \cdots$$

Équation IV-7

avec

$$V_i = V(E(L|X_i))$$

Équation IV-8

$$V_{ij} = V\left(E\left(L|X_i, X_j\right)\right) - V_i - V_j$$

Équation IV-9

Cette décomposition de la variance permet d'introduire un indicateur de la sensibilité du simulateur à une ou plusieurs variables. Ces indicateurs sont appelés indices de Sobol'. Ils sont définis comme les rapports entre la variance expliquée par une ou plusieurs variables sur la variance totale. Ils rendent compte de l'importance relative des différentes entrées sur la variabilité de la luminance issue du simulateur.

Pour les indices d'ordre un :

$$S_i = \frac{V_i}{V(L)}$$

Équation IV-10

De même pour les indices d'ordre deux :

$$S_{ij} = \frac{V_{ij}}{V(L)}$$

Équation IV-11

Les indices de Sobol' décrivent la sensibilité de la variabilité des différentes entrées comparée à la variance totale de L. La somme des indices étant de 1, plus un indice, ou un groupe d'indices, est proche de 1, plus son influence sur la variabilité de L est grande. On peut donc déduire un classement des entrées par l'importance de leurs contributions unitaires ou croisées à la variance totale. De même, on peut déterminer lesquelles peuvent être négligées ou fixées en évaluant l'incertitude résultant de ce choix. *A contrario*, ces indices permettent d'évaluer l'observabilité d'une entrée ou d'un groupe d'entrées. Ainsi, dans notre cas, on pourra déduire quelles sont les entrées qui prévalent sur la luminance dans chacun des canaux du FCI.

Sobol' introduit aussi les indices totaux qui peuvent être calculés en additionnant l'ensemble des indices partiels relatifs à une variable. On suppose un modèle numérique quelconque qui admet en entrée, trois variables (α , β et γ). Pour la variable γ, l'indice de Sobol' d'ordre 1 est S_γ, il correspond

à l'influence de cette variable sur la sortie du modèle. Les indices d'ordre 2 relatif à γ sont $S_{\gamma,\alpha}$ et $S_{\gamma,\beta}$; ils correspondent à l'influence de l'interaction entre γ et α ou γ et β a sur la sortie du modèle.

L'indice total ST_γ se calcule ainsi :

$$ST_\gamma = S_\gamma + S_{\gamma,\alpha} + S_{\gamma,\beta} + \cdots$$

Équation IV-12

Il rend compte de l'influence totale de la variable γ sur le modèle en tenant compte des éventuelles interactions de γ avec les autres variables. La somme des indices totaux peut être supérieure à 1 ; un indice total est, par définition, supérieur ou égal à l'indice de Sobol' d'ordre 1 relatif à la variable concernée.

Certaines méthodes, comme celle que je présente dans le paragraphe 4.1, permettent de calculer les indices d'ordre 1 et les indices totaux. En comparant ces deux indices, on peut estimer l'influence des interactions. En effet, si l'indice total est égal ou très proche de l'indice d'ordre 1, il n'y a pas ou très peu d'interaction entre cette variable et les autres. A l'inverse, s'il y a une forte différence entre les deux indices, il y a probablement des interactions qui ne pourront être expliquées que par le calcul d'indices d'ordre supérieur.

3.1. Estimation des fonctionnelles et des indices de Sobol'

Pour chaque canal de FCI, on tire aléatoirement par tirage de Monte-Carlo, un nombre N de vecteurs d'entrée du simulateur en tenant compte des intervalles de variation et des distributions réaliste de chaque variable, et définis dans la partie 5 de ce chapitre. N doit être grand pour assurer cette représentation de la réalité.

On déduit la moyenne de la luminance f_0 de l'ensemble des luminances simulées. Il faut ensuite calculer la fonctionnelle de la variable X_i telle que $f_i(X_i) = E(L|\, X_i) - f_0$. Pour cela, on doit calculer l'espérance conditionnelle de L à la variable X_i. Les vecteurs d'entrée du simulateur sont connus de même que L. Pour la fonctionnelle de dimension 1, on calcule des histogrammes de L en fonction de X_i. L'abscisse de l'histogramme représente l'intervalle de variation (min, max) de la variable discrétisée en k classes de taille identique et réparties sur l'intervalle (Figure IV-1).

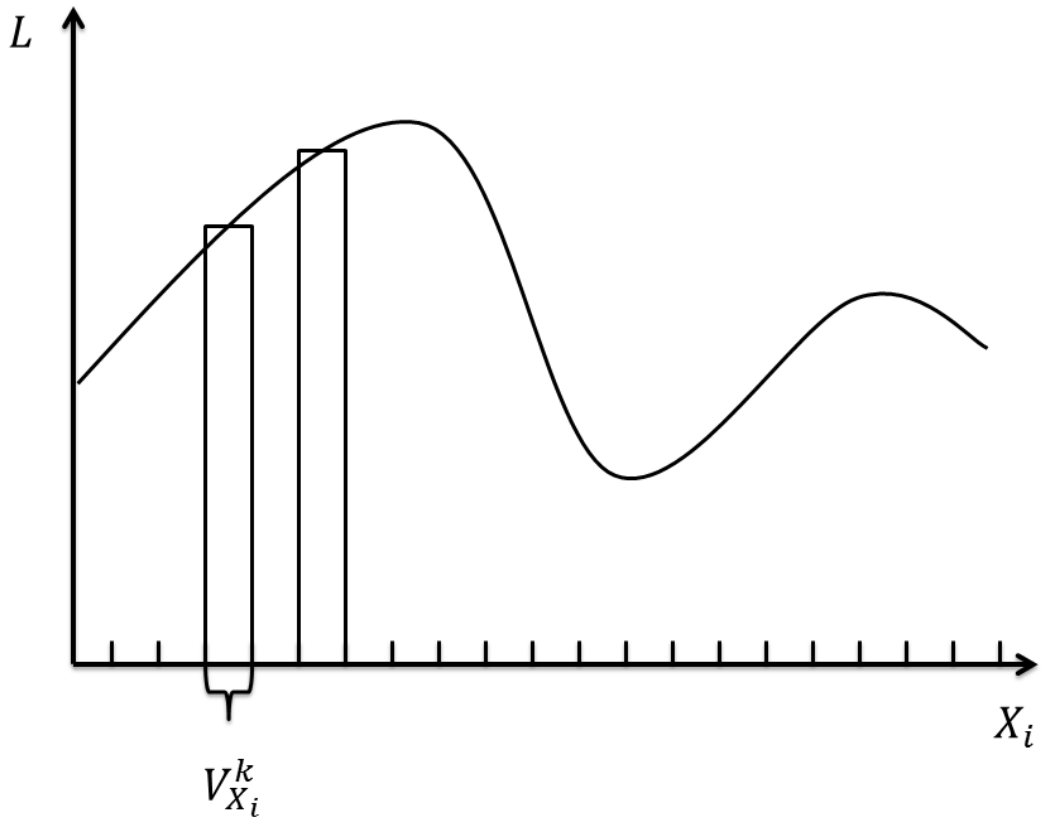


Figure IV-1 : Principe du calcul des moyennes conditionnelles par classe de Xi permettant de déduire les fonctionnelles de dimension 1.

Pour chaque résultat du simulateur, on range la luminance obtenue dans la boîte contenant X_i. Une fois les simulations terminées, on compte le nombre d'éléments dans chaque boite et la somme des luminances correspondantes. En calculant la moyenne des luminances de chaque boîte, on obtient une espérance conditionnelle de L sachant X_i, soit $E(L|\, X_i)$. On en déduira la fonctionnelle $f_i(X_i)$. On calculera de même les fonctionnelles de dimension supérieure en utilisant des histogrammes de dimension supérieure.

Ces espérances conditionnelles permettent de calculer également les variances expliquées par une ou plusieurs variables et donc de déduire les indices de Sobol'. Cette méthode a été appliquée pour calculer les indices de Sobol' d'ordre 1 à 3 dont on peut déduire une approximation des indices totaux.

4. Validation de la méthode

4.1. Validation de la méthode pour le calcul des indices de Sobol'

(Saltelli *et al.*, 2008) proposent une méthode simple pour calculer les indices de Sobol' du 1er ordre et les indices totaux. J'ai utilisé cette méthode pour vérifier la qualité des estimations faites par ma méthode présentée ci-dessus. La méthode de Saltelli et al. est limitée à l'ordre 1, et donc, la validation est limitée à l'ordre 1.

La méthode de Saltelli et al. consiste à générer aléatoirement deux matrices A et B de dimension $N \times p$, avec N un nombre arbitraire de tirages aléatoires et p le nombre de variables en entrée du simulateur.

$$A = \begin{pmatrix} X_{i,A}^1 & \cdots & X_{p,A}^1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ X_{i,A}^N & \cdots & X_{p,A}^N \end{pmatrix}$$

Équation IV-13

$$B = \begin{pmatrix} X_{i,B}^1 & \cdots & X_{p,B}^1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ X_{i,B}^N & \cdots & X_{p,B}^N \end{pmatrix}$$

Équation IV-14

A partir de ces deux matrices, on génère p matrices C_i de dimension $N \times p$ avec i allant de 1 à p. Ces matrices sont identiques à la matrice B, sauf pour la colonne i qui est remplacée par la colonne i correspondante de la matrice A. Ainsi pour C_1, la matrice est identique à la matrice B à l'exception de la 1ère colonne qui est remplacée par la 1ère colonne de la matrice A :

$$C_1 = \begin{pmatrix} X_{i,A}^1 & \cdots & X_{p,B}^1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ X_{i,A}^N & \cdots & X_{p,B}^N \end{pmatrix}$$

Équation IV-15

On constitue ainsi p matrices C_i dont chaque ligne est un vecteur d'entrée du simulateur. Après simulation, on obtient pour l'ensemble des matrices A, B et C_i, $p + 2$ vecteurs, notés L_A, L_B, et L_{C_i} :

$$F(A) = L_A = \begin{pmatrix} L_A^1 \\ \vdots \\ L_A^N \end{pmatrix}$$

Équation IV-16

$$F(B) = L_B = \begin{pmatrix} L_B^1 \\ \vdots \\ L_B^N \end{pmatrix}$$

Équation IV-17

$$F(C_i) = L_{C_i} = \begin{pmatrix} L_{C,i}^1 \cdots L_{C,p}^1 \\ \vdots \ddots \vdots \\ L_{C,i}^N \cdots L_{C,p}^N \end{pmatrix}$$

Équation IV-18

On peut calculer les indices de Sobol' d'ordre 1 pour chaque variable par l'application de la formule :

$$S_i = \frac{V[E(L|X_i)]}{V(L)} = \frac{L_A . L_{C_i} - f_0^2}{L_A . L_A - f_0^2} = \frac{(1/N)\sum_{j=1}^{N} L_A^j . L_{C,i}^j - f_0^2}{(1/N)\sum_{j=1}^{N} L_A^j . L_A^j - f_0^2}$$

Équation IV-19

où (.) représente le produit scalaire de deux vecteurs et f_0 est la moyenne de L_A. Un exemple des indices de Sobol' ainsi calculés est représenté sur la Figure IV-2.

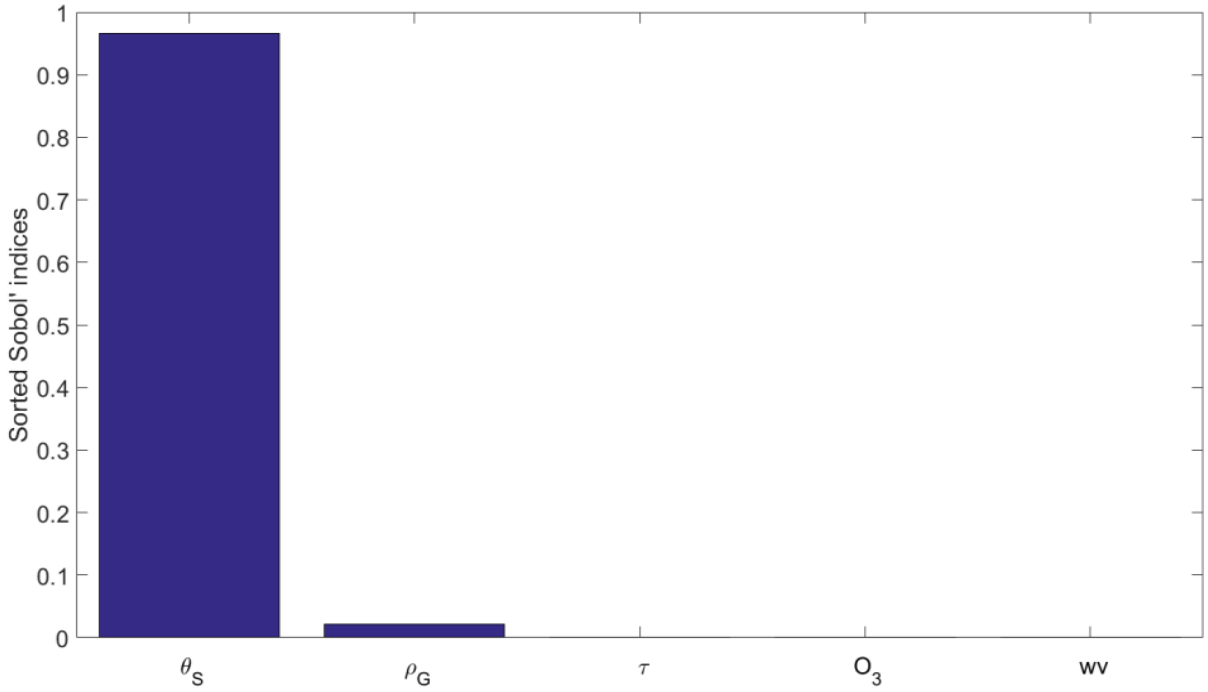


Figure IV-2 : indices de Sobol' du premier ordre calculés par la méthode de Saltelli et al., triés par ordre décroissant.

Pour le même jeu de données, *i.e.* la matrice A, on peut comparer ces indices à ceux calculés par notre méthode, et présentés sur la Figure IV-3.

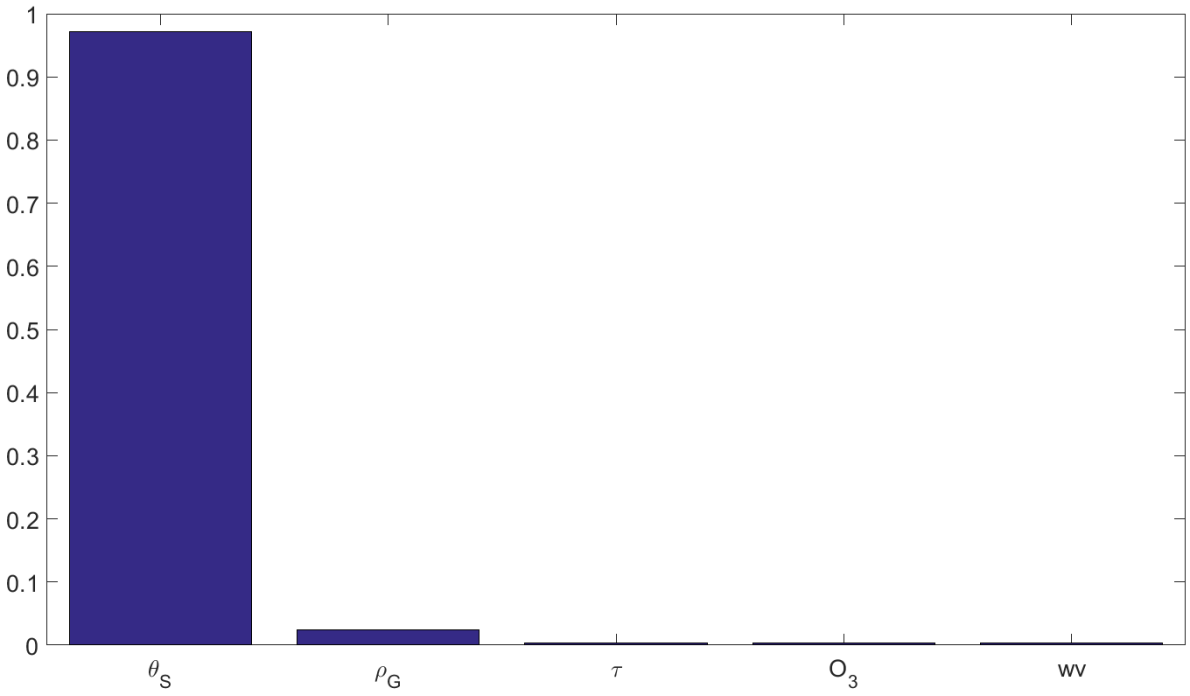


Figure IV-3 : indices de Sobol' du premier ordre calculés par notre méthode, triés par ordre décroissant.

Les résultats sont globalement similaires. Les indices sont triés dans le même ordre et ont les mêmes valeurs. Les indices correspondants à τ, O_3et WV sont très faibles dans les deux cas. L'indice de Sobol' S_{θ_S} est égal à 0,971 pour la méthode de Saltelli et 0,966 pour notre méthode. S_{ρ_G} est égal à 0,024 et 0,021 respectivement. On peut donc conclure que notre méthode permet d'estimer correctement les indices de Sobol'.

4.2. Evaluation de l'usage des fonctionnelles pour calculer une luminance

Les fonctionnelles déduites par notre méthode représentent une forme approchée de $F(X_1, X_2, X_3, \dots)$. Ces fonctionnelles s'apparentent à des abaques qui peuvent être utilisés à la place du simulateur, pour calculer une luminance à partir du même vecteur d'entrée que le simulateur. L'intérêt dans ce cas est de réutiliser toutes les simulations déjà faites pour en créer d'autres sans utiliser le simulateur pour un gain en temps de calcul.

Pour évaluer la qualité des estimations faites à partir de ces abaques, j'ai comparé les luminances obtenues par, d'une part, le simulateur et, d'autre part, l'usage des abaques en combinaison avec des interpolations linéaires au sein des abaques. Pour cela, j'ai utilisé un échantillon de 200 000 vecteurs d'entrée. Une sous-partie de cet échantillon est choisie aléatoirement et correspond à 80 % du total, soit 160 000 vecteurs. Chaque vecteur est entré dans le simulateur. J'applique la GSA aux 160 000 luminances obtenues et j'en déduis les fonctionnelles. Les vecteurs restants (20 %) sont utilisés d'une part en entrée du simulateur, et d'autre part en entrée des fonctionnelles. Les deux séries de luminances résultantes sont ensuite comparées (Figure IV-4).

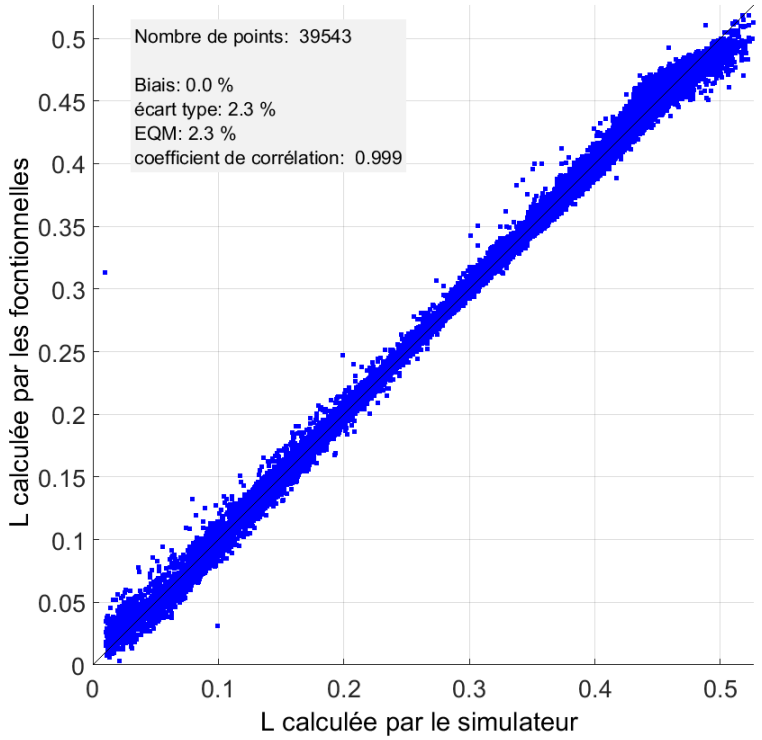


Figure IV-4 : Corrélogramme entre les luminances normalisées issues du simulateur (en abscisse) et les luminances normalisées issues des fonctionnelles(en ordonnée).

Le coefficient de corrélation des deux séries est 0,999, ce qui est très élevé. Le biais est nul, et l'écart type des déviations est de 2,3 % de la moyenne des luminances. Les deux séries sont donc très proches, et j'en déduis que les fonctionnelles sont représentatives de la luminance obtenue par le simulateur.

On peut observer que la représentativité est moins bonne aux deux extrémités de l'intervalle de variation de L. Ceci peut être expliqué par la faible probabilité d'occurence de ces évènements car ce sont les queues des fonctions de répartitions. Ils sont moins représentés et les fonctionnelles sont moins précises pour ces cas. Des méthodes statistiques existent pour augmenter artificiellement le tirage de ces extrema. Elles sont exclues ici car la GSA, pour être représentative de la réalité, doit tenir compte de fonctions de répartition réalistes dans lesquelles les extrema sont rares.

5. Définition des fonctions de répartition

L'importance de la représentativité des fonctions de répartition des valeurs de chaque variable a déjà été soulignée. Un des moyens de créer de telles fonctions est d'utiliser des observations faites par des stations de mesure de ces variables. Ceci n'est généralement pas facile car le nombre de stations de mesure est limité et les quantités mesurées ne correspondent pas nécessairement à toutes les variables. Mon cas d'étude est simple et compliqué à la fois pour cet aspect. Il est simple parce que le mélange d'aérosols est limité aux aérosols désertiques et qu'il existe de grandes étendues où de tels aérosols peuvent être observés sans être mélangés à d'autres espèces. Il est compliqué parce qu'il y a très peu de stations de mesure dans ces mêmes zones et que de nombreuses variables n'y sont pas mesurées.

J'ai surmonté ces difficultés en exploitant différentes sources de données : produits dérivés des instruments spatioportés comme MODIS, mesures AERONET et produits dérivés, et produits de réanalyses provenant du service CAMS (Copernicus Atmosphere Monitoring Service).

5.1. L'épaisseur optique des aérosols

J'ai choisi d'exploiter les mesures de la station AERONET de Tamanrasset_INM située en bordure de l'oasis de Tamanrasset dans la partie algérienne du désert du Sahara. Cette station est particulièrement pertinente pour mon étude en raison de son emplacement géographique proche des lieux d'émission des aérosols désertiques (Guirado *et al.*, 2011, 2014). Cette station effectue des mesures depuis 2006. Depuis février 2009, le site est équipé d'un instrument CIMEL « gold », équipé de filtres en longueur d'onde supplémentaires par rapport à la version précédente, et notamment à 1640 nm. Cette mesure est nécessaire pour le réalisme des distributions d'épaisseur optique dans l'infrarouge puisque trois canaux du FCI se trouvent dans le proche infrarouge à 1380, 1610 et 2250 nm.

La pertinence des mesures faites sur ce site, leur qualité, l'appartenance du site au réseau *Global Atmosphere Watch* (GAW) de l'organisation météorologique mondiale (OMM/WMO) et au réseau AERONET, la longévité et le bon entretien de cette station assurent une qualité et un nombre de mesures requis pour obtenir une répartition statistique fiable et représentative.

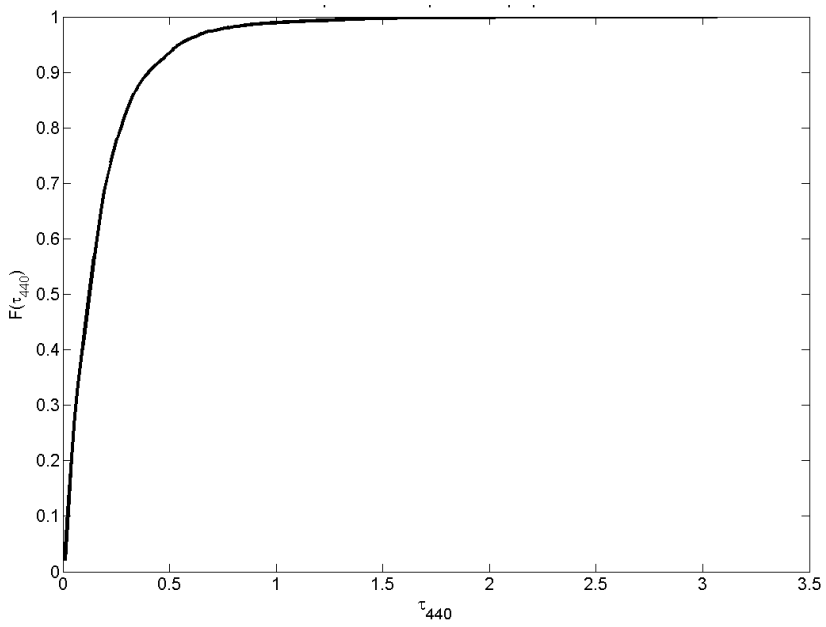


Figure IV-5 : Fonction de répartition de τ_{440} mesurée par la station AERONET de Tamanrasset.

J'ai extrait τ à différentes longueurs d'onde, et le contenu de la colonne en vapeur d'eau des produits de niveau 2.0. Cependant, les épaisseurs optiques mesurées pour les longueurs d'ondes de 510 nm et 1640 nm ne sont pas disponibles au niveau 2.0. Elles ne le seront pas en tout cas pour la période de mesure entre février 2009 et octobre 2012 (Guirado *et al.*, 2014). La station n'ayant pas encore été renvoyée au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université de Lille pour être étalonnée, les mesures faites depuis 2012 ne sont pas encore passées au niveau 2.0. Il a donc fallu que j'estime τ à 510 nm et 1640 nm.

Pour τ_{510}, deux solutions s'offraient à moi : soit l'usage de l'exposant d'Ångström, soit une interpolation linéaire de τ entre 440 nm et 675 nm puisque τ_{440} et τ_{675} sont mesurés. J'ai effectué une comparaison des résultats des deux solutions en les appliquant à deux longueurs d'onde observées : 440 nm et 870 nm pour estimer τ_{675}, et en comparant les estimations aux mesures réelles de τ_{675} au niveau 2.0.

La Figure IV-6 est un corrélogramme entre τ_{675} mesuré et τ_{675} estimé par l'exposant d'Ångström α. Cet exposant est calculé par la formule :

$$\tau = \tau_1 \left(\frac{\lambda}{\lambda_1}\right)^{-\alpha}$$

Équation IV-20

en posant $\lambda_1 = 440\,nm$, $\lambda = 870\,nm$, $\tau = \tau_{870}$ et $\tau_1 = \tau_{440}$. Une fois α déterminée, cette même formule sert à calculer τ_{675} en posant $\lambda_1 = 440\,nm$, $\lambda = 675\,nm$, $\tau = \tau_{675}$ et $\tau_1 = \tau_{440}$. Comme attendu, l'accord entre les estimations et les observations est très bon. Les points s'alignent bien le long de la première bissectrice des axes. On remarque une certaine dispersion des valeurs et une sous-estimation par l'exposant d'Ångström pour τ_{675} <1.

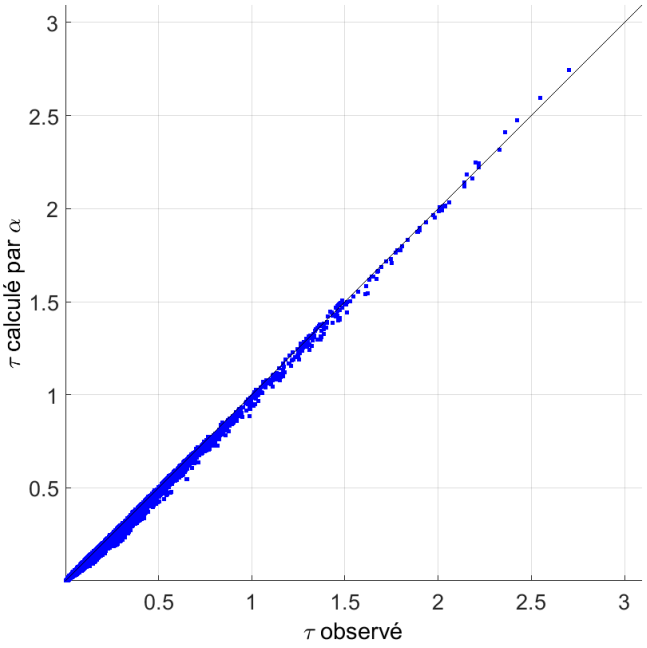


Figure IV-6 : Corrélogramme entre τ_{675} mesuré par la station AERONET (axe horizontal) et calculé par l'exposant d'Ångström (axe vertical).

La Figure IV-7 est le même corrélogramme mais avec τ_{675} estimé par interpolation linéaire en axe vertical. Comme attendu, l'accord entre les estimations et les observations est très bon. Les points s'alignent bien le long de la première bissectrice des axes. On remarque une certaine dispersion des valeurs et une très légère sous-estimation par l'interpolation pour τ_{675} <1. La dispersion est légèrement plus marquée dans le cas de l'exposant d'Ångström que celui de l'interpolation avec un écart type relatif de 6,4 % contre 4,8 % et un biais relatif de -7,6 % contre -5,5 %. J'ai choisi l'interpolation dans ce qui suit.

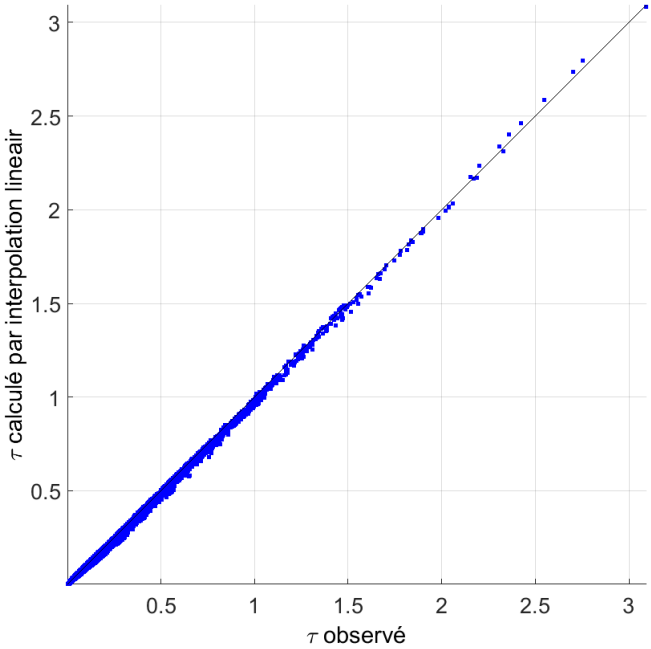


Figure IV-7 : Corrélogramme entre τ_{675} mesuré par la station AERONET (axe horizontal) et calculé par interpolation linéaire (axe vertical).

Pour les épaisseurs optiques dans le proche infrarouge, puisque les mesures à 1640 nm ne sont pas disponibles au niveau 2.0, j'ai utilisé les épaisseurs optiques mesurées à 1020 nm et 1640 nm de niveau 1.5 pour interpoler et extrapoler linéairement, les épaisseurs optiques à 1380 nm et 2250 nm. En raison de l'étalonnage de l'instrument qui permet de corriger et de faire passer les données du niveau 1.5 au niveau 2.0, il est possible d'avoir un biais et un gain différent de 1 entre les mesures issues de ces deux niveaux. J'ai toutefois vérifié que τ_{1020} est cohérent entre les deux niveaux. Il semble alors raisonnable de supposer que les fonctions de répartition calculées à partir de τ_{1020} et τ_{1640} de niveau 1.5 représentent bien la réalité. Le fait d'utiliser le niveau 1.5 pour constituer les fonctions de répartition n'a pas d'impact direct sur la méthodologie qui pourra être reconduite une fois les données de niveau 2.0 disponibles pour ces longueurs d'onde.

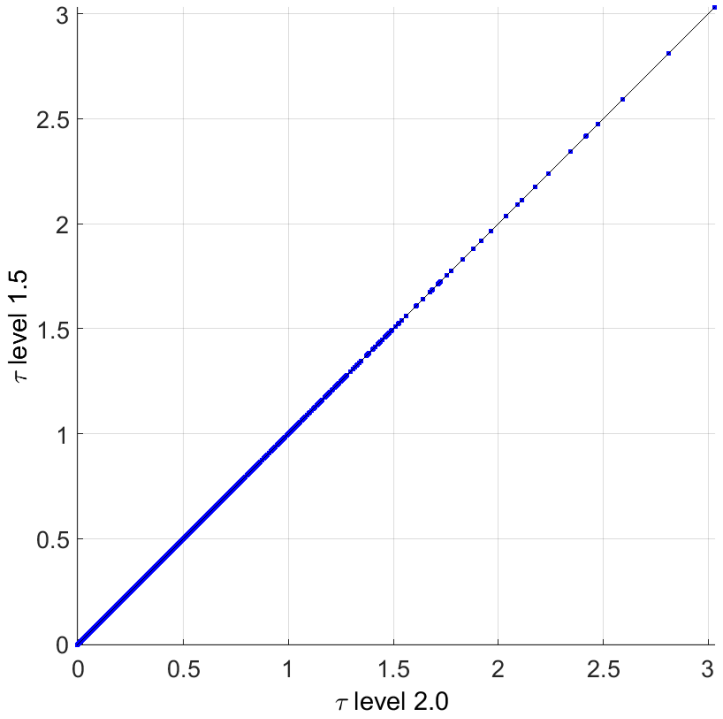


Figure IV-8 : Corrélogramme de τ_{1020} entre les niveaux 2.0 et 1.5.

Les stations AERONET mesurent aussi l'épaisseur optique de l'atmosphère à 915 nm mais celle-ci est utilisée pour déduire la quantité de vapeur d'eau (WV) dans la colonne d'atmosphère. Les stations AERONET fournissent donc ces données qui sont utilisées pour calculer une fonction de répartition de ce contenu en vapeur d'eau (voir Figure IV-9).

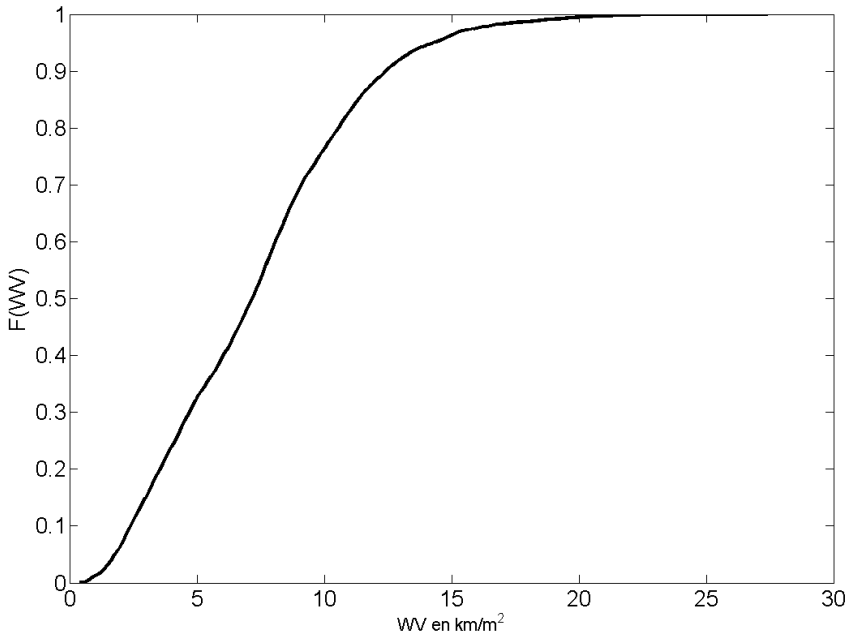


Figure IV-9 : Fonction de répartition du contenu total de la colonne en vapeur d'eau pour la station AERONET de Tamanrasset.

5.2. Albédo

Les images des instruments MODIS embarqués sur les satellites Terra et Aqua sont traitées régulièrement pour estimer la réflectance hémisphérique directionnelle du sol *(black-sky albedo)* au midi solaire local et la réflectance bi-hémisphérique *(white-sky albedo)*. La base de données MODIS MCD43B3 (Schaaf *et al.*, 2002) contient des moyennes sur 16 jours de ces données à la résolution spatiale de 1 km et pour chacune des longueurs d'onde suivantes : 470, 555, 659, 858, 1240, 1640 et 2130 nm. Grace à la combinaison des deux instruments MODIS actuellement en opération la fréquence de mesure est de 8 jours.

Les entrées choisies pour mon simulateur comprennent l'albédo du sol et non ces deux réflectances. J'ai en outre supposé dans mes simulations que l'albédo est lambertien, et donc indépendant de la position du soleil. Selon (Lefèvre et al., 2013) qui ont examiné l'éclairement solaire reçu au sol à Tamanrasset, le site de Tamanrasset est majoritairement soumis à des conditions de ciel sans nuage. Cela se traduit par une prédominance de l'éclairement direct par rapport à l'éclairement diffus avec un rapport à l'éclairement global d'environ 0,7 et 0,3 respectivement. L'albédo ρ_G est alors calculé par :

$$\rho_G = \rho_{G_{WS}} * 0{,}3 + \rho_{G_{BS}} * 0{,}7$$

Équation IV-21

où $\rho_{G_{WS}}$ est la réflectance bi-hémisphérique et $\rho_{G_{BS}}$ est la réflectance hémisphérique directionnelle.

J'ai extrait de la base de données la série temporelle des valeurs de réflectance pour le pixel contenant la station Tamanrasset tous les 8 jours de 2006 à 2014. La variabilité de l'albédo dans chaque longueur d'onde déduite par MODIS est présentée sur la Figure IV-10 sous forme de boite a moustache.

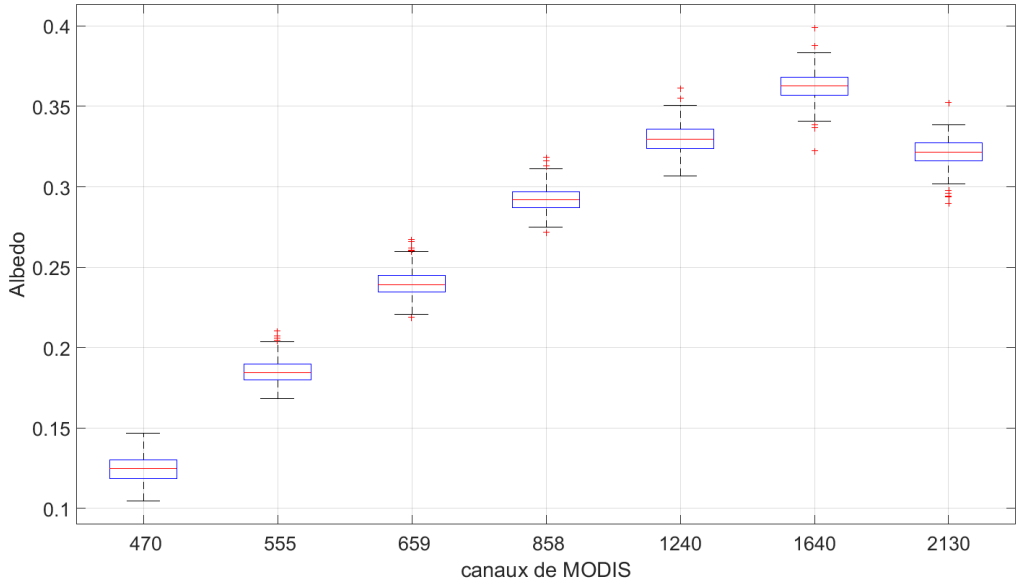


Figure IV-10 : Boite à moustache des albédos spectraux déduits des mesures de MODIS et extraits de la base de données MCD43B3.

Après avoir calculé l'albédo pour chacune des longueurs d'onde disponibles, j'ai effectué une interpolation linéaire pour estimer les albédos aux autres longueurs d'onde de FCI, soit 510, 915 et 1380 nm. Enfin, les fonctions de répartition sont calculées à partir de ces séries temporelles.

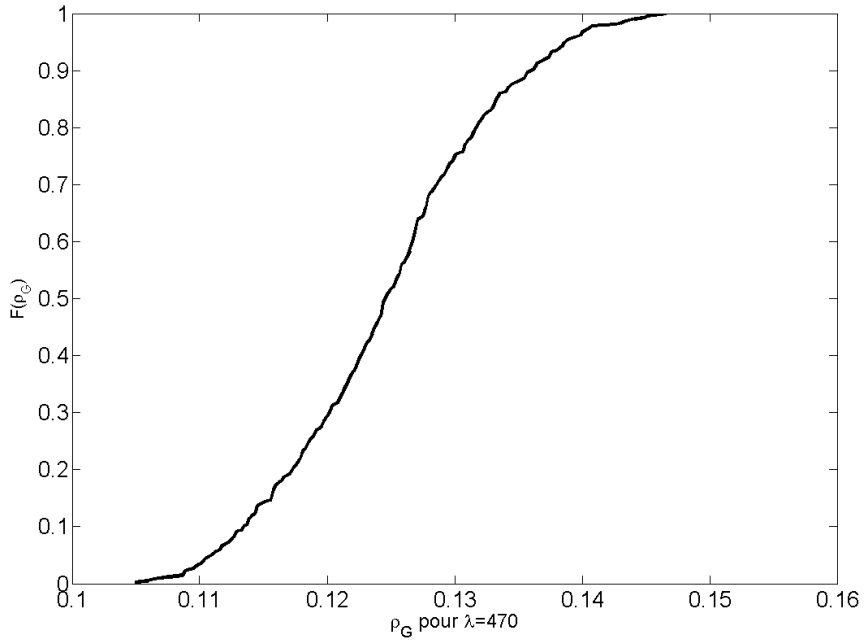


Figure IV-11 : Fonction de répartition de l'albédo déduite de la base de données MODIS MCD43B3 pour Tamanrasset à 470 nm.

La Figure IV-11 représente la fonction de répartition de ρ_{G470}. On observe que cette fonction de répartition est légèrement moins lisse que celle de τ_{440} (Figure IV-5) ou de la vapeur d'eau (Figure IV-9). Cette différence est due au nombre de données utilisées pour constituer ces fonctions de

répartition. En effet, plus 37 000 mesures d'AERONET sont disponibles au niveau 2.0, alors que la base de données MCD43B3 de 2006 à 2014 ne fournit que 416 valeurs.

5.3. L'ozone

J'ai constitué une fonction de répartition de la quantité totale d'ozone contenue dans la colonne, en me servant du produit de réanalyse de CAMS (Copernicus). Pour cela, j'ai extrait les données tri-horaires du nœud le plus proche de Tamanrasset, pour la période du 1er janvier 2004 au 31 décembre 2013 puis j'ai calculé la fonction de répartition présentée sur la Figure IV-12.

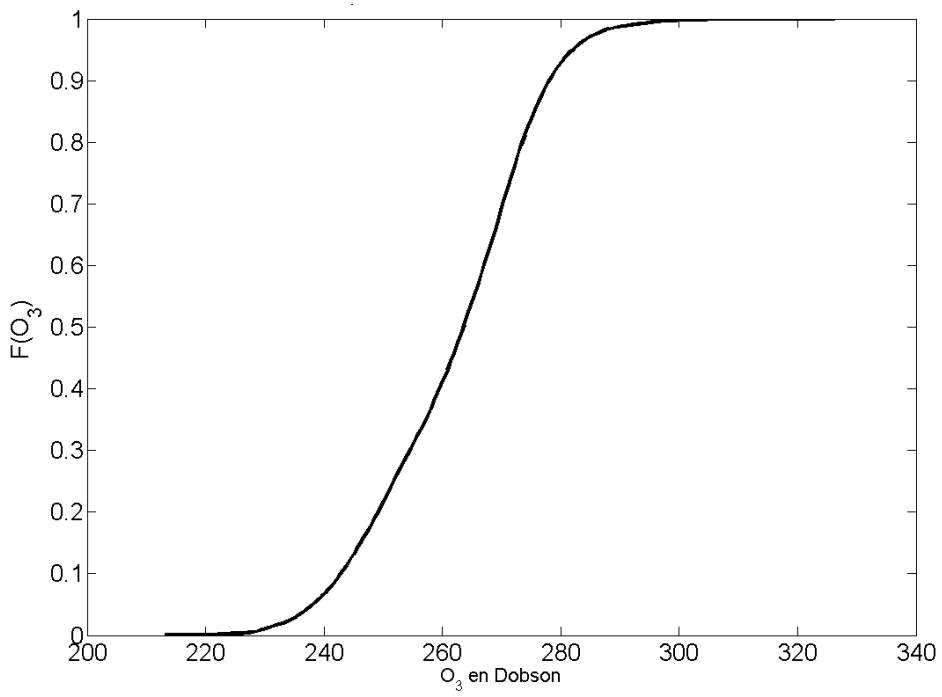


Figure IV-13 : Fonction de répartition du contenu total de la colonne en ozone, extrait de MACC pour la maille du modèle la plus proche des coordonnées géographiques de la station AERONET.

5.4. L'angle solaire zénithal

L'angle solaire zénithal est l'angle entre la direction du soleil vu par un observateur au sol en un lieu donné et la verticale en ce même lieu. Pour des zones proches de l'équateur, il varie entre 0° et 90° et ne présente pas de variation saisonnière marquée. Sa fonction de répartition est uniforme.

5.5. Récapitulatif des valeurs prises par les variables

		τ (sans unité)		ρ_G (sans unité)		θ_S (°)		wv (kg/m²)		O_3 (DU)	
Canal	λ_0 (µm)	**Min**	**Max**	**Min**	**Max**	**Min**	**Max**	**Min**	**Max**	**Min**	**Max**
VIS0.4	0,444	0,01	2,80	0,10	0,15	0	90	0.41	27	212	326
VIS0.5	0,510	0,01	3,03	0,14	0,18						
VIS0.6	0,640	0,01	3,07	0,22	0,27						
VIS0.8	0,865	0,01	3,08	0,27	0,32						
VIS0.9	0,914	0,00	3,13	0,28	0,32						
NIR1.3	1,380	0,00	3,08	0,31	0,37						
NIR1.6	1,610	0,00	3,06	0,32	0,40						
NIR2.2	2,250	0,00	4,39	0,29	0,35						

Tableau IV-1 : Récapitulatif des valeurs prises par chaque variable d'entrée du simulateur pour les 8 canaux VNIR du FCI.

Les fonctions de répartitions de θ_S, wv et O_3 sont les mêmes pour tous les canaux.

Chapitre V.

Résultats

« Ce qui compte, c'est les valeurs ! »

A. Astier

1. Mise en œuvre du simulateur en combinaison avec la GSA

Notre méthodologie repose sur une bonne représentativité statistique des luminances issues du simulateur en fonction des variables d'entrée. Elle nécessite par conséquent un grand nombre de simulations pour couvrir l'ensemble des fonctions de répartition des variables. J'ai utilisé la méthode de Monte-Carlo pour les tirages aléatoires des variables afin de maximiser l'exploration de l'espace des variables et obtenir une variance totale et des variances partielles fiables au sens statistique et réalistes.

La luminance mesurée par un instrument spatioporté peut être décomposée en deux parties. D'une part, la partie du rayonnement solaire rétrodiffusé vers l'instrument par les constituants de l'atmosphère sans interaction avec la surface et appelée luminance atmosphérique. D'autre part, la partie du rayonnement qui atteint le sol et qui dépend des interactions entre le rayonnement solaire, les constituants de l'atmosphère et les propriétés du sol.

J'ai choisi deux cas d'étude. Dans le premier cas, l'albédo du sol est nul, ce qui permet d'analyser la sensibilité de la luminance atmosphérique aux variables d'entrées. D'un point de vue physique, ce cas peut être assimilé à une simulation d'observation d'aérosols désertiques par le FCI au-dessus de l'océan car l'albédo de ce dernier est très faible, excepté dans les cas de réflexion spéculaire (Wald & Monget, 1983; Bowker *et al.*, 1985; Coakley, 2003; Lenoble *et al.*, 2013). Dans le deuxième cas, l'albédo est non-nul, variable et correspondant à un sol désertique. D'un point de vue physique, ce cas peut être assimilé à une simulation d'observation d'aérosols désertiques par le FCI au-dessus du Sahara.

Les indices de Sobol' ont été calculés jusqu'à l'ordre 2 pour chacun de ces cas d'étude et pour chaque canal afin de déduire l'influence de chacune des variables d'entrées et de leurs interactions.

En télédétection, si L désigne ici la luminance non normalisée et E_s la constante solaire pour la gamme de longueur d'onde considérée, on utilise souvent la réflectance, notée R :

$$R = \frac{\pi L}{cos(\theta_S) E_S}$$

Équation V-1

R est une quantité commode car elle permet de s'affranchir, en première approximation, hors dépendance à la variation de la masse d'air, de l'influence de θ_S, et donc du trajet optique. Le passage en réflectance permet d'obtenir des valeurs plus comparables sur les images de zones étendues, et facilite notamment les processus de classification ou de comparaison des valeurs de pixel. Si la réflexion du sol est lambertienne, la réflectance est alors semblable à un coefficient de réflexion ; cela offre la possibilité de comparer en première approximation des valeurs dans une image à des albédos, ce qui est plus facile que des luminances.

Puisqu'on peut passer de la luminance à la réflectance et réciproquement, je me suis demandé s'il fallait appliquer l'analyse de sensibilité à la réflectance ou à la luminance normalisée, que j'appelle luminance pour des raisons de commodité, comme indiqué précédemment. Techniquement, cela ne pose aucun problème. Par contre, les résultats de la GSA entre luminance normalisée et réflectance diffèreront. En effet, en utilisant R, on supprime dans l'analyse une influence en $cos(\theta_S)$ qui, comme on le verra plus tard, n'explique pas entièrement l'influence de θ_S à cause des couplages qui existent entre θ_S et d'autres entrées variables du simulateur. La GSA ou la lecture de ses résultats ne s'en

trouve pas facilitée. J'ai donc préféré choisir la luminance normalisée pour laquelle la lecture et l'interprétation des résultats de la GSA seront plus immédiates du point de vue de la physique.

Le canal NIR1.3, centré sur la longueur d'onde 1380 nm, observe dans une bande d'absorption de la vapeur d'eau. Il est très similaire au canal M09 présent dans l'instrument VIIRS à bord du satellite SNPP de la NOAA, dont j'ai présenté une image dans l'introduction de cette thèse. A cause de la forte absorption, très peu de rayonnement atteint le sol et est réfléchi vers l'instrument. Ce type de canal est dédié à l'observation des cirrus et plus généralement des nuages de haute altitude et est donc dimensionné pour l'observation de la partie haute de l'atmosphère. Comme je l'ai expliqué dans le Chapitre II, les aérosols désertiques se trouvent principalement dans la couche limite et dans la troposphère, soit la partie la plus basse de l'atmosphère. Il est raisonnable de déduire que ce canal n'est pas pertinent pour la télédétection des aérosols d'origine désertique.

J'ai vérifié cette affirmation en effectuant des simulations dans la gamme de longueur d'onde de ce canal. Les simulations sont effectuées pour des conditions de ciel sans nuage. J'ai constaté que pour les deux cas d'étude, respectivement 98 % et 80 % des luminances simulées sont inférieures au seuil de détection du canal NIR1.3 et ne sont donc pas utilisées pour la GSA, laquelle tient compte de la dynamique des canaux. Ainsi, l'analyse de sensibilité dans ce canal souffre d'un grand manque de représentativité statistique. J'ai donc écarté de mes résultats les simulations effectuées pour ce canal.

2. Lecture et interprétation des indices de Sobol'

Les Indices de Sobol' sont des indicateurs statistiques qui permettent d'estimer la sensibilité du simulateur à la variation de toutes les variables d'entrées. J'ai déjà expliqué comment interpréter les indices de Sobol' d'ordre 1 dans le chapitre précédent. Les indices d'ordre supérieurs représentent l'influence des interactions entre les variables. La somme des indices de Sobol' doit par définition être égale à 1 sur l'ensemble des combinatoires de couplage de tout ordre. Cette somme peut permettre d'évaluer la fiabilité de l'analyse de sensibilité. Plus la somme s'approche de 1, plus les indices calculés sont représentatifs de la variabilité totale du signal. Si la somme est inférieure à 1, une partie de la variabilité du signal n'est pas expliquée. Cela peut être causé par des interactions d'ordre supérieur qui nécessitent le calcul d'indices de Sobol' d'ordre supérieur pour être expliquées.

A titre d'exemple, j'ai représenté sur la Figure V-1, les indices de Sobol' d'ordre 1 triés par ordre décroissant pour le canal VIS0.4 du FCI dans le second cas d'étude (avec un albédo non nul). La variable qui influence le plus la variabilité du signal est θ_S. Son influence représente 98 % de la variance de L. L'albédo du sol, ρ_G, représente une part faible de la variabilité de L. Les influences de τ, des contenus totaux de la colonne en vapeur d'eau (WV) et en ozone (O_3) sont très faibles, voire négligeables.

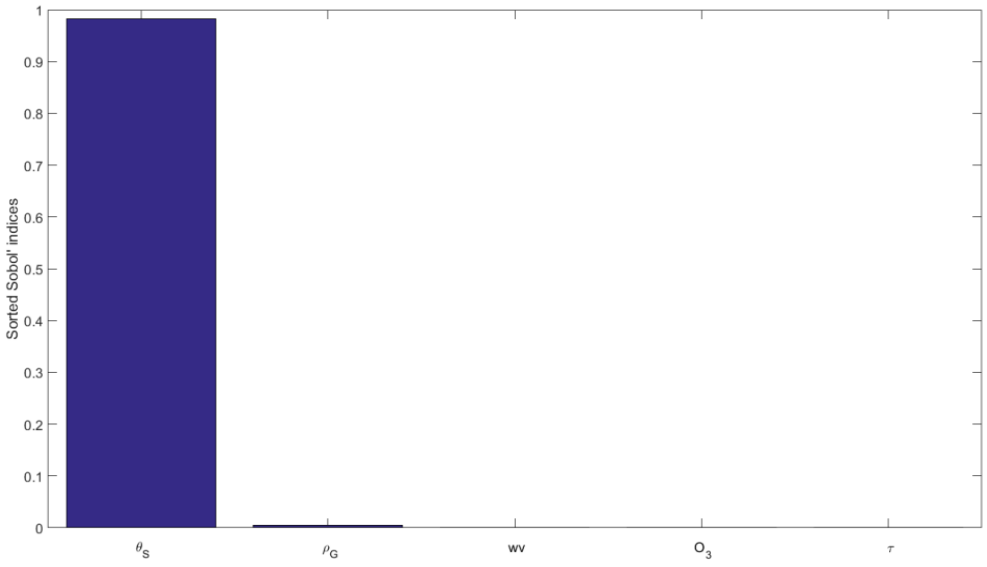


Figure V-1 : indices de Sobol' du premier ordre triés par ordre décroissant pour le canal VIS0.4 du FCI.

Dans cet exemple, la variabilité du signal est principalement expliquée par la variabilité de θ_S et ρ_G. Du point de vue de la physique, ces résultats sont cohérents avec les résultats de la validation vue au Chapitre III. Nous avons vu que ρ_G influence fortement le rayonnement perçu par un instrument spatioporté. Cependant, sa variation dans le temps, pour un même lieu, est faible, et son influence est faible sur la variabilité de L. Les influences des autres variables sont masquées par celles de θ_S et ρ_G.

Un autre apport de la GSA est la possibilité d'estimer quantitativement l'influence des interactions entre les variables grâce au calcul des indices d'ordre 2 et supérieurs. Pour le même exemple du canal VIS0.4 du FCI, j'ai représenté les indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 sur la Figure V-2, triés par ordre décroissant. Ces indices sont donnés dans le Tableau V-1. Bien sûr, les indices d'ordre 1 restent inchangés ; θ_S et ρ_G sont toujours les variables qui influencent le plus la variabilité de L. Cependant,

l'indice représentant l'influence de l'interaction entre θ_S et ρ_G et l'indice représentant l'influence de l'interaction entre θ_S et τ sont présents et se placent en 3ème et 4ème position dans la hiérarchie des indices. Ces indices, même faibles, montrent que l'influence des interactions entre des variables peuvent induire une variabilité de L supérieure à celle induite par des variables seules, comme τ, O_3 ou WV.

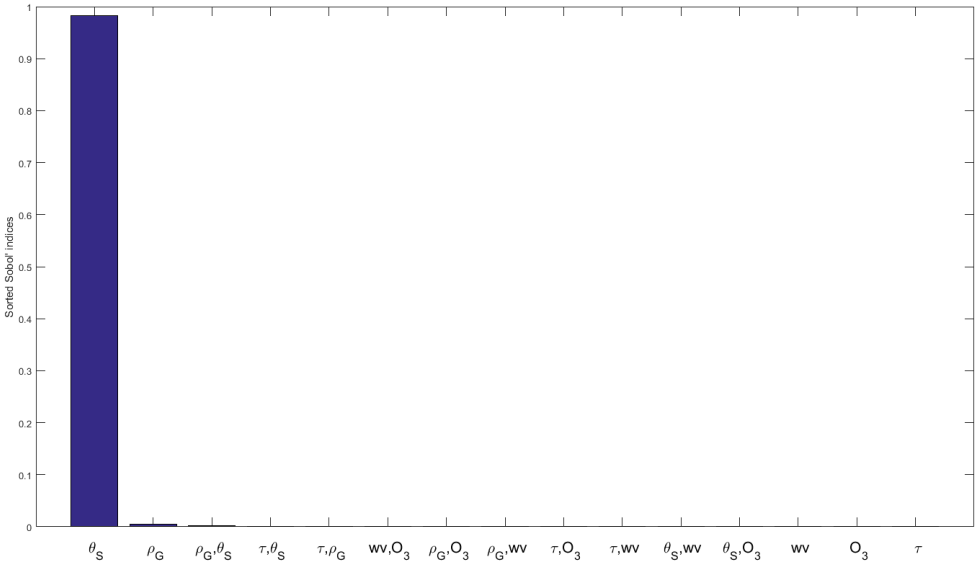


Figure V-2: Indices de Sobol' d'ordre 1 et 2 triés par ordre décroissant pour le canal VIS0.4 du FCI.

Variables associées aux indices	Indices de Sobol'
$\boldsymbol{\theta_S}$	0,98
$\boldsymbol{\rho_G}$	5,26E-03
$\boldsymbol{\rho_G, \theta_S}$	1,51E-03
$\boldsymbol{\tau, \theta_S}$	5,66E-04
$\boldsymbol{\tau, \rho_G}$	2,36E-04
$\boldsymbol{wv, O_3}$	2,09E-04
$\boldsymbol{\rho_G, O_3}$	2,01E-04
$\boldsymbol{\rho_G, wv}$	1,63E-04
$\boldsymbol{\tau, O_3}$	1,54E-04
$\boldsymbol{\tau, wv}$	1,32E-04
$\boldsymbol{\theta_S, wv}$	1,76E-05
$\boldsymbol{\theta_S, O_3}$	1,67E-05
$\boldsymbol{wv}$	1,52E-05
$\boldsymbol{O_3}$	1,38E-05
$\boldsymbol{\tau}$	1,36E-05

Tableau V-1 : Indices de Sobol' d'ordre 1 et 2 triés par ordre décroissant pour le canal VIS0.4 du FCI

J'ai représenté sur la Figure V-3 les indices de Sobol' d'ordre 1 à 3 triés par ordre décroissant pour le canal VIS0.4 du FCI, les indices étant donnés dans le Tableau V-2. Les indices de Sobol' d'ordre 1 et 2 restent inchangés ; θ_S et ρ_G sont toujours les variables les plus influentes sur la variabilité de L dans ce canal.

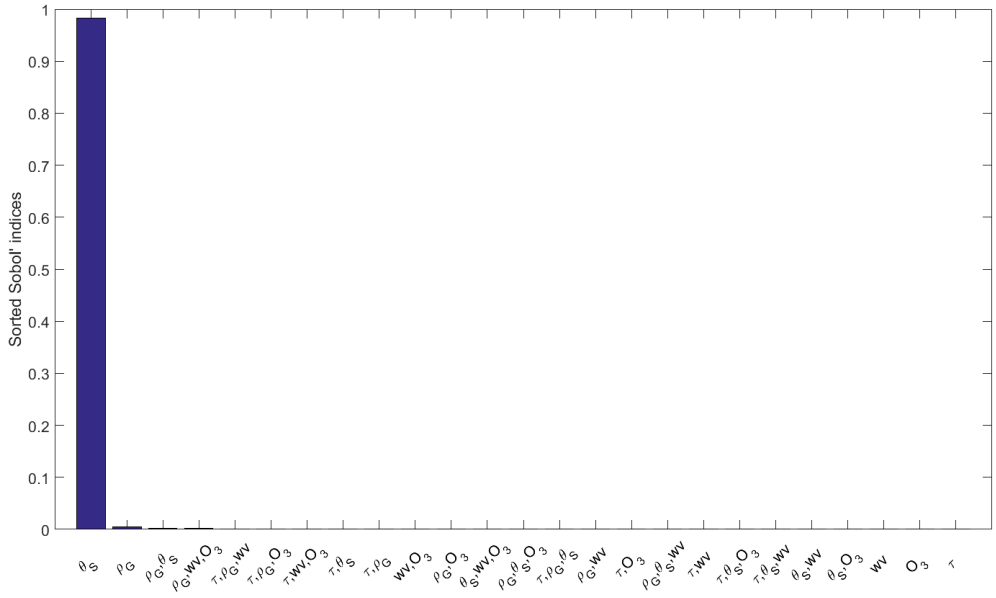


Figure V-3 : Indices de Sobol' d'ordre 1 à 3 triés par ordre décroissant pour le canal VIS0.4 du FCI.

Variables associées aux indices	Indices de Sobol'
$\boldsymbol{\theta_S}$	0,98
$\boldsymbol{\rho_G}$	5,26E-03
$\boldsymbol{\rho_G, \theta_S}$	1,51E-03
$\boldsymbol{\rho_G, wv, O_3}$	1,45E-03
$\boldsymbol{\tau, \rho_G, wv}$	1,12E-03
$\boldsymbol{\tau, \rho_G, O_3}$	1,06E-03
$\boldsymbol{\tau, wv, O_3}$	8,11E-04
$\boldsymbol{\tau, \theta_S}$	5,66E-04
$\boldsymbol{\tau, \rho_G}$	2,36E-04
$\boldsymbol{wv, O_3}$	2,09E-04
$\boldsymbol{\rho_G, O_3}$	2,01E-04
$\boldsymbol{\theta_S, wv, O_3}$	1,86E-04
$\boldsymbol{\rho_G, \theta_S, O_3}$	1,71E-04
$\boldsymbol{\tau, \rho_G, \theta_S}$	1,64E-04
$\boldsymbol{\rho_G, wv}$	1,63E-04
$\boldsymbol{\tau, O_3}$	1,54E-04
$\boldsymbol{\rho_G, \theta_S, wv}$	1,54E-04
$\boldsymbol{\tau, wv}$	1,32E-04
$\boldsymbol{\tau, \theta_S, O_3}$	1,30E-04
$\boldsymbol{\tau, \theta_S, wv}$	1,03E-04
$\boldsymbol{\theta_S, wv}$	1,76E-05
$\boldsymbol{\theta_S, O_3}$	1,67E-05
$\boldsymbol{wv}$	1,52E-05
$\boldsymbol{O_3}$	1,38E-05
$\boldsymbol{\tau}$	1,36E-05

Tableau V-2 : Indices de Sobol' d'ordre 1 à 3 triés par ordre décroissant pour le canal VIS0.4 du FCI

La part de la variance de L expliquée par les indices d'ordre 3 est faible comme on peut le voir sur la Figure V-3 et dans le Tableau V-3. Les indices d'ordre 1 et 2 sont amplement suffisants pour mon étude. Dans la suite de ce chapitre, j'ai choisi de ne représenter que ceux-ci.

	Ordre 1	Ordre 1 à 2	Ordre 1 à 3
Somme des indices	0,9879	0,9911	0,9965

Tableau V-3 : Somme des indices de Sobol' en fonction de l'ordre de la décomposition des fonctionnelles et de la GSA pour le canal VIS0.4 du FCI.

Pour faciliter la lecture et la comparaison des résultats entre les sept canaux VNIR du FCI, j'ai choisi de représenter les indices de Sobol' sous forme de diagrammes en barres empilées comme sur la Figure V-4 , les indices étant donnés dans le Tableau V-1. La taille d'une barre est proportionnelle à l'indice de Sobol' correspondant. Les variables ou les ensembles de variables auxquels correspondent les indices sont indiqués par le code couleur situé à droite du graphique. Afin de mettre en évidence l'influence des aérosols, j'ai choisi de distinguer l'indice de Sobol' de τ en lui attribuant la couleur rose pour contraster cet indice vis-à-vis des autres et faciliter la lecture des résultats.

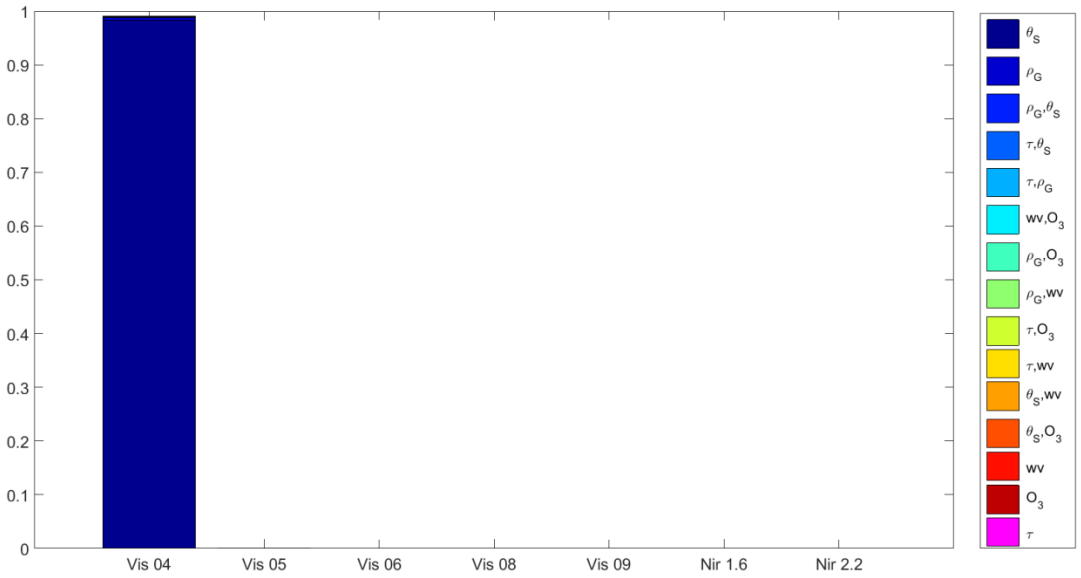


Figure V-4 : Représentation empilée des indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 pour le canal VIS0.4. Les couleurs associent à chaque indice une variable ou un couple de variables selon la légende à droite de la figure.

Comme la part de la variabilité de θ_S rapportée à la variabilité de L est très importante, j'ai représenté ce même diagramme en barres empilées en tronquant l'axe des ordonnées (Figure V-5). L'origine de l'axe est maintenant 0,95 plutôt que zéro afin de rendre plus distinguables les indices de Sobol' des autres variables.

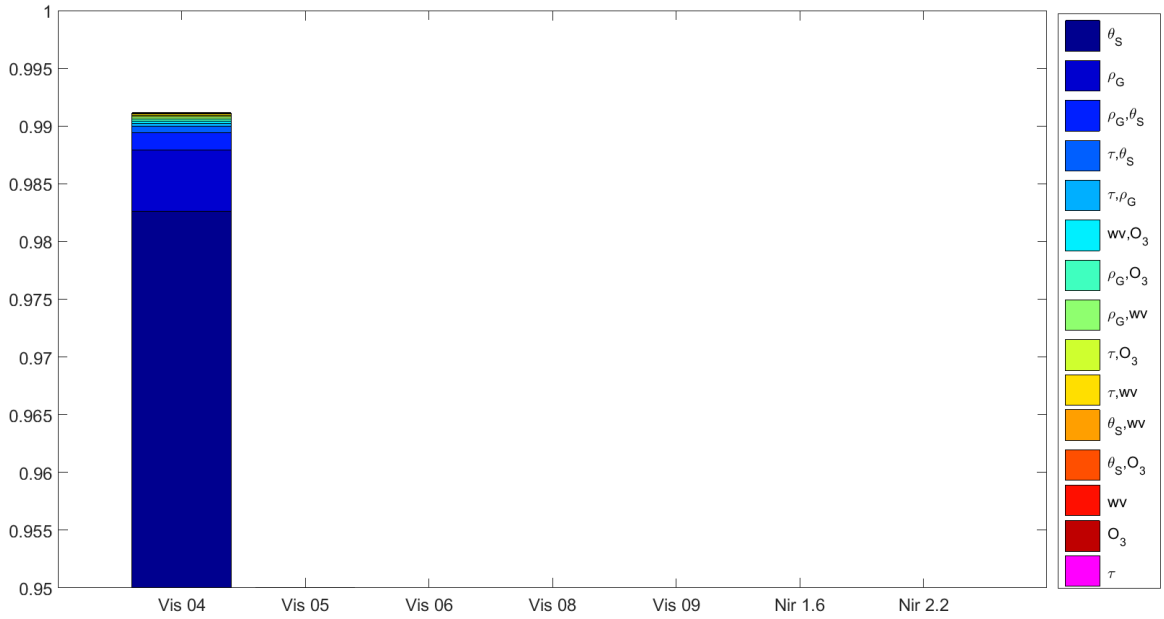


Figure V-5 : Représentation empilée des indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 pour le canal VIS0.4, avec un axe des ordonnées débutant à 0.95. Les couleurs associent à chaque indice une variable ou un couple de variables selon la légende à droite de la figure.

3. Résultat de la GSA

3.1. Premier cas d'étude : GSA de la luminance atmosphérique (albédo nul)

J'ai effectué des simulations pour 200 000 vecteurs d'entrées tirés aléatoirement pour chacun des sept canaux du VNIR du FCI. Ce nombre de tirages est suffisant pour assurer une bonne représentativité statistique des fonctionnelles.

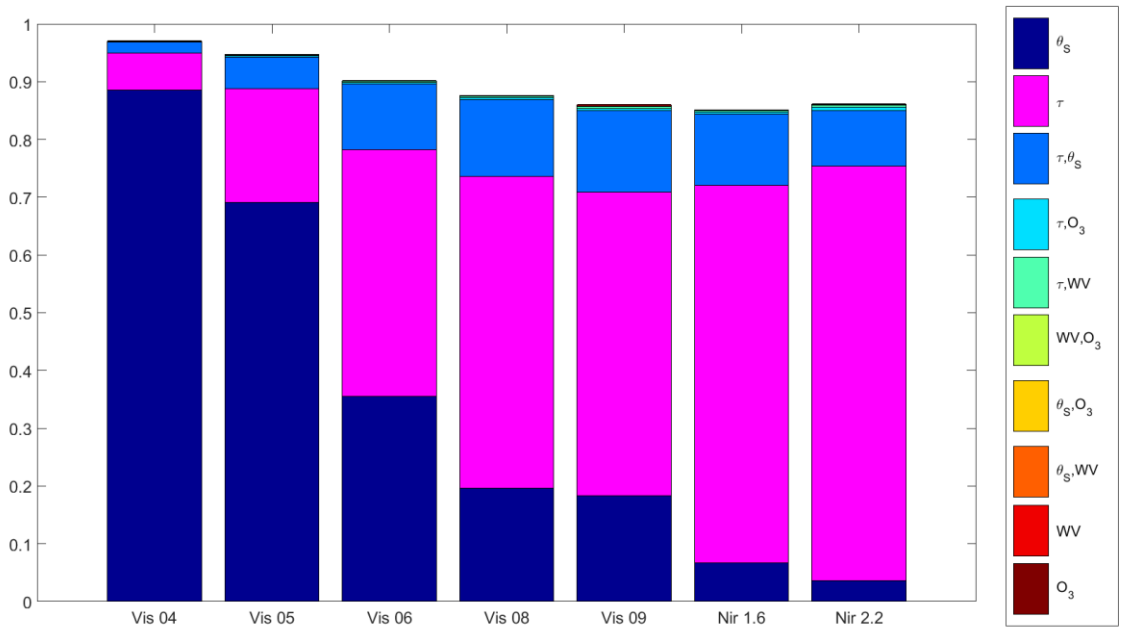


Figure V-6 : Indices de Sobol d'ordre 1 à 2 pour la luminance atmosphérique.

J'ai représenté les indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 calculés pour les sept canaux VNIR sur la Figure V-6. L'ordre de rangement des indices pour tous les canaux correspond à l'ordre décroissant pour le premier canal VIS0.4 pour simplifier la comparaison entre canaux.

On observe que dans tous les canaux, plus de 90 % de la variance de L est expliquée. La différence à 100 % peut être expliquée par les indices d'ordre supérieur à 2, et par un manque de précision dans la description des histogrammes ayant servi à déterminer les fonctions de répartition des variables. Afin d'évaluer la validité des conclusions que je pourrais tirer de ces résultats, j'ai procédé à la vérification suivante déjà évoquée dans la partie 4.2 du Chapitre IV. J'ai appliqué la GSA à 160 000 tirages, constituant un sous-ensemble des 20 0000 tirages. J'en ai tiré les fonctionnelles que j'applique aux 40 000 vecteurs restants. Parallèlement, ces 40 000 vecteurs ont été entrés dans le simulateur. J'ai effectué une comparaison entre L calculée par les fonctionnelles et L issue du simulateur. J'ai obtenu un excellent accord entre les deux séries de valeurs avec un biais quasi nul, un coefficient de corrélation supérieur à 0.999 et un écart type relatif inférieur à 2 %. J'en ai déduit que, malgré ce manque de variance expliquée, la décomposition de Sobol' est représentative de mon cas d'étude, et que les conclusions seront valides. On verra un peu plus loin que dans le second cas d'étude, la part de la variance expliquée est supérieure à 99 %.

La Figure V-6 montre que la variabilité de L est significativement influencée par la variabilité de τ. Pour les canaux VIS0.4, VIS0.5 et VIS0.6, cette influence est fortement masquée par d'autres variables, et notamment θ_S. De plus, dans chacun des canaux VNIR du FCI, la part de la variabilité de L expliquée par l'interaction entre τ et θ_S est notable. L'importance de cette interaction peut être due à l'influence de la masse d'air m :

$$m \sim \frac{1}{\cos(\theta_S)}$$

Équation V-2

La masse d'air représente l'épaisseur de l'atmosphère traversée par le rayonnement solaire avant d'atteindre le sol. Plus θ_S est grand, plus cette épaisseur est grande, et plus le rayonnement est susceptible d'interagir notamment avec les aérosols et d'être atténué.

Les influences des variabilités des contenus totaux de la colonne en ozone et en vapeur d'eau sont complètement négligeables dans chacun des canaux du FCI.

En conclusion de ce premier cas d'étude, la GSA effectuée sur la luminance atmosphérique montre une forte sensibilité de celle-ci à la variation de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère pour chacun des canaux du VNIR. Les influences de θ_S, pour les canaux dans le visible, et de l'interaction entre τ et θ_S sont notables. Si ces influences ne sont pas correctement modélisées, elles pourraient représenter une source de bruit masquant totalement ou partiellement la relation entre les variabilités de L et de τ, ce qui pourrait nuire à l'exploitation d'un canal pour estimer τ.

3.2. Deuxième cas d'étude : poussières désertiques au-dessus du Sahara

J'ai effectué des simulations pour des variations réalistes de quantité d'aérosol au-dessus du Sahara dans une zone correspondant au site AERONET de Tamanrasset. Dans ce cas d'étude, cinq variables sont utilisées pour représenter la variabilité de L. Les interactions possibles entre les variables sont plus nombreuses que dans le premier cas d'étude, notamment parce que le rayonnement qui atteint le sol est cette fois réfléchi par celui-ci, et interagit à nouveau avec les constituants de l'atmosphère lors de son trajet ascendant vers le capteur. J'ai choisi d'augmenter le nombre de vecteurs d'entrée

tirés aléatoirement pour m'assurer de la représentativité statistique notamment pour le calcul des fonctionnelles par histogramme. J'ai effectué des simulations pour 750 000 vecteurs d'entrée.

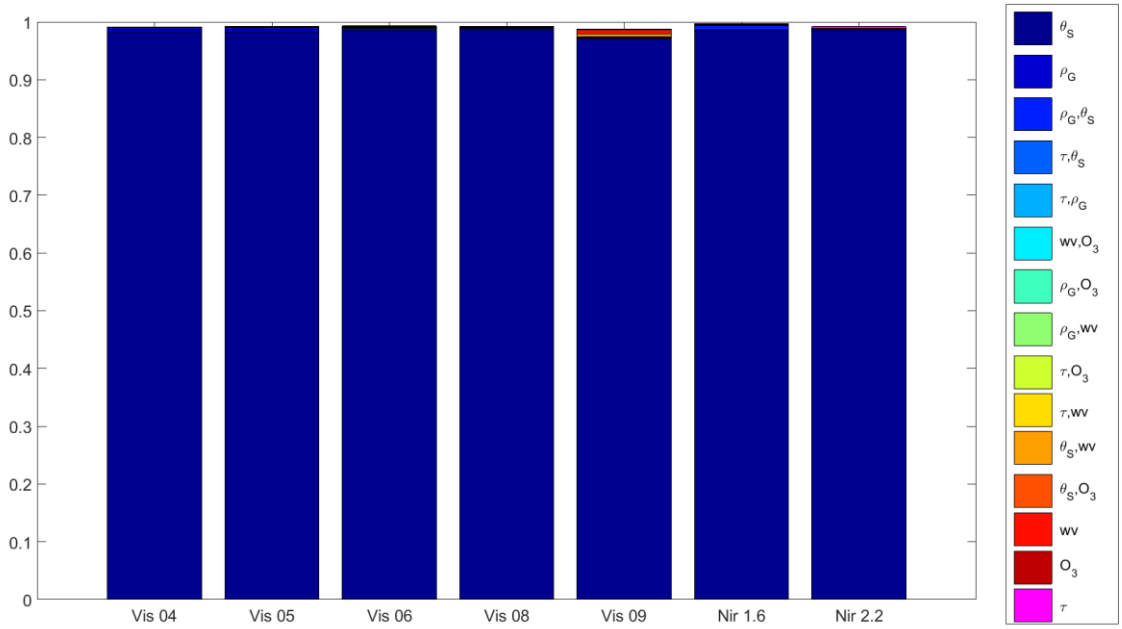


Figure V-7 : Indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 pour le deuxième cas d'étude.

Pour chacun des canaux représentés sur la Figure V-7, l'indice de Sobol' correspondant à τ est très faible, et n'est même pas visible. En effet, θ_S a une influence écrasante sur la variabilité de L. Comme précédemment, j'ai représenté le même diagramme sur la Figure V-8 mais avec un axe des ordonnées débutant à 0,95 pour mettre en évidence la variabilité expliquée par les autres variables.

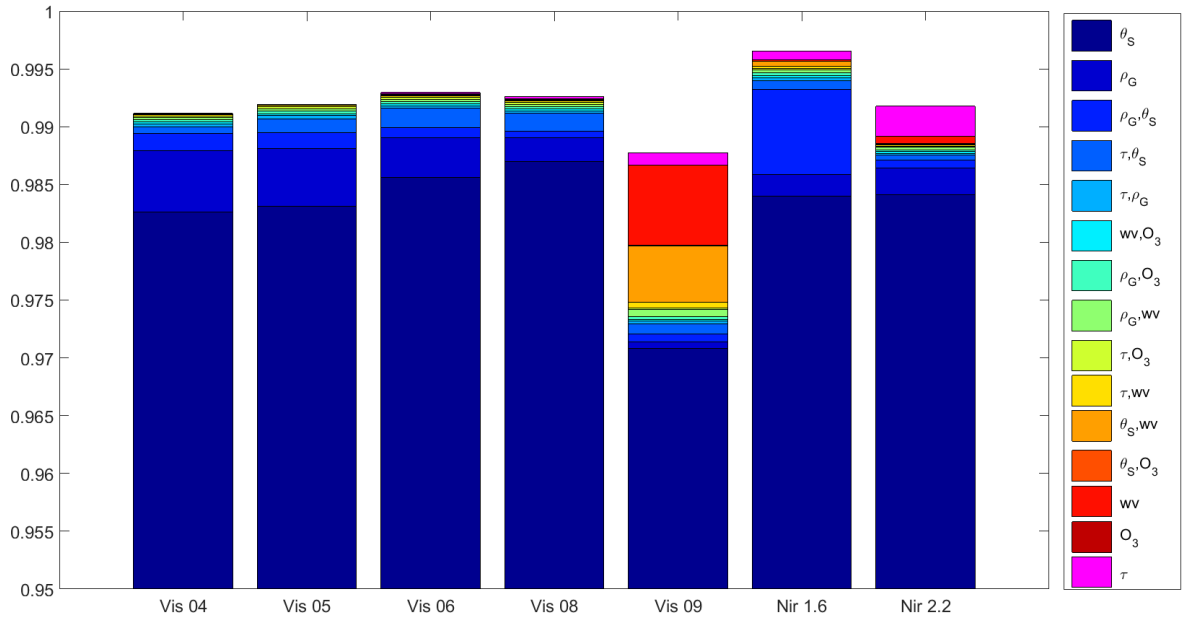


Figure V-8 : Indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 pour le deuxième cas d'étude avec l'axe des ordonnées débutant à 0,95.

L'influence de τ est négligeable pour les quatre canaux VIS0.4, VIS0.5, VIS0.6 et VIS0.8, mais identifiable sur la Figure V-8 pour les canaux VIS0.9, NIR1.6 et NIR2.

Comme on l'a déjà vu, l'influence de la variabilité de ρ_G sur la variabilité de L est faible mais non négligeable. L'influence de l'interaction entre θ_S et ρ_G est aussi non négligeable. Ce dernier point s'explique par les multiples réflexions du rayonnement entre l'atmosphère, même si elle est claire, et un sol d'albédo non nul.

La variabilité de L dans le canal VIS0.9 est sensible à la variabilité de WV . En effet, ce canal est aussi conçu pour exploiter une bande d'absorption de la vapeur d'eau. La sensibilité de ce canal à WV est donc cohérente avec son objectif, de même que sa sensibilité à l'interaction de θ_S et WV. En effet, plus la masse d'air est grande, plus le rayonnement solaire est absorbé par la vapeur d'eau dans cette bande spectrale. L'influence de la variabilité du contenu total de la colonne en ozone est négligeable dans chacun des canaux du FCI.

En conclusion, dans le cas d'étude de l'observation des aérosols au-dessus d'un sol désertique, la variabilité de L est essentiellement due à celles de θ_S et à ρ_G et à l'interaction entre ces deux termes. Ces résultats laissent supposer que seuls les canaux VIS0.9, NIR1.6 et NIR2.2 du FCI sont *a priori* sensibles à la variation de la quantité d'aérosols d'origine désertique dans l'atmosphère.

4. Détectabilité des aérosols désertiques dans chaque canal de FCI

L'analyse des indices de Sobol' permet d'évaluer la détectabilité des aérosols désertiques par le FCI. Pour que la part V_τ, de la variance expliquée par la variation de τ, soit détectable dans un canal, elle doit être supérieure au bruit. Il s'agit d'une condition nécessaire. On peut identifier deux types de bruit, le bruit lié à la modélisation, et le bruit de mesure de l'instrument.

4.1. Le bruit de modélisation

Pour calculer les indices de Sobol', j'ai estimé les fonctionnelles qui permettent de décomposer la luminance en une somme de fonctions de dimension croissante. Une fois estimées, ces fonctionnelles peuvent être utilisées à la place du simulateur pour évaluer des luminances.

Dans le deuxième cas d'étude, et pour l'exemple du canal NIR2.2, on peut expliquer la variabilité de L à l'aide des fonctionnelles jusqu'à l'ordre 2 :

$$\mathrm{L} = f_0 + \sum_{i=1}^{p} f_i(X_i) + \sum_{1 \le i < j \le p} f_{ij}(X_i, X_j) + \epsilon$$

Équation V-3

en ajoutant, ϵ qui représente la part de la variabilité du signal inexpliquée par la reconstruction des fonctionnelles, autrement dit, le bruit de modélisation.

Ce bruit correspond à la dispersion entre les luminances issues du simulateur L et les luminances reconstruites par les fonctionnelles L^*, $L = L^* + \epsilon$. Ce bruit suit une loi normale d'écart type σ_ϵ, lequel peut être estimé en comparant L^* à L pour un même jeu d'entrées (Figure V-9).

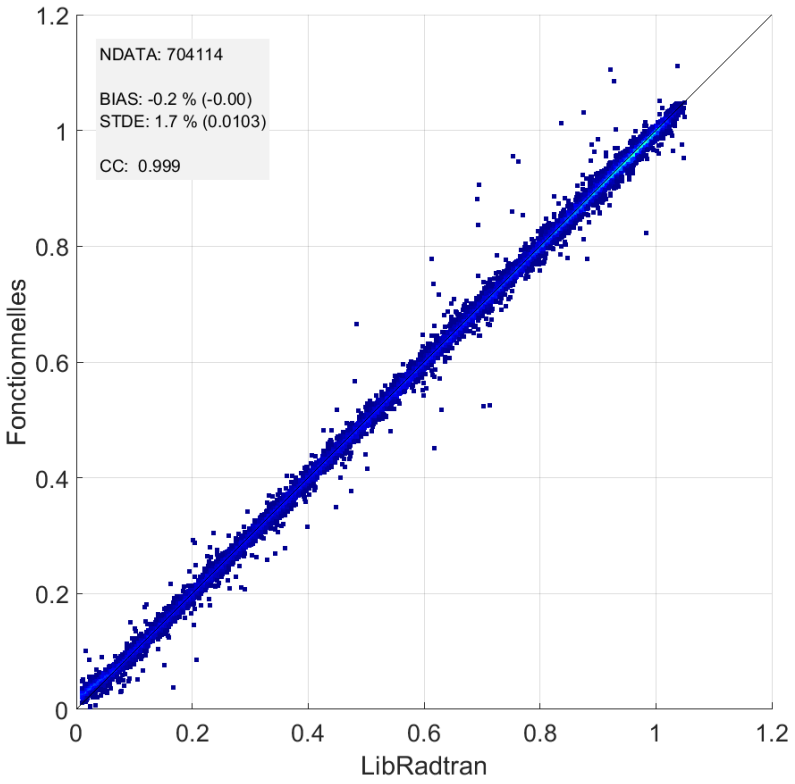


Figure V-9 : Comparaison entre la luminance issue du simulateur et celle reconstruite par les toutes les fonctionnelles pour le deuxième cas d'étude et le canal NIR2.2.

Sur la Figure V-9, on peut voir un très bon accord entre L^* et L. Les points s'alignent presque tous le long de la première bissectrice avec un très faible biais relatif (-0,2%) et une faible dispersion (écart type relatif de 1,7%). Le coefficient de corrélation vaut 0,999.

Néanmoins, on note quelques points éloignés de la première bissectrice. Comme déjà expliqué dans le Chapitre IV, les fonctionnelles sont calculées grâce aux espérances conditionnelles estimées à partir d'histogrammes. Les classes de ces histogrammes ont, dans notre étude, une largeur fixe, quel que soit l'histogramme. De plus, le nombre de classes utilisées est fixé et identique pour chaque variable. Ces limitations sont susceptibles d'introduire un manque de représentativité de certaines fonctionnelles dès lors que le nombre de points est faible dans une ou plusieurs classes. C'est l'un des aspects qui est, à mon avis, largement améliorable dans notre méthode de calcul des fonctionnelles. Dans ce cas, les espérances conditionnelles et les fonctionnelles qui en découlent ajoutent du bruit à la luminance reconstruite plutôt que d'en améliorer la qualité.

On peut dans certains canaux, limiter ce bruit en tronquant la reconstruction par les fonctionnelles. En examinant les résultats de la GSA pour le canal NIR2.2 présentés sur la Figure V-10, j'ai constaté qu'il était possible de représenter correctement la luminance en n'utilisant que les fonctionnelles correspondant aux six premiers indices de Sobol' en ordre décroissant. Ces six indices expliquent 99 % de la variabilité de L dans ce canal. Les influences des autres variables et ensembles de variables, entrent dans le bruit de modélisation représenté par l'écart type, σ_ϵ.

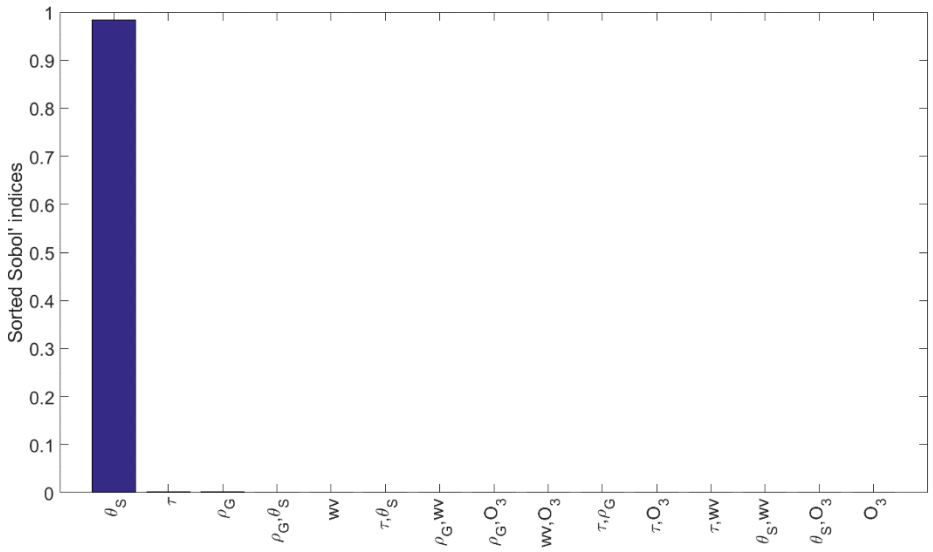


Figure V-10 : Indices de Sobol' d'ordre 1 et 2 triés par ordre décroissant pour le deuxième cas d'étude et le canal NIR2.2.

On modélise donc la luminance par :

$$\mathrm{L} = \mathrm{f}_0 + \mathrm{f}_1(\theta_\mathrm{S}) + \mathrm{f}_2(\tau) + \mathrm{f}(\rho_\mathrm{G}) + \mathrm{f}_3\left(\rho_G,\, \theta_\mathrm{S}\right) + \mathrm{f}(\mathrm{WV}) + \mathrm{f}_3\left(\tau,\, \theta_\mathrm{S}\right) + \epsilon$$

Équation V-4

Comme précédemment, j'ai utilisé cette décomposition pour calculer L^* puis j'ai comparé L^* à L afin d'estimer le bruit de modélisation (Figure V-11).

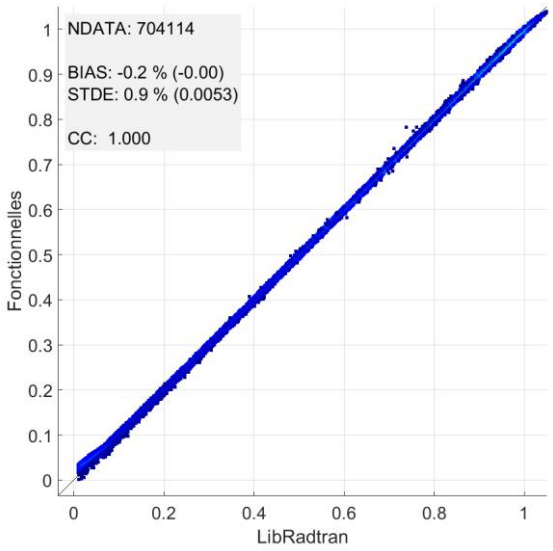


Figure V-11 : Comparaison entre la luminance issue du simulateur et celle reconstruite par les premières fonctionnelles pour le deuxième cas d'étude et le canal NIR2.2.

On peut voir que les points aberrants présents dans la Figure V-9 sont maintenant absents de cette figure. Le coefficient de corrélation est maintenant très proche de 1, le biais est quasi nul et

inchangé, et l'écart type est divisé par 2. Cette reconstruction doit donc être préférée à la précédente pour déduire la détectabilité des aérosols car induisant un bruit de modélisation plus faible, ici inférieur à 0.5 %.

Cette troncature n'est possible que si τ fait partie des variables qui influencent le plus la variabilité de L. Il faut identifier pour chaque canal les fonctionnelles retenues dans la troncature. Dans le cas des canaux dans le visible, VIS0.4, VIS0.5, VIS0.6, VIS0.8 et VIS0.9, il faut utiliser la décomposition complète aux ordres 1 et 2 afin d'inclure la variabilité due à τ (quand l'albédo est non nul).

4.2. Le bruit de mesure instrumental

La luminance observée par un instrument comme le FCI est affectée d'un bruit de mesure, souvent caractérisé par les rapports signal sur bruit (SNR, *Signal to Noise Ratio*). Ainsi la luminance mesurée par l'instrument peut être déduite de celle issue du simulateur L :

$$\widetilde{L} = L + b$$

Équation V-5

Ici, lorsque le nombre de photons est suffisant, b suit une loi normale d'écart type σ_b. Cet écart type dépend de plusieurs phénomènes comme le bruit lié au pas de quantification et le bruit de fond du capteur, qui ont généralement des contributions faibles au bruit de mesure. Le bruit photonique peut être plus important. Il dépend de la luminance et est donc distingué dans le calcul du bruit de mesure :

$$\sigma_b = \sqrt{\sigma_0^2 + \gamma L}$$

Équation V-6

avec γL la variance du bruit photonique et σ_0 les autres contributions au bruit de mesure indépendantes du niveau de luminance.

Par définition, le SNR rend compte de la part de signal exploitable, ou réciproquement du bruit contenu dans ce signal. Le SNR est défini en fonction de la luminance observable par le capteur. Dans le cas idéal comme dans celui du FCI, plus la luminance est importante, plus le SNR est élevé, et moins le bruit représente une part importante du signal. Le SNR s'exprime comme :

$$SNR(L) = \frac{L}{\sigma_b(L)} = \frac{L}{\sqrt{\sigma_0^2 + \gamma L}}$$

Équation V-7

Dans la pratique, le SNR a été estimé pour plusieurs luminances fixées : le niveau minimal de détection L_{Min}, moyenne L_{Mid} et maximal L_{Max} (Tableau V-4). Le SNR est le plus faible pour la luminance la plus faible, pour laquelle la part relative du bruit est importante dans la mesure.

	L_{Min}	L_{Mid}	L_{Max}	SNR L_{Min}	SNR L_{Mid}	SNR L_{Max}
VIS0.4	0,01	0,6	1,20	35,5	802	930
VIS0.5	0,01	0,6	1,20	34,1	790	922
VIS0.6	0,01	0,6	1,20	43,3	785	982
VIS0.8	0,01	0,6	1,20	33,4	722	865
VIS0.9	0,01	0,4	0,80	33,3	402	539
NIR1.6	0,01	0,5	1,00	47,8	757	971
NIR2.2	0,01	0,5	1,00	21,6	322	455

Tableau V-4 : SNR et dynamiques du FCI pour les canaux du VNIR reproduit depuis (Aminou *et al.*, 2014)**.**

En combinant ce tableau et l'Équation V-7, on déduit σ_0 etγ, puis l'écart type σ_b du bruit de mesure pour chaque canal du FCI.

4.3. Limite de détectabilité de τ

Les deux sources de bruit suivant des lois normales, leur addition suit également une loi normale. L'écart type est la somme quadratique des écarts types des deux bruits, reportés dans le Tableau V-5 pour chaque canal.

Canal	VIS0.4	VIS0.5	VIS0.6	VIS0.8	VIS0.9	NIR1.6	NIR2.2
σ_b	0,0006	0,0006	0,0007	0,0008	0,0011	0,0007	0,0017
σ_ϵ	0,0049	0,0063	0,0079	0,0094	0,0111	0,0058	0,0053

Tableau V-5 : Ecart type du bruit de mesure σ_b, calculés entre L_{Min} et L_{Mid}, et bruit de modélisation σ_ϵ pour le cas de l'observation des aérosols désertiques au-dessus d'un sol désertique, pour chaque canal VNIR du FCI.

On voit dans ce tableau que le bruit instrumental est très faible devant celui de la modélisation. Comme écrit plus haut, pour que l'influence d'une variation de τ soit détectable dans un canal, il faut que la variance expliquée attribuable à τ, V_τ, soit supérieure au bruit, soit :

$$\sqrt{V_\tau} > \sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}$$

Équation V-8

ou encore :

$$\frac{\sqrt{V_\tau}}{\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}} > 1$$

Équation V-9

Le rapport doit être supérieur à 1 pour que la variabilité due aux aérosols soit observable dans un canal donné.

4.4. Limite de détectabilité de la variation de τ dans le premier cas d'étude (albédo du sol nul)

Les résultats sont présentés dans le Tableau V-6 pour le premier cas d'étude, dans lequel l'albédo du sol est nul.

Canal	VIS0.4	VIS0.5	VIS0.6	VIS0.8	VIS0.9	NIR1.6	NIR2.2
$\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}$	0,0043	0,0057	0,0063	0,0071	0,0069	0,0069	0,0059
$\sqrt{V_\tau}$	0,0153	0,0247	0,0312	0,0356	0,0329	0,0345	0,0274
$\frac{\sqrt{V_\tau}}{\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}}$	3,5	4,3	4,9	5,0	4,8	5,0	4,7

Tableau V-6 : Estimation de la détectabilité des aérosols désertiques au-dessus d'un sol dont l'albédo est nul.

On voit que pour chacun des canaux du VNIR, le rapport (troisième ligne du tableau) est largement supérieur à 1. Le critère de détectabilité est satisfait pour chaque canal. Pour ce premier cas d'étude, je n'ai pas effectué de troncature car la part de variabilité de L expliquée par la variabilité de τ est notable et il n'y a pas besoin de réduire le bruit de modélisation.

On en déduit que les canaux seront capables de détecter la variation de la quantité d'aérosols d'origine désertique dans l'atmosphère pour des cas typiques et réalistes au-dessus d'une surface d'albédo nul. Comme évoqué dans l'introduction de ce chapitre, il peut s'agir par exemple d'observation au-dessus de larges étendues d'eau profonde et ayant une faible rugosité de surface (grands lacs, mers, océans).

4.5. Limite de détectabilité de τ pour un albédo désertique

Pour le cas de l'observation des aérosols désertiques au-dessus d'un sol désertique, les résultats sont plus nuancés (Tableau V-7). La décomposition a été tronquée pour les canaux NIR1.6 et NIR2.2.

Canal	VIS0.4	VIS0.5	VIS0.6	VIS0.8	VIS0.9	NIR1.6	NIR2.2
$\sqrt{\boldsymbol{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}}$	0,0049	0,0063	0,0079	0,0095	0,0112	0,0058	0,0056
$\sqrt{\boldsymbol{V_\tau}}$	0,0005	0,0007	0,0021	0,0034	0,0079	0,0088	0,0157
$\frac{\sqrt{V_\tau}}{\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}}$	0,0	0,1	0,3	0,4	0,7	1,5	2,8

Tableau V-7 : Estimation de la détectabilité des aérosols désertiques au-dessus d'un sol désertique.

On voit que pour les canaux VIS0.4, VIS0.5, VIS0.6, VIS0.8 et VIS0.9, le rapport (troisième ligne du tableau) est nettement inférieur à 1. Aucun de ces canaux ne satisfait le critère de détectabilité et n'est capable d'observer une variation de la quantité d'aérosols désertiques qui induira une variabilité de la luminance susceptible d'être discriminée du bruit.

Par contre, le rapport est nettement supérieur à 1 pour les canaux NIR1.6 et NIR2.2. Une variation de τ est donc éventuellement détectable vis-à-vis du bruit et ces canaux sont pertinents pour détecter la présence d'aérosols désertiques au-dessus d'un sol désertique.

5. Exemple d'application des fonctionnelles dans le contexte d'un algorithme d'estimation des aérosols par imagerie multi-spectrale

Les canaux du FCI ont été considérés individuellement dans le cadre de cette thèse. Plusieurs algorithmes ont été proposés qui exploitent l'aspect multi-spectral de l'imagerie acquise par des instruments comme MODIS ou VIIRS (Griggs, 1975, 1979; Kaufman *et al.*, 1997b; Tanré *et al.*, 1997; Remer *et al.*, 2005; Levy *et al.*, 2009; Hsu *et al.*, 2013; Lenoble *et al.*, 2013), voire en combinaison avec l'aspect multitemporel comme MSG (Carrer *et al.*, 2010), pour estimer des propriétés optiques des aérosols. Je n'ai pas pour objectif de proposer un algorithme pouvant s'appliquer au FCI, mais j'ai étudié le possible bénéfice des fonctionnelles issues de la GSA dans le contexte de tels algorithmes.

La complexité de la télédétection des aérosols désertiques réside dans la complexité du découplage nécessaire entre la variabilité de la luminance due à la variation de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère et celle due à d'autres sources de variabilité, comme θ_S ou ρ_G. Les algorithmes tentent tous de réaliser ce découplage, en apportant notamment des informations externes. Ces dernières peuvent provenir des mesures faites dans d'autres canaux du même instrument, ou de bases de données, ou d'analyses météorologiques… J'ai reproduit sur la Figure V-12 le diagramme logique utilisé par l'algorithme *enhanced deep blue* (Hsu *et al.*, 2013), sur lequel j'ai porté quelques commentaires.

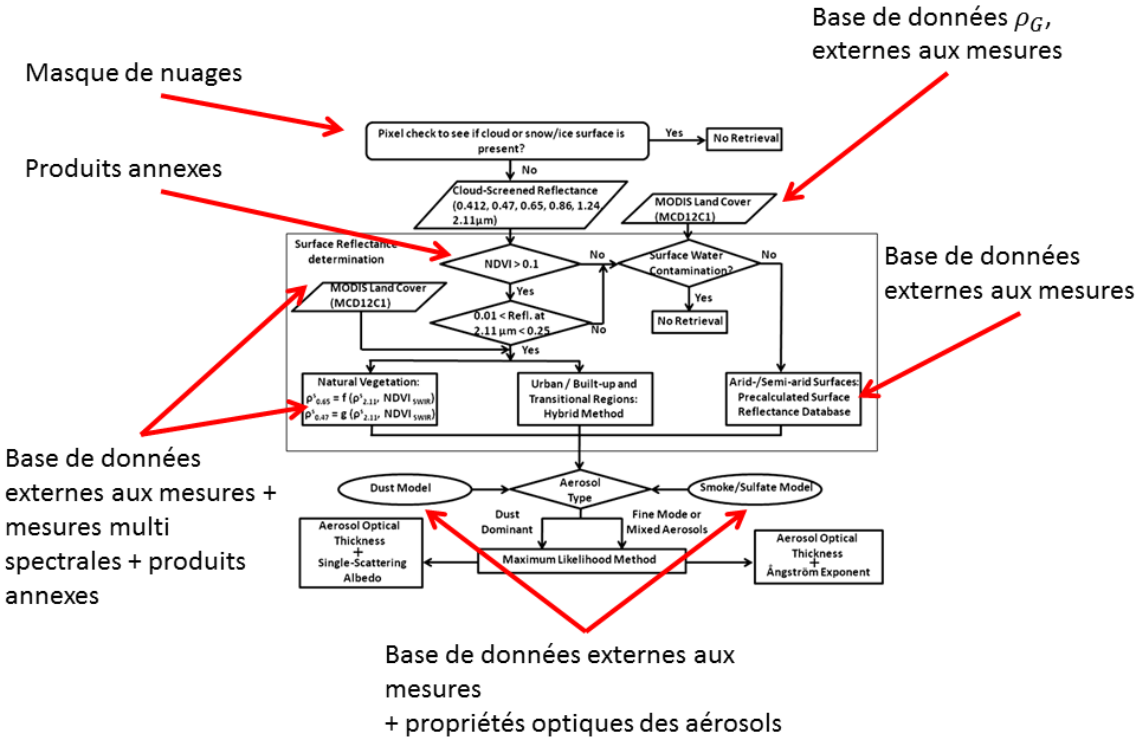


Figure V-12: Digramme logique (« *flow chart* ») de l'algorithme « *enhanced* MODIS *deep blue* » reproduit depuis (Hsu *et al.*, 2013)

Cet algorithme exploite des mesures de l'instrument MODIS pour déduire les épaisseurs optiques des aérosols et certaines de leurs propriétés physiques au-dessus de surface d'albédo élevé, comme les déserts et les villes. Il nécessite un grand nombre de données et produits externes, comme par exemple, l'angle solaire zénithal θ_S, un masque de nuage, l'indice de végétation normalisé NDVI, les produits relatifs aux propriétés de la surface MCD12C1, …

Supposons un algorithme fictif fonctionnant sur le même principe, c'est-à-dire exploitant des connaissances externes. Prenons l'exemple de θ_S. Ce dernier peut être calculé précisément de manière externe, pour chaque pixel d'une image satellite en fonction des coordonnées géographiques du pixel et de la date. L'influence de la variabilité de θ_S sur la luminance L et sa fonctionnelle $f(\theta_S)$ ont été calculées lors de la GSA. Si les fonctions de répartition des variables utilisées lors de la GSA englobent celles du cas considéré par cet algorithme fictif, on peut estimer que la fonctionnelle $f(\theta_S)$, connue de manière externe par la GSA, est aussi valide dans ce cas-là, et on peut soustraire de la luminance L, la part due à θ_S :

$$L' = L - f(\theta_S)$$

Équation V-10

où L' le résidu de la luminance. Ce résidu peut faire l'objet d'une nouvelle GSA pour identifier l'influence des variables. On obtient les résultats présentés sur la Figure V-13.

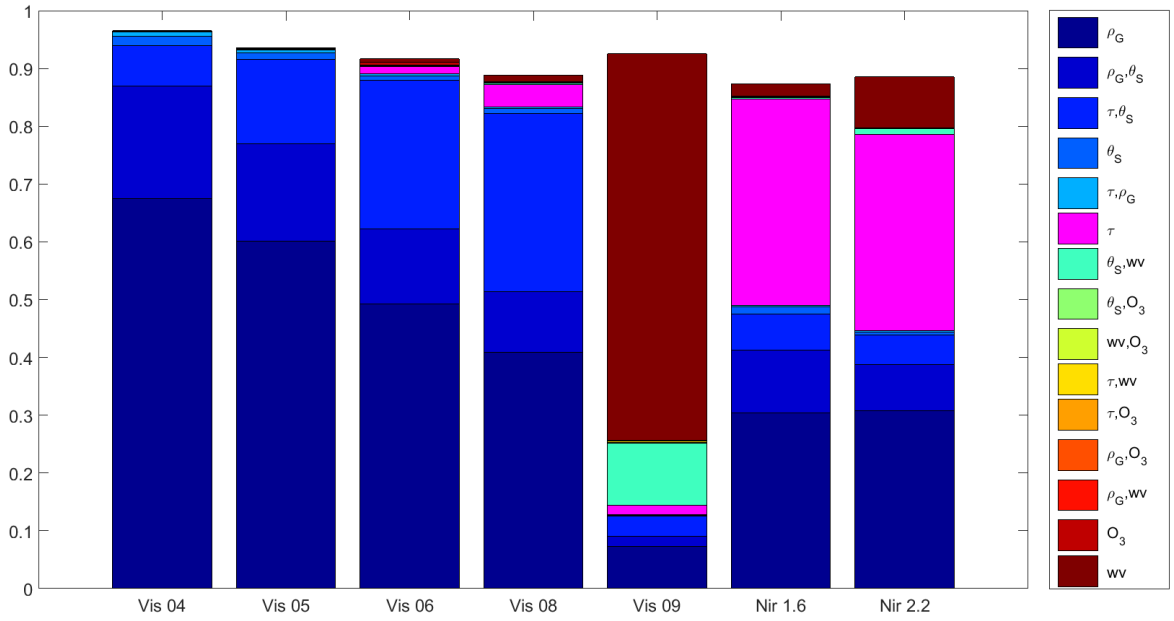


Figure V-13 : Indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 pour le résidu de la luminance dont on a soustrait la part de variabilité due à θ_S pour des poussières désertiques au-dessus d'un albédo correspondant à une zone désertique. En rose l'indice correspondant à l'épaisseur optique des aérosols, τ.

On voit apparaitre sur la Figure V-13, des influences qui étaient masquées auparavant par celle de la variabilité de θ_S. Plus particulièrement, l'influence de WV sur le canal VIS0.9 est maintenant très marquée, en cohérence avec les constatations faites précédemment. L'influence de la variabilité de τ est aussi beaucoup plus notable dans plusieurs canaux. L'influence de ρ_G est également beaucoup plus marquée dans la quasi-totalité des canaux, de même que celle de WV dans les canaux VIS0.9, NIR1.6 et NIR2.2.

Comme précédemment, on peut comparer le résidu de la luminance L' au résidu reconstruit par les fonctionnelles de la seconde GSA, en déduire le bruit de modélisation, puis en déduire ainsi la détectabilité de τ pour chaque canal. On obtient les résultats présentés dans le Tableau V-8 qui, je le rappelle, n'ont qu'un but qualitatif.

Canal	VIS0.4	VIS0.5	VIS0.6	VIS0.8	VIS0.9	NIR1.6	NIR2.2
$\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}$	0,0012	0,0016	0,0021	0,0025	0,0045	0,0034	0,0041
$\sqrt{V_\tau}$	0,0005	0,0007	0,0021	0,0034	0,0079	0,0088	0,0157
$\frac{\sqrt{V_\tau}}{\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}}$	0,4	0,4	1,0	1,4	1,8	2,6	3,8

Tableau V-8 : Estimation de la détectabilité des aérosols désertiques au-dessus d'un sol désertique pour le résidu de la luminance $L' = L - f(\theta_S)$.

Par rapport au deuxième cas d'étude, où le rapport (troisième ligne du tableau) est nettement inférieur à 1 pour les canaux VIS0.4, VIS0.5, VIS0.6, VIS0.8 et VIS0.9, on voit que la déduction de l'influence de θ_S augmente la détectabilité d'une variation de τ pour plusieurs canaux. On peut ainsi espérer une observation au moins dans les canaux VIS0.8, VIS0.9, NIR1.6 et NIR2.2.

On observe que l'influence de WV dans ces canaux n'est pas négligeable. Le FCI dispose de deux canaux, VIS0.9 et NIR1.3, susceptibles d'être exploités pour évaluer cette quantité dont on a estimé la fonctionnelle de manière externe. Comme précédemment, on peut donc déduire de L l'influence de la vapeur d'eau :

$$L' = L - f(WV) - f(\theta_S)$$

Équation V-11

Les résultats de la GSA menée sur ce nouveau résidu sont présentés sur la Figure V-14.

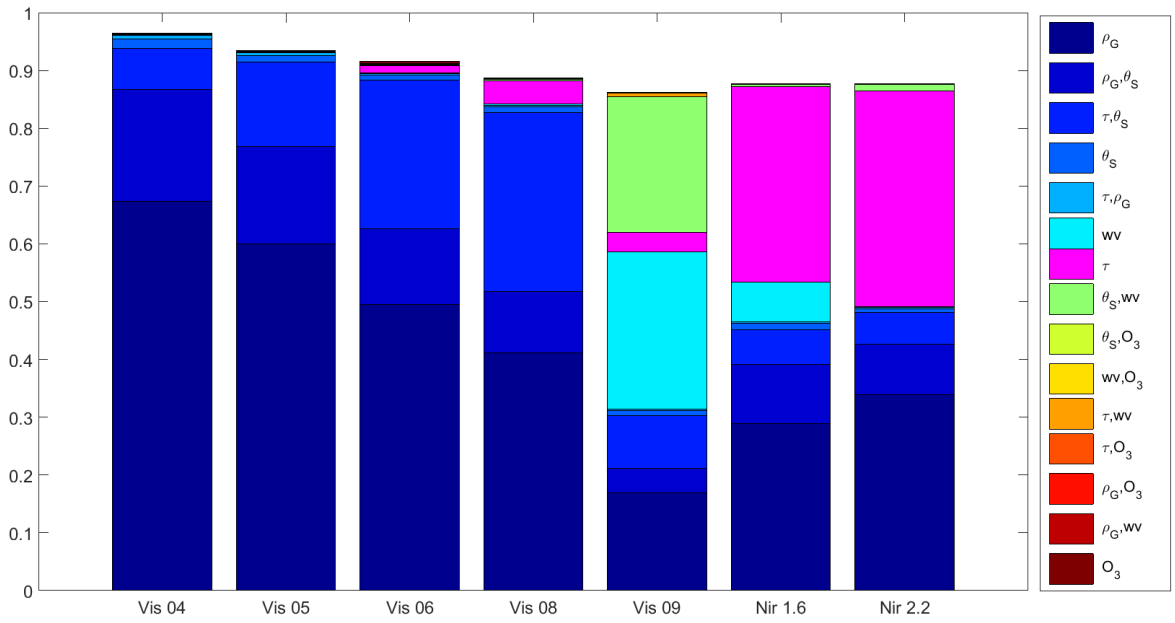


Figure V-14 : Indices de Sobol' d'ordre 1 à 2 déduits par une GSA pour le résidu de la luminance dont on a soustrait les parts de variabilité due à θ_S et à WV pour des poussières désertiques au-dessus d'un albédo correspondant à une zone désertique.

Dans les canaux VIS09, NIR1.6 et NIR2.2, la sensibilité du résidu de la luminance à la variation de τ est plus grande que précédemment, ce qui se traduit également par un renforcement de la détectabilité de τ dans ces canaux (Tableau V-9).

Canal	VIS0.4	VIS0.5	VIS0.6	VIS0.8	VIS0.9	NIR1.6	NIR2.2
$\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}$	0,0012	0,0016	0,0021	0,0025	0,0040	0,0034	0,0041
$\sqrt{V_\tau}$	0,0005	0,0007	0,0021	0,0034	0,0079	0,0088	0,0157
$\frac{\sqrt{V_\tau}}{\sqrt{\sigma_\epsilon^2 + \sigma_b^2}}$	0,4	0,4	1,0	1,4	2,0	2,6	3,8

Tableau V-9 : Estimation de la détectabilité des aérosols désertiques au-dessus d'un sol désertique pour le résidu de la luminance $\boldsymbol{L' = L - f(WV) - f(\theta_S)}$.

Cet exemple d'application montre que la GSA peut également être utilisée pour estimer les capacités de l'instrument FCI en lien avec un algorithme d'estimation des propriétés optiques des aérosols. Cet algorithme aurait diverses entrées, certaines connues de manière externe, comme l'angle solaire zénithal, d'autres, comme le contenu total en vapeur d'eau, estimées à partir des mesures multi-spectrales du FCI. La variation de τ représente un part suffisamment importante de la variabilité du résidu de la luminance pour espérer une détection efficace par les canaux du FCI. De tels usages des fonctionnelles issues de la GSA sont discutés de manière plus générale dans la conclusion.

6. Conclusions

Les principales sources de la variabilité de la luminance simulée sont l'angle solaire zénithal, l'albédo du sol et le terme croisé de ces derniers. Deux cas d'étude typiques ont été simulés et analysés.

Au-dessus d'une surface d'albédo nul, la part de la variabilité due aux aérosols est importante. Les sept canaux VNIR satisfont le critère de détectabilité. Chacun d'entre eux sera capable de détecter la variation de la quantité d'aérosols d'origine désertique dans l'atmosphère pour des cas typiques et réalistes au-dessus d'une surface d'albédo nul.

Dans le deuxième cas d'étude, correspondant à l'albédo variable d'une surface désertique, la part de la variabilité due aux aérosols est faible. Elle est masquée par celles dues à l'angle solaire zénithal, l'albédo du sol et le terme croisé. Les cinq canaux VIS0.4, VIS0.5, VIS0.6, VIS0.8 et VIS0.9 ne satisfont pas le critère de détectabilité. Par contre, une variation de τ est détectable dans les canaux NIR1.6 et NIR2.2, et ces canaux sont pertinents pour détecter la présence d'aérosols désertiques au-dessus d'un sol désertique.

Chapitre VI.

Conclusions et perspectives

« Le silence éternel de ces espaces infinis m'effraie »

Blaise Pascal

« *Et la seule chose qu'on puisse lui opposer, c'est la poésie et la musique… »*

Alexandre Astier

1. Objectif de la thèse

Cette thèse visait à répondre à la question suivante émise par un industriel, en l'occurrence Thales Alenia Space : « Comment estimer la sensibilité de MTG/FCI aux variations de la quantité d'aérosols en tenant compte de toutes les variables atmosphériques ? ».

Pour y répondre, j'ai d'une part réduit le champ d'investigation des conditions physiques, et d'autre part, élargi le champ méthodologique. L'observation des aérosols dépend d'un très grand nombre de variables physiques relevant de l'état de l'atmosphère, y compris l'état optique avec l'épaisseur optique des aérosols, le contenu en ozone et en vapeur d'eau, et de l'état du sol. Ayant compris que ma contribution principale relevait plutôt de la méthodologie d'évaluation de la sensibilité, et étant donné le temps limité d'un travail de thèse, j'ai préféré restreindre l'espace des variables physiques. Le choix s'est porté sur les aérosols d'origine désertique, pour diverses raisons. L'une d'entre elles est la prédominance de cet aérosol dans le monde, une autre est que le Sahara en est la source la plus importante, une troisième est son importance dans la production d'électricité par voie solaire en Europe du Sud et Afrique du Nord. Une quatrième raison est l'ensemble des travaux effectués par MINES ParisTech sur l'évaluation de la ressource solaire en milieu désertique, une cinquième était le projet franco-égyptien SUSIE auquel j'ai participé et durant lequel une station AERONET a été installée dans le désert égyptien.

J'ai élargi le champ méthodologique dans le sens où j'ai choisi une approche qui n'est pas spécifique à la mission MTG et au capteur FCI. Le simulateur mis en place s'appuie notamment sur le code de transfert radiatif libRadtran qui est plutôt polyvalent et qui peut être adapté à la simulation de divers instruments optiques multi-spectraux. Cette polyvalence s'effectue au détriment du temps d'exécution d'une simulation. J'ai également choisi une approche d'analyse de sensibilité, l'analyse globale de sensibilité (GSA). Certes, la GSA demande une bonne connaissance des fonctions de distribution statistique des variables décrivant les processus physiques. Elle offre en retour de grandes capacités d'analyse et de quantification des influences de chacune de ces variables et de leurs contributions croisées.

Par ces choix et par les outils que j'ai mis en place, j'ai été capable de répondre à la question initiale et j'ai également contribué à ouvrir la voie pour un meilleur usage de la GSA en télédétection.

2. Conclusion sur les capacités du FCI à détecter les aérosols désertiques

2.1. Premier cas d'étude : surface d'albédo nul

Le premier cas d'étude examiné a été celui d'une atmosphère plus ou moins chargée en aérosols désertiques au-dessus d'une surface d'albédo nul. Dans ce cas, la seule contribution à la luminance issue de l'instrument est la luminance atmosphérique. Les résultats de la GSA montrent que la luminance atmosphérique observée dans chacun des sept canaux VNIR est sensible à la variation de la quantité d'aérosols, représentée par l'épaisseur optique des aérosols, τ. Chaque canal satisfait le critère de détectabilité.

Ces résultats sont d'autant plus intéressants que ce cas d'étude se rapproche d'un cas d'observation au-dessus de l'océan, et qu'il montre que les mesures du FCI seront bénéfiques à l'observation des aérosols désertiques au-dessus de l'océan. Il est fréquent que les aérosols désertiques émis dans le Sahara soient transportés au-dessus de l'Océan Atlantique vers l'Amérique centrale et l'Amazonie, et au-dessus de la Méditerranée vers l'Europe. Lors de tels transports, les aérosols influencent le climat via par exemple la température de surface de l'océan. Le dépôt de ces aérosols a aussi un impact significatif sur la fertilité des océans et de la forêt amazonienne. Compte tenu de la résolution spatiale du FCI et de la répétitivité temporelle de ses observations, la possibilité de mesure aussi régulière et synoptique des aérosols désertiques représente un apport notable à l'étude de l'impact des aérosols désertiques sur le climat, la biodiversité et la prévision météorologique.

Le cas d'étude de la sensibilité de la luminance atmosphérique est potentiellement applicable à d'autres champs d'étude de la télédétection que l'étude des aérosols. En effet, dans le contexte de l'observation et de l'étude de la surface terrestre, il est souvent nécessaire de déduire de la luminance observée par un instrument, la part de signal due aux interactions entre le rayonnement solaire et les constituants de l'atmosphère tels que les aérosols, qui représente en quelque sorte un masquage du signal « utile » pour l'application.

2.2. Deuxième cas d'étude : surface désertique d'albédo élevé

Le deuxième cas d'étude examiné a été celui d'une atmosphère plus ou moins chargée en aérosols désertiques au-dessus d'une surface désertique d'albédo élevé. Les résultats de la GSA montrent que la sensibilité de la luminance à la variation de quantité d'aérosols désertiques dans l'atmosphère est faible, notamment à cause de l'influence écrasante d'autres sources de variabilité comme θ_S, ρ_G et l'interaction entre ces variables. Elle n'est identifiable que dans les canaux NIR1.6 et NIR2.2 qui satisfont le critère de détectabilité.

Ces résultats montrent que les capacités du FCI permettent d'envisager la détection des gros aérosols par le FCI au-dessus d'un sol désertique, ce qui est un apport plus que conséquent compte-tenu des caractéristiques spatio-temporelles de l'instrument.

Les algorithmes d'inversion des signaux d'instruments multi-spectraux destinés à estimer des propriétés optiques des aérosols utilisent des informations externes. Ce principe pourrait être poussé encore plus loin en utilisant les fonctionnelles issues de la décomposition de la GSA. Si l'on suppose que les fonctions de distribution statistique des variables utilisées pour une GSA représentent bien celles d'un nouveau cas, alors on peut exploiter certaines fonctionnelles issues de la GSA afin de soustraire de la luminance observée, les influences de variables « masquantes ». Le résidu de luminance est plus sensible aux variations de la quantité d'aérosols ; si ce résidu est entré dans l'algorithme d'inversion, le résultat de ce dernier devrait être plus précis.

De nouveaux algorithmes d'évaluation des propriétés optiques des aérosols devront être développés pour le FCI. Les résultats de la GSA peuvent servir de support pour leur développement. Par exemple, les résultats présentés dans le chapitre précédent mettent en évidence les différences de sensibilité entre les canaux et pourraient apporter un support dans le choix des canaux pertinents dans la stratégie d'inversion.

3. Conclusion sur l'utilisation de la GSA pour la conception d'un instrument et d'algorithmes d'inversion

La sensibilité du FCI dans des conditions d'atmosphère variables et réalistes pour les sept canaux du VNIR a pu être estimée à l'aide de la GSA. Grace à cette dernière, j'ai pu estimer la pertinence de chacun des canaux VNIR du FCI dans un cas d'étude donné. Cet exemple démontre l'applicabilité de la GSA au dimensionnement d'un instrument. Avec un tel outil, j'aurais pu faire varier les positions centrales des bandes et leur largeur, voire le SNR, afin d'évaluer l'influence de ces choix sur la détectabilité des aérosols.

L'outil GSA permet d'identifier l'influence de chacune des variables et de leurs interactions. La luminance est décomposée en fonctionnelles qui peuvent être réutilisées pour estimer la part de variabilité due à une ou plusieurs variables ainsi que leur couplages. Comme déjà ébauché plus haut, l'exploitation de ces fonctionnelles mais également des indicateurs statistiques pour tous les canaux potentiellement pertinents, et la soustraction de l'influence de certaines variables, peuvent aider à l'esquisse d'algorithmes d'inversion.

Une des autres applications de la GSA que je n'ai pas exploitée, consiste à identifier les variables qui n'influencent pas la variabilité de la luminance. Ces variables peuvent ensuite être fixées à une valeur moyenne. L'erreur faite par ce choix peut être déduite des calculs des indices de Sobol'. Ce procédé est connu sous le nom de *factor fixing.* Dans les cas étudiés ici, le contenu total de la colonne en ozone pourrait être une telle variable. En effet, il n'influence pas la luminance observée quelque soit le canal VNIR du FCI. Un des intérêts de ce procédé serait de diminuer le nombre d'entrées du simulateur et donc de diminuer les ressources informatiques nécessaires aux simulations.

4. Conclusion sur la pertinence de l'approche GSA dans la télédétection :

La GSA est une approche d'analyse de sensibilité pertinente pour l'étude des capacités d'un instrument sur une application donnée dès lors que les variables nécessaires à l'étude sont indépendantes. Elle nécessite pour être précise l'utilisation de fonctions de répartition réalistes de chacune des variables. C'est l'une des limitations les plus importantes de cette approche ; des mesures doivent exister en nombre et variété suffisants pour décrire la variabilité réaliste des variables sélectionnées.

Cette représentation de la réalité est aussi l'un des plus gros apports de la GSA car elle permet d'estimer la sensibilité de l'instrument dans des conditions de variations réalistes de ses entrées. Grace à la mise en place d'un tirage aléatoire de Monte-Carlo et à condition que les variables d'entrée soient indépendantes, il est possible d'étudier la sensibilité sur tous les intervalles de variation des variables et pour toutes les combinaisons de variables possibles. Le tirage de Monte-Carlo basé sur les fonctions de répartitions est simple à mettre en place. Ainsi, il est possible d'analyser la sensibilité de n'importe quel instrument passé, présent ou futur, dès lors qu'il est possible de le simuler, ce qui fait de l'approche GSA une méthode polyvalente d'estimation des capacités instrumentales.

L'approche GSA est également applicable à la vérification et la validation d'un modèle numérique comme un algorithme d'inversion ou un simulateur. En confrontant les résultats d'une analyse de sensibilité aux résultats attendus et à la physique sous-jacente, il est possible d'évaluer la pertinence des phénomènes représentés par un modèle numérique.

J'ai montré qu'il est possible de reconstruire une luminance à partir des fonctionnelles qui sont déduites de la GSA. Cet apport est lui aussi non négligeable. En effet, reconstruire la luminance en utilisant les fonctionnelles est beaucoup plus rapide que de faire des simulations avec un code de transfert radiatif. Ainsi moyennant un apprentissage, il est possible de simuler la luminance observée par un instrument dont la précision ne dépend que du simulateur initialement utilisé. L'application pourrait se trouver, dans ce cas, dans la constitution d'abaques utilisables, par exemple par des algorithmes d'inversion.

5. Perspectives

Une première perspective est l'extension de la présente étude à d'autres types de mélange d'aérosols. Cette étude a débuté durant l'été 2016 en utilisant divers mélanges proposés par la base de données OPAC et présents dans LibRadtran dans des conditions climatiques différentes. L'objectif est, d'une part, de répondre aux attentes de Thales Alenia Space sur la détectabilité d'autres types d'aérosols, et d'autre part, de produire un modèle d'erreur sur les valeurs de τ potentiellement déduites des futures mesures du FCI selon un algorithme fictif parfait d'inversion. Ce modèle d'erreur sera une contribution de MINES ParisTech à l'évaluation en cours, menée par le CNRM, de l'apport de l'assimilation des mesures du FCI dans le modèle de chimie transport MOCAGE (Modèle de Chimie Atmosphérique de Grande Echelle) de Météo-France (Peuch *et al.*, 1999).

J'ai montré que dans des cas extrêmes, les propriétés optiques des aérosols désertiques utilisées dans mon simulateur issues d'OPAC ne sont pas représentatives de la réalité. La constitution de nouvelles bases de données ou la mise à jour des bases existantes, pourraient apporter une amélioration de la représentativité du simulateur et des fonctionnelles.

De manière plus générale, je pense que l'étape d'estimation des fonctionnelles doit être revue pour améliorer leur représentativité statistique, notamment sur les extrêmes des fonctions de répartitions. Il faut, d'une part, adapter le nombre et la taille des classes au nombre de mesures disponibles et leur intervalle de variation.

D'autre part, il est également nécessaire d'augmenter significativement le nombre de simulations. Ceci a pour inconvénient d'augmenter les besoins en temps calcul de manière aussi conséquente. Sur ce dernier point, je propose une solution pratique, non testée, tirant parti des fonctionnelles en procédant en deux étapes. On pourrait effectuer d'abord un jeu de simulations avec des variables tirées selon des lois uniformes limitées par les minima et extrema de chaque variable. Une GSA serait appliquée à ce jeu et permettrait de constituer des fonctionnelles couvrant effectivement l'ensemble des variations possibles de chaque variable. Un critère devra être formulé pour établir ce qu'est une bonne représentativité statistique de ces fonctionnelles.

Ensuite, de nouvelles simulations pourraient être effectuées en utilisant ces fonctionnelles, mais avec des variables tirées aléatoirement sur leurs fonctions de répartition respectives comme je l'ai fait dans cette thèse. L'usage des fonctionnelles permet de pallier la relative lenteur du code de transfert radiatif. Ainsi pour un même coût de calcul, il serait possible d'obtenir un nombre de simulations très élevé et nettement supérieur à ceux utilisés dans cette thèse. La GSA serait alors menée pour un nombre de cas possibles et de combinaisons beaucoup plus grand, ce qui garantira la représentativité statistique de l'analyse de sensibilité.

Référence

Aminou D., Ottenbacher A., Jacquet B., Kassighian A. 1999. Meteosat second generation: on-ground calibration, characterization, and sensitivity analysis of the SEVIRI imaging radiometer. In: Barnes WL ed.

Aminou DM., Neri E., Durand Y., Lamarre D., Willemsen P., Braembussche P Van Den. 2014. Space Segment Status and its 1 . MTG Satellites Definition and development status. *EUMETSAT Meteorol. Satell. Conf. Geneva, CH, 22-26 Sept. 2014*:22–26.

Aminou CDMA., Blythe P., Neri E. 2015. Meteosat Third Generation Space Segment Status and Performances.

Anderson GP., Clough SA., Kneizys FX., Chetwynd JH., Shettle EP. 1986. *AFGL atmospheric constituent profiles (0.120 km)*. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, MA, USA.

Andreae MO. 1995. Chapter 10 Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. In: *World Survey of Climatology*. 347–398.

Bais AF., Kazantzidis A., Kazadzis S., Balis DS., Zerefos CS., Meleti C. 2005. Deriving an effective aerosol single scattering albedo from spectral surface UV irradiance measurements. *Atmos. Environ.* **39**:1093–1102.

Balkanski Y., Schulz M., Claquin T., Guibert S. 2007. Reevaluation of Mineral aerosol radiative forcings suggests a better agreement with satellite and AERONET data. *Atmos. Chem. Phys.*:81–95.

Banks JR., Brindley HE., Flamant C., Garay MJ., Hsu NC., Kalashnikova OV., Klüser L., Sayer AM. 2013. Intercomparison of satellite dust retrieval products over the west African Sahara during the Fennec campaign in June 2011. *Remote Sens. Environ.* **136**:99–116.

Banks JR., Brindley HE. 2013. Evaluation of MSG-SEVIRI mineral dust retrieval products over North Africa and the Middle East. *Remote Sens. Environ.* **128**:58–73.

Bartel A., Günther M., Jan EW., Editors M., Bock HG. 2014. *Scientific Computing in Electrical Engineering*.

Berk A., Conforti P., Kennett R., Perkins T., Hawes F., van den Bosch J. 2014. MODTRAN6: a major upgrade of the MODTRAN radiative transfer code. *Proc. SPIE* **9088**:90880H–90880H–7.

Berk A., Conforti P., Hawes F. 2015. An accelerated line-by-line option for MODTRAN combining on-the-fly generation of line center absorption within 0.1 cm-1 bins and pre-computed line tails. *Proc. SPIE* **9472**:947211–947217.

Bernstein JA., Alexis N., Barnes C., Bernstein IL., Nel A., Peden D., Diaz-Sanchez D., Tarlo SM., Williams PB., Bernstein JA. 2004. Health effects of air pollution. *J. Allergy Clin. Immunol.* **114**:1116–1123.

Bernstein L., Bosch P., Canziani O., Chen Z., Christ R., Davidson O., Hare W., Huq S., Karoly D., Kattsov V., Kundzewicz Z., Liu J., Lohmann U., Manning M., Matsuno T., Menne B., Metz B., Mirza M., Nicholls N., Nurse L., Pachauri R., Palutikof J., Parry M., Qin D., Ravindranath N., Reisinger A., Ren J., Riahi K., Rosenzweig C., Rusticucci M., Schneider S., Sokona Y., Solomon S., Stott P., Stouffer R., Sugiyama T., Rob S., Tirpak D., Vogel C., Yohe G., Barker T. 2007. Climate Change 2007 : An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. :12–17.

Bierwirth E., Wendisch M., Ehrlich A., Heese B., Tesche M., Althausen D., Schladitz A., Müller D., Otto S., Trautmann T., Dinter T., Von HOYNINGEN-HUENE W., Kahn R. 2009. Spectral surface albedo over Morocco and its impact on radiative forcing of Saharan dust. *Tellus B* **61**:252–269.

Billat V. 1997. Etude de l'influence de l'etat de surface sur la qualite de la mesure de la souleur de l'ocean a l'aide d'un simulateur de mission spatial. These de doctorat, Université Paris-Diderot - Paris VII.

Blanc P., Gschwind B., Lefèvre M., Wald L. 2011. The HelioClim project: Surface solar irradiance data for climate applications. *Remote Sens.* **3**:343–361.

Boucher O. 2012. *Aérosols atmosphériques*. Springer-Verlag Paris.

Bowker DE., Davis RE., Myrick DL., Stacy K., Jones WT. 1985. Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies. *NASA Ref. Publ. 1139*.

Bristow CS., Hudson-Edwards K a., Chappell A. 2010. Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. *Geophys. Res. Lett.* **37**:3–7.

Buras R., Mayer B. 2011. Efficient unbiased variance reduction techniques for Monte Carlo simulations of radiative transfer in cloudy atmospheres: The solution. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **112**:434–447.

Carrer D., Roujean J-L., Hautecoeur O., Elias T. 2010. Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations. *J. Geophys. Res.* **115**:D10208.

Chandrasekhar S. 1960. *Radiative transfer*.

Coakley JA. 2003. Reflectance and albedo, surface. In: Holton JR, Curry JA eds. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Elsevier, 1914–1923.

Copernicus.Monitoring atmospheric composition & climate. *Available at https://www.gmes-atmosphere.eu/*

d'Almeida GA., Schütz L. 1983. Number, Mass and Volume Distributions of Mineral Aerosol and Soils of the Sahara. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **22**:233–243.

Drame M., Ceamanos X., Roujean J., Boone A., Lafore J., Carrer D., Geoffroy O. 2015. On the Importance of Aerosol Composition for Estimating Incoming Solar Radiation: Focus on the Western African Stations of Dakar and Niamey during the Dry Season. *Atmosphere (Basel).* **6**:1608–1632.

Dubovik O., Holben BN., Eck TF., Smirnov A., Yoram J. 2001. Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations.

Dubovik O., Sinyuk A., Lapyonok T., Holben BN., Mishchenko M., Yang P., Eck TF., Volten H., Muñoz O., Veihelmann B., van der Zande WJ., Leon J-F., Sorokin M., Slutsker I. 2006. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *J. Geophys. Res.* **111**:D11208.

Dubovik O., Herman M., Holdak A., Lapyonok T., Tanr?? D., Deuz?? JL., Ducos F., Sinyuk A., Lopatin A. 2011. Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations. *Atmos. Meas. Tech.* **4**:975–1018.

Dubovik O., Lapyonok T., Litvinov P., Herman M., Fuertes D., Ducos F., Torres B., Derimian Y., Huang X., Lopatin A., Chaikovsky A., Aspetsberger M., Federspiel C. 2014. GRASP: a versatile algorithm for characterizing the atmosphere. *SPIE Newsroom*:2–5.

Dubovik O., King MD. 2000. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.* **105**:20673.

Eck TF., Holben BN., Reid JS., Dubovik O., Smirnov A., O'Neill NT., Slutsker I., Kinne S. 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res. Atmos.* **104**:31333–31349.

Ehret G., Kiemle C., Wirth M., Amediek a., Fix a., Houweling S. 2008. Space-borne remote sensing of CO2, CH4, and N 2O by integrated path differential absorption lidar: A sensitivity analysis. *Appl. Phys. B Lasers Opt.* **90**:593–608.

Eissa Y., Korany M., Aoun Y., Boraiy M., Wahab MMA., Alfaro SC., Blanc P., El-metwally M., Ghedira H., Hungershoefer K., Wald L. 2015a. Validation of the Surface Downwelling Solar Irradiance Estimates of the HelioClim-3 Database in Egypt. *Remote Sens.* **7**:9269–9291.

Eissa Y., Blanc P., Wald L., Ghedira H. 2015b. Can AERONET data be used to accurately model the monochromatic beam and circumsolar irradiances under cloud-free conditions in desert environment? *Atmos. Meas. Tech.* **8**:5099–5112.

El-Metwally M., Alfaro SC., Abdel Wahab M., Chatenet B. 2008. Aerosol characteristics over urban Cairo: Seasonal variations as retrieved from Sun photometer measurements. *J. Geophys. Res.* **113**:D14219.

Emde C., Buras R., Mayer B., Blumthaler M. 2009. The impact of aerosols on polarized sky radiance: model development, validation, and applications. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **9**:17753–17791.

Emde C., Buras R., Mayer B. 2011. ALIS: An efficient method to compute high spectral resolution polarized solar radiances using the Monte Carlo approach. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **112**:1622–1631.

Emde C., Buras-Schnell R., Kylling A., Mayer B., Gasteiger J., Hamann U., Kylling J., Richter B., Pause C., Dowling T., Bugliaro L. 2016. The libRadtran software package for radiative transfer calculations (version 2.0.1). *Geosci. Model Dev.* **9**:1647–1672.

Engelstaedter S., Tegen I., Washington R. 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Rev.* **79**:73–100.

EUMETSAT. 2013.MTG System Requirements Document (SRD). *Available at http://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/FutureSatellites/MeteosatThirdGeneration/MTGResources/index.html* (accessed April 18, 2014).

Fisher RA. 1925. *Statistical Methods for Research Workers*.

Formenti P., Schütz L., Balkanski Y., Desboeufs K., Ebert M., Kandler K., Petzold a., Scheuvens D., Weinbruch S., Zhang D. 2011. Recent progress in understanding physical and chemical properties of African and Asian mineral dust. *Atmos. Chem. Phys.* **11**:8231–8256.

Formenti P., Caquineau S., Desboeufs K., Klaver A., Chevaillier S., Journet E., Rajot JL. 2014. Mapping the physico-chemical properties of mineral dust in western Africa: mineralogical composition. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **14**:10241–10310.

Gonzalez L., Deroo C.North African Sand Storm Survey NASCube. *Available at http://nascube.univ-lille1.fr/*

Govaerts Y. 2001. Operational vicarious calibration of the MSG/SEVIRI solar channels. *Adv. Sp. Res.* **28**:21–30.

Govaerts YM., Clerici M. 2003. Evaluation of radiative transfer simulation accuracy over bright desert

calibration sites. *Adv. Sp. Res.* **32**:2201–2210.

Govaerts Y., Clerici M. 2004. *MSG-1 / SEVIRI Solar Channels Calibration Commissioning Activity Report EUM / MSG / TEN / 04 / 0024*.

Griggs M. 1975. Measurements of Atmospheric Aerosol Optical Thickness over Water Using ERTS-1 Data. *J. Air Pollut. Control Assoc.* **25**:622–626.

Griggs M. 1979. Satellite Observations of Atmospheric Aerosols During the E0MET Cruise. *J. Atmos. Sci.* **36**:695–698.

Guirado C., Cuevas E., Cachorro V., Mimouni M., Zeudmi L., Toledano C., Alonso-P??rez S., Basart S., Blarel L., Goloub P., Baldasano JM. 2011. Preliminary characterization of columnar aerosol properties (AOD-AE) at the saharan tamanrasset (Algeria) station. *Opt. Pura y Apl.* **44**:635–639.

Guirado C., Cuevas E., Cachorro VE., Toledano C., Alonso-Pérez S., Bustos JJ., Basart S., Romero PM., Camino C., Mimouni M., Zeudmi L., Goloub P., Baldasano JM., de Frutos AM. 2014. Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset. *Atmos. Chem. Phys.* **14**:11753–11773.

Hammad A., Chapman S. 1939. VII. The primary and secondary scattering of sunlight in a plane-stratified atmosphere of uniform composition. *London, Edinburgh, Dublin Philos. Mag. J. Sci.* **28**:99–110.

Hess M., Koepke P., Schult I. 1998. Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**:831–844.

Hoeffding W. 1948. A class of statistics with asymptotically normal distributions. *Ann. Stat.* **19**:293–325.

Holben BN., Eck TF., Slutsker I., Tanré D., Buis JP., Setzer A., Vermote E., Reagan JA., Kaufman YJ., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. 1998. AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sens. Environ.* **66**:1–16.

Holben BN., Tanré D., Smirnov A., Eck TF., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb WW., Schafer JS., Chatenet B., Lavenu F., Kaufman YJ., Castle J Vande., Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Halthore R., Karneli A., O'Neill NT., Pietras C., Pinker RT., Voss K., Zibordi G. 2001. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res. Atmos.* **106**:12067–12097.

Hsu NC., Jeong MJ., Bettenhausen C., Sayer AM., Hansell R., Seftor CS., Huang J., Tsay SC. 2013. Enhanced Deep Blue aerosol retrieval algorithm: The second generation. *J. Geophys. Res. Atmos.* **118**:9296–9315.

Ineichen P., Perez R. 1999. Derivation of Cloud Index from Geostationary Satellites and Application to the Production of Solar Irradiance and Daylight Illumiannce Data. *New York* **64**:119–130.

Jacquinet-Husson N., Crepeau L., Armante R., Boutammine C., Chédin A., Scott NA., Crevoisier C., Capelle V., Boone C., Poulet-Crovisier N., Barbe A., Campargue A., Chris Benner D., Benilan Y., Bézard B., Boudon V., Brown LR., Coudert LH., Coustenis A., Dana V., Devi VM., Fally S., Fayt A., Flaud J-M., Goldman A., Herman M., Harris GJ., Jacquemart D., Jolly A., Kleiner I., Kleinböhl A., Kwabia-Tchana F., Lavrentieva N., Lacome N., Xu L-H., Lyulin OM., Mandin J-Y., Maki A., Mikhailenko S., Miller CE., Mishina T., Moazzen-Ahmadi N., Müller HSP., Nikitin A., Orphal J., Perevalov V., Perrin A., Petkie DT., Predoi-Cross A., Rinsland CP., Remedios JJ., Rotger M., Smith MAH., Sung K., Tashkun S., Tennyson J., Toth RA., Vandaele A-C., Vander Auwera J. 2011. The 2009 edition of the GEISA spectroscopic database. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **112**:2395–2445.

Kandler K., Schütz L., Deutscher C., Ebert M., Hofmann H., Jäckel S., Jaenicke R., Knippertz P., Lieke K., Massling a., Petzold a., Schladitz a., Weinzierl B., Wiedensohler a., Zorn S., Weinbruch S. 2009. Size distribution, mass concentration, chemical and mineralogical composition and derived optical parameters of the boundary layer aerosol at Tinfou, Morocco, during SAMUM 2006. *Tellus B* **61**:32–50.

Kaufman YJ., Wald a. E., Remer L a., Gao B-CGB-C., Li R-RLR-R., Flynn L. 1997a. The MODIS 2.1-μm channel-correlation with visible reflectance\nfor use in remote sensing of aerosol. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **35**:1286–1298.

Kaufman YJ., Tanré D., Remer L a., Vermote EF., Chu a., Holben BN. 1997b. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. *J. Geophys. Res.* **102**:17051.

Kaufman YJ., Tanré D., Dubovik O., Karnieli A., Remer LA. 2001. Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing. *Geophys. Res. Lett.* **28**:1479–1482.

Kaufman YJ., Koren I., Remer L a., Rosenfeld D., Rudich Y. 2005. The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* **102**:11207–11212.

Klüser L., Killius N., Gesell G. 2015. APOLLO_NG - a probabilistic interpretation of the APOLLO legacy for AVHRR heritage channels. *Atmos. Meas. Tech.* **8**:4155–4170.

Klüser L., Schepanski K. 2009. Remote sensing of mineral dust over land with MSG infrared channels: A new Bitemporal Mineral Dust Index. *Remote Sens. Environ.* **113**:1853–1867.

Koepke P., Gasteiger J., Hess M. 2015. Technical Note: Optical properties of desert aerosol with non-spherical mineral particles: data incorporated to OPAC. *Atmos. Chem. Phys.* **15**:5947–5956.

Kubilay N., Cokacar T., Oguz T. 2003. Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean. *J. Geophys. Res. Atmos.* **108**:4666.

Lacirignola M., Meany BH., Padey P., Blanc I. 2014. A simplified model for the estimation of life-cycle greenhouse gas emissions of enhanced geothermal systems. *Geotherm. Energy* **2**:8.

Lacirignola M., Meany BH., Blanc I. 2015. Elaboration and Discussion of Simplified Parameterized Models for Carbon Footprint of Enhanced Geothermal Systems. *World Geotherm. Congr.*:19–25.

Lafon S., Sokolik IN., Rajot JL., Caquineau S., Gaudichet A. 2006. Characterization of iron oxides in mineral dust aerosols: Implications for light absorption. *J. Geophys. Res.* **111**:D21207.

Lau WKM. 2007. How Nature Foiled the 2006 Hurricane Forecasts. *Eos (Washington. DC).* **88**:105–107.

Lau KM., Kim KM. 2007. Cooling of the Atlantic by Saharan dust. *Geophys. Res. Lett.* **34**:8–11.

Laurent B., Marticorena B., Bergametti G., Léon JF., Mahowald NM. 2008. Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database. *J. Geophys. Res.* **113**:D14218.

Lefèvre M., Oumbe A., Blanc P., Espinar B., Gschwind B., Qu Z., Wald L., Schroedter-Homscheidt M., Hoyer-Klick C., Arola A., Benedetti A., Kaiser JW., Morcrette J-J. 2013. McClear: a new model estimating downwelling solar radiation at ground level in clear-sky conditions. *Atmos. Meas. Tech.* **6**:2403–2418.

Lenoble J., Remer L., Tanre D. 2013. *Aerosol Remote Sensing*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Lesins G., Chylek P., Lohmann U. 2002. A study of internal and external mixing scenarios and its effect on aerosol optical properties and direct radiative forcing. *J. Geophys. Res.* **107**:art. no.–4094.

Levy R., Remer L., Tanré D. 2009. *Algorithm for Remote Sensing of Tropospheric Aerosol over Dark Targets from MODIS: Collections 005 and 051: Revision 2; Feb 2009*.

Lin Y., Zhao M., Zhang M. 2015. Tropical cyclone rainfall area controlled by relative sea surface temperature. *Nat. Commun.* **6**:6591.

Liou K-NN. 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation*.

Liu S., Mac HD., Clénet S., Coorevits T., Mipo JC. 2016. Study of the Influence of the Fabrication Process Imperfections on the Performance of a Claw Pole Synchronous Machine Using a Stochastic Approach. *IEEE Trans. Magn.* **52**:1–4.

Marticorena B., Bergametti G., Aumont B., Callot Y., N'Doumé C., Legrand M. 1997. Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources. *J. Geophys. Res.* **102**:4387.

Marticorena B., Bergametti G. 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.* **100**:16415.

Marticorena B., Bergametti G. 1996. Two-year simulations of seasonal and interannual changes of the Saharan dust emissions. *Geophys. Res. Lett.* **23**:1921–1924.

Masmoudi M., Alfaro SC., El Metwally M. 2015. A comparison of the physical properties of desert dust retrieved from the sunphotometer observation of major events in the Sahara, Sahel, and Arabian Peninsula. *Atmos. Res.* **158-159**:24–35.

Matieyendou M. 2009. Analyse de Sensibilité pour les modèles dynamiques utilisés en agronomie et environnement. INRA, AgroParisTech.

Mayer B. 2009. Radiative transfer in the cloudy atmosphere. *EPJ Web Conf.* **1**:75–99.

Mayer B., Hoch SW., Whiteman CD. 2010. Validating the MYSTIC three-dimensional radiative transfer model with observations from the complex topography of Arizona's Meteor Crater. *Atmos. Chem. Phys.* **10**:8685–8696.

Mayer B., Kylling A. 2005. Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.* **5**:1855–1877.

McConnell CL., Formenti P., Highwood EJ., Harrison MAJ. 2010. Using aircraft measurements to determine the refractive index of Saharan dust during the DODO Experiments. *Atmos. Chem. Phys.* **10**:3081–3098.

Misra A., Jayaraman a., Ganguly D. 2015. Validation of Version 5.1 MODIS Aerosol Optical Depth (Deep Blue Algorithm and Dark Target Approach) over a Semi-Arid Location in Western India. *Aerosol Air Qual. Res.*:252–262.

Moosmüller H., Engelbrecht JP., Skiba M., Frey G., Chakrabarty RK., Arnott WP. 2012. Single scattering albedo of fine mineral dust aerosols controlled by iron concentration. *J. Geophys. Res.* **117**.

Morris MD. 1991. Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. *Technometrics* **33**:161.

Mueller R., Träger-Chatterjee C. 2014. Brief Accuracy Assessment of Aerosol Climatologies for the Retrieval of Solar Surface Radiation. *Atmosphere (Basel).* **5**:959–972.

Nakajima T., Tonna G., Rao R., Boi P., Kaufman Y., Holben B. 1996. Use of sky brightness

measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Opt.* **35**:2672.

Obregón M a., Pereira S., Salgueiro V., Costa MJ., Silva a. M., Serrano a., Bortoli D. 2015. Aerosol radiative effects during two desert dust events in August 2012 over the Southwestern Iberian Peninsula. *Atmos. Res.* **153**:404–415.

Padey P., Boulch D Le., Girard R., Blanc I. 2013. Global Sensitivity Analysis : a tool to analyse LCA variability of energy systems. **1**:5–6.

Padey P. 2013. Modèles simplifiés d'Analyse de Cycle de Vie : cadre méthodologique et applications aux filières de conversion d'énergie. These de doctorat, Centre Observation.Impacts.Energie (O.I.E.) Sophia Antipolis, France, MINES ParisTech.

Penning de Vries MJM., Beirle S., Hörmann C., Kaiser JW., Stammes P., Tilstra LG., Tuinder ONE., Wagner T. 2015. A global aerosol classification algorithm incorporating multiple satellite data sets of aerosol and trace gas abundances. *Atmos. Chem. Phys.* **15**:10597–10618.

Petzold A., Rasp K., Weinzierl B., Esselborn M., Hamburger T., Dörnbrack A., Kandler K., Schütz L., Knippertz P., Fiebig M., Virkkula A. 2009. Saharan dust absorption and refractive index from aircraft-based observations during {SAMUM} 2006. *Tellus B* **61**:118–130.

Peuch VH., Amodei M., Barthet T., Cathala ML., Josse B., Michou M., Simon P. 1999. MOCAGE, MOdèle de Chimie Atmosphérique à Grande Echelle. In: *Proceedings of Météo-France workshop on atmospheric modelling*. 33–36.

Poglio T. 2002. Synthèse de paysages dans l'infrarouge thermique pour la simulation d'images de télédétection. These de doctorat, Centre Observation.Impacts.Energie (O.I.E.) Sophia Antipolis, France, MINES ParisTech.

Pope CA., Dockery DW. 2006. Health Effects of Fine Particulate Air Pollution: Lines that Connect. *J. Air Waste Manage. Assoc.* **56**:709–742.

Prigen C., Aires F., Rossow W., Matthews E. 2001. Joint characterization of vegetation by satellite observations from visible to microwave wavelengths ' A sensitivity analysis. **106**.

Prospero JM. 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.* **40**:1002.

Qu Z. 2013. La nouvelle méthode Heliosat-4 pour l'évaluation du rayonnement solaire au sol. MINES ParisTech Centre Observation, Impacts, Energie (O.I.E.) Rue Claude Daunesse - CS 10207 06904 Sophia Antipolis cedex, France.

Remer L a., Kaufman YJ., Tanré D., Mattoo S., Chu D a., Martins J V., Li R-R., Ichoku C., Levy RC., Kleidman RG., Eck TF., Vermote E., Holben BN. 2005. The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation. *J. Atmos. Sci.* **62**:947–973.

Rigollier C. 2000. Vers un accèes à une climatologie du rayonnement solaire : estimation de l'irradiation globale à partir d'images satellitales. Université Nice Sophia Antipolis.

Romano F., Ricciardelli E., Cimini D., Di Paola F., Viggiano M. 2013. Dust detection and optical depth retrieval using MSG-SEVIRI data. *Atmosphere (Basel).* **4**:35–47.

Rothman LS., Gordon IE., Babikov Y., Barbe A., Chris Benner D., Bernath PF., Birk M., Bizzocchi L., Boudon V., Brown LR., Campargue A., Chance K., Cohen EA., Coudert LH., Devi VM., Drouin BJ., Fayt A., Flaud J-M., Gamache RR., Harrison JJ., Hartmann J-M., Hill C., Hodges JT., Jacquemart D., Jolly A., Lamouroux J., Le Roy RJ., Li G., Long DA., Lyulin OM., Mackie CJ., Massie ST.,

Mikhailenko S., Müller HSP., Naumenko OV., Nikitin AV., Orphal J., Perevalov V., Perrin A., Polovtseva ER., Richard C., Smith MAH., Starikova E., Sung K., Tashkun S., Tennyson J., Toon GC., Tyuterev VG., Wagner G. 2013. The HITRAN2012 molecular spectroscopic database. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **130**:4–50.

Russell LML., Seinfeld JJH. 1998. Size- and Composition-Resolved Externally Mixed Aerosol Model. *Aerosol Sci. Technol.* **28**:403–416.

Ryder CL., Highwood EJ., Rosenberg PD., Trembath J., Brooke JK., Bart M., Dean a., Crosier J., Dorsey J., Brindley H., Banks J., Marsham JH., McQuaid JB., Sodemann H., Washington R. 2013. Optical properties of Saharan dust aerosol and contribution from the coarse mode as measured during the Fennec 2011 aircraft campaign. *Atmos. Chem. Phys.* **13**:303–325.

Saltelli. 2002. Sensitivity Analysis for Importance Assessment(2002). **22**.

Saltelli A. 2005. *Global Sensitivity Analysis : An Introduction*.

Saltelli A., Ratto M., Andres T., Campolongo F., Cariboni J., Gatelli D., Saisana M., Tarantola S. 2008. *Global Sensitivity Analysis. The Primer*.

Saunders RW., Kriebel KT. 1988. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.* **9**:123–150.

Schaaf CB., Gao F., Strahler AH., Lucht W., Li X., Tsang T., Strugnell NC., Zhang X., Jin Y., Muller J-P., Lewis P., Barnsley M., Hobson P., Disney M., Roberts G., Dunderdale M., Doll C., D'Entremont RP., Hu B., Liang S., Privette JL., Roy D. 2002. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sens. Environ.* **83**:135–148.

Smirnov A., Holben BN., Eck TF., Dubovik O., Slutsker I. 2000. Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database. *Remote Sens. Environ.* **73**:337–349.

Smith DL., Mutlow CT., Nagaraja Rao CR. 2002. Calibration monitoring of the visible and near-infrared channels of the Along-Track Scanning Radiometer-2 by use of stable terrestrial sites. *Appl. Opt.* **41**:515.

Sobol' IM. 1993. Sensitivity Estimates for Nonlienar Mathematical Models. *Math. Model. Comput. Exp.* **01**:407–414.

Sokolik I., Andronova A., Johnson TC. 1993. Complex refractive index of atmospheric dust aerosols. *Atmos. Environ. Part A. Gen. Top.* **27**:2495–2502.

Sokolik IN., Toon OB., Bergstrom RW. 1998. Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared. **103**:8813–8826.

Sokolik I., Golitsyn G. 1993. Investigation of optical and radiative properties of atmospheric dust aerosols. *Atmos. Environ. Part A. Gen. Top.* **27**:2509–2517.

Sokolik IN., Toon OB. 1999. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. *J. Geophys. Res.* **104**:9423.

Stamnes K., Tsay S-C., Wiscombe W., Jayaweera K. 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.* **27**:2502.

Swap R., GARSTANG M., Greco S., TALBOT R., KALLBERG P. 1992. Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus B* **44**:133–149.

Tanré D., Kaufman YJ., Herman M., Mattoo S. 1997. Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. *J. Geophys. Res.* **102**:16971.

Tsvetsinskaya E a., Schaaf CB., Gao F., Strahler AH., Dickinson RE. 2006. Spatial and temporal variability in Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer–derived surface albedo over global arid regions. *J. Geophys. Res.* **111**:D20106.

Vermote E., Tanre D., Deuze JL., Herman M., Morcrette JJ. 1997. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6s: An Overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **35**:675–686.

Vermote E., Tanré D., Deuzé JL., Herman M. 2006. Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum - Vector (6SV). *6S User Guid. Version 3*:1–55.

Wald L., Monget JM. 1983. Remote sensing of the sea-state using the 0.8-1.1 µm spectral band. *Int. J. Remote Sens.* **4**:433–446.

Wang M. 1999. A sensitivity study of the SeaWiFS atmospheric correction algorithm: Effects of spectral band variations. *Remote Sens. Environ.* **67**:348–359.

Wehrli C. 1985. Extraterrestrial solar spectrum. *World Radiat. Cent. (WRC), Davos-Dorf, Switzerland, WRC Publ.* **615**:10–17.

Wettle M., Daniel PJ., Logan GA., Thankappan M. 2009. Assessing the effect of hydrocarbon oil type and thickness on a remote sensing signal: A sensitivity study based on the optical properties of two different oil types and the HYMAP and Quickbird sensors. *Remote Sens. Environ.* **113**:2000–2010.

World Health Organization., Scovronick N. 2015. *Reducing Global Health Risks Through Mitigation of Short-Lived Climate Pollutants. Scoping Report For Policy-makers*. WHO/OMS.

Xiang-ao X., Hong-bin C., Pu-cai W., Xue-mei Z., Jin-huan Q., Goloub P. 2005. Aerosol properties and their spatial and temporal variations over North China in spring 2001. *Tellus B* **57**:28–39.

Yi B., Hsu CN., Yang P., Tsay S-C. 2011. Radiative transfer simulation of dust-like aerosols: Uncertainties from particle shape and refractive index. *J. Aerosol Sci.* **42**:631–644.

Yu H., Chin M., Yuan T., Bian H., Remer L a., Prospero JM., Omar A., Winker D., Yang Y., Zhang Y., Zhang Z., Zhao C. 2015. The Fertilizing Role of African Dust in the Amazon Rainforest: A First Multiyear Assessment Based on CALIPSO Lidar Observations. *Geophys. Res. Lett.*:n/a–n/a.

Zelenka a., Perez R., Seals R., Renné D. 1999. Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances. *Theor. Appl. Climatol.* **62**:199–207.

Résumé

Cette thèse porte sur une méthodologie d'estimation des capacités d'un futur instrument spatioporté. Le cas d'étude est l'instrument Flexible Combined Imager (FCI) à bord du futur satellite Meteosat Troisième Génération Imageur (MTG-I), et plus particulièrement ses capacités à détecter des variations de quantité d'aérosols d'origine désertique dans l'atmosphère. Une meilleure connaissance de ces aérosols, très abondants dans l'atmosphère, fait partie des besoins régulièrement exprimés pour l'étude du climat, la prévision météorologique ou l'estimation de la ressource solaire dans des zones arides comme le Sahara. Leurs propriétés physico-chimique les rendent distinguables des autre types d'aérosols comme ceux résultant de la pollution d'origine anthropique, d'autant qu'ils sont émis dans des zones protégées des contaminations par ces autres types. Ils représentent donc un cas d'étude simple pour valider la méthodologie développée dans cette thèse. La méthodologie consiste à réaliser un simulateur de vue du sol par l'instrument, à effectuer de très nombreuses simulations des luminances mesurées par l'instrument sous diverses conditions atmosphériques et de l'albédo du sol, à analyser les résultats de manière à quantifier l'influence de chaque variable dans la variation de la luminance, puis à conclure quant aux capacités de détection grâce un critère de détectabilité prenant en compte les caractéristiques de l'instrument. Le simulateur développé a été validé par confrontation avec des mesures réelles de l'instrument SEVIRI à bord du satellite Meteosat Second Generation. L'innovation principale de cette thèse réside dans l'usage de l'approche d'analyse de sensibilité globale (GSA). Cette dernière quantifie l'influence de chaque variable séparément ainsi que les termes croisés. Elle exploite des fonctions de répartition statistique des variables extraites d'observations, et permet par conséquent d'obtenir une analyse de sensibilité réaliste. La GSA produit aussi des fonctionnelles modélisant l'influence d'une ou plusieurs variables sur la variabilité du signal observé et utilisables pour différentes applications dans la télédétection.

Mots Clés

Aérosols, poussières désertiques, télédétection, Meteosat, Flexible Combined Imager, analyse de sensibilité globale, transfert radiatif, rayonnement solaire, simulation numérique.

Abstract

This thesis deals with a methodology to assess the capabilities of future spaceborne instruments. The case study is the Flexible Combined Imager (FCI) of the future Meteosat Third Generation Imaging mission (MTG - I), and in particular its ability to detect variations in load of desert aerosols in a realistically variable atmosphere. A better understanding of the behavior of these aerosols is part of regularly expressed needs for the study of the climate, weather forecast or assessment of the solar resource in arid areas such as the Sahara. Such aerosols are abundant in the atmosphere. Their physical and chemical properties make them distinguishable from other types of aerosols such as those resulting from anthropogenic pollution, especially as they are emitted in areas protected from contamination by these other types. They therefore represent a simple case study to validate the methodology developed in this thesis. The methodology is to provide a simulator of the view of the instrument to perform a large number of simulations of the radiance measured under different atmospheric conditions and ground albedo, to analyze the results in order to quantify the influence of each variable in the variation of radiance, and then conclude on the capabilities of detection through a test of detectability taking into account the characteristics of the instrument. The developed simulator was validated by comparison against actual measurements of the SEVIRI instruments onboard Meteosat Second Generation satellites. The main innovation of this thesis lies in the use of the global sensitivity analysis approach (GSA). The latter quantifies the influence of each variable separately as well as their crossed terms. Cumulative distribution functions were computed from actual observations and allow a realistic sensitivity analysis of the instrument. The GSA is also used to compute functional representation of the influence of one or more variables on the variability of the observed signal. The usefulness of such representations is discussed for various applications in remote sensing.

Keywords

Aerosols, desert dust, remote sensing, Meteosat, Flexible Combined Imager, global sensitivity analysis, radiative transfer, solar radiation, numerical simulation