HAL
open science

Heliosat-V une méthode polyvalente d'estimation du rayonnement solaire au sol par satellite

Benoît Tournadre

To cite this version:

Benoît Tournadre. Heliosat-V une méthode polyvalente d'estimation du rayonnement solaire au sol par satellite. Génie des procédés. Université Paris sciences et lettres, 2020. Français. NNT : 2020UPSLM063 . tel-03227271

HAL Id: tel-03227271

https://pastel.hal.science/tel-03227271

Submitted on 17 May 2021

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

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

PSL UNIVERSITÉ PARIS

THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à MINES ParisTech

Heliosat-V : une méthode polyvalente d'estimation du rayonnement solaire au sol par satellite

Soutenue par
Benoît TOURNADRE
Le 11 décembre 2020

Ecole doctorale n° 621
Ingénierie des Systèmes, Matériaux, Mécanique, Energétique

Spécialité
Energétique et génie des procédés

Composition du jury :

Paola FORMENTI
Directrice de recherche CNRS, *Présidente*
Laboratoire Inter-Universitaire des Systèmes Atmosphériques
Créteil

Philippe DUBUISSON
Professeur des universités, *Rapporteur*
Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Villeneuve d'Ascq

Richard PEREZ
Senior research associate, *Rapporteur*
Atmospheric Sciences Research Center, Albany, NY

Nicolas CLERBAUX
Docteur chercheur, *Examinateur*
Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles

Fabienne MAIGNAN
Ingénieure-Chercheure CEA, *Examinatrice*
Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
Gif-sur-Yvette

Philippe BLANC
Directeur de recherche, *Directeur de thèse*
Mines ParisTech, Sophia Antipolis

Benoît GSCHWIND
Chargé de recherche, *Examinateur*
Mines ParisTech, Sophia Antipolis

MINES ParisTech | PSL

Ce travail de doctorat est co-financé par la Région Sud et l'entreprise Transvalor diffusant les données d'éclairement HelioClim et CAMS-Rad. Un bref résumé des actions de médiation scientifique menées durant ce doctorat notamment dans le cadre du co-financement par la Région est décrit en Annexe A.4.

La mise en page de ce mémoire est basée sur un modèle créé par Steve R. Gunn et modifié par Sunil Patel (www.sunilpatel.co.uk)

Résumé

L'éclairement du Soleil à la surface de la Terre est reconnu comme une variable climatique essentielle par l'Organisation Météorologique Mondiale. Sa connaissance est aussi précieuse pour les sciences du climat que pour le développement d'énergies alternatives aux combustibles fossiles, comme le solaire photovoltaïque. La mesure au sol de ce rayonnement est très clairsemée sur la Terre, d'où l'intérêt de méthodes d'estimation basées sur la télédétection par satellite. Combiner les estimations produites à partir de différents satellites en orbite est une voie pour couvrir au mieux l'information sur tout le globe terrestre. De plus, différentes générations de satellites ont produit une imagerie de la Terre depuis plusieurs décennies, permettant d'estimer de longues séries temporelles du rayonnement solaire, voire d'identifier des variations long terme, un objectif récurrent dans l'étude du changement climatique. Depuis plus de trente ans, les méthodes Heliosat permettent cette estimation, mais elles ont été conçues pour être appliquées à un capteur spécifique en orbite géostationnaire et ont des contraintes limitant leurs champs d'application : la nécessité d'utiliser une longue série temporelle passée (Heliosat, Heliosat-2), ou le besoin de mesures multispectrales (Heliosat-4). Ce travail sur le développement d'une méthode Heliosat-V apporte des éléments de polyvalence à l'estimation satellite par les méthodes dites à "indice d'ennuagement", dans l'objectif de tendre vers une donnée homogène du rayonnement solaire issue de mesures de différents instruments satellites. Deux problèmes sont en particulier considérés pour parvenir à cette estimation : la diversité des capteurs en termes de sensibilités spectrales, et l'influence des géométries de visée et d'éclairement solaire sur les mesures satellites. La méthode s'appuie extensivement sur la modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère dans la gamme spectrale 400-1000 nm pour simuler d'une part les mesures de radiomètres satellites en conditions de ciel clair et d'autre part celles en présence d'un nuage optiquement épais. La méthode est testée sur l'imagerie d'un instrument satellite géostationnaire, Meteosat-9/SEVIRI, et de manière plus exploratoire sur celle d'un non géostationnaire, DSCOVR/EPIC. Les résultats sont comparés à des mesures de référence au sol de l'éclairement, et montrent des performances similaires à celles de produits opérationnels d'éclairement solaire. La qualité des estimations dépend cependant du canal spectral utilisé, en particulier de la présence de diffusion ou d'absorption de l'atmosphère claire dans le signal mesuré par satellite. L'accent est aussi mis sur le besoin d'un étalonnage absolu précis des mesures radiométriques satellites pour produire des séries temporelles d'éclairement de surface avec des biais et une dérive temporelle les plus faibles possibles.

Abstract

Solar irradiance at the surface of the Earth is recognized as an essential climate variable by the World Meteorological Organization. Its knowledge is as much important for climate sciences as for the development of energy alternatives to fossil fuels, like solar photovoltaic. Ground measurements of this radiation are very sparse on Earth, explaining the interest for satellite-based remote sensing to estimate it. Combining estimations from different satellites in orbit is a pathway to cover the information on the whole globe. Different generations of satellites also produced a multidecadal imagery of the Earth, making it conceivable to estimate long time series of solar radiation, or even to identify long-term variations, a recurrent objective in the study of climate change. For more than 30 years, Heliosat methods estimate surface solar irradiance from satellite imagery, but they have been designed to be applied to a specific sensor on a geostationary orbit, and have limitations in their scope : the need for a long archive of satellite imagery (Heliosat, Heliosat-2), or else the need for multispectral measurements (Heliosat-4). This work dedicated to the development of a Heliosat-V method brings elements of versatility to the satellite-based estimation from so-called "cloud-index" methods, with the ultimate goal to reach homogeneous data of solar radiation derived from measurements made by different satellite instruments. Two issues are in particular considered here to reach such an estimation : the diversity of sensors in terms of spectral sensitivities, and the influence of viewing and solar geometries on spaceborne measurements. The method extensively deals with radiative transfer modeling in the spectral range 400-1000 nm to simulate on one hand satellite measurements in clear-sky conditions, and on the other hand satellite measurements in the presence of an optically thick cloud. The method is tested on the imagery of a geostationary satellite instrument, Meteosat-9/SEVIRI, and in a more exploratory way, on the non geostationary sensor DSCOVR/EPIC. Results are compared to high quality ground-based measurements of irradiance, and show performances similar to operational satellite products. However, the quality of estimates depends on the spectral channel used, and especially of the presence of clear-sky atmospheric scattering or absorption in the signal measured by the satellite instrument. The accent is also put on the need for an accurate absolute calibration of satellite radiometric measurements in order to produce time series of surface solar irradiance with the smallest biases and temporal drift possible.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury d'avoir accepté d'accorder leur temps à mes travaux : Nicolas Clerbaux, Philippe Dubuisson, Paola Formenti, Fabienne Maignan et Richard Perez.

Un grand merci à Philippe Dubuisson et Nicolas Ferlay pour leur accueil au LOA, et à Maximilien Patou du centre de données ICARE pour son aide. Merci à Jérôme Vidot, François-Marie Bréon et Alba Lorente pour leur expertise sur les surfaces continentales et les modèles de transfert radiatif. A Paola Formenti, Gilles Bergametti et Gilles Foret pour leurs retours d'experts ès aérosols, ainsi qu'à Stéphane Alfaro pour rappeler pourquoi la recherche. A Olivier Boucher pour son temps, ses avis et ses remarques.

A toute l'équipe DSCOVR et en particulier à Alexander Marshak pour son accueil au Goddard Space Flight Center (GSFC) et son écoute, Alexei Lyapustin, Jay Herman et Yuekui Yang pour leur expertise, sans oublier Cathy Newman, son accueil et son aide déterminante pour réaliser l'impossible combinaison des visites du GSFC, du Langley Research Center (LaRC) et du Goddard Institute for Space Studies (GISS). A Richard Perez pour son accueil à l'université d'Albany, son regard ainsi que celui encourageant de Qilong Min. A Paul Stackhouse pour son accueil chalheureux au LaRC et son temps généreusement partagé, ainsi qu'à Seiji Kato et David Doelling pour leur expertise et leur temps. A Andrew Lacis ainsi qu'au regretté Michael Mishchenko pour leur accueil au GISS, et à Igor Geogdzhayev et Baastien Van Diedenhoven pour leur temps.

Merci à Jae Lee, Norman Loeb, Seiji Kato, Jeremy Shakun, Andrew Lacis, Larry Travis, Gary Russell, David Rind, Frédéric Parrenin, Jean-Robert Petit, et aussi à tous les volontaires de la frise historique des sciences du climat, pour leur participation à mes projets parallèles et leurs connaissances si précieuses.

A Claire et Laurent de SoDa pour leurs avis extérieurs. A Yves-Marie pour son intérêt, son temps, ses analyses et ses encouragements. A Benoît G. pour son aide informatique vitale, sa vision critique et sa générosité, et à Philippe B. pour sa confiance, l'incitation à l'ouverture, l'appui dans mes initiatives et le respect de mes choix d'orientation pour la thèse. A Sandra et Thierry, en particulier pour leur appui logistique pour ces précieuses visites aux Etats-Unis. A Lucien, pour ses mises en garde précoces et un peu d'apprentissage de la recherche. A mon binôme Mélodie, présente pour toutes ces choses essentielles qui ne font pas toujours avancer la thèse mais d'autres choses autant sinon plus importantes. Merci également à Corinne et à Valérie Doya qui nous ont aidés à mettre en oeuvre plusieurs projets de médiation scientifique.

Aux Petits Débrouillards PACA - Soledad et Marine - qui rapprochent la recherche des gens et les gens de la recherche.

Merci aussi à celles et ceux qui m'ont permis de mettre un pied dans tous ces sujets de recherche formidables ces sept dernières années : Sandrine et Aymeric, Marion et Gilles, Christine et Nathalie, Fred et Xavier, Pascale et enfin Philippe B. et Benoît G.

A tout le centre O.I.E dont ses ex-doctorants Loïc, Marc, Romain et Mélo et les futurs ex : Ghada, Joris, Fufu et Sara. Et bien sûr aux ami-e-s Claudio et Nino, Jacqueline, Myriam et Léa, qui ont apporté un peu de douceur dans cette période particulière.

Et la famille.

Ambrosius Aurelius Macrobius (370-430 ère commune),
Commentarii in Somnium Scipionis.
Manuscrit sur parchemin XIème siècle. Paris, Bibliothèque Nationale de France,
département des Manuscrits, Latin 6371, f.20
Mappemonde partagée en zones climatiques (froides en rouge, tempérées en blanc et torrides en orange au centre). *In* Hofmann and Nawrocki [2019].

Table des matières

Résumé **iii**

Abstract **iv**

Remerciements **v**

Liste des figures **xiv**

Abréviations **xx**

Symboles **xxiv**

Introduction **1**

1 Le rayonnement solaire à la surface de la Terre : définitions et moyens de mesure **15**

1.1 Les grandeurs caractéristiques du rayonnement solaire en surface 15

1.2 Les mesures *in situ* 17

1.2.1 Quelques réseaux de mesure in situ 17

1.2.2 Les limites 18

2 L'estimation de l'éclairement solaire de surface à partir de l'imagerie satellite **21**

2.1 Les grandeurs caractéristiques du rayonnement réfléchi mesuré par les imageurs satellites 21

2.2 Les méthodes utilisant des simulations de transfert radiatif 23

2.3 Les méthodes à indice d'ennuagement 24

2.3.1 L'éclairement par ciel clair 25

2.3.2 L'estimation de l'indice de ciel clair 26

2.3.3 L'estimation par des mesures de spectrométrie 30

2.3.4 Les limites des méthodes à indice d'ennuagement 31

2.4 Une nouvelle méthode, Heliosat-V 32

2.5 Les mesures satellites pour l'estimation du DSSI 33

3 Qu'est-ce qui influe sur la valeur d'une mesure satellite de réflectance ? **35**

3.1 L'instrumentation et la mesure de ρ_{sat} 36

3.1.1 De la luminance à la réflectance : la connaissance spectrale et temporelle de l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère . . . 39
3.2 Les propriétés de réflexion des cibles . . . 42
3.2.1 Les surfaces : variations spectrales et angulaires . . . 45
3.2.2 L'atmosphère claire . . . 48
3.2.3 Les scènes nuageuses au sommet de l'atmosphère . . . 49
3.2.3.1 Les géométries de visée et d'éclairement . . . 49
3.2.3.2 L'altitude du sommet des nuages . . . 50
3.2.3.3 Le rayon effectif . . . 54
3.2.3.4 La phase . . . 54
3.2.3.5 La structure spatiale des nuages . . . 55
3.3 Conclusion . . . 57

4 Simuler les réflectances par ciel clair et par ciel couvert au sommet de l'atmosphère 59
4.1 L'utilisation d'un modèle de transfert radiatif . . . 60
4.2 Les entrées de libRadtran . . . 60
4.2.1 Le rayonnement solaire extraterrestre . . . 60
4.2.2 La composition de l'atmosphère . . . 60
4.2.3 Les géométries de visée et d'éclairement . . . 62
4.2.4 La réflectance de la surface de la Terre . . . 63
4.3 La paramétrisation spectrale . . . 64
4.4 Tests de validité des simulations des réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} . . . 65
4.4.1 Résultats pour Meteosat-9/SEVIRI . . . 66
4.4.2 Discussion sur l'erreur due à l'interpolation spectrale des réflectances des surfaces . . . 68
4.4.3 La qualité des données MODIS de BRDF . . . 70
4.4.4 Les aérosols . . . 71
4.4.5 La variabilité temporelle de ρ_{clair} . . . 73
4.5 Simuler les réflectances au sommet de l'atmosphère en présence d'un nuage optiquement épais ρ_{ovc} . . . 75
4.5.1 Paramétrisation des abaques . . . 75
4.5.2 Interpolation sur les conditions radiométriques, de visée et d'éclairement . . . 75
4.6 Conclusion . . . 76

5 L'estimation de l'éclairement de surface : analyse des résultats de la méthode 79
5.1 Protocole de comparaison . . . 80
5.2 Analyse de la qualité des estimations de HSV appliquées à l'imagerie de Meteosat-9/SEVIRI . . . 82
5.2.1 Les éclairements de surface . . . 82
5.2.2 L'indice de clarté . . . 84
5.3 Sensibilité des résultats de la méthode aux méconnaissances sur les données d'entrée . . . 87
5.3.1 Les propriétés physiques des nuages . . . 88

5.3.1.1 La hauteur du sommet des nuages 88
5.3.1.2 La phase 88
5.3.2 Les données de BRDF 89
5.4 Perspectives sur la relation $K_c(n)$ 91
5.5 Conclusion 94

6 Résultats préliminaires de la méthode pour un imageur en orbite non géostationnaire : le cas de DSCOVR/EPIC 95
6.1 La simulation des réflectances au sommet de l'atmosphère 96
6.2 Analyse des estimations d'éclairements 100
6.3 Conclusion 101

Conclusion et perspectives 103

Données externes 111

A Publications scientifiques et productions de médiation scientifique 131
A.1 Articles scientifiques 131
A.2 Conférences internationales 132
A.2.1 EGU2018 132
A.2.2 EGU2019 132
A.2.3 EGU2020 132
A.3 Autres académiques 133
A.3.1 DSCOVR Science Team Meeting 2019 133
A.4 Médiation scientifique 133

B Figures supplémentaires 135

C Des estimations du DSSI déjà existantes en opérationnel 151
C.1 CAMS Radiation Service 151
C.2 Les produits CERES 151
C.2.1 CERES EBAF-surface 151
C.2.2 CERES SYN1deg 152
C.2.3 FLASHFlux 152
C.3 Cloud_cci AVHRR-PM 152
C.4 CMSAF 153
C.4.1 CLARA 153
C.4.2 SARAH 154
C.5 HelioClim3 154
C.6 ISCCP-F 155
C.7 OSI-SAF et LSA-SAF 155
C.8 SolarAnywhere 156
C.9 Vaisala/3Tier 157

D Quelques missions de radiométrie par satellite 159
D.1 Les AVHRR 159
D.2 MODIS et VIIRS 159
D.3 DSCOVR/EPIC 160

D.4 Les satellites météorologiques géostationnaires 161
D.5 CERES 162
D.6 Le programme de satellites météorologiques de la Défense des Etats-Unis 163

E La géométrie de visée changeante des satellites pseudo-géostationnaires 165

Bibliographie 167

Table des figures

1 Bilan mondial d'énergie de la Terre 3
2 Carte des stations de mesure de l'éclairement solaire de surface de l'archive GEBA 4
3 Vue de la Terre dans le visible (canal 0.6 μm, en haut) et l'infrarouge thermique (canal 11 μm, en bas) issue des données agrégées GridSat de satellites météorologiques géostationnaires [Knapp *et al.*, 2011] 5
4 Evolution des longitudes à l'équateur couvertes par les mesures des satellites géostationnaires météorologiques archivées par l'ISCCP. 6
5 Nombre de survols quotidiens de Suomi-NPP au-dessus de l'Antarctique 7
6 Exemple des données ISCCP-F série H d'éclairement solaire de surface . 8
7 Différence relative entre les DSSI annuels des données SARAH-O et SARAH-E 9
8 Vues de la Californie le 24 février 2020 à 16 :00 UTC par les satellites GOES-East et GOES-West 10
9 Vues MSG 0° de l'Afrique équatoriale dans les canaux spectraux 0.6 μm et 0.8 μm 11

1.1 Schémas illustrant les trois principales grandeurs caractérisant le rayonnement solaire de surface 16
1.2 Eclairement solaire de surface mesuré à Nice, issu de la base de données GEBA. Moyennes glissantes sur 12 mois. 18
1.3 Eclairement solaire de surface mesuré à la station BSRN de Carpentras (France) en janvier 2011. Moyennes sur 1 minute. 18
1.4 Carte des stations BSRN actives, fermées et prévues 19

2.1 Définitions des angles de géométries de visée et d'éclairement 23
2.2 Représentation schématique du calcul de l'indice d'ennuagement n pour un lieu donné 26
2.3 Panache de poussières désertiques au large du Sahara vu par le canal 0.8 μm de MSG 30

3.1 Gains d'étalonnage du canal 0.6 μm de SEVIRI par CERES-SYN1deg et EUMETSAT, et identité du satellite Meteosat opérationnel à 0° entre 2011 et 2019 38
3.2 Série temporelle de l'éclairement solaire total incident au sommet de l'atmosphère (rapporté à une distance de 1 U.A.) 39
3.3 Domaine de variations du spectre solaire incident au sommet de l'atmosphère 40

3.4 Mesures de réflectances au sommet de l'atmosphère par MSG/SEVIRI (Meteosat-9) dans les canaux 0.6 μm et 0.8 μm en conditions de ciel clair selon l'heure de la journée, pour quatre lieux en mai et septembre 2011 41
3.5 Réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair mesurées par le canal 0.6 μm de SEVIRI de Meteosat 0° et Meteosat Océan Indien selon l'heure de la journée à Payerne, Carpentras et Sede Boker . 42
3.6 Réflectances au sommet de l'atmosphère mesurées pour Sede Boker par les dix canaux de DSCOVR/EPIC, le 06/06/2017. 43
3.7 Mesures TROPOMI spectrales de réflectance au sommet de l'atmosphère (forêt mixte, désert, nuage convectif, mer) 44
3.8 Spectres types de réflectances de surface : sol nu, végétation verte et sèche 45
3.9 Illustration du phénomène de *hotspot* observé sur l'Amazonie par Terra/MODIS le 3 octobre 2002 46
3.10 Mesures PARASOL/POLDER de l'anisotropie des réflectances de surface pour différents types de sols et différentes longueurs d'onde 47
3.11 Distributions spectrales de la transmission atmosphérique par ciel clair et de l'éclairement incident au sommet de l'atmosphère à 1 U.A. 48
3.12 Représentation de l'anisotropie des réflectances d'une scène nuageuse mesurées par l'instrument aéroporté CAR, à 682 nm, après correction de l'absorption et de la diffusion atmosphériques 50
3.13 Distributions des réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de nuage liquide optiquement épais pour les différentes géométries de visée de l'abaque pour un nuage haut (15 km) et pour un nuage bas (500 m), et erreur sur la réflectance, causée par une attribution erronée de la hauteur du nuage à la catégorie "nuage épais bas" 52
3.14 Fonctions de réponse spectrale pour différents instruments satellites et réflectance au sommet de l'atmosphère d'une scène avec un nuage épais bas (500 m) et haut (15 km) 53
3.15 Spectre de la partie imaginaire de l'indice de réfraction de l'eau liquide et solide 54
3.16 Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère pour les abaques en conditions de nuage liquide et solide 56

4.1 Illustration des différentes résolutions spectrales de REPTRAN sur la bande d'absorption A de O_2 65
4.2 Localisation des stations BSRN considérées pour les simulations de ρ_{clair} 66
4.3 Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{clair} et ρ_{sat} pour Carpentras entre le 25 mai et le 3 juin 2011 pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9) 67
4.4 Histogrammes à deux dimensions comparant les réflectances au sommet de l'atmosphère par ciel clair simulées ρ_{clair} en fonction des observations satellites Meteosat 0° 67
4.5 Représentation des erreurs d'interpolation spectrale pour l'estimation des réflectances de surface 69
4.6 Biais des réflectances simulées en conditions de ciel clair et NDVI moyens pour les onze lieux étudiés sur l'année 2011 70

4.7 Illustration de l'impact du changement de type d'aérosol sur ρ_{clair} pour Carpentras le 25 mai 2011 pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9) 71
4.8 Différences entre les réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} simulées sans aérosols et avec aérosols MACC, pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011. 72
4.9 Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{clair} et ρ_{sat} pour Carpentras en 2011 pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9) 73
4.10 Simulations et mesures de réflectances par ciel clair au sommet de l'atmosphère dans le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9) selon l'heure de la journée, pour quatre lieux en mai et septembre 2011 74
4.11 Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{sat}, ρ_{ovc} et ρ_{clair} en fonction de l'heure de la journée pour le canal 0.6 μm de Meteosat-9 pour trois lieux en janvier, mai et septembre 2011 77

5.1 Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{sat}, ρ_{clair} et ρ_{ovc}, indices de ciel clair et éclairements de surface estimés par HSV (Meteosat-9, canal 0.8 μm) et McClear, et mesurés à Carpentras entre le 25 et le 2 juin 2011. 81
5.2 Même figure que 5.1, pour Sede Boker entre le 11 et le 16 janvier 2011 à partir de l'imagerie du canal 0.8 μm de Meteosat-9/SEVIRI. 81
5.3 Comparaison des éclairements de surfaces moyennés à 15 minutes issus d'Heliosat-V (Meteosat-9, canaux 0.6 μm et 0.8 μm) avec les observations in situ BSRN pour 11 stations en 2011 83
5.4 Histogrammes à deux dimensions des indices de clarté K_t issus d'HelioClim3 v5, CAMS-RAD et Heliosat-V, comparés aux observations in situ BSRN. Données moyennées sur 15 minutes comprenant les 11 stations pour l'année 2011. 86
5.5 Coefficients de corrélation R entre les K_t issus des mesures BSRN, et les estimations satellites issues de l'imagerie des canaux 0.6 μm et 0.8 μm de Meteosat-9/SEVIRI, selon l'angle zénithal solaire. 87
5.6 Histogramme à deux dimensions comparant, pour les canaux 0.6 et 0.8 μm de SEVIRI, les estimations d'indices de clarté sur les onze stations, en utilisant les réflectances ρ_{ovc} considérant un nuage haut et celles considérant un nuage bas 89
5.7 Histogramme à deux dimensions comparant les estimations d'indices de clarté utilisant les réflectances ρ_{ovc} considérant un nuage liquide et un nuage de glace. Canal 0.6 μm, pour l'année 2011 et les onze stations BSRN 90
5.8 Histogramme à deux dimensions comparant les estimations d'indices de clarté utilisant les données de paramètres de BRDF de surface MODIS MCD43C1 v6, avec celles utilisant la climatologie de BRDF de Blanc *et al.* [2018]. Canal 0.6 μm, pour l'année 2011 et les stations BRB, CAR, CNR, PAL, PAY, SBO et TAM. 91
5.9 Histogrammes à deux dimensions des éclairements issus d'HelioClim3 v5, CAMS-RAD (en haut, gauche et droite) et Heliosat-V avec la relation $K_c(n)$ corrigée (en bas), comparés aux observations pyranométriques BSRN. Données moyennées sur 15 minutes comprenant les 11 stations pour l'année 2011. 93

6.1 Fonctions de réponse spectrale pour DSCOVR/EPIC, Terra/MODIS et Meteosat-9/SEVIRI superposées avec un exemple de spectre de réflectance de végétation normalisé et son interpolation sur les longueurs d'onde centrales des données MODIS MCD43C1 98
6.2 Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{sat}, ρ_{clair} et ρ_{ovc} en fonction de l'heure de la journée pour le canal 680 nm de DSCOVR/EPIC pour trois lieux en juin 2017 98
6.3 Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{sat}, ρ_{clair} et ρ_{ovc} en fonction de l'heure de la journée pour les sept canaux de DSCOVR/EPIC entre 388 et 780 nm, la position géographique de Palaiseau, et en juin 2017 . . 99
6.4 Statistiques de comparaison entre les estimations d'éclairement à partir de l'imagerie DSCOVR/EPIC (canaux 388 à 780 nm) et les mesures au sol BSRN. Résultats pour les dix stations de mesure, sur les moyennes horaires de juin 2017. 100
6.5 Photographie d'un champ de nuages au dessus de Nice 109

B.1 Gains d'étalonnage du canal 0.8 μm de SEVIRI par CERES-SYN1deg et EUMETSAT, et identité du satellite Meteosat opérationnel à 0° entre 2011 et 2019 135
B.2 La Terre vue en réflectances dans les dix canaux spectraux fins de DSCOVR/EPIC 136
B.3 La Terre vue en luminances normalisées dans les dix canaux spectraux fins de DSCOVR/EPIC 137
B.4 Albedo de surface dans les bandes bleu, rouge et proche infrarouge . . . 138
B.5 Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en présence de nuage de glace optiquement épais, avec un rayon effectif de 20 μm et compris sur un profil vertical entre 8 et 12 μm 139
B.6 Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère pour les abaques en conditions de nuage liquide et solide 139
B.7 Algorithme de sélection du mélange d'aérosols OPAC à partir des épaisseurs optiques partielles d'aérosols fournies par MACC/CAMS. 140
B.8 Simulations et mesures de réflectances par ciel clair au sommet de l'atmosphère ρ_{clair} dans le canal 0.8 μm de Meteosat 0° selon l'heure de la journée, pour quatre sites, en mai et septembre 2011 141
B.9 Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} avec les mesures satellites du canal 0.6 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011. 142
B.10 Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} avec les mesures satellites du canal 0.8 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011. 143
B.11 Histogrammes à deux dimensions comparant les réflectances au sommet de l'atmosphère par ciel clair simulées ρ_{clair} en fonction des observations satellites des canaux 0.6 et 0.8 μm de Meteosat 0°, pour les onze sites étudiés. Filtre sur la qualité des données de BRDF MODIS 145
B.12 Différences quadratiques moyennes entre les réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} simulées sans aérosols et avec aérosols MACC, pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011. Résultats pour les onze stations de la Table 1.1 146

B.13 Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{ovc} simulées en conditions de nuage liquide bas opaque, en fonction de l'angle zénithal de visée θ_v et de la différence d'angles azimutaux $\Delta\phi$, pour trois angles zénithaux solaires donnés 147
B.14 Réflectances au sommet de l'atmosphère mesurées ρ_{sat}, et simulées ρ_{clair} et ρ_{ovc} (nuages liquide et de glace), en fonction de l'heure de la journée pour le canal 0.6 μm de Meteosat-9 en 2011, et pour trois sites 148
B.15 Coefficients de corrélation R entre les K_t issus des mesures BSRN et des estimations satellites Heliosat-V pour les canaux 0.6 et 0.8 μm, ainsi que pour HelioClim3 v5 et CAMS-Radiation (étoiles violettes reliées), en fonction de l'angle zénithal solaire 149
B.16 Histogramme à deux dimensions comparant les indices de ciel clair de HSV (MSG, canal 0.6 μm) avec les indices issus des mesures BSRN et du modèle d'éclairement de surface par ciel clair McClear, pour les onze stations étudiées sur 2011 150

C.1 Moyennes du DSSI entre 1987 et 2009 pour le mois de septembre, issues du produit CLARA-A1 153
C.2 Carte d'éclairement solaire de surface estimé par les produits SARAH-Est et SARAH-Ouest 155

D.1 Heures de passage de l'équateur des différents instruments AVHRR depuis NOAA7 160
D.2 Bandes spectrales des radiomètres satellites MODIS, MSI, TIRS, OLI, ETM+ et ASTER 164

E.1 Variations sur 24 heures des latitudes et longitudes du point subsatellite de Meteosat-8 166

Abréviations

ABI	**A**dvanced **B**aseline **I**mager
AOD	**A**erosol **O**ptical **D**epth
APOLLO	**A**VHRR **P**rocessing Scheme **O**ver C**L**ouds, **L**and and **O**cean
AVHRR	**A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer
BHI	**B**eam **H**orizontal **I**rradiance
BRDF	**B**idirectional **R**eflectance **D**istribution **F**unction
BRF	**B**idirectional **R**eflectance **F**actor
BSRN	**B**aseline **S**urface **R**adiation **N**etwork
CAMS	**C**opernicus **A**tmosphere **M**onitoring **S**ervice
CER	**C**loud **E**ffective **R**adius
CERES	**C**louds and the **E**arth's **R**adiant **E**nergy **S**ystem
CLARA	**C**M SAF c**L**ouds, **A**lbedo and **RA**adiation dataset from AVHRR data
CM SAF	**C**limate **M**onitoring **S**atellite **A**pplication **F**acility
COT	**C**loud **O**ptical **T**hickness
CRE	**C**loud **R**adiative **E**ffect
CTH	**C**loud **T**op **H**eight
DHI	**D**iffuse **H**orizontal **I**rradiance
DISORT	**DIS**crete **O**rdinates **R**adiative **T**ransfer program for a multi-layered plane-parallel medium
DMSP	**D**efense **M**eteorological **S**atellite **P**rogram
DSCOVR	**D**eep **S**pace **C**limate **O**bser**V**ato**R**y
DSSI	**D**ownwelling **S**urface **S**hortwave **I**rradiance
EBAF	**E**nergy **BA**lanced and **F**illed
ECMWF	**E**uropean **C**entre for **M**edium-range **W**eather **F**orecasts
EPIC	**E**arth **P**olychromatic **I**maging **C**amera

ESRA	**E**uropean **S**olar **R**adiation **A**tlas
EUMETSAT	**EU**ropean Organisation for the Exploitation of **MET**eorological **SAT**ellites
FLASHFlux	**F**ast **L**ongwave **A**nd **SH**ortwave **Flux**
FRESCO	**F**ast **RE**trieval **S**cheme for **C**louds from the **O**xygen A band
GEBA	**G**lobal **E**nergy **B**alance **A**rchive
GEWEX	**G**lobal **E**nergy and **W**ater Cycle **EX**periment
GHI	**G**lobal **H**orizontal **I**rradiance
GLASS	**G**lobal **LA**nd **S**urface **S**atellite
GOES	**G**eostationary **O**perational **E**nvironmental **S**atellite
GSICS	**G**lobal **S**pace-based **I**nter-**C**alibration **S**ystem
IODC	**I**ndian **O**cean **D**ata **C**overage
ISCCP	**I**nternational **S**atellite **C**loud **C**limatology **P**roject
LER	**L**ambertian **E**quivalent **R**eflectance
LPSA	**L**angley **P**arameterized **S**hortwave **A**lgorithm
LSA SAF	**L**and **S**urface **A**nalysis **S**atellite **A**pplication **F**acility
MACC	**M**onitoring **A**tmospheric **C**omposition and **C**limate
MAGIC	**M**esoscale **A**tmospheric **G**lobal **I**rradiance **C**ode
MERRA-2	**M**odern-**E**ra **R**etrospective analysis for **R**esearch and **A**pplications, version **2**
MFG	**M**eteosat **F**irst **G**eneration
MODIS	**MOD**erate Resolution **I**maging **S**pectroradiometer
MSG	**M**eteosat **S**econd **G**eneration
MVIRI	**M**eteosat **V**isible and **I**nfra**R**ed **I**mager
NASA	**N**ational **A**eronautics and **S**pace **A**dministration
NOAA	**N**ational **O**ceanic and **A**tmospheric **A**dministration
NRC	**N**ational **R**esearch **C**ouncil
OLS	**O**perational **L**inescan **S**ystem
OMI	**O**zone **M**onitoring **I**nstrument
OMM	**O**rganisation **M**étéorologique **M**ondiale
OPAC	**O**ptical **P**roperties of **A**erosols and **C**louds
OSCAR	**O**bserving **S**ystems **C**apability **A**nalysis and **R**eview Tool
OSI SAF	**O**cean and **S**ea **I**ce **S**atellite **A**pplication **F**acility

PARASOL	**P**olarization and **A**nisotropy of **R**eflectances for **A**tmospheric **S**ciences coupled with **O**bservations from a **L**idar
POLDER	**POL**arization and **D**irectionality of **E**arth **R**eflectance
QA4ECV	**Q**uality **A**ssurance for **E**ssential **C**limate **V**ariables
SARAH	**S**urface Sol**A**r **RA**diation Dataset - **H**eliosat
SCIAMACHY	**SC**anning **I**maging **A**bsorption spectro**M**eter for **A**tmospheric **C**artograp**HY**
SEVIRI	**S**pinning **E**nhanced **V**isible and **I**nfra**R**ed **I**mager
SRF	**S**pectral **R**esponse **F**unction
SUNY	**S**tate **U**niversity of **N**ew **Y**ork model
Suomi NPP	**Suomi N**ational **P**olar-orbiting **P**artnership
TOA	**T**op **O**f the **A**tmosphere
TRMM	**T**ropical **R**ainfall **M**easuring **M**ission
TROPOMI	**TROP**ospheric **M**onitoring **I**nstrument
TSI	**T**otal **S**olar **I**rradiance
UTC	**T**emps **U**niversel **C**oordonné
WRDC	**W**orld **R**adiation **D**ata **C**enter

Symboles

symbole	nom	unité
A	albédo	S.D.
E_0	éclairement solaire global normal incident au sommet de l'atmosphère à une unité astronomique (U.A.) du Soleil	W m^{-2}
G	éclairement solaire global en surface, tous ciels	W m^{-2}
G_{clair}	éclairement solaire global en surface, ciel clair	W m^{-2}
G_0	éclairement solaire global au sommet de l'atmosphère	W m^{-2}
K_t	indice de clarté	S.D. [1]
K_c	indice de ciel clair	S.D.
n	indice d'ennuagement	S.D.
L	luminance	W m^{-2} sr^{-1}
L_{spec}	luminance spectrale	W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}
T_L	trouble de Linke	S.D.
ρ_{sat}	réflectance mesurée au sommet de l'atmosphère (TOA)	S.D.
ρ_{clair}	réflectance ciel clair simulée au TOA	S.D.
ρ_{ovc}	réflectance simulée au TOA en présence d'un nuage optiquement épais	S.D.
Δ	$\Delta = \rho_{ovc} - \rho_{clair}$	S.D.
θ_s	angle zénithal d'éclairement solaire	(radians)
θ_v	angle zénithal de visée	(radians)
Θ	angle de diffusion	(radians)

1. sans dimension

ϕ_s	angle azimutal d'éclairement solaire	(radians)
ϕ_v	angle azimutal de visée	(radians)
$\Delta\phi$	$\Delta\phi = \lvert\phi_s - \phi_v\rvert$	(radians)
ξ	angle de phase ($\xi = \pi - \Theta$)	(radians)

Introduction

Le Soleil est la principale source d'énergie de la planète Terre. Il apporte, sous forme de rayonnement électromagnétique, une énergie sans laquelle la surface de notre planète aurait un visage radicalement différent.

Au sommet de l'atmosphère, environ 97 % de ce rayonnement est compris sur des longueurs d'onde entre 290 et 3000 nm. Cet intervalle correspond à la partie solaire du spectre électromagnétique, appelée aussi courtes longueurs d'onde (*shortwave* en anglais) [WMO, 2014]. On appelle éclairement solaire incident à la surface de la Terre (ou *Downwelling Surface Solar Irradiance*, **DSSI**) le flux surfacique de rayonnement dans cette gamme de longueurs d'onde, reçu en surface et provenant de toutes les directions de l'hémisphère au-dessus du plan d'incidence. Son intensité varie suivant différentes échelles dans le temps et dans l'espace. Sa mesure et son estimation sont ainsi nécessaires pour quantifier précisément ses variations.

La connaissance du DSSI est utile pour divers domaines. Les sciences du climat, par exemple, sont particulièrement intéressées par son information sur tout le globe et sur de longues périodes, y compris multi-décennales. L'Organisation Météorologique Mondiale (**OMM**) reconnaît d'ailleurs cette grandeur comme une variable climatique essentielle [GCOS, 2016]. Les producteurs d'énergies renouvelables solaires sont aussi utilisateurs de telles données, que ce soit pour la prospection, le suivi ou la prévision de production par des systèmes photovoltaïques, thermiques ou à concentration solaire thermodynamique. Parmi les utilisateurs de données d'éclairement solaire, on trouve aussi notamment le secteur du bâtiment, l'agriculture et la santé. La plupart des utilisateurs ont besoin de tenir compte de la variabilité spatiale et temporelle du DSSI.

Cette variabilité s'explique par plusieurs phénomènes. Une grande part de l'atténuation du rayonnement solaire est causée par les changements de sa géométrie d'incidence au sommet de l'atmosphère, connus précisément par les calculs de mécanique céleste

(rotation de la Terre, orientation de son axe de rotation par rapport au Soleil selon les saisons, variations de la distance Terre-Soleil causées par l'excentricité de l'orbite de la planète).

Mais l'atmosphère de la Terre joue aussi un rôle. Certaines de ses contributions sont bien plus difficiles à prévoir car elles peuvent, selon les échelles d'espace et de temps, suivre un comportement chaotique.

Son contenu en eau interagit avec le rayonnement, que l'eau soit sous forme de vapeur ou de nuages (gouttelettes d'eau, cristaux de glace). Ainsi, à l'échelle mondiale, l'effet radiatif des nuages [2] est aujourd'hui estimé à -25% : comme illustré sur la Figure 1, il parvient en moyenne mondiale 185 W m^{-2} de rayonnement solaire à la surface [Wild *et al.*, 2015] quand les estimations actuelles par ciel clair, *i.e.* sans nuages, indiquent 247 W m^{-2} [Wild *et al.*, 2018].

D'autres gaz que la vapeur d'eau affectent le rayonnement solaire : l'ozone, le dioxygène ou encore dans une moindre mesure le dioxyde d'azote (NO_2) qui absorbent une partie du rayonnement. Par ailleurs, tous les gaz participent à la diffusion atmosphérique. Les aérosols présents dans l'atmosphère agissent eux aussi sur le rayonnement solaire, en tant qu'éléments absorbants et diffusants. Leur répartition spatiale très hétérogène et variant temporellement participe à la diversité des échelles de temps et d'espace à considérer pour décrire la variabilité du rayonnement solaire, au-delà de la variabilité causée par les nuages.

Compte tenu de la multiplicité de ces sources de variabilité, la quantification du DSSI reste aujourd'hui, et après des décennies de développement, un domaine de recherche actif. Elle est obtenue par différents moyens.

Les réseaux de mesures *in situ* pyranométriques du rayonnement peuvent mathématiquement fournir une couverture globale, via une interpolation spatiale entre les stations, ainsi que des séries temporelles multi-décennales. Cependant, il a été montré que pour des distances supérieures à une trentaine de kilomètres d'un site de mesure (soit la règle bien plus que l'exception), il existe des moyens d'estimation plus précis que la simple interpolation spatiale entre données pyranométriques [Perez *et al.*, 1997, Zelenka *et al.*, 1999, Palmer *et al.*, 2018]. Il n'existe pas de réseau de mesure aussi dense à l'échelle mondiale. Si des réseaux de mesure spatialement denses existent, ils

2. L'effet radiatif des nuages (Cloud Radiative Effect, **CRE**) à la surface de la Terre et pour le domaine spectral solaire est défini comme la différence entre un flux en conditions ciel clair (*e.g.* DSSI ou éclairement solaire réfléchi au sommet de l'atmosphère) et l'équivalent en conditions tous ciels [Raschke *et al.*, 2016].

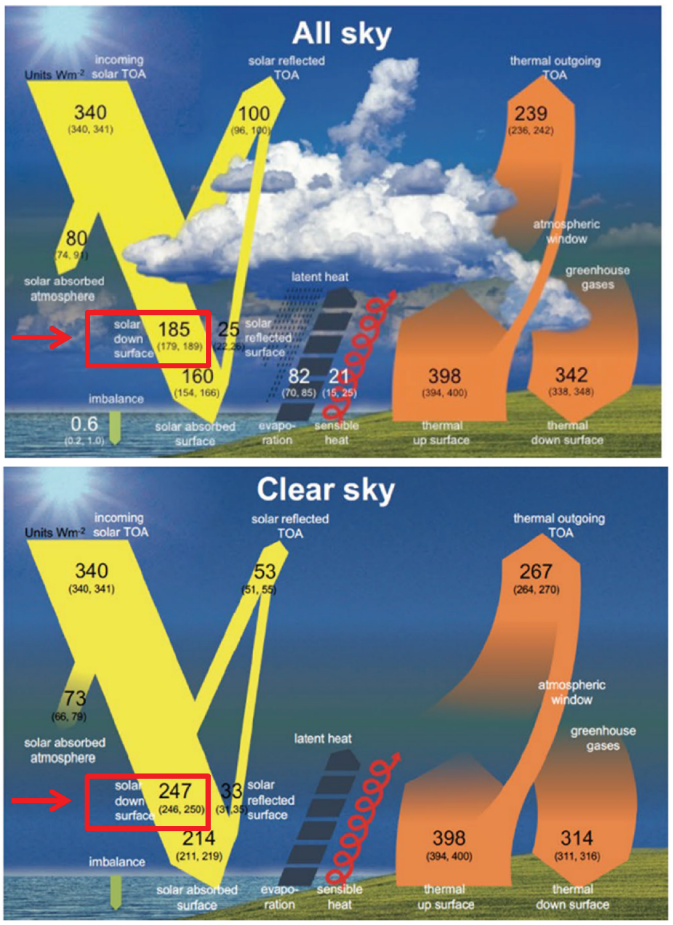


FIGURE 1: Le bilan mondial d'énergie de la Terre. En haut, conditions tous ciels, en bas conditions de ciel clair. Les cadres rouges situent la place du DSSI sur les schémas.

d'après Wild *et al.* [2018]

ne couvrent que de petites surfaces et de courtes périodes, tel le réseau de mesure à Oahu (Hawaii), avec 17 instruments sur une surface de 1 km^2 [Sengupta and Andreas, 2014] ou encore le réseau du *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut* et ses 32 pyranomètres répartis sur tous les Pays-Bas (*e.g.* Dirksen *et al.* [2017]). La Figure 2 illustre les disparités spatiales de la répartition des stations de mesure de l'éclairement : en archivant toute donnée mensuelle de mesure d'éclairement disponible, le projet *Global Energy Balance Archive* (**GEBA**) se constitue d'observations provenant d'environ 2200 stations [Gilgen and Ohmura, 1999, Wild *et al.*, 2017], certaines régions comme l'Amérique latine, la Russie et les océans, restant faiblement renseignées. Le réseau *Baseline Surface Radiation Network* (**BSRN**), qui vise lui à compiler les mesures de DSSI avec une haute résolution temporelle et la meilleure qualité possible [Ohmura *et al.*, 1998, Driemel *et al.*, 2018], ne comporte lui qu'une soixantaine de stations.

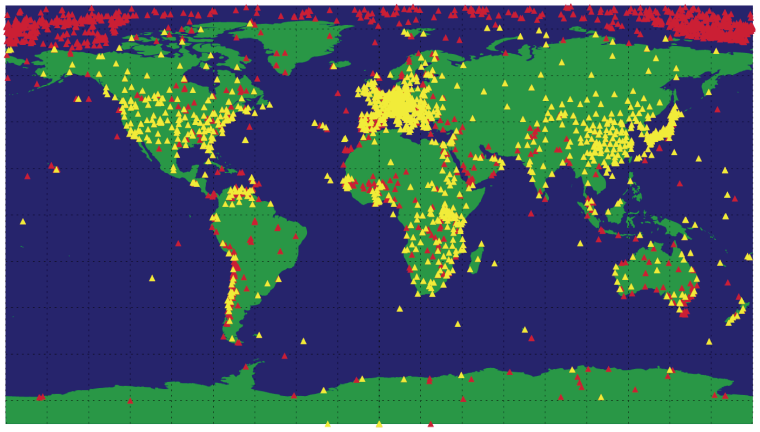


FIGURE 2: Carte des stations de mesure de l'éclairement solaire de surface présentes dans l'archive GEBA. Les triangles jaunes indiquent les stations avec au moins 3 ans de mesure, les triangles rouges indiquent celles avec au moins une donnée mensuelle.

in Wild *et al.* [2017]

Les modèles numériques météorologiques peuvent eux aussi produire des estimations d'éclairement sur toute la Terre. On peut notamment citer les récentes réanalyses ERA5 du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, **ECMWF**), assimilant de nombreuses observations pour estimer le plus précisément l'état météorologique de la Terre sur toute sa couverture depuis 1979 [3] [Hersbach *et al.*, 2020], et la *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, version 2* (**MERRA-2** [Gelaro *et al.*, 2017]) développée par la *National Aeronautics and Space Administration* (**NASA**). Ces réanalyses ont des résolutions spatiales respectivement de 31 km pour ERA5 et $0.5° \times 0.625°$ (environ 50 km) pour MERRA-2, une résolution temporelle horaire et fournissent une couverture mondiale.

Les satellites dédiés à l'observation de la Terre permettent eux aussi l'estimation du DSSI. En particulier, les satellites équipés de radiomètres-imageurs peuvent mesurer des luminances montant de la Terre au sommet de l'atmosphère (*top of the atmosphere*, **TOA**). Les radiomètres mesurent ces luminances dans différents domaines spectraux, variant d'un instrument à l'autre, avec différentes sensibilités spectrales, et différentes résolutions spatiales, temporelles et radiométriques. De nombreuses méthodes ont été mises au point depuis une quarantaine d'années, permettant d'estimer l'éclairement de surface à partir de ces observations. Le chapitre 2 propose notamment une revue de ces méthodes.

3. Les réanalyses ERA5 devraient couvrir en plus la période 1950-1979 à partir de 2020.

Un moyen permettant d'obtenir à la fois une haute résolution temporelle et une couverture spatiale mondiale, est l'utilisation de mesures provenant de plusieurs satellites. En se limitant aux observations de cinq satellites météorologiques géostationnaires (GOES-West ; GOES-East ; Meteosat 0° ; Meteosat *Indian Ocean Data Coverage* (**IODC**) ou Océan Indien [4] ; Himawari), on peut estimer le rayonnement solaire en surface sur toute la partie du globe de latitudes comprises entre -70° et +70° comme illustré avec le produit GridSat sur la Figure 3.

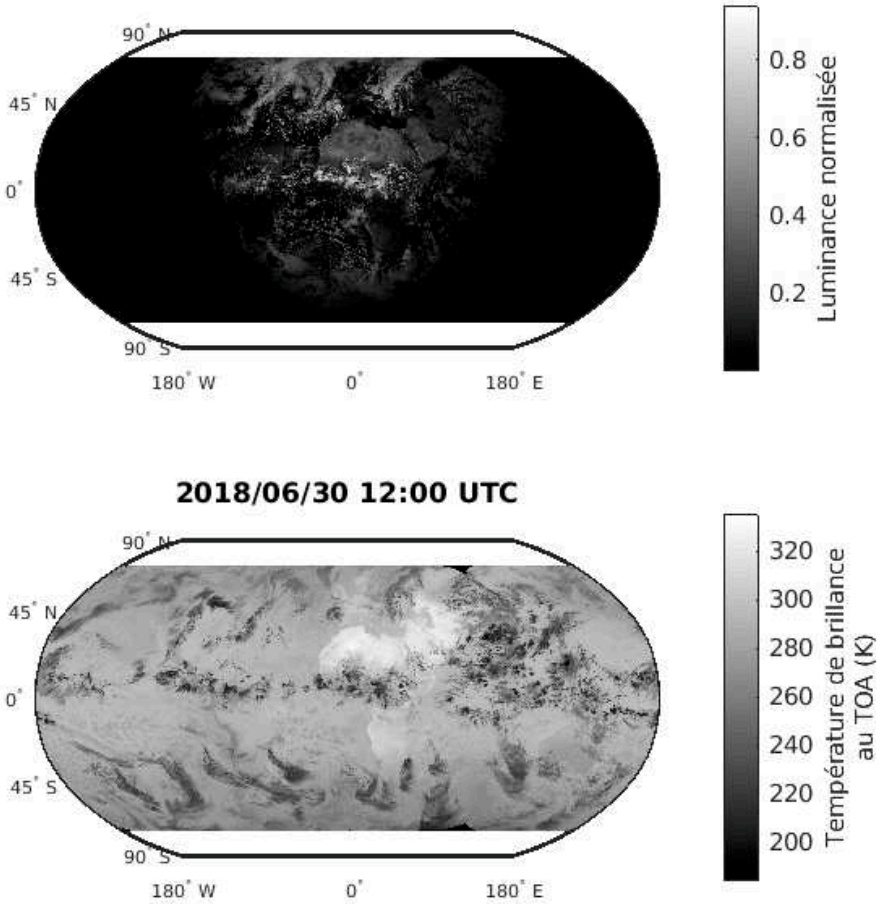


FIGURE 3: Vue de la Terre dans le visible (canal 0.6 μm, en haut) et l'infrarouge thermique (canal 11 μm, en bas) issue des données agrégées GridSat de satellites météorologiques géostationnaires [Knapp *et al.*, 2011]

4. Nous garderons par la suite l'appellation Meteosat Océan Indien, pour faciliter la lecture.

Le projet international pour une climatologie satellite des nuages (*International satellite cloud climatology project*, **ISCCP**) archive les données de satellites météorologiques géostationnaires sur plusieurs générations de satellites [5], donnant un aperçu de l'évolution depuis les années 1980 de la couverture spatiale offerte par ces mesures satellites [6]. On voit ainsi sur la Figure 4 que la couverture sur toutes les longitudes à l'équateur est atteinte à partir de la fin des années 1990.

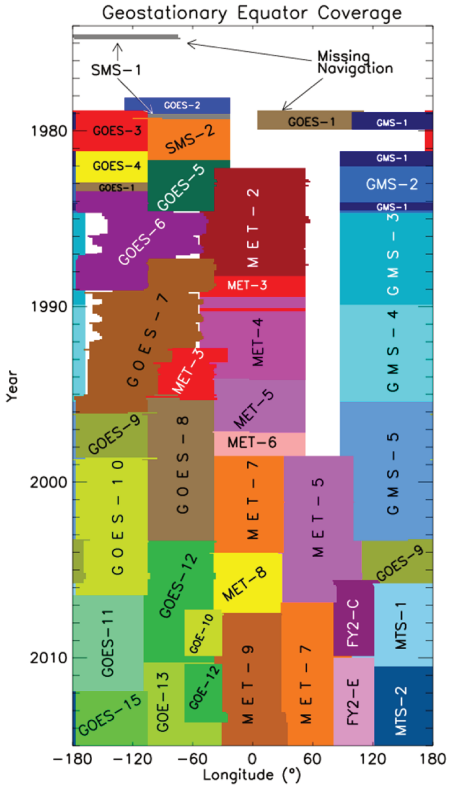


FIGURE 4: Evolution des longitudes à l'équateur couvertes par les mesures des satellites géostationnaires météorologiques archivées par l'ISCCP.

d'après Knapp [2008]

Mais les radiomètres en orbite géostationnaire ne peuvent observer les plus hautes latitudes. Ainsi, une couverture mondiale nécessite aussi l'utilisation d'imagerie provenant de satellites non géostationnaires. Ce sont principalement les satellites défilants en orbite basse, comme ceux du programme de satellites polaires environnementaux opérationnels **POES** de la *National oceanic and atmospheric administration* (**NOAA**) des Etats-Unis, ou encore les MetOp, Terra et Aqua dont les radiomètres ont une fauchée suffisante pour assurer une couverture spatiale sur la quasi totalité de la Terre une fois

5. L'ISCCP archive les données après avoir dégradé les résolutions spatiales et temporelles des observations originales.

6. On utilisera le terme de "mesure satellite" pour "mesure par imageur spatio-porté" afin de simplifier la lecture

par jour. Leur fréquence de revisite est bien plus importante à proximité des pôles : l'instrument *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (**VIIRS**), par exemple, à bord du satellite en orbite polaire *Suomi National Polar-Orbiting Partnership* (**Suomi-NPP**) peut les observer quatorze fois par jour (Figure 5).

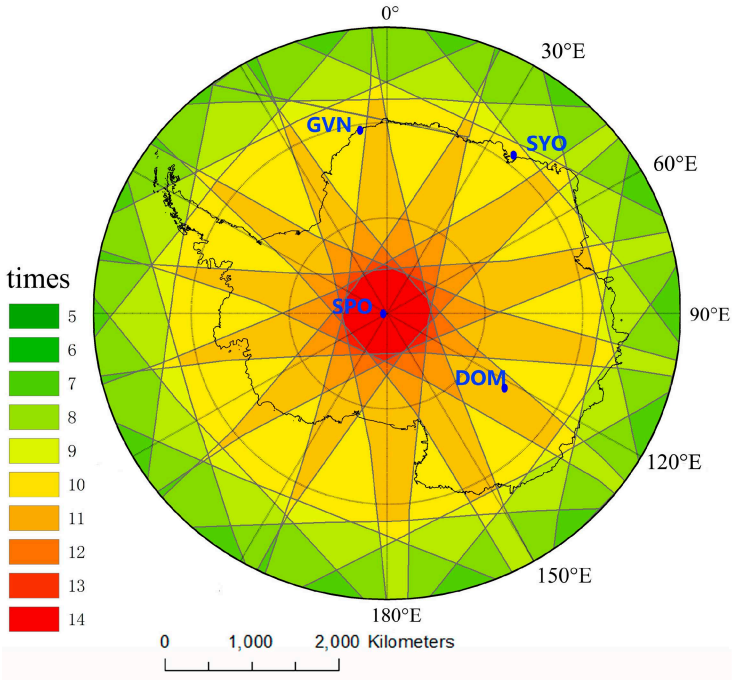


FIGURE 5: Nombre de survols quotidiens de Suomi-NPP au-dessus de l'Antarctique. Les points bleus indiquent la position des stations de mesures du réseau BSRN.

in Zhou *et al.* [2018]

En combinant l'imagerie produite depuis des satellites géostationnaires avec celle des radiomètres *Advanced Very High Resolution Radiometer* (**AVHRR**) embarqués sur les satellites défilants NOAA et MetOp, l'ISCCP dérive des produits de propriétés des nuages et de flux radiatifs avec une couverture spatiale étendue, jusqu'à globale pour les années les plus récentes (voir ISCCP-F Fig. 6 et Annexe C.6).

Une autre possibilité pour couvrir l'information sur l'ensemble de la Terre est l'imagerie provenant d'un satellite situé sur le point de Lagrange L1, soit entre la Terre et le Soleil, à 1.5 million de kilomètres. La mission satellite *Deep Space Climate Observatory* **DSCOVR** permet l'observation de la Terre sous cette géométrie de visée depuis 2015, grâce à son radiomètre *Earth Polychromatic Imaging Camera* (**EPIC**) [Marshak *et al.*, 2018].

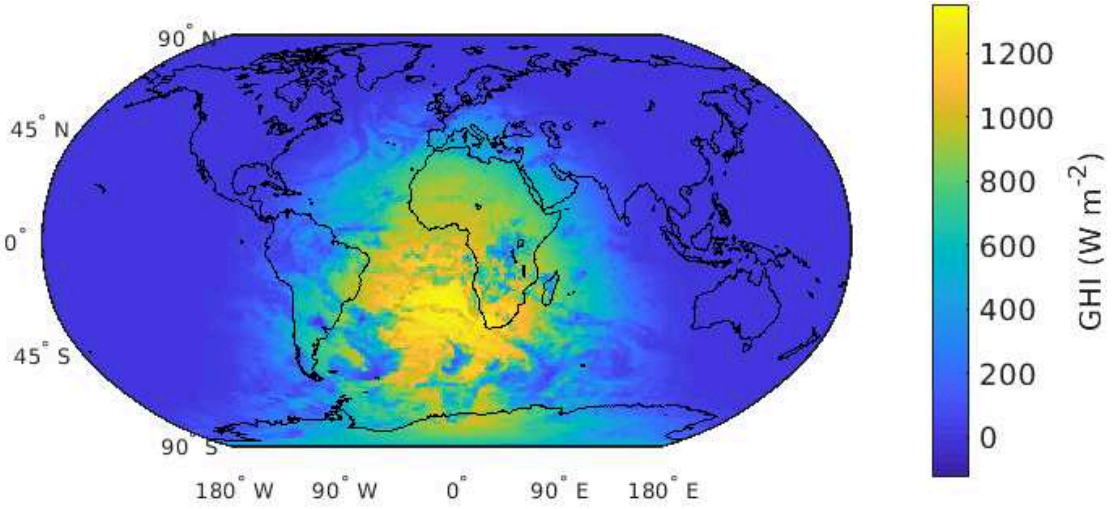


FIGURE 6: Exemple des données ISCCP-F série H d'éclairement solaire de surface (sur plan horizontal, GHI), le 1er janvier 2017 à 12 h (temps universel coordonné (**UTC**)).

Parmi les méthodes utilisant l'imagerie satellite, celles dites à indice d'ennuagement sont un moyen répandu pour estimer le rayonnement solaire à la surface de la Terre. Elles sont appliquées que ce soit à visée commerciale (*e.g.* HelioClim3, SolarAnywhere, SolarGIS, Vaisala/3Tier) ou pour le développement d'enregistrements de données climatiques (*climate data records*, **CDR**). Le Conseil national de la recherche des Etats-Unis (*National Research Council*, **NRC**) propose de définir un CDR comme "*une série temporelle de longueur, de cohérence et de continuité suffisantes pour déterminer une variabilité et un changement du climat*" [NRC, 2004]. Le produit *Surface Solar Radiation Dataset - Heliosat* (**SARAH**) distribué par EUMETSAT est un CDR d'éclairement solaire de surface développé à partir d'une méthode à indice d'ennuagement.

Les méthodes à indice d'ennuagement se basent sur l'imagerie dans le domaine visible du spectre élecromagnétique pour discriminer l'atténuation du rayonnement causée par les nuages. Pour un lieu donné, une hausse de réflectance par rapport à un minimum de référence est associée au passage d'un nuage. Plus la hausse observée est importante et plus le nuage est considéré transmettre peu le rayonnement solaire à la surface. Un principe polyvalent compte tenu du nombre de capteurs satellites en orbite étant sensibles dans ce domaine spectral. Pourtant, sa mise en pratique met en évidence une réalité plus complexe.

Ainsi, les estimations SARAH-Ouest (SARAH-O) et SARAH-Est (SARAH-E) basées respectivement sur les mesures de Meteosat 0° et celles issues de Meteosat Océan

Indien montrent des différences significatives dans la région observée par les deux satellites malgré des instrumentations identiques à leur bord. La comparaison de ces estimations effectuée par Amillo *et al.* [2014] illustre la prépondérance de l'influence de la différence d'angles zénithaux de visée des satellites et celle, notable, des reliefs (Madagascar, Éthiopie). On voit ainsi sur la Figure 7 qu'au nadir de Meteosat 0°, les estimations de SARAH-E sont environ 10 % plus faibles que celles de SARAH-O. Au nadir de Meteosat Océan Indien, on a au contraire des estimations de SARAH-E plus de 10 % plus élevées par rapport à SARAH-O.

Une explication de ces différences pourrait être la difficulté à caractériser les mesures satellites aux conditions limites de ciel clair et de ciel couvert par un nuage optiquement épais. Comment distinguer avec certitude une scène de ciel clair d'une scène nuageuse, du point de vue d'un instrument en orbite ? Comment tenir compte de la réfléctivité changeante des surfaces, de l'atmosphère sans nuage, et des nuages eux-mêmes ? Bien sûr, en plus d'être spatiales ces variations sont temporelles, avec des cycles annuels de l'enneigement des sols, la saisonnalité marquée de la végétation, ou encore les différentes échelles de temps sur lesquelles varient les sources d'émission d'aérosols ou le type et

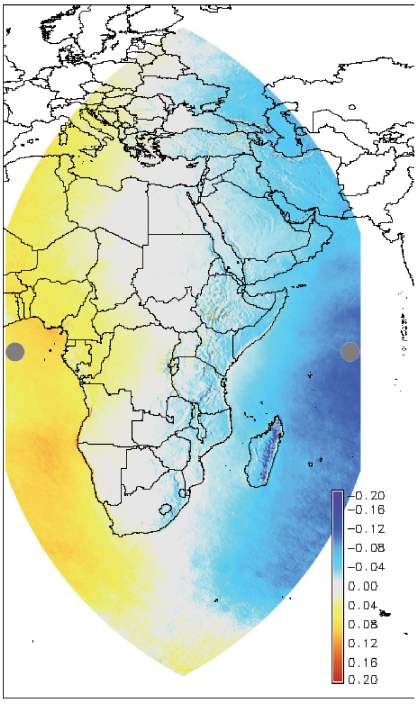


FIGURE 7: Différence relative entre les DSSI annuels des données SARAH-O et SARAH-E (respectivement notés G_{Ouest} et G_{Est}) estimées respectivement à partir de Meteosat-7 (0°) et Meteosat-5 (63°E) ($\frac{G_{Ouest}-G_{Est}}{G_{0uest}}$). Les points gris indiquent les positions respectives des nadirs des deux satellites géostationnaires.

in Amillo *et al.* [2014]

la fréquence des nuages.

Mais ces variations de réflectivité sont aussi géométriques, du fait de propriétés optiques anisotropes : les surfaces continentales et océaniques, tout comme l'atmosphère, ne sont pas identiquement réfléchissantes selon la géométrie d'éclairement du Soleil et celle d'observation de l'instrument satellite.

Sur la Figure 8, on en voit un exemple, avec une vue de la Californie prise au même instant par les satellites géostationnaires GOES-East et GOES-West. Bien que les deux instruments *Advanced Baseline Imager* (**ABI**) embarqués soient identiques, leurs différentes géométries de visée suffisent à créer des écarts radiométriques, sur les terres, les océans, mais aussi sur les étendues nuageuses. Cela n'implique pas nécessairement que ces trois types de surfaces contribuent à l'anisotropie, car l'atmosphère claire contribue aussi au rayonnement mesuré par le radiomètre satellite. Les chapitres 3 et 4, consacrés à l'étude et à la simulation des réflectances de scènes nuageuses et claires au sommet de l'atmosphère, feront un point sur l'importance relative de ces différentes contributions.

Les écarts radiométriques peuvent venir aussi des différentes sensibilités spectrales des instruments : les propriétés de réflectance des surfaces et de l'atmosphère ont une dépendance selon la longueur d'onde. Cela est illustré sur la Figure 9, avec une vue de

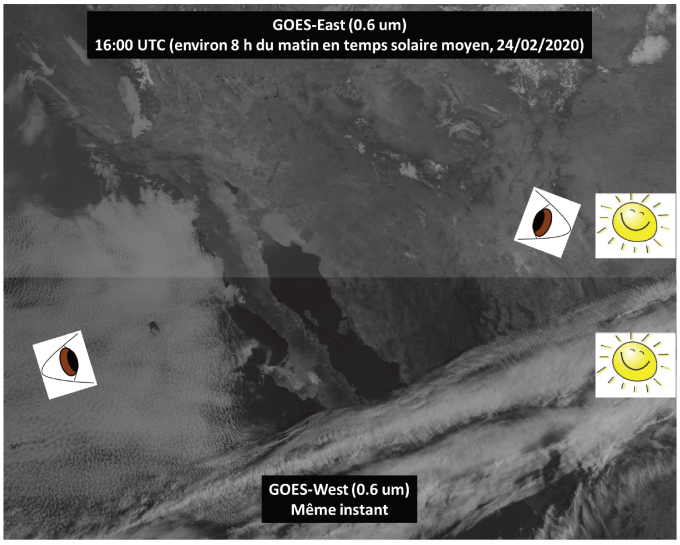


FIGURE 8: Vues de la Californie le 24 février 2020 à 16:00 UTC par les satellites GOES-East (en haut) et GOES-West (en bas). Les positions relatives du Soleil et des instruments sont représentées par les icônes.

Images GOES distribuées par NASA Worldview

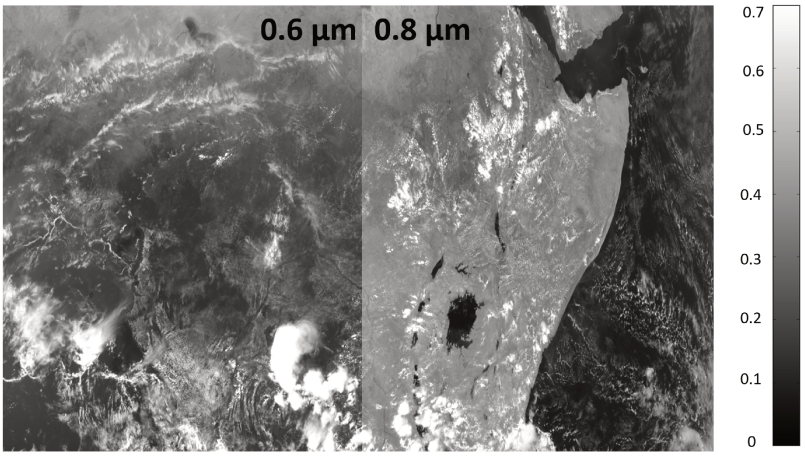


FIGURE 9: Vues MSG 0° (Afrique équatoriale, le 2 avril 2020 à 12:00 UTC), dans les canaux spectraux 0.6 μm (à gauche) et 0.8 μm (à droite). Luminances normalisées (voir Chapitre 2, 2.1)

Images MSG distribuées par AERIS/ICARE

l'Afrique équatoriale prise à un instant donné par le satellite *Meteosat Second Generation* (**MSG**) 0°. Du fait des propriétés optiques de la végétation, la forêt équatoriale apparaît plus réfléchissante dans le canal spectral 0.8 μm qu'à 0.6 μm.

Les méthodes à indice d'ennuagement classiques résolvent partiellement ces problèmes en détectant de manière endogène les situations de ciel clair, *i.e.* sur la base des images elles-mêmes, comme un minimum des réflectances observées sur une longue période pour chaque lieu de la Terre. Une telle approche a cependant des limites : des archives suffisamment longues doivent être disponibles pour détecter en chaque lieu des instants de ciel clair. Même avec de telles archives, certaines régions très nuageuses, et/ou avec une forte variabilité temporelle de la réflectivité des surfaces, restent difficiles à caractériser.

L'approche s'applique encore plus difficilement à l'imagerie des satellites non géostationnaires, puisqu'elle dispose de nettement moins d'acquisitions récentes pour un lieu donné afin d'identifier des instants de ciel clair. De plus, pour chaque observation satellite d'un lieu, la géométrie de visée est généralement différente, contrairement aux mesures par géostationnaires. Il faudrait donc une estimation des réflectances au sommet de l'atmosphère par ciel clair pour chaque lieu, chaque géométrie de visée, et qui tienne compte des changements temporels de la réflectivité des sols.

La nouvelle méthode développée ici, que nous baptiserons Heliosat-V, axe ses améliorations sur sa polyvalence : cette méthode vise à permettre, à l'état opérationnel, d'intégrer des données provenant de plusieurs satellites, dotés de capteurs différents, pour produire une information étendue et cohérente spatialement comme temporellement sur le rayonnement solaire incident à la surface de la Terre.

Pour cela, on choisit, pour ses caractéristiques simples et bien connues, de partir du concept de l'indice d'ennuagement pour étudier son applicabilité étendue à l'imagerie produite par des instruments aux différentes sensibilités spectrales et sur des orbites différentes. L'approche suivie consiste à estimer les réflectances au sommet de l'atmosphère que mesurerait un instrument satellite en conditions de ciel clair et de ciel couvert par un nuage opaque, de manière exogène, c'est-à-dire sans recourir à des séries temporelles historiques d'images du même satellite (méthode endogène).

Cela soulève des questions scientifiques :

— Que doit-on connaître au minimum pour modéliser de façon exogène la réflectance d'une scène observée par satellite en conditions de ciel clair et en présence d'un nuage optiquement épais, afin d'estimer l'éclairement solaire avec une incertitude au moins équivalente à celle des méthodes opérationnelles ?

— Quelles sont les limites pour estimer le DSSI intégré sur le domaine spectral solaire à partir d'une donnée sur un seul canal spectral dans le visible/proche infrarouge ?

Pour répondre à ces questions, on concentre notre analyse sur les canaux spectraux 0.6 et 0.8 μm du radiomètre *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (**SEVIRI**) de MSG. Cela permet de comparer nos résultats à ceux des autres méthodes Heliosat, développées spécifiquement pour les instruments *Meteosat Visible and Infrared Imager* (**MVIRI**) puis SEVIRI de Meteosat. L'étude s'étend aussi à titre exploratoire sur un cas de satellite non géostationnaire, avec l'instrument DSCOVR/EPIC.

Le premier chapitre introduit les grandeurs caractérisant le rayonnement solaire à la surface de la Terre et les principaux moyens et réseaux de mesure utilisés, avec leurs atouts et leurs limites. On trouvera au chapitre 2 une description des méthodes à indice d'ennuagement pour estimer le DSSI à partir de l'imagerie satellite, des tentatives de travaux existants pour pallier les problèmes observés, après un bref état de l'art des méthodes alternatives s'appuyant sur des classifications de types et propriétés physiques

des nuages et sur des abaques de simulations de transfert radiatif dans l'atmosphère. L'identification des principales sources d'incertitude et de variabilité des réflectances au sommet de l'atmosphère est exposée au chapitre 3, et les approches développées pour les intégrer au calcul de l'indice d'ennuagement sont présentées dans le chapitre 4. Le chapitre 5 est dédié à l'analyse et à la validation des résultats de la méthode issus de l'imagerie de l'instrument géostationnaire Meteosat/SEVIRI, à l'aide de mesures *in situ* de référence et par comparaison avec des produits opérationnels d'éclairement. Une étude exploratoire de l'applicabilité de la méthode à l'imagerie du capteur alternatif DSCOVR/EPIC est présentée dans le chapitre 6. Le chapitre de conclusion synthétise les résultats du travail effectué et apporte des perspectives pour étendre la validation de la méthode. On y propose aussi l'utilisation d'outils pouvant permettre une implémentation opérationnelle optimale de la méthode, en termes d'efficacité de temps de calcul et de précision.

Chapitre 1

Le rayonnement solaire à la surface de la Terre : définitions et moyens de mesure

On souhaite quantifier le rayonnement solaire parvenant à la surface de la Terre. Cela nécessite d'introduire des grandeurs physiques pertinentes et d'avoir à disposition un moyen de les quantifier. La mesure au sol du rayonnement solaire permet par ailleurs de valider d'autres sources d'estimation, sous certaines conditions.

Ce chapitre présente brièvement les grandeurs utilisées pour caractériser le rayonnement solaire de surface ainsi que les principaux moyens et réseaux de mesure *in situ* et leurs caractéristiques.

1.1 Les grandeurs caractéristiques du rayonnement solaire en surface

Les diverses utilisations de la donnée de rayonnement solaire de surface expliquent l'existence des différentes grandeurs définies pour le décrire. Voici les définitions des plus utilisées.

L'éclairement global sur plan horizontal (*global horizontal irradiance*, **GHI**), est la grandeur de base de l'éclairement solaire de surface. "Global" signifie que l'on considère le rayonnement provenant de toutes les directions de l'hémisphère au-dessus du plan

de référence, horizontal pour le GHI (Figure 1.1). Choisir un plan horizontal comme surface d'exposition au rayonnement permet de s'affranchir de la dépendance purement géométrique du rayonnement avec le relief du sol. On parlera ici de DSSI plutôt que GHI, pour placer cette grandeur dans le cadre des variables décrivant le bilan énergétique de la Terre. L'instrument de référence pour la mesure du DSSI est le pyranomètre à thermopile.

L'éclairement direct sur plan horizontal (*beam horizontal irradiance* **BHI**) et l'éclairement diffus sur plan horizontal (*diffuse horizontal irradiance* **DHI**), restreignent les directions d'incidence du rayonnement, respectivement à l'angle solide comprenant le disque solaire, et son complémentaire : l'hémisphère au-dessus du plan horizontal moins l'angle solide considéré par le rayonnement direct. Par définition, on a donc :

$$GHI = BHI + DHI \tag{1.1}$$

Le rayonnement diffus est mesuré par un pyranomètre ombré, avec usuellement une boule ou une bande noire pour occulter le Soleil, tandis que le rayonnement direct est mesuré par un pyrhéliomètre.

Chacune de ces grandeurs exprime un **éclairement** (*irradiance*), soit un flux énergétique surfacique, exprimé dans le système international en $W\ m^{-2}$. L'énergie reçue par une surface durant un temps d'exposition donné est une **irradiation** (*irradiation*), et s'exprime dans le système international en $J\ m^{-2}$.

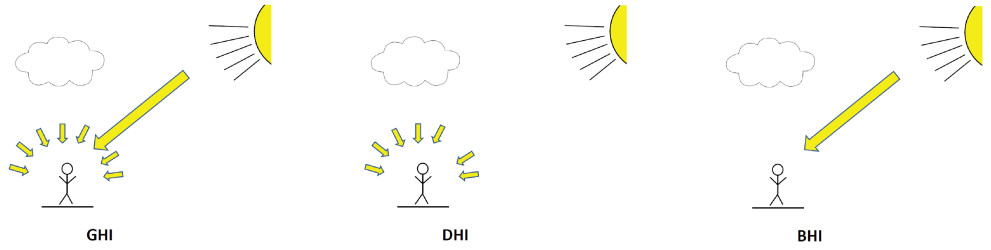


FIGURE 1.1: Schémas illustrant les trois principales grandeurs caractérisant le rayonnement solaire de surface

Ces éclairements correspondent à des valeurs intégrées spectralement sur un large domaine de longueurs d'onde. L'OMM définit ainsi "rayonnement solaire" (*solar radiation*) comme étant la fraction du rayonnement solaire extraterrestre comprise dans l'intervalle 290-3000 nm [WMO, 2014].

C'est ce domaine spectral qui définit l'étalonnage (*calibration*) absolu des pyranomètres, où se concentre environ 97 % de l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère [1]. Les méthodes satellitaires fournissent une estimation sur le même intervalle spectral, les mesures pyranométriques servant de référence. On parlera de grandeurs énergétiques solaires **totales** pour les variables intégrées sur le domaine solaire 290-3000 nm.

1.2 Les mesures *in situ*

1.2.1 Quelques réseaux de mesure in situ

La mesure systématique de flux d'énergie d'origine solaire remonte au début du XXème siècle. Aujourd'hui, il existe des stations de mesure sur tout le globe, avec des degrés de fiabilité variables. La *Global Energy Balance Archive* (**GEBA** [Gilgen and Ohmura, 1999]) vise à recueillir les données de toute station ayant au moins un mois entier de mesures. La plus ancienne station utilisée par cette base de données est basée à Stockholm et renseigne sur le rayonnement solaire global en surface depuis 1919. Aujourd'hui, GEBA s'appuie sur plus de 2200 stations de mesure à travers le monde équipées de pyranomètres pour surveiller cette grandeur d'éclairement, en se concentrant sur les moyennes mensuelles [Wild *et al.*, 2017]. La figure 1.2 montre à titre d'exemple les mesures d'éclairement effectuées à Nice entre 1983 et 2013, et présentes dans la base GEBA.

Le centre mondial des données de rayonnement (*World Radiation Data Center*, **WRDC**) abrite les mesures d'environ 1000 stations depuis 1964, avec des données en moyennes journalières et mensuelles ainsi que quelques stations en moyennes horaires [Driemel *et al.*, 2018].

Le réseau *Baseline Surface Radiation Network* (**BSRN**, [Ohmura *et al.*, 1998]) est, lui, composé de stations mesurant le DSSI et ses composantes directe et diffuse avec une résolution temporelle élevée (moyennes sur 1 minute) et avec la meilleure fiabilité disponible (Figure 1.3). Ces stations permettent ainsi de valider les estimations du DSSI

1. Calcul effectué à partir du spectre solaire de référence proposé par Gueymard [2018].

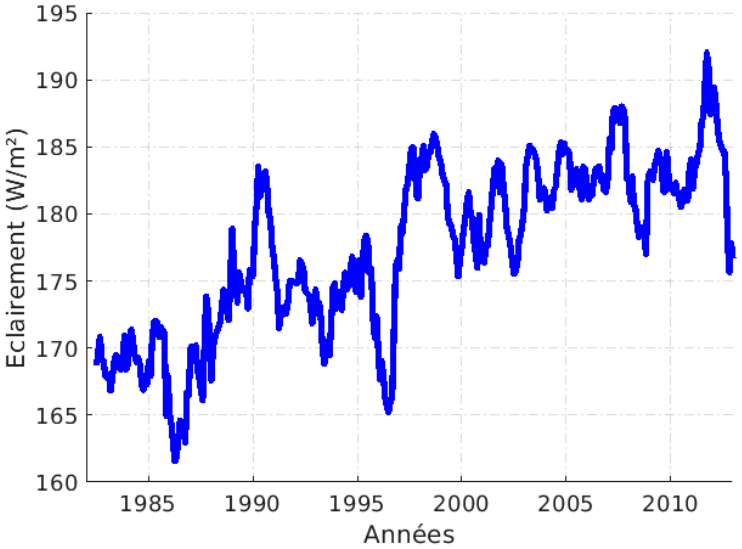


FIGURE 1.2: Eclairement solaire de surface mesuré à Nice, issu de la base de données GEBA. Moyennes glissantes sur 12 mois.

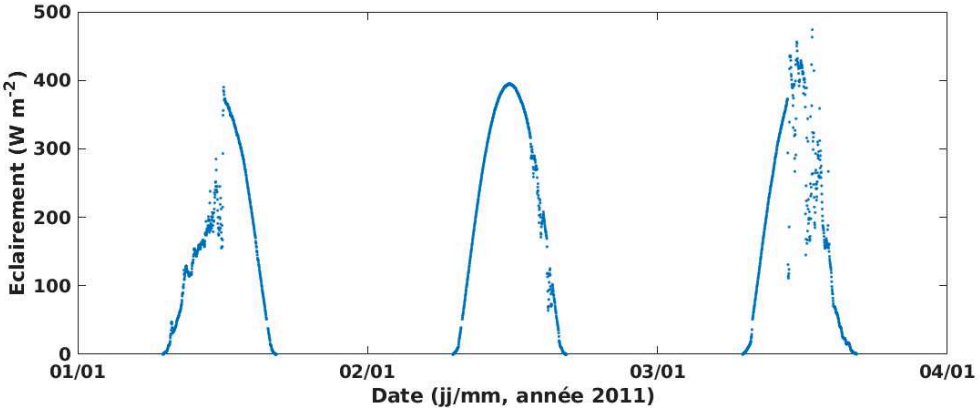


FIGURE 1.3: Eclairement solaire de surface mesuré à la station BSRN de Carpentras (France) en janvier 2011. Moyennes sur 1 minute.

dérivées de données satellitaires. Seules une soixantaine de stations BSRN sont cependant actuellement en service dans le monde (Figure 1.4), les plus anciennes données remontant à 1992.

1.2.2 Les limites

Les mesures *in situ* servent notamment de référence pour évaluer la qualité des estimations de l'éclairement obtenues par les réanalyses ou par télédétection satellite. Elles ont cependant elles aussi leurs propres erreurs. Le manuel d'opérations de BSRN

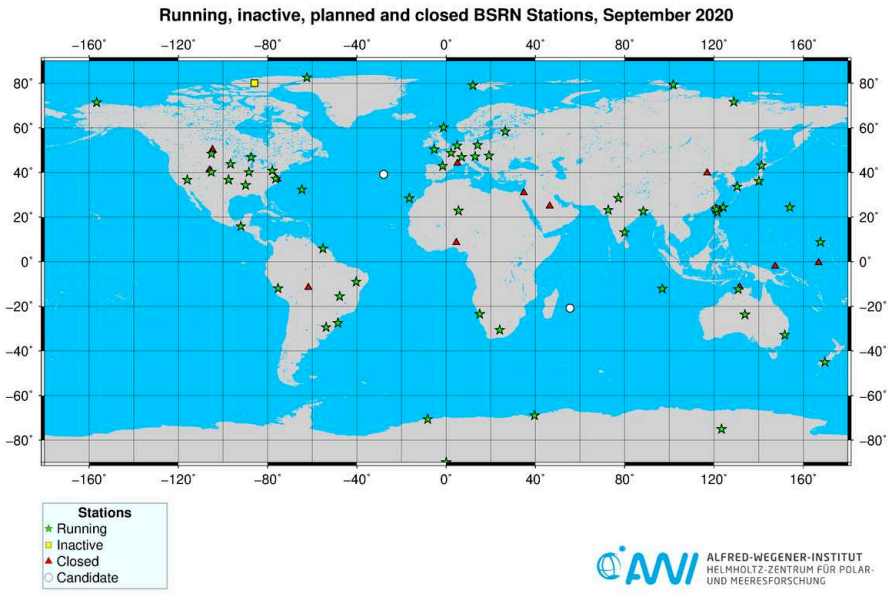


FIGURE 1.4: Carte des stations BSRN actives, fermées et prévues

Source : bsrn.awi.de/nc/stations/maps/

indique un objectif d'erreur sur les mesures pyranométriques du réseau qui soit inférieur à 2 % ou 5 W m^{-2} [McArthur, 2005]. Cet objectif n'est pourtant pas atteint systématiquement par les stations du réseau [Vuilleumier *et al.*, 2014]. Un contrôle qualité est ainsi généralement effectué par les utilisateurs afin d'exclure les données les plus suspectes. La documentation en ligne des données d'éclairement GEWEX-SRB mentionne une incertitude sur les données opérationnelles BSRN comprise entre 5 et 20 W m^{-2} d'après Ellsworth Dutton, et un biais moyen estimé à 3 % d'après Rolf Philipona [GEWEX-SRB, NASA, 2021].

La représentativité spatiale d'une mesure pyranométrique fait partie des limites de son utilisation pour valider des estimations satellites : la mesure au sol, ponctuelle, est comparée à une donnée satellite qui est, elle, associée à une empreinte spatiale de plusieurs kilomètres, pour l'exemple de l'imageur MSG/SEVIRI. Il est ainsi préférable de limiter la validation aux stations les moins sujettes à des phénomènes locaux comme des nuages orographiques. Il faut aussi éviter celles situées en altitude, surplombant les nuages bas, comme la station d'Izaña à 2370 m d'altitude sur l'île de Tenerife (Canaries), ou l'observatoire de Sonnblick sur un sommet à 3110 m dans les Alpes autrichiennes.

Pour la validation du travail présenté dans ce document, on utilisera les mesures produites par onze stations du réseau BSRN (Table 1.1). Ces stations sont choisies pour leur diversité : elles occupent différents continents (Amérique, Europe, Afrique),

Table 1.1: Liste des stations BSRN utilisées pour la validation

Station	**Code**	**Pays**	**Latitude**	**Longitude**	**Altitude**
Brasilia	BRB	Brésil	15.6010° S	47.7130° O	1023 m
Cabauw	CAB	Pays-Bas	51.9711° N	4.9267° E	0 m
Camborne	CAM	Royaume-Uni	50.2167° N	5.3167° O	88 m
Carpentras	CAR	France	44.083° N	5.0590° E	100 m
CENER	CNR	Espagne	42.8160° N	1.6010° O	471 m
Lindenberg	LIN	Allemagne	52.2100° N	14.1220° E	125 m
Palaiseau	PAL	France	48.7130° N	2.2080° E	156 m
Payerne	PAY	Suisse	46.8150° N	6.9440° E	491 m
Sede Boker	SBO	Israel	30.8597° N	34.7794° E	500 m
Sao Martinho da Serra	SMS	Brésil	29.4428° S	53.8231° O	489 m
Tamanrasset	TAM	Algérie	22.7903° N	5.5292° E	1385 m

avec différentes occupations des sols (désertique, rural, urbain, mixte). On se limite à des stations dans le champ de vue de MSG/SEVIRI, qui sera l'instrument principalement utilisé pour analyser les résultats de la méthode. Chaque donnée employée passe un contrôle qualité s'assurant de la cohérence des observations selon plusieurs critères, suivant l'approche décrite par Ohmura *et al.* [1998] et Roesch *et al.* [2011].

Chapitre 2

L'estimation de l'éclairement solaire de surface à partir de l'imagerie satellite

Il existe aujourd'hui de nombreuses méthodes permettant d'estimer le rayonnement solaire à la surface de la Terre à partir de l'imagerie satellitaire. Les premières intuitions ont émergé dès les premières années de l'ère spatiale [Fritz *et al.*, 1964], avant l'arrivée de méthodes quantitatives à la fin des années 1970 [Tarpley, 1979].

Dans ce chapitre, après avoir introduit les principales grandeurs radiométriques utilisées pour caractériser le rayonnement observé au sommet de l'atmosphère, nous donnons une description des méthodes estimant l'éclairement solaire à partir de mesures satellites. Nous décrivons ensuite quelques méthodes existantes calculant le DSSI à partir d'abaques de simulations de transfert radiatif, puis différentes méthodes dites à indice d'ennuagement. C'est à partir de ces dernières que la méthode Heliosat-V est construite.

2.1 Les grandeurs caractéristiques du rayonnement réfléchi mesuré par les imageurs satellites

L'information brute issue de l'imagerie de la Terre produite par les radiomètres satellites s'exprime en **comptes numériques**. Des méthodes d'étalonnage (voir Chapitre 3) permettent de convertir ces comptes numériques en grandeur physique : la **luminance**

(*radiance*). La luminance traduit la puissance d'un rayonnement reçu par une surface infinitésimale normale au rayonnement et provenant d'une direction dans un angle solide infinitésimal. Elle s'exprime spectralement normalisée, en W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}, ou intégrée, en W m^{-2} sr^{-1}.

Les observations satellites sont aussi exprimées en termes de réflectance. On parle aussi de facteur de réflectance bidirectionnelle (**BRF**) pour désigner cette même grandeur. La réflectance est définie comme le rapport entre une luminance observée, et celle que mesurerait le radiomètre satellite si la Terre était un corps lambertien [1] réfléchissant tout le rayonnement solaire :

$$\rho_{sat} = \frac{\pi \ L_{sat} \ d_{TS}^2}{E_{0,sat} \ cos(\theta_s)} \tag{2.1}$$

avec $E_{0,sat}$ l'éclairement solaire normal incident normalement au sommet de l'atmosphère à une distance d'une unité astronomique (**UA**) tel que vu par le canal radiométrique fournissant la luminance L_{sat} ; θ_s l'angle zénithal solaire, défini sur la Figure 2.1, et d_{TS} la distance Terre-Soleil en UA. Cette normalisation permet de comparer les propriétés de réflexion des objets observés (surfaces, atmosphère, nuages), indépendamment de la distribution spectrale en intensité et de la direction du rayonnement solaire incident (voir Figure B.2).

La luminance normalisée est aussi parfois employée. Elle laisse apparent le cycle diurne causé par la géométrie zénithale du rayonnement solaire incident tout en permettant de visualiser comparativement l'imagerie satellite sur différents canaux (voir Figure B.3).

$$L_{norm,sat} = \frac{\pi \ L_{sat} \ d_{TS}^2}{E_{0,sat}} = \rho_{sat} \ cos(\theta_s) \tag{2.2}$$

On utilise aussi la fonction de distribution de réflectance bidirectionnelle ou **BRDF** [Nicodemus *et al.*, 1977], notamment pour décrire l'anisotropie des reflectances des surfaces. La relation entre la BRDF, notée R, et la réflectance est [Gatebe and King, 2016] :

$$\rho = \pi \times R \tag{2.3}$$

1. un corps lambertien réflechit ou émet un rayonnement de manière isotrope.

Des modèles permettent de prendre en compte cette anisotropie (*c.f.* Chapitre 4), en fonction de θ_s, de l'angle zénithal de visée du radiomètre satellite θ_v et de la différence $\Delta\phi$ entre les angles azimutaux d'éclairement et de visée (voir Figure 2.1).

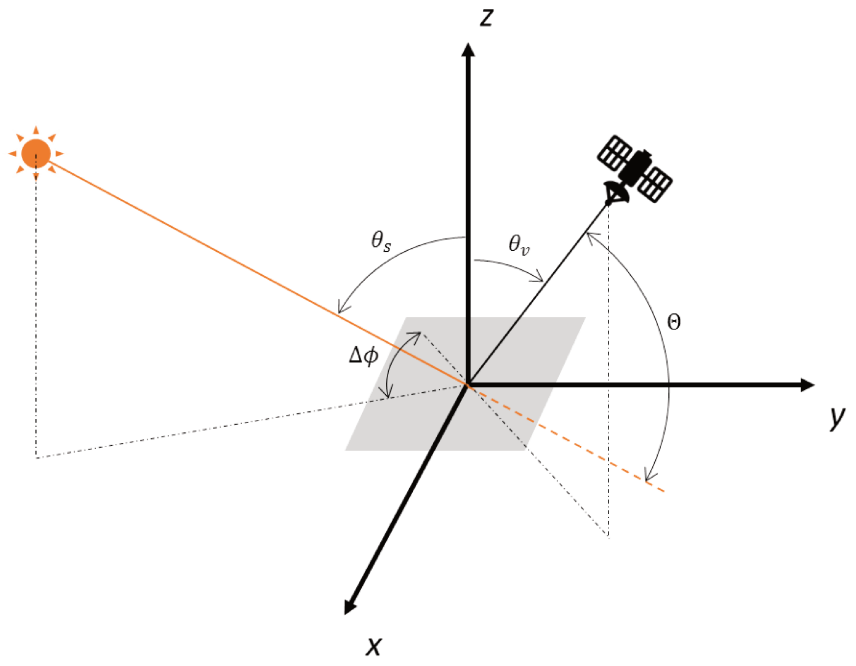


FIGURE 2.1: Définitions des angles de géométries de visée et d'éclairement : les angles zénithaux solaire et de visée, respectivement θ_s et θ_v, la différence d'angles azimutaux $\Delta\phi$, et l'angle de diffusion Θ. Le plan horizontal xy définit l'horizontale du lieu observé par l'instrument satellite.

2.2 Les méthodes utilisant des simulations de transfert radiatif

Les modèles de transfert radiatif permettent de simuler le trajet d'un rayonnement dans l'atmosphère, atténué et dévié par des objets absorbants ou réfléchissants (gaz, particules, surfaces, nuages). La connaissance des propriétés optiques d'une surface de la Terre et de l'atmosphère la surplombant peut être alors utilisée pour calculer l'éclairement reçu à la surface de la Terre, ou encore une luminance observée par un satellite observant la même zone.

On peut ainsi quantifier le DSSI à partir d'une connaissance physique : le rayonnement réfléchi observé au sommet de l'atmosphère est relié à la transmission du rayonnement jusqu'à la surface de la Terre. Les hypothèses sur la nature, l'abondance et les propriétés

optiques des éléments diffusants et absorbants dans l'atmosphère sont exprimées explicitement : type et profils de concentration en aérosols et gaz, propriétés physiques des nuages (phase, rayon effectif des gouttelettes/cristaux, altitude, épaisseur optique...).

Usuellement, la mesure satellitaire de réflectance est convertie en réflectance intégrée sur le domaine solaire, dite large bande. Pour cette opération, la diversité spectrale est partiellement conservée en adaptant les facteurs de conversions au type de scène observé par le satellite, préalablement identifié (*e.g.* désert, végétation, nuage, neige, océan).

Les réflectances large bande sont alors converties en albédos large bande. Cela nécessite une connaissance de l'anisotropie du rayonnement réfléchi au sommet de l'atmosphère, qui peut être quantifiée par différents moyens (*cf.* algorithmes GEWEX-SRB, MAGIC [Mueller *et al.*, 2009], UMD-SRB [Ma and Pinker, 2012]).

Les albédos large bande au sommet de l'atmosphère sont alors utilisés pour déterminer l'épaisseur optique des nuages ou des aérosols à partir d'abaques : des tables précalculées indiquant la transmittance de l'atmosphère pour différentes conditions atmosphériques, d'albédo de surface, de géométries de visée et d'éclairement. Le choix de détermination de l'épaisseur optique des aérosols ou des nuages est décidé à partir d'un masque externe de détection de nuage. Une telle détection des nuages repose généralement sur une imagerie multispectrale (*e.g.* Derrien and Le Gléau [2005] pour MAGIC, Rossow and Garder [1993] pour GEWEX-SRB).

D'autres méthodes telles que FARMS [Xie *et al.*, 2016], ISCCP-F [Zhang, 2004, Zhang and Rossow, 2017], Cloud_cci [Stengel *et al.*, 2020] ou Heliosat-4 [Qu *et al.*, 2017] utilisent directement des données externes sur les propriétés des nuages (fraction nuageuse, épaisseur optique, taille et phase des particules, pression au sommet du nuage...) pour en déduire l'éclairement solaire à partir d'abaques. Ces informations sur les nuages sont généralement dérivées d'une analyse multi-canal de l'imagerie satellite.

2.3 Les méthodes à indice d'ennuagement

Parmi les méthodes permettant d'estimer le rayonnement solaire à la surface de la Terre à partir de mesures radiométriques satellitaires, on trouve aussi les méthodes à indice d'ennuagement. On obtient l'estimation de l'éclairement global solaire à la

surface (G) par la relation :

$$\boxed{G = G_{clair} \times K_c} \tag{2.4}$$

, G_{clair} étant l'éclairement global solaire en surface par conditions de ciel clair [2], et K_c l'indice de ciel clair (*clear-sky index* en anglais).

Le rayonnement reçu par la surface est supposé dépendre de deux grandeurs considérées découplées : le rayonnement par ciel clair et l'atténuation causée par la couverture nuageuse et renseignée par K_c [Oumbe *et al.*, 2014]. On notera que si cette décomposition est fréquente, les usages de nomenclature diffèrent selon les communautés scientifiques. On peut notamment trouver la dénomination de *effective cloud transmissivity* pour K_c [Long and Turner, 2008].

2.3.1 L'éclairement par ciel clair

G_{clair} est obtenu à partir de modèles prenant en compte l'angle zénithal solaire, l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère (*Total Solar Irradiance*, **TSI**) et la transmittance de l'atmosphère. Pour certains modèles, l'atténuation et la diffusion du rayonnement solaire dans l'atmosphère sont décrites en termes de turbidité de l'atmosphère, comme pour le modèle du *European Solar Radiation Atlas* (**ESRA** [Rigollier *et al.*, 2000]). Pour les modèles les plus récents, c'est la composition de l'atmosphère qui est considérée, en particulier le contenu atmosphérique en ozone (O_3), en vapeur d'eau (H_2O), et l'épaisseur optique des aérosols (*aerosol optical depth* **AOD**) par catégorie de sources émettrices, comme pour le modèle McClear [Lefevre *et al.*, 2013]. Dans le modèle de G_{clair} McClear, utilisé notamment par la méthode Heliosat-4, on prend aussi en compte des conditions météorologiques types de profils verticaux de température et de pression et la réflectance du sol, qui affecte l'importance du rayonnement diffusé par l'atmosphère. McClear se base sur un abaque produit via un outil numérique permettant la modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère : libRadtran [Mayer and Kylling, 2005].

De nombreuses méthodes existent pour estimer l'éclairement par ciel clair. On pourra trouver des revues de leurs atouts et limites notamment dans les revues Sun *et al.* [2019], Ruiz-Arias and Gueymard [2018] et Ineichen [2016].

2. On définit le ciel clair comme un ciel dépourvu de nuages. Il peut cependant être troublé par la présence d'aérosols et de gaz diffusants et/ou absorbants.

2.3.2 L'estimation de l'indice de ciel clair

L'indice de ciel clair K_c est obtenu à partir de l'estimation d'une autre grandeur : l'indice d'ennuagement, qu'on notera n. L'hypothèse de base des méthodes à indice d'ennuagement est simple : la présence d'un nuage rend plus lumineuse la mesure satellitaire d'un lieu. Selon les études, n peut être défini de plusieurs façons mais il représente toujours une différence normalisée entre un rayonnement mesuré par le satellite, ou dérivé de cette mesure, et le rayonnement correspondant en situation de ciel clair, pour un lieu et un instant donnés.

Une définition générique de n pourrait être :

$$n = \frac{X_{sat} - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \tag{2.5}$$

où X_{sat} est la grandeur issue de la mesure par satellite et X_{min} et X_{max} sont les valeurs respectivement minimale et maximale que pourrait prendre cette grandeur. X_{min} et X_{max} ont une signification physique : elles correspondent à des situations atmosphériques respectivement de ciel clair et de présence d'un nuage optiquement épais (Figure 2.2). Mais le calcul de ces valeurs de référence diffère d'une méthode à l'autre.

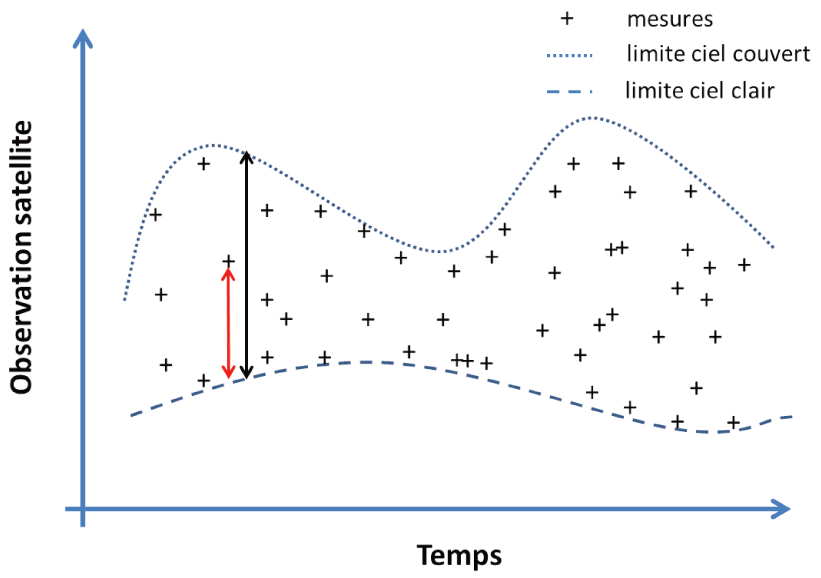


FIGURE 2.2: Représentation schématique du calcul de l'indice d'ennuagement n pour un lieu donné. n est le rapport entre les distances "mesure - ciel clair" (flèche rouge) et "ciel couvert - ciel clair" (flèche noire)

Les différences entre les méthodes à indice d'ennuagement repose principalement sur :

— des modificiations de la relation entre n et K_c [Zarzalejo *et al.*, 2009, Perez *et al.*, 2002, Gupta *et al.*, 2001, Rigollier and Wald, 1998] ;

— la définition de la variable X_{sat} liée à la mesure satellite, pour le calcul de n : albédo au sommet de l'atmosphère (*e.g.* Darnell *et al.* [1988]), réflectance (*e.g.* Rigollier *et al.* [2004], Gupta *et al.* [2001], Möser and Raschke [1984]), *Lambert equivalent reflectivity* (**LER**) [Herman *et al.*, 2018, Dave, 1978] ou compte numérique satellite brut [Pfeifroth *et al.*, 2017, Perez *et al.*, 2002, Cano *et al.*, 1986] ;

— la méthode employée pour estimer les limites inférieure et supérieure X_{min} et X_{max}.

Pour la méthode Heliosat-2, n est relié à K_c, par la relation empirique définie par Rigollier and Wald [1998] (rapporté par Rigollier *et al.* [2004]), aussi basée sur des mesures *in situ* :

$$
\begin{aligned}
&n < -0.2,\ \ K_c = 1.2\\
&-0.2 < n < 0.8,\ \ K_c = 1 - \ n\\
&0.8 < n < 1.1,\ \ K_c = 2.0667 - 3.6667\ n + 1.6667\ n^2\\
&n > 1.1,\ K_c = 0.05
\end{aligned}
$$

Il s'agit d'une amélioration empirique basée sur la relation de Darnell *et al.* [1988] :

$$K_c = 1 - \ n \tag{2.6}$$

Cette relation est aussi employée dans d'autres travaux (*e.g.* Pfeifroth *et al.* [2017], Albarelo *et al.* [2015], Wang *et al.* [2014], Dagestad and Olseth [2007]). D'autres relations existent dans la littérature. On peut notamment mentionner le *Langley Parameterized Shortwave Algorithm* (**LPSA**) développé par la NASA [Gupta *et al.*, 2001].

$$K_c = 1 - 0.95\ n \tag{2.7}$$

Cette relation inclut l'observation que les nuages n'atténuent jamais complètement l'éclairement de surface. L'algorithme LPSA est utilisé notamment pour produire les données **FLASHFlux** d'éclairement issues d'instruments CERES (voir Annexes C.2 et D.5).

Pour l'algorithme *State University of New York model* (**SUNY**) [Perez *et al.*, 2002], on n'utilise plus un indice de ciel clair *stricto sensu*. La variable K_{tm} est définie telle que :

$$G = K_{tm}\ G_{clair}\ (0.0001\ K_{tm}\ G_{clair} + 0.9)$$

et K_{tm} est dérivé de l'indice d'ennuagement à partir d'une relation empirique polynomiale :

$$K_{tm} = 2.36\ n^5 - 6.2\ n^4 + 6.22\ n^3 - 2.63\ n^2 - 0.58\ n + 1$$

Dans Cano *et al.* [1986] c'est le facteur de transmission atmosphérique totale, aussi appelé indice de clarté K_T, qui est estimé. Il est défini tel que :

$$G = G_0 \times K_T \tag{2.8}$$

où G_0 est l'éclairement horizontal descendant au sommet de l'atmosphère. La relation liant n à K_T y est définie comme :

$$K_T = a\ n + b \tag{2.9}$$

avec les coefficients a et b définis empiriquement à partir de mesures *in situ* de l'éclairement global G. a et b varient dans l'espace et une interpolation spatiale par krigeage est obtenue pour connaître leur valeur en tout point du globe.

La méthode développée parallèlement par l'Institut de Géophysique et de Météorologie de l'Université de Cologne est très similaire [Möser and Raschke, 1983]. Des maxima et minima de luminance non étalonnée mesurés par satellite sont utilisés pour estimer l'indice d'ennuagement. La différence notable réside dans le calcul de l'indice de ciel clair K_c : la relation entre n et K_c est déduite de calculs de transfert radiatif faisant varier l'épaisseur optique des nuages et l'altitude de leur sommet, identifiée par les mesures satellites dans l'infrarouge thermique.

Une méthode utilisant des données brutes a *a priori* un avantage d'universalité : les données de radiométrie n'existent pas toutes sous une forme étalonnée. Être affranchi de l'étalonnage permet ainsi d'établir les plus longues séries temporelles. Cependant, pour développer une méthode intégrant des données externes pour le calcul de n (réflectivité du sol, des nuages ou de l'atmosphère claire), il est nécessaire de connaître les

coefficients traduisant la mesure brute en luminance.

Dans le cas d'Heliosat-2, X_{sat} est une mesure satellite nettoyée de sa composante de réflexion par l'atmosphère claire, à l'aide du modèle ciel clair d'ESRA. La méthode employée a ses limites : on considère ici une atmosphère dont la composition est définie par une unique variable, le trouble de Linke (T_L). T_L permet une approximation simple de l'absorption et de la diffusion atmosphérique.

Heliosat-2 part de l'hypothèse que les interactions de l'atmosphère claire avec le rayonnement solaire (absorption et diffusion) varient suffisamment peu dans l'espace et le temps pour pouvoir être décrites par une climatologie de 12 cartes mensuelles mondiales de T_L [Lefèvre *et al.*, 2003]. Cette façon d'estimer la réflectance peut engendrer un biais pour les périodes de forte pollution atmosphérique, en particulier d'aérosols réfléchissants, *e.g.* tempêtes de sable au-dessus des océans (Figure 2.3), feux de forêt : les panaches sont détectés comme nuages par l'indice d'ennuagement du fait d'un pic de réflectance [Mueller *et al.*, 2015]. Cette erreur est limitée si l'estimation de G_{clair} utilise aussi le modèle ESRA. Si, par contre, G_{clair} est calculé par un modèle prenant en considération des mesures de pollution atmosphérique, *e.g.* comme McClear, l'atténuation due au panache sera comptée deux fois. Le concept de la nouvelle méthode Heliosat-V permet de prendre en compte les variations temporelles de la composition de l'atmosphère pour l'estimation des réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair, et donc *a priori* de ne plus être sensible à ce biais.

Pour Heliosat, Cano *et al.* [1986] considèrent X_{max} comme égal à la réflectance moyenne observée au sommet des nuages, selon une statistique faite sur les mesures satellitaires. L'algorithme de **SARAH** (Surface Solar Radiation Dataset - Heliosat) a une approche similaire : X_{max} est le percentile 95 des comptes numériques non étalonnés dans la région 15°W and 0°W and 58°S and 48°S en Atlantique sud [Trentmann and Pfeifroth, 2018]. Dans Heliosat-2, telle que décrite par Lefèvre *et al.* [2007], la réflectance d'une scène nuageuse est estimée à partir d'une relation empirique dérivée des travaux de Taylor and Stowe [1984], et ne dépendant que de l'angle zénithal solaire. L'algorithme Heliomont utilise lui des abaques issus d'un modèle de transfert radiatif pour estimer X_{max} [Stöckli, 2014]. La valeur prise par la variable est adaptée aux géométries solaire et de visée pour les canaux visibles de MSG. Les nuages de glace et liquides sont aussi traités par un abaque différent via un seuil sur la température de brillance du canal thermique 10.8 μm.

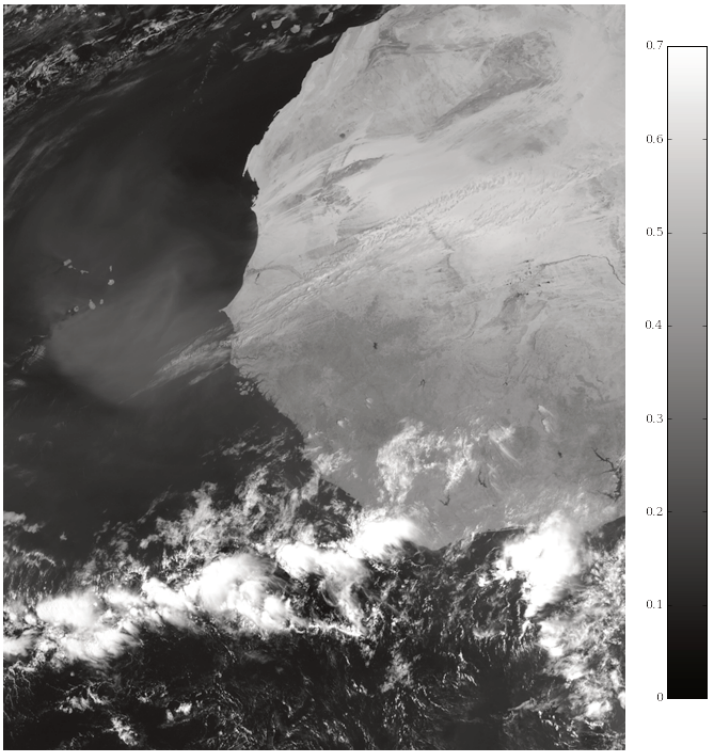


FIGURE 2.3: Panache de poussières désertiques au large du Sahara (luminances normalisées MSG canal 0.8 μm, le 27/02/2019 11h UTC).

Pour X_{min}, soit le cas de ciel clair, les définitions varient aussi. Cano *et al.* [1986] construisent une carte dynamique des X_{min}, conservant ainsi une information sur la variabilité réelle des réflectances en conditions de ciel clair (fonte des neiges, évolution de la végétation, etc.). X_{min} est défini comme le minimum de réflectance observé en chaque lieu sur une période donnée. Les produits SolarAnywhere et SolarGIS, par exemple, utilisent respectivement une fenêtre glissante de soixante et trente jours pour identifier les instants de ciel clair dans l'imagerie satellite [Perez *et al.*, 2013]. L'estimation d'un X_{min} par tranches horaires permet de tenir compte de son anisotropie sur le cycle diurne (*e.g.* produits SARAH et SolarAnywhere [Pfeifroth *et al.*, 2017, Perez *et al.*, 2004]). Mais cette information supplémentaire exige un nombre d'instants de ciel clair que l'observation satellite n'offre pas toujours, en cas de couverture nuageuse persistante.

2.3.3 L'estimation par des mesures de spectrométrie

Il existe aussi des méthodes d'estimation du DSSI à partir de mesures spectrométriques satellitaires de courtes longueurs d'onde.

Wang *et al.* [2011] produisent un indice d'ennuagement, égal à la fraction nuageuse effective dérivée des mesures de l'instrument *SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CartograpHY* (**SCIAMACHY**). Cette fraction nuageuse est obtenue par l'algorithme *Fast Retrieval Scheme for Clouds from the Oxygen A band* (**FRESCO** [Koelemeijer *et al.*, 2001]). Elle est reliée à K_c par la relation définie par Rigollier and Wald [1998] (rapporté par Rigollier *et al.* [2004]).

Le rayonnement par ciel clair est obtenu par la méthode *Mesoscale Atmospheric Global Irradiance Code* (**MAGIC**), basée sur des abaques issus de calculs de transfert radiatif par libRadtran [Mueller *et al.*, 2009]. L'approche a été appliquée similairement au spectromètre visible-UV *Ozone Monitoring Instrument* (**OMI**), à partir d'un produit de fraction nuageuse existant préalablement [Wang *et al.*, 2014]. La comparaison des résultats de ces deux études avec des observations pyranométriques du réseau BSRN est encourageante concernant la faisabilité d'un des objectifs d'Heliosat-V : pouvoir estimer l'éclairement global solaire en surface, à partir de mesures sur des canaux radiométriques aussi bien spectralement larges que fins.

On peut aussi compter dans les méthodes à indice d'ennuagement l'algorithme OMCLD02 établissant les fractions nuageuses à partir des mesures de OMI [Veefkind *et al.*, 2016]. Cet algorithme considère notamment les nuages comme étant lambertiens, d'albédo égal à 0.8.

2.3.4 Les limites des méthodes à indice d'ennuagement

Des difficultés dans la production d'un indice d'ennuagement apparaissent pour les surfaces très réfléchissantes comme la neige ou certains milieux désertiques. Les nuages peuvent alors difficilement être discriminés. Aussi, l'assertion affirmant que la couverture nuageuse est d'autant plus importante que la zone observée par le satellite est lumineuse, peut alors être démentie. Il existe de nombreux algorithmes visant à discriminer les nuages, avec différents niveaux de complexité (*e.g.* Saunders and Kriebel [1988], Ackerman *et al.* [1998], Amato *et al.* [2008]). Cano [1982] note aussi que l'indice d'ennuagement basé sur des bandes spectrales dans le visible ne fonctionne pas bien pour les surfaces dont l'albedo est du même ordre de grandeur que l'albedo des nuages. Il définit ainsi un autre indice d'ennuagement utilisé dans ces cas spécifiques, utilisant

une bande spectrale dans l'infrarouge thermique :

$$n_{ir} = \frac{L - L_s}{L_c - L_s} \tag{2.10}$$

avec L_c et L_s des luminances typiques respectivement des nuages et des sols enneigés, estimées statistiquement sur la base d'un historique. La discrimination des nuages au dessus des surfaces enneigées peut aussi être faite par une détection de mouvement, comme dans l'algorithme HelSnow, appliqué par le *Climate Monitoring Satellite Application Facility* (**CM SAF**) pour son produit d'éclairement **SARAH** (*cf.* Annexe C.4.2).

L'estimation du cas ciel clair X_{min} à partir d'une archive d'imagerie satellite pose aussi des problèmes. Le minimum de réflectance observé en un lieu pour une période donnée n'est pas toujours un instant de ciel clair. Dans les régions particulièrement nuageuses, on peut ainsi avoir une surestimation de l'éclairement solaire à cause de pixels contaminés par la présence d'un nuage pris comme référence d'observation en conditions de ciel clair [Trentmann and Pfeifroth, 2018].

2.4 Une nouvelle méthode, Heliosat-V

Les méthodes à indice d'ennuagement sont un moyen simple d'estimer l'éclairement solaire de surface. Il n'est pas nécessaire de connaître les propriétés physiques des nuages, et seule l'information dans un canal spectral visible est employée hormis pour le cas particulier des surfaces très réfléchissantes.

On se propose ainsi de développer une nouvelle méthode à indice d'ennuagement qui puisse tenir compte de l'influence des variations spectrales, temporelles, spatiales, et selon les géométries solaire et de visée des scènes observées par l'imageur satellite.

On définit l'indice d'ennuagement n en reprenant la formule de base 2.5 avec des réflectances au sommet de l'atmosphère :

$$n = \frac{\rho_{sat} - \rho_{clair}}{\rho_{ovc} - \rho_{clair}} \tag{2.11}$$

avec ρ_{sat} la mesure satellite de réflectance, ρ_{ovc} la réflectance que mesurerait l'instrument satellite en conditions de ciel couvert par un nuage optiquement épais, et ρ_{clair}

la réflectance que mesurerait le satellite en conditions de ciel clair. Les trois variables sont des réflectances dans un canal spectral donné.

On souhaite déterminer ρ_{ovc} et ρ_{clair} à partir de données externes, autres que l'imagerie fournissant les réflectances ρ_{sat}. L'utilisation de données externes facilite en effet la reproductibilité d'un résultat de la méthode car ne nécessite pas d'avoir à disposition la même longue série temporelle de réflectances nécessaire à l'estimation de ρ_{clair} dans les méthodes à indice d'ennuagement traditionnelles.

2.5 Les mesures satellites pour l'estimation du DSSI

De nombreux instruments satellites produisent une imagerie de la Terre (*cf.* Introduction et Annexe D). Pour l'application de notre méthode, on se servira des mesures de luminance à 0.6 et 0.8 μm produites par l'imageur SEVIRI embarqué sur le satellite géostationnaire Meteosat-9 de la série MSG, situé à la longitude 0°. Plusieurs méthodes dont les précédentes Heliosat utilisent son imagerie pour estimer l'éclairement de surface, il est donc possible de comparer les estimations de la méthode développée ici avec des produits satellites déjà existants.

Chapitre 3

Qu'est-ce qui influe sur la valeur d'une mesure satellite de réflectance ?

La méthode Heliosat-V proposée permet de calculer l'indice d'ennuagement n puis l'indice de ciel clair K_c en se reposant sur la connaissance de trois variables pour un canal spectral donné : la réflectance au sommet de l'atmosphère observée par satellite ρ_{sat}, et les réflectances au sommet de l'atmosphère en situation de ciel clair ρ_{clair} et en présence de nuage optiquement épais ρ_{ovc}, qu'on cherche à modéliser.

De façon similaire à l'analyse de Espinar *et al.* [2009] sur les sources d'erreur d'Heliosat-2, on peut exprimer au premier ordre l'erreur sur le calcul de l'indice d'ennuagement causée par une erreur sur ρ_{sat}, ρ_{clair} et ρ_{ovc} comme :

$$\delta n = \left(\frac{\partial n}{\partial \rho_{sat}}\right) \delta\rho_{sat} + \left(\frac{\partial n}{\partial \rho_{clair}}\right) \delta\rho_{clair} + \left(\frac{\partial n}{\partial \rho_{ovc}}\right) \delta\rho_{ovc} \tag{3.1}$$

avec $\delta\rho_{sat}$ l'erreur sur la mesure satellite de réflectance, $\delta\rho_{clair}$ et $\delta\rho_{ovc}$ les erreurs de modélisation de la réflectance dans les deux extrêmes, respectivement de ciel clair et de nuage optiquement épais.

En notant $\Delta = \rho_{ovc} - \rho_{clair}$ la différence de réflectance entre une scène de ciel couvert par un nuage épais et une scène de ciel clair, on a ainsi, en dérivant l'équation 2.11 :

$$\delta n = \frac{1}{\Delta} \; (\delta\rho_{sat} \; - \; (1-n) \; \delta\rho_{clair} \; - \; n \; \delta\rho_{ovc}) \tag{3.2}$$

On peut voir dans cette équation que l'erreur sur l'indice d'ennuagement est inversement proportionnelle au contraste de réflectance entre une scène de nuage opaque et une scène de ciel clair. De plus, on voit que l'erreur sur la connaissance de ρ_{clair} affecte d'autant plus l'estimation de n que les conditions atmosphériques sont peu nuageuses. A l'inverse, c'est la connaissance précise de ρ_{ovc} qui compte principalement pour les conditions très nuageuses. L'erreur sur ρ_{sat} affecte, quant à elle, l'estimation de l'indice d'ennuagement avec la même amplitude quelle que soit la valeur de n.

Compte tenu de l'influence des erreurs de ρ_{sat}, ρ_{clair} et ρ_{ovc} sur le calcul de l'indice d'ennuagement, ce chapitre vise à identifier les principales causes de leurs variations, afin de connaître quelles propriétés doivent être modélisées en priorité pour minimiser l'erreur sur n et *in fine* sur l'éclairement de surface.

3.1 L'instrumentation et la mesure de ρ_{sat}

Les images issues des radiomètres satellites sont constituées de comptes numériques convertis en luminances après étalonnage de la sensibilité de l'instrument. La relation entre les deux est généralement supposée linéaire, notamment pour les instruments SEVIRI à bord de MSG [Doelling *et al.*, 2018] :

$$L_{sat} = g \; (C - C_0) \tag{3.3}$$

, avec g le gain d'étalonnage, C les comptes numériques et C_0 le compte numérique correspondant à l'observation de l'espace profond, définissant le "zéro" de luminance.

Les caractéristiques instrumentales sont importantes pour interpréter les mesures radiométriques : la sensibilité spectrale, la résolution numérique, l'étalonnage absolu des mesures, notamment affecté par le vieillissement de l'instrument dans ses différents canaux et donc la dérive de l'étalonnage initial, la fonction d'étalement du point (*point spread function*), ou encore l'échantillonnage spatial de l'instrument auront chacun un impact sur la valeur de la mesure de luminance pour un pixel donné.

Pour l'imageur principalement étudié ici, Meteosat-9/SEVIRI, les observations sont enregistrées sur 10 bits : cela signifie que les comptes numériques produits peuvent prendre 2^{10} soit 1024 valeurs, espacées régulièrement. Après étalonnage, le saut entre deux comptes numériques successifs est environ égal à 0.51 et 0.40 W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1} respectivement pour les canaux 0.6 μm et 0.8 μm, variant légèrement suite à des modifications de l'étalonnage et à la dérive instrumentale. Comme l'illustre le Tableau 3.1, cette erreur de quantification numérique n'aurait un impact sur les réflectances que pour les très grands angles zénithaux solaires, pour lesquels d'autres sources d'erreur seront plus importantes dans notre modèle.

TABLE 3.1: Erreur sur les réflectances satellites ρ_{sat} causée par la discrétisation sur 10 bits des valeurs prises par luminances observées par les canaux 0.6 μm et 0.8 μm de MSG/SEVIRI, pour plusieurs angles zénithaux solaires.

Canal/SZA	**80°**	**85°**	**89°**	**89.5°**
$\Delta\rho_{0.6\mu m}$	0.006	0.011	0.06	0.11
$\Delta\rho_{0.8\mu m}$	0.007	0.013	0.06	0.13

Une autre source d'erreur instrumentale existe : le bruit radiométrique. Pili *et al.* [2016] et EUMETSAT [2019] l'expriment pour les capteurs successifs MSG/SEVIRI. Pour les canaux 0.6 μm et 0.8 μm, le rapport signal sur bruit (**SNR**) y est estimé respectivement à 651 et 53 pour Meteosat-9, pour des luminances de référence valant 1 % du maximum de quantification [Govaerts and Clerici, 2004, Aminou, 2003], soit environ 5.35 $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ pour le canal 0.6 μm en considérant l'étalonnage CERES décrit plus bas. Un tel SNR correspond à un écart type d'erreur d'environ 0.008 $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$, soit environ 0.15 % de la valeur de référence. Cette erreur instrumentale dépend cependant de la luminance. D'après Blanc and Wald [2009], on peut décomposer la variance du bruit radiométrique en un élément constant auquel s'ajoute une fonction linéaire de la luminance mesurée (bruit photonique) :

$$\sigma_{radio}(L) = \sqrt{\sigma_0^2 + \alpha\ L} \tag{3.4}$$

N'ayant pas trouvé d'information sur la valeur de σ_0 ni d'estimation du SNR pour d'autres valeurs de luminance, il n'a pas été possible d'estimer la dépendance de σ_{radio} en fonction de la luminance.

Enfin, la précision de l'étalonnage absolu est à considérer. Si les instruments les plus récents comme les dernières générations GOES/ABI et HIMAWARI/AHI sont équipés

pour un étalonnage en vol [Schmit *et al.*, 2017, Okuyama *et al.*, 2018], d'autres - MSG compris - nécessitent des étalonnages alternatifs (cibles invariantes, inter-étalonnage à partir de satellites de référence), chacun ayant son incertitude (*e.g.* Doelling *et al.* [2018], Govaerts *et al.* [2004]).

On compare les coefficients d'étalonnage g de deux groupes, utilisés pour différents produits : l'étalonnage opérationnel d'EUMETSAT [Govaerts and Clerici, 2004] et l'étalonnage pour les données d'études climatiques CERES-SYN1deg [Doelling *et al.*, 2018], recommandé par le *Global Space-Based Inter-Calibration System* (**GSICS**) [Hewison *et al.*, 2020].

Sur la Figure 3.1, on peut voir les coefficients g d'EUMETSAT et de CERES-SYN1deg pour le canal 0.6 μm du satellite Meteosat en opération à la longitude 0° entre 2011 et 2019. Les différents changements de satellites utilisés sont aussi représentés. Pour les deux étalonnages, le changement de satellite entraîne généralement un saut de gain significatif dans la série temporelle : ces changements de capteurs doivent donc être pris

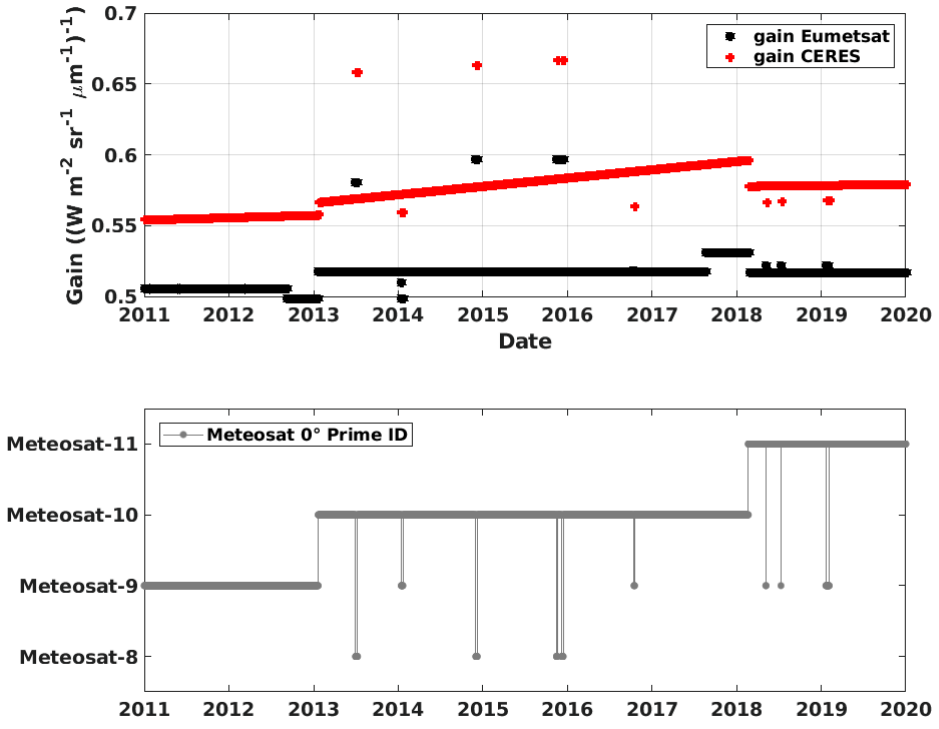


FIGURE 3.1: En haut : les gains d'étalonnage proposés par CERES-SYN1deg (croix rouges) et EUMETSAT (étoiles noires) pour l'imagerie du canal 0.6 μm de l'instrument MSG/SEVIRI opérationnel à la longitude 0°, entre 2011 et 2019. En bas, l'identité du satellite Meteosat en opération.

en compte. Pour EUMETSAT, on constate aussi des changements abrupts de l'étalonnage ne correspondant pas à un changement de satellite (septembre 2012 et août 2017), mais probablement suite à des modifications du gain effectuées par l'agence. La constatation principale est **un écart moyen sur cette période d'environ 10 % entre les deux étalonnages**, légèrement inférieur durant l'année 2011 utilisée pour la validation de la méthode avec une différence de 8.8 % en prenant l'étalonnage CERES comme référence. Pour le canal 0.8 μm, l'écart entre les deux étalonnages sur 2011 est de 8.0 %, celui d'EUMETSAT gardant la valeur plus faible (voir aussi Figure B.1). Cette erreur relative se propageant à l'identique sur la valeur de la réflectance ρ_{sat}, c'est une source d'erreur systématique du calcul de n pouvant être significative selon l'étalonnage utilisé.

3.1.1 De la luminance à la réflectance : la connaissance spectrale et temporelle de l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère

La conversion des luminances étalonnées en réflectances est la phase qui nécessite une connaissance juste de l'éclairement total solaire incident au sommet de l'atmosphère (**TSI**) pour être cohérent avec les simulations de transfert radiatif. Le TSI varie temporellement sur un intervalle atteignant environ 0.4% de sa valeur moyenne [Dewitte and Nevens, 2016] (Figure 3.2).

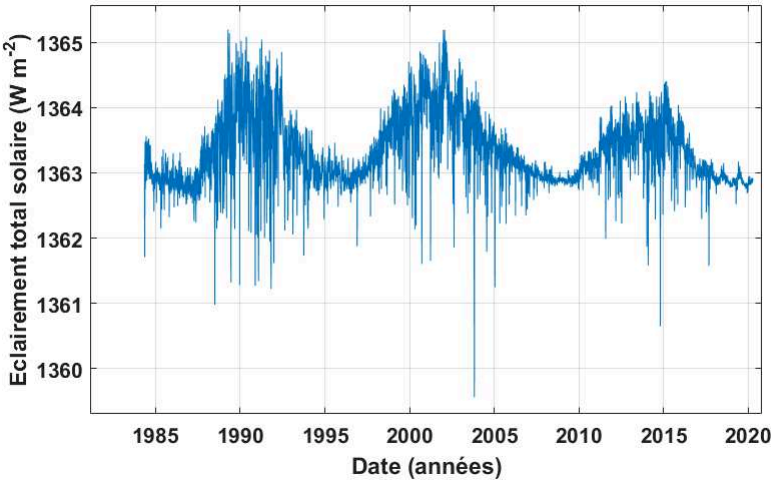


FIGURE 3.2: Série temporelle de l'éclairement solaire total incident au sommet de l'atmosphère (rapporté à une distance de 1 U.A.). Valeurs journalières issues du jeu de données climatiques Dewitte and Nevens [2016].

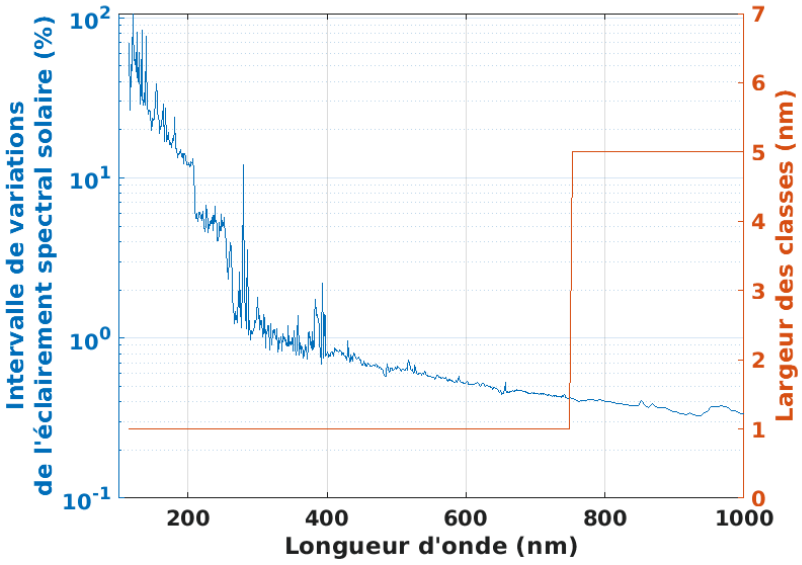


FIGURE 3.3: Domaine de variations du spectre solaire incident au sommet de l'atmosphère. En bleu, amplitude relative maximale (max-min/min). En rouge : résolution des classes spectrales. Données journalières issues du modèle NRLSSI2 [Coddington *et al.*, 2016] entre 1985 et 2020.

Cependant, les variations temporelles pour certaines longueurs d'onde sont plus importantes, en particulier pour l'ultraviolet [Coddington *et al.*, 2016]. Sa variabilité estimée $\frac{\Delta E_{0,\lambda}}{E_{0,\lambda}}$ reste tout de même inférieure à 1% pour toute longueur d'onde supérieure à 400 nm (Fig. 3.3). Ne pas prendre en compte une variation $\Delta E_{0,sat}$ sur $E_{0,sat}$ se reporte directement sur les valeurs des réflectances ρ_{sat}. Une erreur de 1 % sur $E_{0,sat}$, notée $\Delta E_{0,sat}$, cause :

$$\begin{aligned}\rho_{sat}(E_{0,sat} + \Delta E_{0,sat}) &= \frac{\pi\ L_{sat}\ d_{TS}^2}{(E_{0,sat} + \Delta E_{0,sat})\ cos(\theta_s)} \\ &= \rho_{sat}(E_{0,sat})\ \frac{1}{1 + \frac{\Delta E_{0,sat}}{E_{0,sat}}} \\ &\approx \rho_{sat}(E_{0,sat})\ (1 - \frac{\Delta E_{0,sat}}{E_{0,sat}})\end{aligned} \tag{3.5}$$

Une surestimation de 1 % de $E_{0,sat}$ cause ainsi une sous-estimation de ρ_{sat} environ équivalente, de 1 %.

Il ressort que la connaissance précise des réflectances au sommet de l'atmosphère nécessite un étalonnage fiable, une qualité de mesure assurant un bruit radiométrique faible, ainsi qu'une information spectrale juste de l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère.

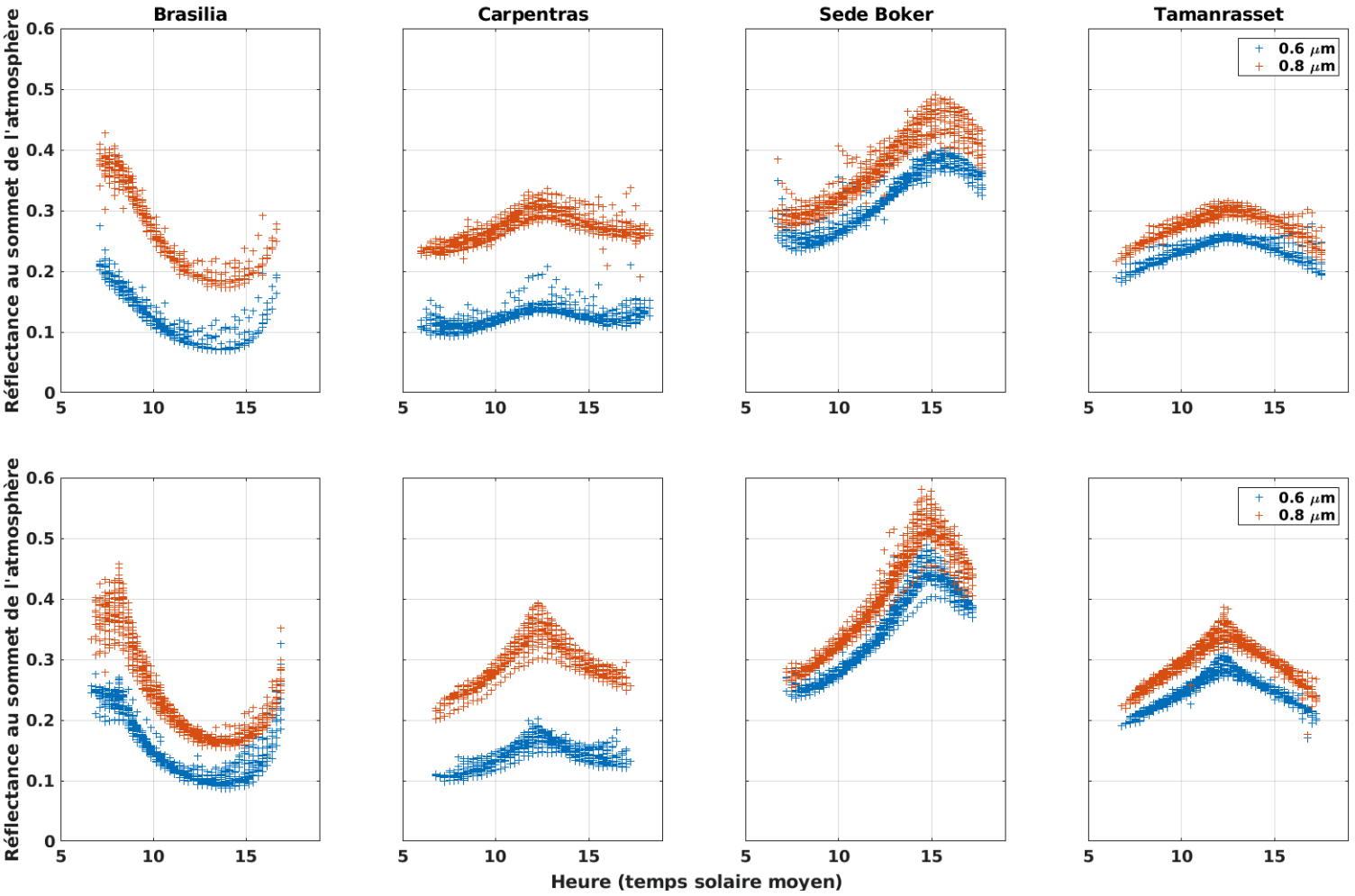


FIGURE 3.4: Mesures de réflectances au sommet de l'atmosphère par MSG/SEVIRI (Meteosat-9) dans les canaux 0.6 μm (croix bleues) et 0.8 μm (croix oranges) en conditions de ciel clair selon l'heure de la journée (indiqué en temps solaire moyen). Les quatre colonnes correspondent de gauche à droite aux observations de Brasilia, Carpentras, Sede Boker et Tamanrasset. Première ligne : mai 2011 ; deuxième ligne : septembre 2011

3.2 Les propriétés de réflexion des cibles

Une réflectance mesurée dépend aussi des propriétés optiques de la cible observée. L'anisotropie et la distribution spectrale des réflectances sont des caractéristiques qui peuvent faire varier les mesures selon les géométries de visée, d'éclairement et la sensibilité spectrale du radiomètre.

Cela est illustré par la Figure 3.4 : les mesures de réflectance par SEVIRI pour les canaux 0.6 et 0.8 μm sont présentées en fonction de l'heure de la journée pour quatre lieux différents. On a préalablement retiré manuellement les instants nuageux, pour ne garder que les mesures correspondant à des instants de ciel clair. Cette figure illustre qu'en condition de ciel clair, les réflectances dépendent du lieu, de la date, de l'heure de mesure - et donc de la géométrie d'éclairement -, ainsi que du canal spectral. On peut notamment voir un cycle diurne pouvant être prononcé, comme par exemple à Carpentras pour le canal 0.8 μm, avec des réflectances variant du simple au double selon l'heure de la journée.

En s'intéressant aux mesures de Meteosat Océan Indien (41.5° Est), on peut constater que les mesures pour un lieu et un instant donné peuvent aussi dépendre de la géométrie de visée. Sur la Figure 3.5, on retrouve ainsi les mesures de réflectance par ciel clair par

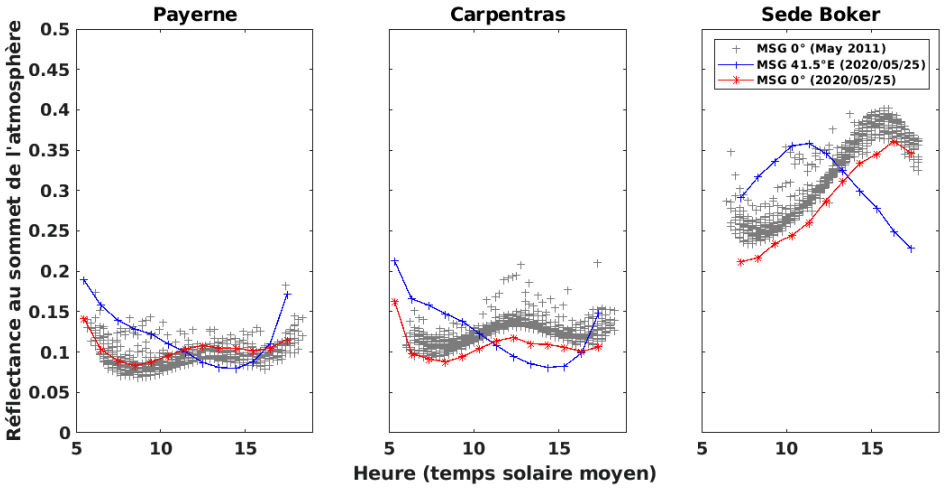


FIGURE 3.5: Exemples de réflectances au sommet de l'atmosphère mesurées par le canal MSG/SEVIRI 0.6 μm selon l'heure de la journée à Payerne, Carpentras et Sede Boker. Les croix grises indiquent les mesures en conditions ciel clair du satellite à la longitude 0° en mai 2011. Les étoiles rouges reliées présentent les mesures à la même position le 25 mai 2020 (journée essentiellement claire sur les trois lieux). Les croix bleues reliées indiquent les réflectances mesurées à la même date pour le satellite MSG situé à la longitude 41.5° E.

l'imageur SEVIRI sur Meteosat 0° de mai 2011 pour le canal 0.6 μm, avec superposées les mesures sur une journée claire [1] le 25 mai 2020 vue par les satellites à 0° et à 41.5° E. Les mesures en 2020 de MSG 0° suivent un profil diurne similaire aux observations de mai 2011, malgré des différences apparentes pouvant traduire une variabilité interannuelle. A l'opposé, on constate que le profil diurne des réflectances observées depuis 41.5° E se détache clairement des mesures MSG 0°. Cela met en évidence l'importance majeure que peut prendre l'anisotropie pour caractériser les réflectances par ciel clair au sommet de l'atmosphère.

De plus, cette anisotropie est différente selon la longueur d'onde. On peut ainsi voir sur la Figure 3.6, les réflectances mesurées au cours d'une journée à Sede Boker par l'instrument DSCOVR/EPIC (*c.f.* Annexe 3, D.3). L'orbite du satellite permet d'observer un même lieu selon des géométries de visée variant au cours de la journée, tandis que ces dix canaux fournissent une description multispectrale.

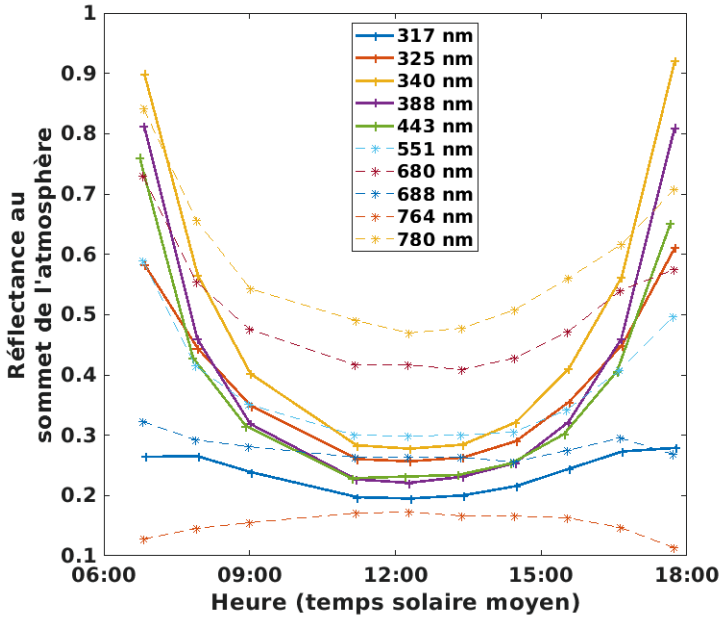


FIGURE 3.6: Réflectances au sommet de l'atmosphère mesurées pour Sede Boker par les dix canaux de DSCOVR/EPIC, le 06/06/2017.

Il est plus délicat d'illustrer l'anisotropie des scènes nuageuses à partir de l'imagerie satellite car chaque nuage a des propriétés optiques différentes. Il faut donc observer un même lieu au même moment sous différents angles. Les mesures multiangulaires de l'instrument *Multi-angle Imaging SpetroRadiometer* (**MISR**) permettent cependant

1. à noter la présence de faibles nuages en début et fin de journée à Carpentras et Payerne

l'observation de la Terre sous différentes géométries de visée en quasi simultané [Diner *et al.*, 2002]. Horváth and Davies [2004] notamment montrent l'anisotropie des scènes de nuages liquides opaques à partir de l'imagerie produite par MISR.

Comme l'anisotropie, la distribution spectrale des luminances montant au sommet de l'atmosphère dépend de la nature des cibles observées (voir Figure B.3) : les surfaces, l'atmosphère claire et les nuages ont des signatures spectrales très variées. Sur la Figure 3.7, quatre spectres mesurés par l'instrument satellite *Tropospheric monitoring instrument* **TROPOMI** embarqué sur le satellite Sentinel-5P illustrent la diversité de signatures spectrales des réflectances observées au sommet de l'atmosphère.

La modélisation des réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{clair} et ρ_{ovc} nécessite

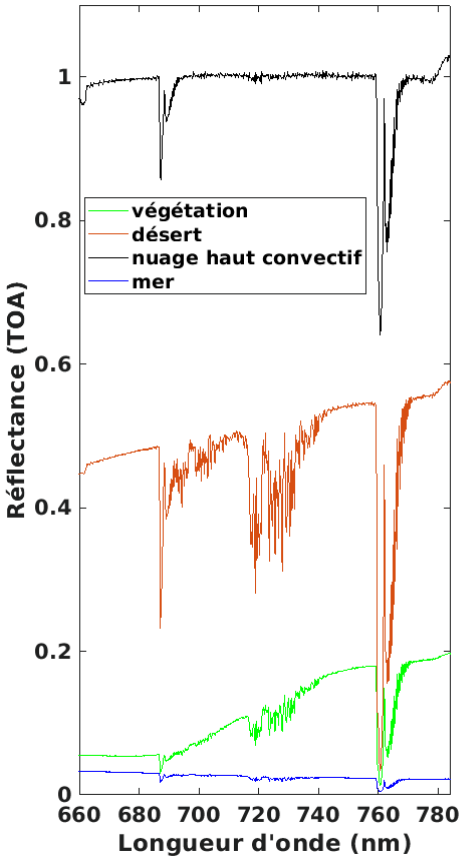


FIGURE 3.7: Exemples de spectres de réflectances au sommet de l'atmosphère : forêt mixte (République démocratique du Congo (RDC), 10.67°S ; 28.14°E), désert (Soudan du nord, 20.03°N ; 25.26°E), nuage convectif (RDC, 2.21°N ; 20.96°E), mer (Méditerranée, 33.72°N ; 23.16°E). Mesures sur les canaux 5 et 6 de Sentinel-5P/TROPOMI le 10 juin 2020, orbite 13777 ($\approx$ 12 h UTC).

donc de connaître quels sont les facteurs à prendre en compte pour caractériser fidèlement les distributions spectrales et géométriques de ces réflectances. On s'intéresse ainsi aux contributions distinctes des surfaces, de l'atmosphère claire et des nuages.

3.2.1 Les surfaces : variations spectrales et angulaires

Les surfaces réflechissent le rayonnement solaire suivant des signatures spectrales spécifiques (Figure 3.8). Ces signatures sont généralement assez lisses et peuvent alors être interpolées à partir d'une information sur quelques longueurs d'onde. La végétation a toutefois une signature spectrale marquée : elle est peu réfléchissante dans l'essentiel du domaine visible, hormis un pic de réflectance vers 550 nm, lui conférant sa couleur verte. Dans le proche infrarouge à partir d'environ 700 nm, la végétation devient plus réfléchissante (le *red edge*). Hormis pour les étendues d'eau et les sols enneigés, les surfaces sont généralement très peu réfléchissantes pour les courtes longueurs au voisinage de l'ultraviolet et réflechissent plus dans le proche infrarouge (voir aussi Figure B.4).

Mais les réflectances des surfaces ont aussi une anisotropie pouvant être marquée [Bicheron and Leroy, 2000, Gatebe and King, 2016]. Cela est particulièrement notable dans le plan principal, contenant les directions de rétrodiffusion et de diffusion avant. Pour les sols rugueux, l'effet culmine dans la direction de rétrodiffusion, avec un pic de réflectance : c'est le phénomène de *hotspot* dans la zone de visée où les effets d'ombrage deviennent très réduits (Figure 3.9).

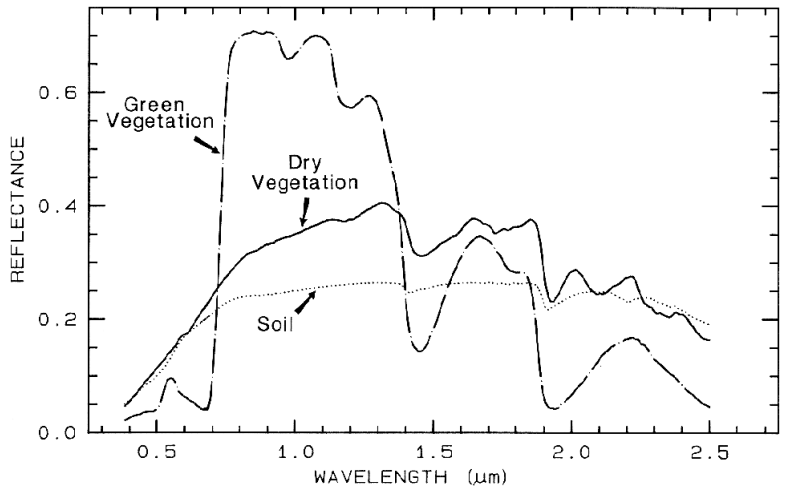


FIGURE 3.8: Spectres types de réflectances de surface : sol nu, végétation verte et sèche

in Clark [1999]

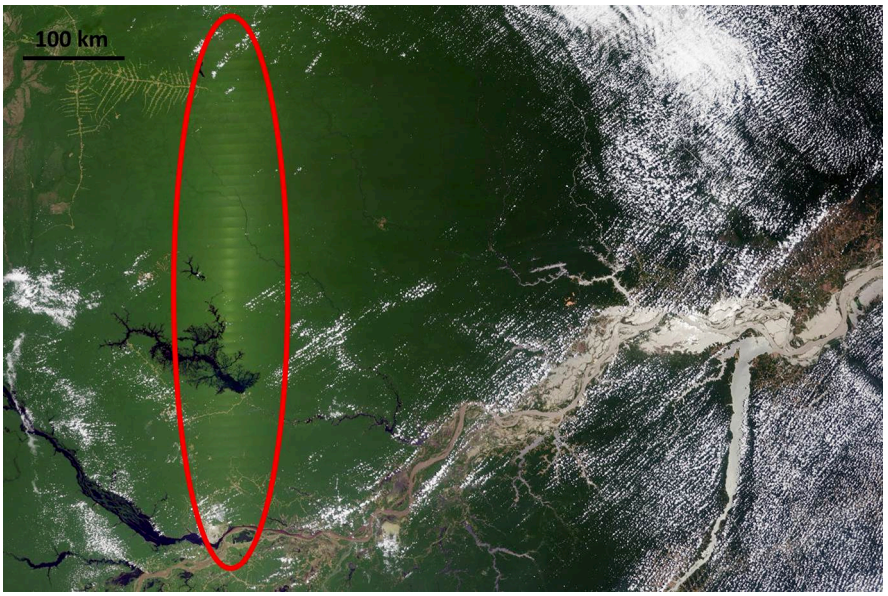


FIGURE 3.9: L'Amazonie observée par Terra/MODIS (couleurs naturelles, après correction atmosphérique, le 3 octobre 2002). Les réflectances particulièrement importantes apparaissent au voisinage de la direction de rétrodiffusion (*hotspot*, entouré en rouge). Le phénomène est très marqué sur les zones de forêt.

Crédit NASA

On représente usuellement l'anisotropie des réflectances sur un graphique polaire, pour un angle zénithal solaire donné. Les cercles concentriques indiquent l'angle zénithal de visée, la direction du nadir étant au centre, et le limbe sur les cercles externes. L'angle polaire indique la différence entre les angles azimutaux de visée et d'éclairement : 0° correspond au demi plan contenant la direction de diffusion avant. L'angle 180° correspond lui au demi-plan contenant la direction de rétrodiffusion.

Sur la Figure 3.10, on voit ainsi l'anisotropie des réflectances de différentes surfaces pour trois canaux de l'instrument *Polarization and Directionality of Earth Reflectance* (**POLDER**) embarqué sur le satellite *Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar* (**PARASOL**). On retrouve pour tous les types de surfaces la hausse de la réflectance au voisinage de la direction de rétrodiffusion, excepté pour la neige avec une diffusion avant plus importante. L'importance de l'anisotropie des réflectances de surfaces est clairement montrée sur cette figure. **Selon la géométrie de visée, la réflectance d'une surface peut ainsi varier de plusieurs dixièmes**.

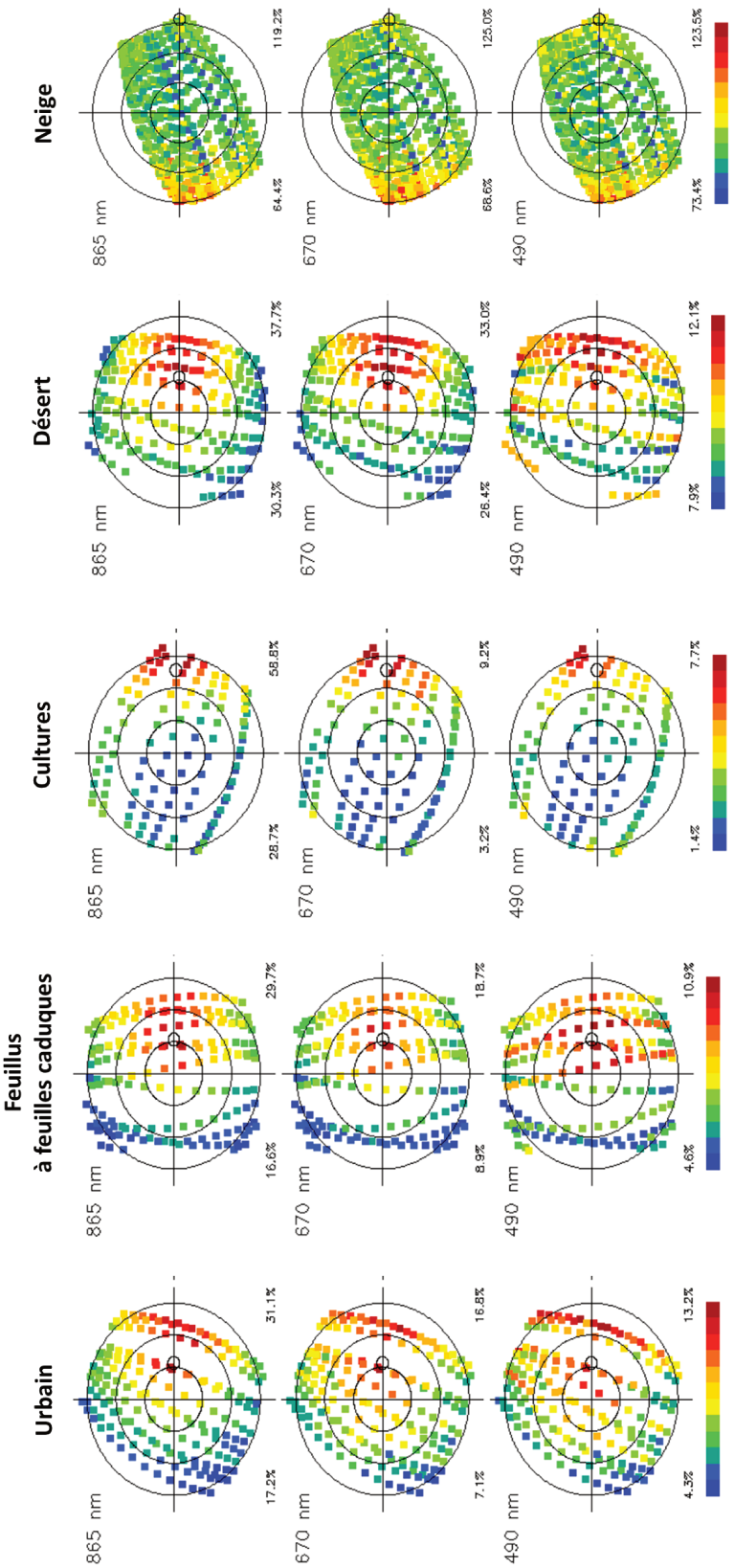


FIGURE 3.10: Mesures PARASOL/POLDER de l'anisotropie des réflectances de surface pour différents types de sols et différentes longueurs d'onde. De gauche à droite : urbain (Los Angeles, Etats-Unis, 34.1° N, 118.3° O), feuillus à feuilles caduques (Sinaloa, Mexique, 23.9° N, 106.6° O), cultures (Paraná, Brésil, 23.0° S, 51.3° O), désert (Arabie Saoudite, 29.1° N, 37.2° E), neige (Svalbard, 78.6° N 18.4° E). De haut en bas : 865 nm, 670 nm, 490 nm. Chaque graphe est divisé en cercles concentriques d'angles zénithaux de visée de 20, 40 et 60° en partant du centre. Les lignes horizontales indiquent le plan principal, et les verticales le plan perpendiculaire. Les petits cercles noirs indiquent la direction médiane de rétrodiffusion. Les intervalles des échelles de couleur des réflectances sont indiqués en pourcentages en dessous de chaque graphe. Mesures en mai 2008. Graphes réalisés à partir de la base de données et de l'outil de visualisation issus de Bréon and Maignan [2017].

3.2.2 L'atmosphère claire

L'interaction du rayonnement solaire avec l'atmosphère a une forte signature spectrale comme l'illustre la distribution spectrale de l'indice de clarté représentée sur la Figure 3.11. La vapeur d'eau, le dioxygène et l'ozone causent la présence de bandes d'absorption sur le spectre de transmission, auxquelles s'ajoutent la diffusion moléculaire et les absorption et diffusion causées par les aérosols.

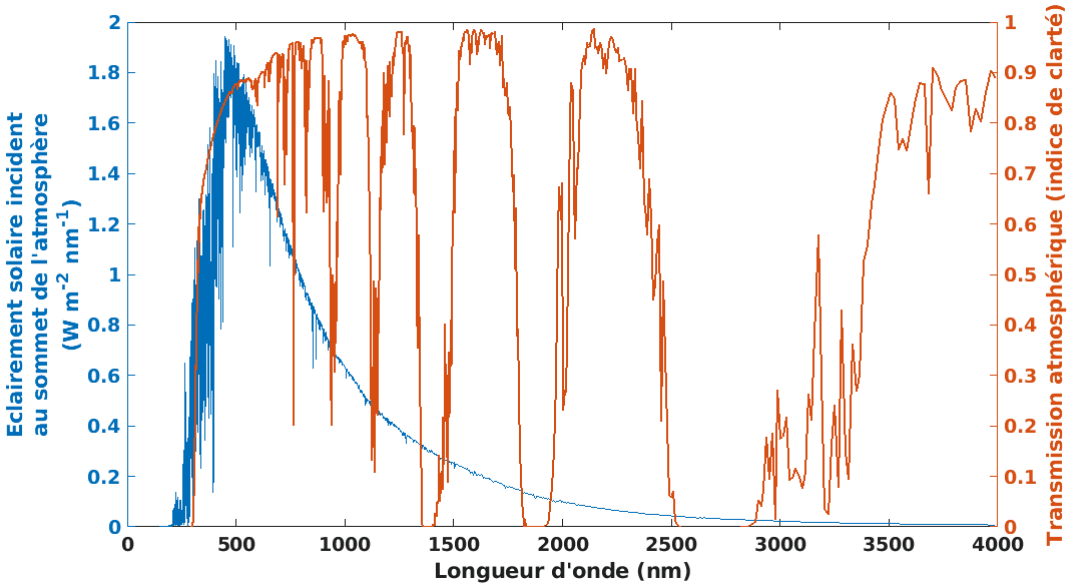


FIGURE 3.11: En rouge : distribution spectrale de la transmission atmosphérique par ciel clair ($\theta_s = 30°$). En bleu : distribution spectrale de l'éclairement incident au sommet de l'atmosphère, à 1 U.A.

La diffusion atmosphérique polarise le rayonnement pour les courtes longueurs d'onde [Mishchenko *et al.*, 1994]. La diffusion multiple cause ainsi, via la polarisation, une modulation des luminances réfléchies au sommet de l'atmosphère selon les géométries de visée et d'éclairement. Emde and Mayer [2018] rapportent les erreurs causées par la diffusion Rayleigh sur les simulations ne prenant pas en compte la polarisation du rayonnement (calcul scalaire). Des simulations par calcul tenant compte de la polarisation du rayonnement (calcul vectoriel) mettent en évidence **des erreurs sur les luminances réfléchies au sommet de l'atmosphère atteignant 8 % à la longueur d'onde 400 nm, dues à l'emploi de calcul scalaire**. Cette erreur diminue pour les plus grandes longueurs d'onde, du fait de l'atténuation de la diffusion moléculaire de Rayleigh. Cependant, la présence d'aérosols peut causer des erreurs significatives pour de plus grandes longueurs d'onde. Kotchenova *et al.* [2006] l'illustrent avec un panache

d'aérosols de combustion de biomasse : la polarisation du rayonnement cause alors une erreur atteignant 5.3 % sur le calcul scalaire de réflectances pour $\lambda = 670$ nm.

Bien que que pour le cas général, le calcul scalaire soit une approximation suffisante, il est ainsi à noter que des erreurs significatives peuvent être causée pour les plus courtes longueurs d'onde et les événements de pollution atmosphérique importante aux particules.

3.2.3 Les scènes nuageuses au sommet de l'atmosphère

Quelles sont les variables à prendre en considération pour estimer la réflectance en situation nuageuse ρ_{ovc} ? Les nuages présentent une grande diversité dans leurs propriétés physiques. On étudie comment celles-ci peuvent affecter les réflectances mesurées par un radiomètre satellite.

3.2.3.1 Les géométries de visée et d'éclairement

Une étude bibliographique permet de constater que **la mesure de scène nuageuse ρ_{ovc} dépend des géométries de visée et d'éclairement**. Les mesures multi-angulaires large bande de l'instrument Earth Radiation Budget (**ERB**) embarqué sur le satellite NIMBUS-7 observent ces dépendances significatives [Taylor and Stowe, 1984], tout comme les plus récentes mesures de l'instrument CERES [Su *et al.*, 2015]. La Figure 3.12 illustre cette anisotropie avec les mesures de l'instrument aéroporté *Cloud Absorption Radiometer* (**CAR**) de la NASA. On voit sur cette figure les réflectances mesurées au dessus d'un stratocumulus. On peut constater les fortes réflectances dans la direction de la diffusion avant. On observe aussi le grand cercle de haute reflectance centré sur la direction de rétrodiffusion définissant l'arc blanc (*cloudbow*), au centre duquel une tache également de haute réflectance : la gloire (*glory*). Ces caractéristiques de diffusion des nuages liquides peuvent être représentées par la théorie de Mie, décrivant les phénomènes de diffusion par des particules sphériques.

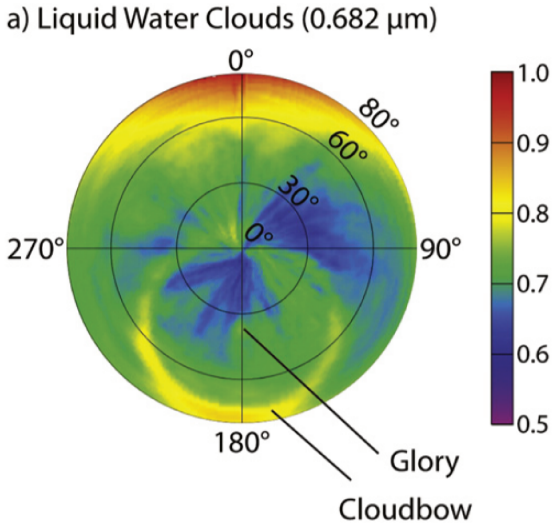


FIGURE 3.12: Réflectances d'une scène nuageuse mesurées par l'instrument aéroporté CAR, à 682 nm, après correction de l'absorption et de la diffusion atmosphériques. Représentation polaire, en fonction de l'angle zénithal de visée θ_v (distance au centre, en degrés) et de la différence d'angles azimutaux $\Delta\phi$ (angle polaire, 0° pour la diffusion avant, 180° pour la rétrodiffusion). (θ_s=34°)

in Gatebe and King [2016]

3.2.3.2 L'altitude du sommet des nuages

L'altitude d'un nuage affecte l'épaisseur d'atmosphère traversée par le rayonnement avant et après avoir été réflechi par le nuage, et donc la quantité d'éléments absorbants et diffusants rencontrés.

Pour connaître la sensibilité de ρ_{ovc} à l'altitude du nuage, on a effectué des simulations résolues spectralement, à l'aide du modèle de transfert radiatif libRadtran avec le solveur DISORT, présentés dans le chapitre 4. Pour différentes géométries de visée et d'éclairement, on simule alternativement un nuage bas à 500 m d'élévation, et un nuage convectif entre 2 et 15 km d'élévation, composés de gouttelettes de rayon effectif compris entre 8 et 12 μm [2]. S'agissant de comparer des nuages opaques et de même épaisseur optique, on fixe l'épaisseur optique de ρ_{ovc} à $\tau = 150$. Cette valeur est choisie d'après la distribution des épaisseurs optiques des nuages estimée par l'ISCCP et les mesures sols, comme représentative des plus importantes valeurs observables [Rossow and Schiffer, 1999, Trishchenko *et al.*, 2001]. Les propriétés optiques du nuage sont décrites par des tables précalculées de la théorie de Mie. La composition de l'air est fixée

2. On utilise ici un profil de tailles de gouttelettes prédéfini par libRadtran. Ces tailles restent cohérentes par rapport à l'usage d'imposer un rayon effectif de 10 μm quand l'information n'est pas connue [Rossow and Schiffer, 1999, Kokhanovsky, 2006]

TABLE 3.2: Caractéristiques de l'abaque de ρ_{ovc}

Caractéristiques	**Valeurs**
Phase du nuage	liquide (glace seulement pour les tests de sensibilité)
Epaisseur optique (COT)	150
Rayon effectif (CER)	profil vertical entre 8 et 12 μm
Hauteur du sommet du nuage (CTH)	500 m ; 15 km
Angle zénithal solaire (θ_s)	0° : 5° : 85°
Cosinus d'angle zénithal de visée (cos θ_v)	0.1 : 0.1 : 1
Différence d'azimuts solaire et de visée ($\Delta\phi$)	0°, 5°, 10° : 20° :170°, 175°, 180°
Résolution spectrale	1 nm
Spectre solaire $E_{0,\lambda}$	Gueymard [2018]
Colonnes totales d'ozone	300 Dobson Units (DU)
Colonnes totales de vapeur d'eau	20 $kg\ m^{-2}$
Aérosols	aérosols par défaut, décrits dans Shettle [1990]
Profils de température et pression	AFGL *midlatitude summer*

à des valeurs standards. L'ensemble des paramètres fixes et variables de ces simulations est résumé par la Table 3.2.

Sur la Figure 3.13, on constate que les différences entre les réflectances simulées pour différentes altitudes de nuages se concentrent sur les régions spectrales où le rayonnement interagit avec l'atmosphère claire : la diffusion, croissante pour les longueurs d'onde inférieures à 500 nm, et les bandes d'absorption de O_2 et H_2O. Cela signifie que **la simulation de réflectance pour des canaux spectraux avec une absorption ou une diffusion atmosphérique significative nécessite la connaissance supplémentaire de l'altitude des nuages.** De nombreux canaux radiométriques sont dans ce cas, comme le canal 0.8 μm de Meteosat/SEVIRI (Figure 3.14). A l'inverse, en dehors de ces régions spectrales particulières, l'altitude du nuage affecte peu les réflectances au sommet de l'atmosphère.

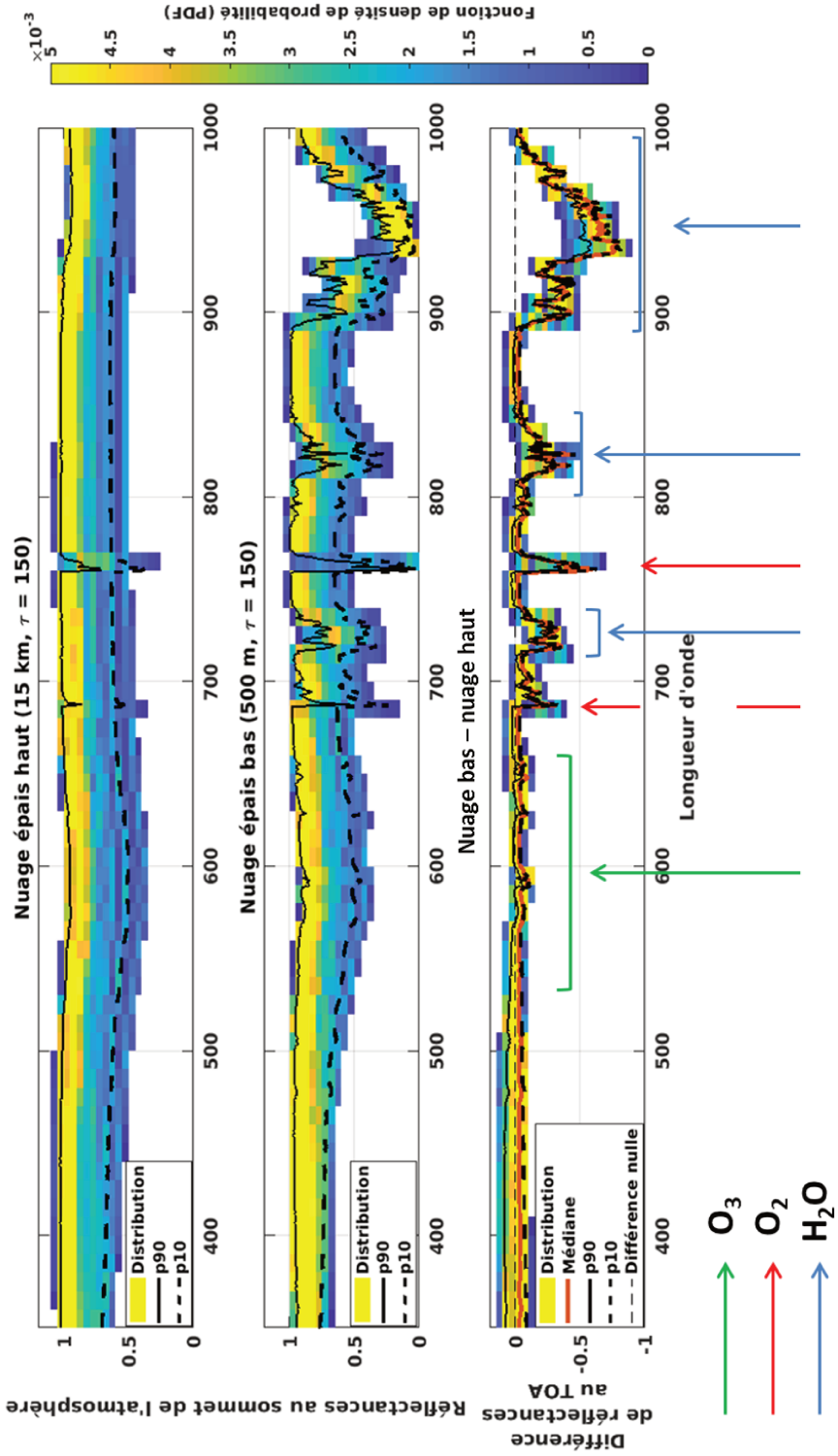


FIGURE 3.13: Deux premières lignes en partant du haut : distributions des réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de nuage liquide opaque (ρ_{ovc}) pour les différentes géométries de visée de l'abaque et pour $\theta_s = 30°$, rangées par classes de 10 nm, pour un nuage haut (15 km) et pour un nuage bas (500 m). Troisième ligne : erreur sur ρ_{ovc} causée par une attribution erronée de la hauteur du nuage à la catégorie "nuage épais bas". Les lignes noires brisées indiquent le centile p10 des plus faibles réflectances ; les lignes noires continues indiquent le centile p90. Les flèches vertes, rouges et bleues indiquent les régions spectrales avec les principales bandes d'absorption de O_3, O_2 et H_2O, respectivement.

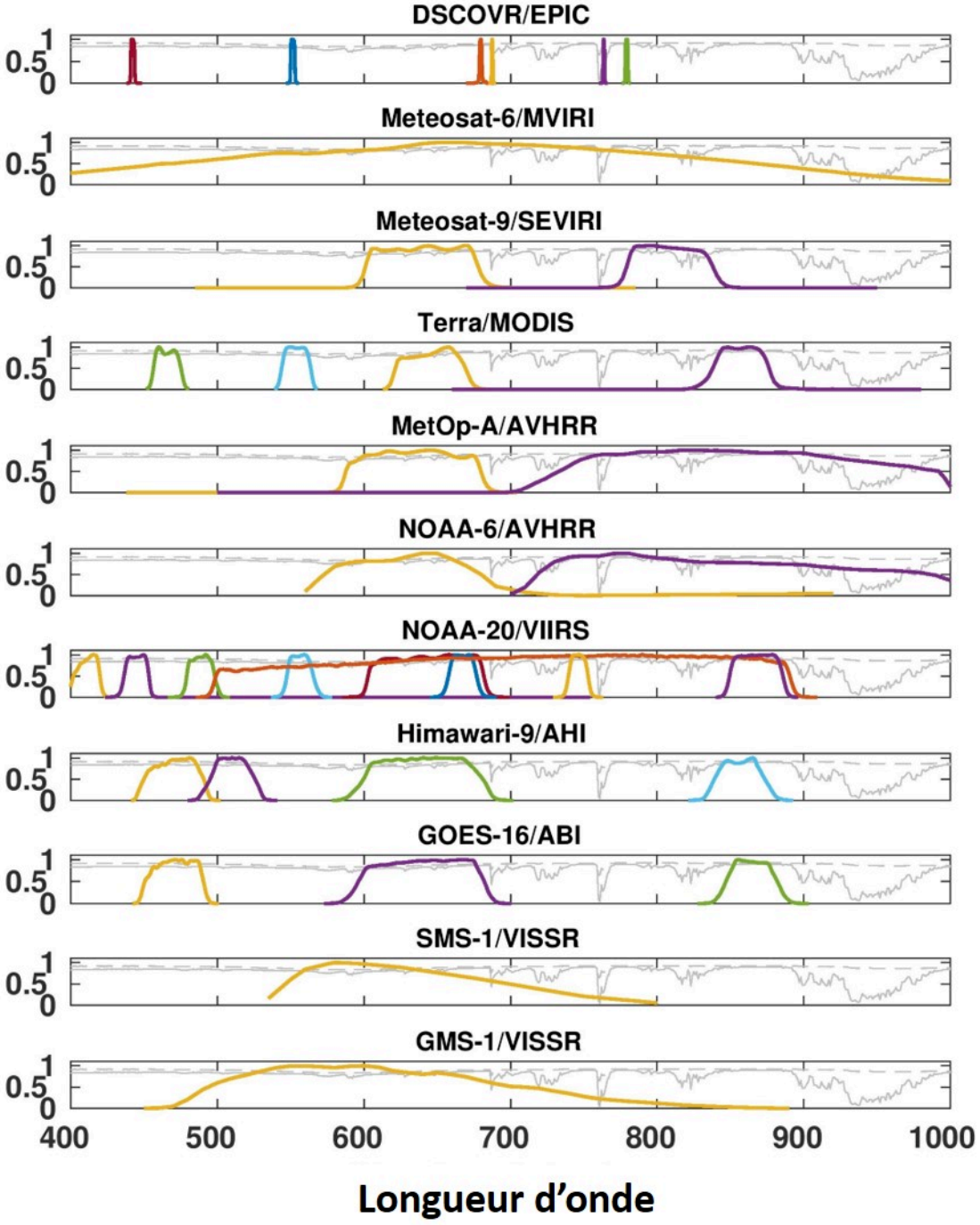


FIGURE 3.14: En couleur : fonctions de réponse spectrale pour différents instruments satellites. Ligne continue grise : réflectance au sommet de l'atmosphère (TOA) d'une scène avec un nuage épais bas (500 m). Ligne tiretée : idem pour un nuage épais haut (15 km).
N.B. : pour Terra/MODIS, seuls les canaux utilisés dans cette étude sont représentés.

3.2.3.3 Le rayon effectif

Une autre variable des propriétés des nuages est le rayon effectif (noté R_e) des gouttelettes [Hansen and Travis, 1974]. Cependant, le fixer à une valeur climatologique, usuellement de 10 μm [Rossow and Schiffer, 1999, Kokhanovsky, 2006], est suffisant car cette variable affecte peu les reflectances pour le domaine spectral de longueurs d'onde inférieures à 1 μm [King *et al.*, 1997]. La sensibilité des simulations à cette variable n'a cependant pas encore été testée dans le cas de nuages liquides.

3.2.3.4 La phase

Quelle que soit leur phase, les nuages n'absorbent que très peu le rayonnement dans la région spectrale d'étude d'Heliosat-V, en dessous de 1 μm [Kokhanovsky, 2006, Fu, 2015]. Cela est quantifié par la partie imaginaire de l'indice de réfraction de l'eau, présentée Figure 3.15. Cependant, les nuages absorbent une partie du rayonnement dans le proche infrarouge, de façon différenciée selon leur phase, liquide ou glacée. Une conséquence est que selon la phase d'un nuage et à indice d'ennuagement donné, la transmissivité effective du nuage - intégrée sur le domaine spectral solaire - différera.

Afin de connaître l'impact du choix de la phase sur les réflectances ρ_{ovc}, on simule un nuage composé de cristaux de glace. Pour cela, on utilise la paramétrisation de

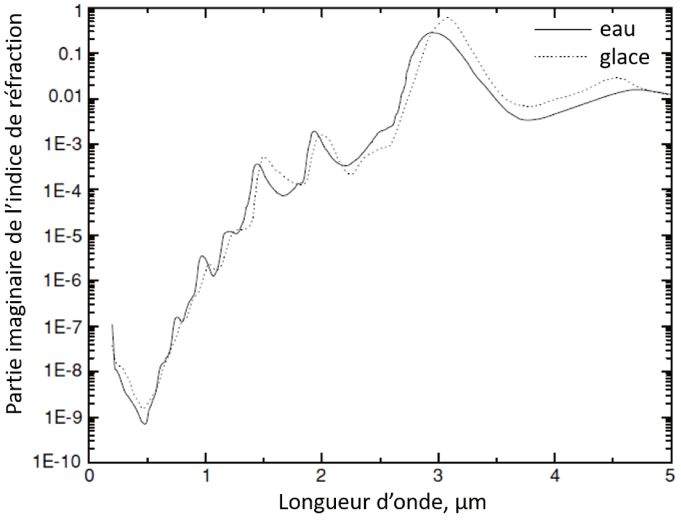


FIGURE 3.15: Spectre de la partie imaginaire de l'indice de réfraction de l'eau liquide (ligne continue) et solide (ligne pointillée).

d'après Kokhanovsky [2004]

Yang *et al.* [2013] avec des agrégats de colonnes sévèrement dégradées [3]. Cette paramétrisation est notamment utilisée par le produit nuages issu de l'imagerie du *Moderate resolution imaging spectroradiometer* (**MODIS**) pour ses abaques reliant l'épaisseur optique des nuages aux réflectances courtes longueurs d'onde mesurées par l'instrument satellite [4], en l'absence d'information sur le type de cristaux de glace composant un nuage [King *et al.*, 1997, Amarasinghe *et al.*, 2017]. On considère un rayon effectif de 20 μm. Cette approximation, proposée par la documentation libRadtran est proche de valeurs rencontrées dans la littérature [Qu *et al.*, 2017, Ma and Pinker, 2012]. On la compare à des simulations suivant le même profil de tailles de particules que pour les nuages liquides, soit entre 8 et 12 μm. On constate que le doublement de la taille des particules de glace affecte très faiblement les valeurs de réflectances simulées avec cette paramétrisation (Figure B.5).

On compare ensuite l'abaque produite pour le nuage de glace ($R_e = 20\ \mu m$) avec celui en phase liquide (voir Table 3.2). On peut constater en moyenne sur l'ensemble des simulations, une différence quadratique de l'ordre de 16 % de la valeur moyenne de l'échantillon nuage liquide 3.16. Les très hautes valeurs de réflectance ($\rho > 1.5$) correspondent à une diffusion avant forte, qui s'observe pour les petits angles de diffusion ($\Theta <\approx 40°$). On peut voir que cette diffusion avant est d'autant plus marquée pour les simulations supposant un nuage liquide. En dehors de cette géométrie particulière, les simulations montrent un meilleur accord, d'environ 9 % de la même référence, toutes longueurs d'onde considérées (Figure B.6).

Le choix de la phase elle-même apparaît donc significatif dans l'estimation de $\boldsymbol{\rho_{ovc}}$. Ces incertitudes significatives ne peuvent être levées qu'avec une connaissance de la phase effective des nuages.

3.2.3.5 La structure spatiale des nuages

Les effets tridimensionnels des nuages sont régulièrement cités comme problématiques dans la définition d'instants de ciel clair pour les méthodes à indices d'ennuagement (*e.g.* Trentmann and Pfeifroth [2018]) : les différences entre géométrie de visée et d'éclairement font qu'un nuage peut être observé sur un pixel, tandis que l'ombre qu'il projette

3. "*severely roughened aggregate columns*"
4. Ces abaques sont construites pour les canaux 0.66, 0.87, 1.24, 1.63, 2.13, et 3.79 μ m de MODIS [Amarasinghe *et al.*, 2017].

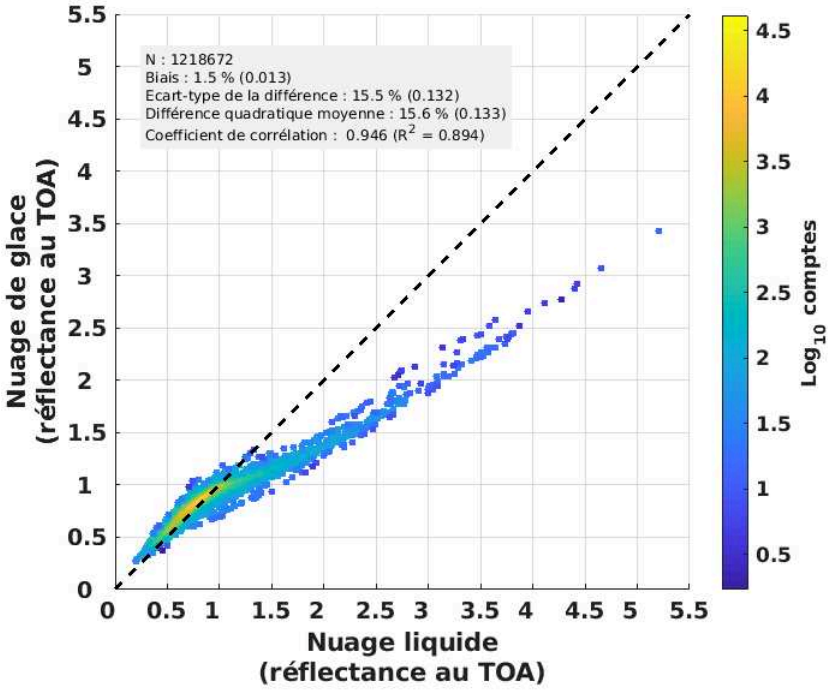


FIGURE 3.16: Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère pour les abaques en conditions de nuage liquide et solide, sur un histogramme à deux dimensions. La ligne en tirets noirs indique la droite $y = x$. Résultats affichés pour les conditions de géométries solaire et de visée respectant θ_s<80°, θ_v<80°.

se situe sur un pixel voisin. Dans le cas de la méthode Heliosat-2, la valeur particulièrement faible de réflectance associée à la surface ombragée peut alors être prise comme nouvelle référence d'instant de ciel clair. Cela cause un biais positif de l'indice d'ennuagement se traduisant par une sous-estimation de l'éclairement de surface.

La structure 3D des nuages affecte aussi l'anisotropie de leurs propriétés de réflectance. Horváth and Davies [2004] notent que plus la résolution spatiale est grossière, plus l'hypothèse de nuage homogène sur plan parallèle permet de simuler correctement les réflectances au sommet de l'atmosphère de scènes nuageuses. Cependant, même pour les résolutions les plus grossières considérées, soit 17.6 km, seuls 38 % des scènes parviennent à être simulées sur différentes géométries de visée avec une représentation correcte de l'anisotropie de leurs réflectances, définie dans l'étude comme une erreur systématiquement inférieure à 5 %. Várnai and Marshak [2007] montrent aussi que

l'approximation de nuage plan parallèle a des impacts significatifs sur l'estimation opérationnelle de l'épaisseur optique des nuages via l'imagerie satellite MODIS. Les scènes de nuages hétérogènes montrent ainsi une dépendance statistique de l'épaisseur optique selon la géométrie de visée. On s'attendra ainsi à avoir les mêmes types d'erreur sur l'indice d'ennuagement et finalement sur l'estimation de l'éclairement de surface.

3.3 Conclusion

Limiter les incertitudes sur la détermination de l'indice d'ennuagement demande ainsi les connaissances précises à la fois de la mesure radiométrique, et de ses limites en conditions de ciel clair (ρ_{clair}) et en présence de nuage optiquement épais (ρ_{ovc}). La mesure de réflectance a ses propres incertitudes, notamment liées à l'étalonnage du capteur, tandis que ρ_{clair} et ρ_{ovc} ont leurs sources et dépendances propres de variabilité. L'anisotropie et la dépendance spectrale des réflectances ont ainsi été identifiées comme facteurs importants de variabilité, selon les caractéristiques des sols, de l'atmosphère claire et des nuages. Le chapitre suivant est consacré à la modélisation des réflectances ρ_{clair} et ρ_{ovc} en tenant compte de leur variabilité géométrique et spectrale. On restera tout de même sur un domaine spectral restreint pour lequel la variabilité de l'éclairement spectral incident au sommet de l'atmosphère et la polarisation ont un impact réduit sur les réflectances (λ>400 nm), et pour lequel les nuages n'absorbent pas le rayonnement et le rayon effectif des gouttelettes a un impact limité sur les simulations de transfert radiatif (λ<1000 nm).

Chapitre 4

Simuler les réflectances par ciel clair et par ciel couvert au sommet de l'atmosphère

Pour les besoins de la méthode Heliosat-V, on souhaite simuler les réflectances observées par un imageur satellite au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} et en présence d'un nuage optiquement épais ρ_{ovc}, pour des canaux spectraux compris dans l'intervalle [400-1000 nm]. Si on y parvient avec suffisamment de précision, il est alors possible de les utiliser pour la construction de l'indice d'ennuagement n.

Pour cela, on utilise la librairie de modèles de transfert radiatif libRadtran [Mayer and Kylling, 2005], son principal modèle *uvspec*, ainsi qu'un solveur des équations du transfert radiatif sur plans parallèles DISORT v2 [Stamnes *et al.*, 2000]. Le choix de DISORT en particulier repose sur son utilisation très répandue par la communauté scientifique (*e.g.* Ceamanos *et al.* [2019], Stöckli [2014], Mueller *et al.* [2009]), notamment due à sa rapidité d'exécution des simulations de transfert radiatif.

Dans le cadre de cette thèse, nous ne modélisons pas les effets de polarisation, qui ne sont pas traités par DISORT : une part des erreurs de modélisation de réflectance sera donc vraisemblablement imputable à cette simplification.

Dans ce chapitre, nous étudions comment simuler les réflectances ρ_{clair} et ρ_{ovc}. Pour ces deux grandeurs, nous mettons au point une methode de simulation et comparons

les resultats avec des mesures réelles de réflectance pour discuter de la validité et des performances des simulations.

4.1 L'utilisation d'un modèle de transfert radiatif

Un modèle de résolution des équations du transfert radiatif permet de quantifier les flux de rayonnement à la surface de la Terre, dans l'atmosphère ou réfléchi - ou émis, dans le cas des grandes longueurs d'ondes - vers l'espace. Les modèles *multistream* comme DISORT peuvent quantifier le rayonnement avec une information sur sa distribution angulaire, ce qui permet la modélisation de l'anisotropie des luminances et non seulement l'estimation d'éclairements. On utilise le modèle avec 32 *streams*, une approximation permettant une représentation angulaire assez fine des luminances avec un temps de calcul raisonnable.

4.2 Les entrées de libRadtran

Un modèle de transfert radiatif nécessite des données en entrée. Celles-ci caractérisent, entre autres, les propriétés optiques et les concentrations des composés atmosphériques diffusants et absorbants, ou encore les propriétés de réflexion des surfaces.

4.2.1 Le rayonnement solaire extraterrestre

Pour définir l'éclairement solaire incident au sommet de l'atmosphère, on utilise le spectre solaire de Kurucz [1992], proposé par défaut par libRadtran. Il n'est pas nécessaire de considérer les variations temporelles de cette grandeur pour la simulation des réflectances, car ρ est une grandeur normalisée [1] (*cf.* Equation 2.1).

4.2.2 La composition de l'atmosphère

Certains éléments gazeux et particulaires présents dans l'atmosphère interagissent avec le rayonnement de courtes longueurs d'onde. On propose donc d'utiliser en entrée

1. Les variations de $E_{0,\lambda}$ et de la distance Terre-Soleil doivent par contre être prises en compte pour le calcul précis de ρ_{sat}, en normalisant correctement les mesures satellites de luminance (voir Chapitre 3, section 3.1.1).

de libRadtran le contenu atmosphérique en vapeur d'eau renseigné par l'ECMWF. Les colonnes totales atmosphériques [2] d'ozone et les épaisseurs optiques d'aérosols à 550 nm produites par le *Copernicus Atmosphere Monitoring Service* (**CAMS**) [Inness *et al.*, 2019] et le projet antérieur *Monitoring Atmospheric Composition and Climate* (**MACC**) [3] [Inness *et al.*, 2013] viennent préciser la connaissance de la composition atmosphérique. Le choix de ces jeux de données vient de leur couverture mondiale et de leur dimension temporelle.

Il est aussi possible d'intégrer en entrée de libRadtran la composition de l'atmosphère en aérosols. Ceux-ci sont caractérisés en termes de coefficient d'extinction, fonction de phase, coefficient d'Angström, albédo de simple diffusion, et indice de réfraction. Toutes ces informations ne sont pas produites par CAMS. La librairie *Optical Properties of Aerosols and Clouds* (**OPAC**, [Hess *et al.*, 1998]) définit dix mélanges [4], chacun étant le profil atmosphérique d'une combinaison de dix catégories d'aérosols [5]. OPAC associe à chaque catégorie les propriétés optiques la caractérisant.

Lefevre *et al.* [2013] ont développé pour le modèle McClear, un algorithme permettant d'attribuer un mélange OPAC pour chaque jeu d'épaisseurs optiques issu de CAMS (Figure B.7 [6]). Les données MACC et CAMS fournissent notamment les épaisseurs optiques à la longueur d'onde $\lambda_0 = 550\ nm$. On applique donc la relation d'Angström pour adapter l'épaisseur optique au canal spectral considéré :

$$\tau(\lambda) = \tau(\lambda_0)\ (\frac{\lambda}{\lambda_0})^{-\alpha} \tag{4.1}$$

avec α le coefficient d'Angström, fourni par OPAC sur les intervalles 350-500 nm et 500-800 nm pour les dix mélanges. On adapte le coefficient d'Angström utilisé selon la longueur d'onde centrale du canal spectral étudié. L'information sur les épaisseurs optiques partielles des aérosols est fournie par MACC et CAMS pour différents types de particules : noir de carbone, sulfates, poussières, carbone organique et sel marin.

2. contenu intégré d'une espèce chimique sur toute l'épaisseur de l'atmosphère
3. réanalyses MACC de 2003 jusqu'en 2012 puis prévisions CAMS à partir de 2012
4. *continental (clean, average, polluted), urban, desert, maritime (clean, polluted, tropical), arctic, antarctic*
5. *insoluble, water-soluble, soot, sea salt (accumulation, coarse modes), mineral (nucleation, accumulation, coarse modes), mineral-transported, sulfate droplets.*
6. Des erreurs de signe sur la condition en latitude de la catégorie *maritime tropical* apparaissaient sur ce schéma. Nous les avons corrigé dans notre implémentation et sur cette version de la figure.

On caractérise ainsi les aérosols avec seulement deux variables en entrée du modèle de transfert radiatif : le mélange et l'épaisseur optique totale τ des aérosols, à la longueur d'onde centrale du canal radiométrique considéré. Cette approximation convient pour l'estimation de l'éclairement solaire en surface par ciel clair G_{clair}. Un postulat est donc que cette approche est valide pour l'estimation de ρ_{clair}, et nous allons mener des expérimentations pour le vérifier.

D'autres gaz sont absorbants dans la région spectrale simulée : O_2, NO_2 et CO_2. Par défaut, ils sont renseignés par des données climatologiques dans libRadtran. Une version opérationnelle d'Heliosat-V pourrait intégrer des données CAMS de NO_2, dont l'influence pourrait être détectable dans les zones et pour les périodes de fortes concentrations.

Les profils météorologiques de température et de pression peuvent aussi affecter les résultats. Ici, on les considère fixés aux profils climatologiques d'été aux moyennes latitudes, produit par l'*Air Force Geophysical Lab* (**AFGL**) [Anderson *et al.*, 1986]. Mueller *et al.* [2009] utilisent le profil *US standard atmosphere* après avoir constaté une très faible sensibilité des estimations du DSSI selon cette variable. Zhang *et al.* [2014] quantifient cette sensibilité du choix parmi les six profils AFGL sur l'estimation du DSSI par leur méthode **GLASS** (*Global LAnd Surface Satellite*). Pour un angle zénithal de 0°, l'écart-type dû au choix du profil est estimé à 22 W m^{-2}, soit environ 2 %. On fait l'hypothèse que les erreurs sur les réflectances sont ainsi faibles, mais des expérimentations restent à faire pour la valider, dépassant le cadre de ce travail de thèse.

4.2.3 Les géométries de visée et d'éclairement

Les angles zénithaux et les azimuts de visée du satellite et de l'éclairement solaire sont des conditions essentielles pour les simulations (*cf.* chapitre 3, Section 3.2). La géométrie d'éclairement est fournie par l'algorithme Solar Geometry 2 [Blanc and Wald, 2012]. La géométrie de visée est, quant à elle, calculée avec l'hypothèse que Meteosat-9 est sur une orbite strictement géostationnaire à 0°. L'inclinaison du satellite sur la période considérée est comprise entre 0.25° et 0.55° sur l'année 2011 [EUMETSAT, 2020]. Les géométries de visée varient donc faiblement temporellement (*cf.* Annexe E).

4.2.4 La réflectance de la surface de la Terre

La réflectance des surfaces émergées de la Terre peut être estimée avec le modèle Ross-Li [Roujean *et al.*, 1992, Lucht *et al.*, 2000], dépendant des angles zénithaux d'éclairement θ_s et de visée θ_v, ainsi que de la différence $\Delta\phi$ entre les azimuts d'éclairement ϕ_s et de visée ϕ_v. Le modèle Ross-Li caractérise les propriétés de réflectance d'une surface selon trois paramètres. La BRDF modélisée est alors une fonction linéaire de ces trois paramètres pondérés par des modèles de distribution de la réflectance selon les géométries imposées :

$$R(\theta_s,\ \theta_v,\ \Delta\phi) = f_{iso} + f_{vol}\ K_{vol}(\theta_s,\ \theta_v,\ \Delta\phi) + f_{geo}\ K_{geo}(\theta_s,\ \theta_v,\ \Delta\phi) \tag{4.2}$$

Chacun des trois termes de la somme a une signification physique.

f_{iso} est la composante isotrope de la BRDF de surface. D'après Roujean *et al.* [1992], on a :

$$R(\theta_s = 0°,\ \theta_v = 0°,\ \Delta\phi) = f_{iso} \tag{4.3}$$

f_{vol} et le noyau "Ross-Thick" K_{vol} caractérisent la diffusion volumique du rayonnement solaire à travers une canopée idéalisée [Roujean *et al.*, 1992]. Une amélioration, prise en compte dans nos simulations, a été apportée à ce modèle pour tenir compte de l'effet de *hotspot* (*cf.* Section 3.2.1) au voisinage de la direction de rétrodiffusion [Maignan *et al.*, 2004].

f_{geo} et le noyau "Li-Sparse" K_{geo} modélisent, selon les géométries de visée et d'éclairement, l'anisotropie causée par la rugosité du sol, réprésentée comme résultat d'ombres projetées par de petits objets répartis aléatoirement sur une surface [Li and Strahler, 1992].

La capacité du modèle Ross-Li à reproduire l'anisotropie des surfaces continentales à partir de trois paramètres est appuyée notamment par les observations multiangulaires des instruments POLDER embarqués sur les satellites *Advanced Earth Observing System -1* (**ADEOS-1**) [Bicheron and Leroy, 2000] et PARASOL [Maignan *et al.*, 2004, Bréon and Maignan, 2017]. Maignan *et al.* [2004] estiment que le modèle Ross-Li est un des meilleurs modèles parmi ceux qu'ils ont évalué. Avec leur correction du modèle pour les géométries proches du *hotspot*, ils constatent que "*des erreurs quadratiques*

moyennes typiques sont de l'ordre de 0.01 dans les canaux visibles et dans le proche infrarouge, quand l'amplitude des effets directionnels est de l'ordre de quelques pourcents dans le visible et 0.2 [unité de réflectance] *dans le proche infrarouge*" [Maignan *et al.*, 2004].

Les observations radiométriques multispectrales produites par les instruments MODIS à bord des satellites Terra et Aqua permettent l'estimation de ces trois paramètres pour sept bandes spectrales dans le visible et le proche infrarouge [Schaaf *et al.*, 2002]. On utilise ainsi comme entrée de libRadtran le produit MCD43C1 v6, fournissant ces estimations sur une grille spatiale régulière de 0.05° (environ 6 km à l'équateur) et une période journalière, et estimant f_{iso}, f_{vol} et f_{geo} à partir de mesures effectuées sur une fenêtre glissante de 16 jours. Pour nos simulations, les valeurs de f_{iso}, f_{vol} et f_{geo} sont interpolées linéairement à partir des coordonnées géographiques considérées pour les validations (voir Table 1.1).

La connaissance de la réflectance est donc limitée à un nombre restreint de longueurs d'onde. Cela pose la question de la représentativité spectrale des données MCD43C1, en particulier pour la simulation des réflectances mesurées à partir d'interpolations spectrales sur des canaux fins.

4.3 La paramétrisation spectrale

Les simulations de transfert radiatif ont un coût en temps de calcul numérique qui peut devenir important si des paramétrisations ne sont pas appliquées. La résolution spectrale des luminances calculées est un paramètre sur lequel beaucoup de temps de calcul peut être gagné. Le calcul détaillé "raie par raie" est ainsi très lent pour reproduire l'observation radiométrique d'instruments satellites avec une sensibilité sur un intervalle spectral de plusieurs nanomètres.

La paramétrisation REPTRAN a été développée pour le calcul de transfert radiatif appliqué à des bandes spectrales larges de plusieurs nanomètres ainsi qu'aux sensibilités spectrales de nombreux canaux de radiomètres satellites [Gasteiger *et al.*, 2014]. Son principe réside dans l'identification d'un nombre restreint de longueurs d'onde représentatives λ_{rep} sur lesquelles le calcul est effectué. La quantité radiative à modéliser sur

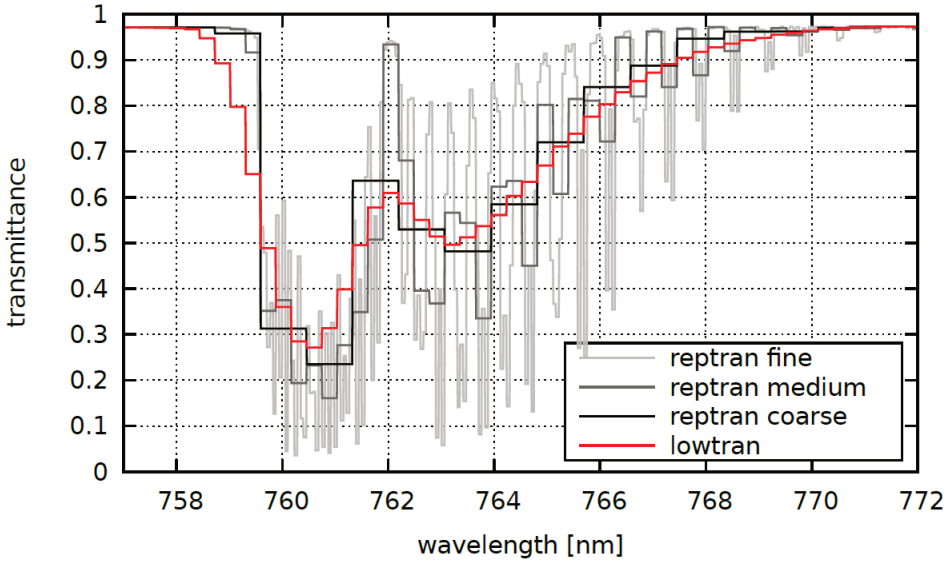


FIGURE 4.1: Illustration des différentes résolutions spectrales de REPTRAN sur la bande d'absorption A de O_2

in Mayer et al. *[2017]*

la bande (Figure, 4.1) ou le canal spectral est obtenue en pondérant les résultats sur les λ_{rep} par des poids associés, optimisés pour représenter au mieux la bande.

On applique cette paramétrisation pour le calcul de luminances telles que mesurées par les canaux 0.6 et 0.8 μm de Meteosat-9/SEVIRI, en utilisant le mode dit *reptran channel*.

4.4 Tests de validité des simulations des réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair}

Pour étudier l'importance des erreurs des simulations, des séries temporelles de ρ_{clair} sont calculées pour différents lieux et différents canaux spectraux. On considère ici les canaux 0.6 μm et 0.8 μm de Meteosat-9 (de la série MSG) pour l'année 2011.

On simule les réflectances pour les positions des onze stations du réseau de mesures pyranométriques BSRN décrites par la Table 1.1 et représentées sur le disque de visée de MSG/SEVIRI sur la Figure 4.2. Toutes les validations sont effectuées pour des angles zenithaux solaires et de visée inférieurs à 80°.

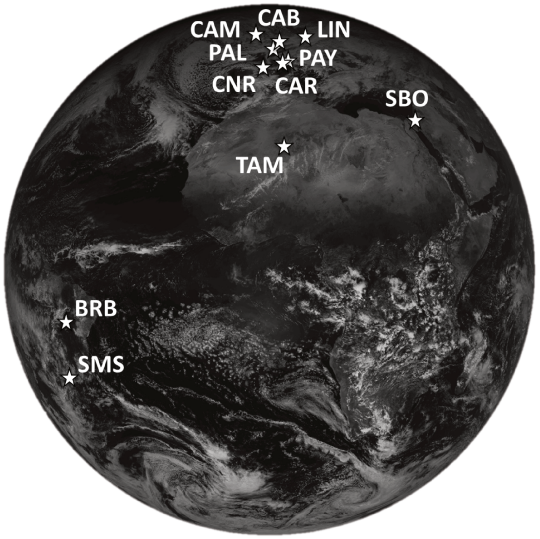


FIGURE 4.2: Localisation des stations BSRN considérées pour les simulations de ρ_{clair} (arrière-plan : image MSG/SEVIRI, canal 0.6 μm)

4.4.1 Résultats pour Meteosat-9/SEVIRI

Pour étudier statistiquement la qualité des estimations de ρ_{clair}, on compare les simulations avec les mesures radiométriques, après avoir effectué la conversion des résultats en réflectance. Un travail de nettoyage des mesures est nécessaire afin de retirer les instants nuageux. Il est fait "manuellement" afin de conserver le plus possible d'instants de ciel clair. Le critère de sélection est visuel : la présence de nuage est associée aux pics dans les mesures de réflectance, comme on peut l'observer sur la Figure 4.3, par exemple le 26 mai 2011.

Sur la Figure 4.4, les simulations pour les onze lieux étudiés sont comparées avec les observations par ciel clair pour les canaux 0.6 et 0.8 μm, en utilisant un histogramme à deux dimensions. Sur cet échantillon d'environ cinquante mille points, les mesures à 0.6 μm sont reproduites avec une différence quadratique moyenne (*root mean square difference*, **RMSD**) d'environ 0.03 en termes de réflectance soit 14.5 % de la moyenne mesurée, et un biais moyen d'environ 0.02 (10 %). Une part significative de ce biais pourrait être expliquée par l'erreur sur l'étalonnage : on utilise ici l'étalonnage EUMETSAT avec un gain plus faible de 8.9 % par rapport à l'étalonnage de CERES.

Les statistiques station par station compilées dans la Table 4.1 montrent des résultats plus contrastés : les biais observés sont compris entre 0.006 (CENER) et 0.034 (Payerne). Les écarts-types des différences entre mesures et simulations (*standard deviation of the difference*, **STD**) vont eux de 0.008 (Tamanrasset) à 0.030 (Sede Boker).

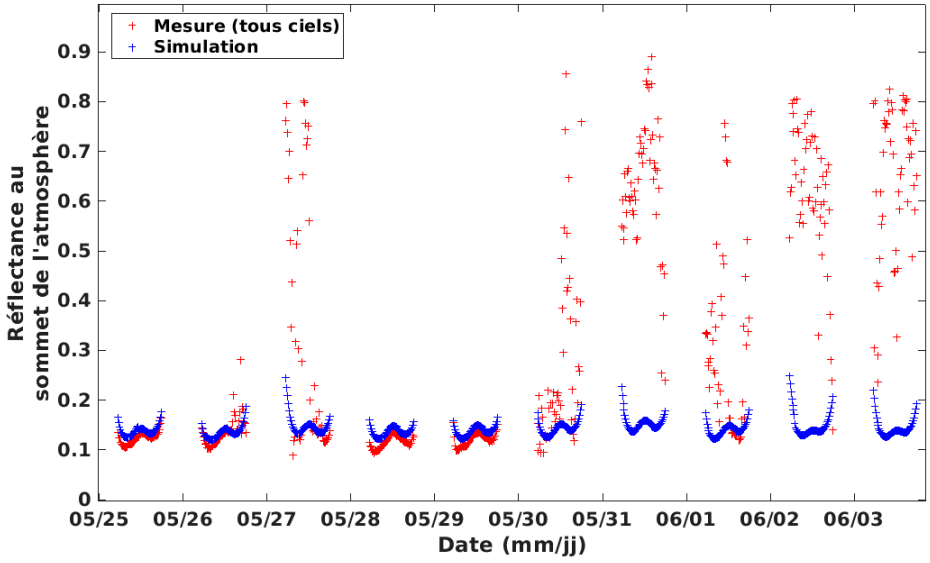


FIGURE 4.3: Réflectances au sommet de l'atmosphère pour Carpentras entre le 25 mai et le 3 juin 2011 pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9). Les croix bleues indiquent les réflectances simulées en conditions de ciel clair ρ_{clair} tandis que les croix rouges indiquent les réflectances mesurées par le radiomètre en toutes conditions.

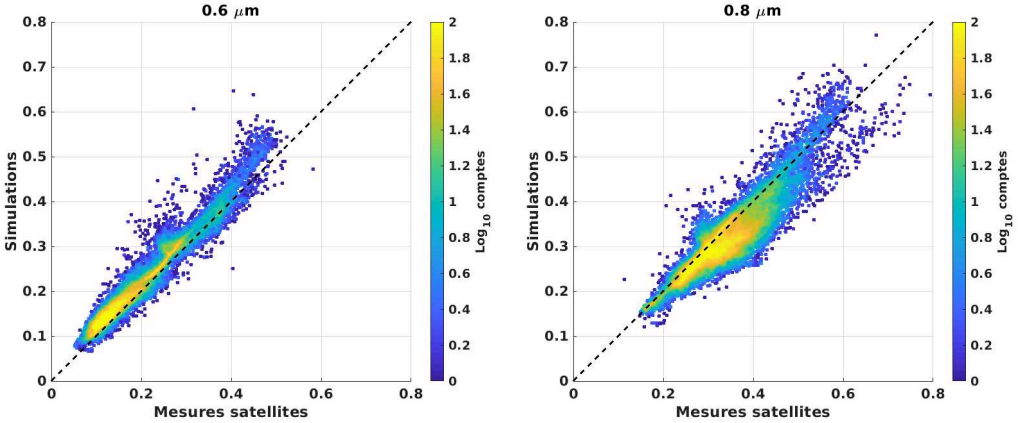


FIGURE 4.4: Histogrammes à deux dimensions comparant les réflectances au sommet de l'atmosphère par ciel clair simulées ρ_{clair} en fonction des observations satellites Meteosat 0°. A gauche : canal 0.6 μm. A droite : canal 0.8 μm. Données agrégées sur les 11 lieux de la Table 1.1 sur l'année 2011.

Les réflectances ρ_{clair} du canal 0.8 μm sont simulées avec une RMSD de 0.04 (12.4 %) et un biais moyen de -0.02 (-6.6 %) (Table B.1). En faisant l'hypothèse que l'étalonnage CERES est voisin de l'étalonnage réel, on a dans ce cas une compensation partielle de l'erreur systématique due à l'étalonnage EUMETSAT avec la sous-estimation des réflectances simulées ρ_{clair}. Pour ce canal, les biais et différences quadratiques moyennes diffèrent d'une station à l'autre. Cependant, on observe des biais négatifs pour tous les

TABLE 4.1: Validation des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} sur l'année 2011 pour le canal 0.6 μm

Lieu	**N**	**Moyenne mesure** *s.d.*	**Biais** *s.d.* (%)	**STD** *s.d.* (%)	**RMSD** *s.d.* (%)	**Coefficient de corrélation** (R)
Brasilia	4586	0.140	0.011 (7.7)	0.015 (10.8)	0.019 (13.3)	0.958
Cabauw	2256	0.138	0.027 (19.7)	0.027 (19.7)	0.033 (24)	0.889
Camborne	1107	0.130	0.027 (20.4)	0.012 (9.1)	0.029 (22.4)	0.915
Carpentras	6203	0.146	0.014 (9.3)	0.012 (8.4)	0.018 (12.6)	0.921
CENER	3922	0.165	0.006 (3.5)	0.019 (11.5)	0.020 (12.0)	0.924
Lindenberg	2864	0.162	0.026 (15.8)	0.017 (10.5)	0.031 (19.0)	0.937
Palaiseau	2592	0.142	0.021 (14.5)	0.013 (9.0)	0.024 (17.1)	0.925
Payerne	4244	0.119	0.034 (28.3)	0.015 (12.2)	0.037 (30.8)	0.892
Sede Boker	9304	0.339	0.022 (6.5)	0.030 (8.9)	0.037 (11.0)	0.899
Sao Martinho da Serra	4725	0.146	0.026 (17.7)	0.026 (17.7)	0.037 (25.2)	0.939
Tamanrasset	7354	0.249	0.015 (6.1)	0.008 (3.3)	0.017 (7.0)	0.956
Total	49157	0.197	0.019 (9.9)	0.021 (10.7)	0.029 (14.5)	0.974

Données Meteosat-9 avec étalonnage EUMETSAT

lieux excepté Sede Boker et Tamanrasset, les deux stations de type désertique.

4.4.2 Discussion sur l'erreur due à l'interpolation spectrale des réflectances des surfaces

Une hypothèse pourrait expliquer la tendance aux biais négatifs des simulations de ρ_{clair} pour le canal 0.8 μm. La présence de végétation cause de fortes réflectances dans le canal proche infrarouge 0.8 μm et de très faibles en dessous de 0.7 μm. Comme l'illustre la Figure 3.8, la réflectance de la végétation varie spectralement peu entre 0.8 et 0.9 μm. L'interpolation linéaire des paramètres de BRDF issus de MODIS entre les canaux 0.65 et 0.86 μm de MODIS ne permet pas de représenter ce plateau de réflectance. Le canal 0.8 μm de SEVIRI étant sensible à des longueurs d'onde plus courtes sur ce plateau, on s'attend à des réflectances similaires aux données du canal 0.86 μm de MODIS pour des surfaces végétales. Les simulations, elles, suivent la pente linéaire d'interpolation, et sous-estiment donc les réflectances pour le canal 0.8 μm de SEVIRI.

Un calcul qualitatif illustré par la Figure 4.5 permet de montrer que cette erreur devrait être significative pour la végétation. On fait l'hypothèse d'une équivalence entre les réflectances de surface sur le plateau du *red edge* dans les canaux 0.8 μm de MSG et 0.86 μm de MODIS, qu'on nommera par commodité respectivement $\rho_{NIR,\ MSG}$ et $\rho_{NIR,\ MODIS}$. Dans libRadtran, les paramètres de BRDF sont interpolés spectralement

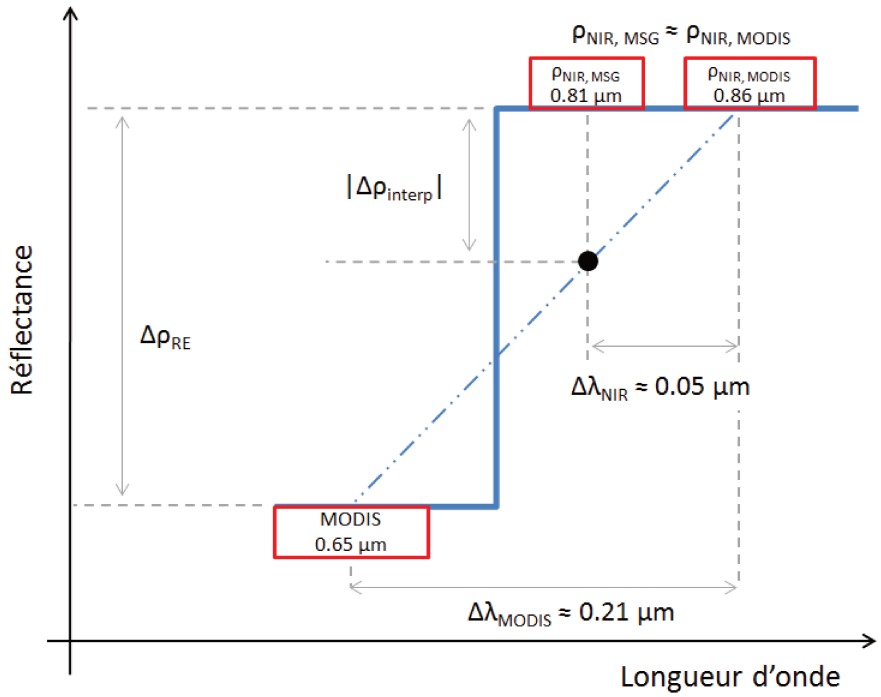


FIGURE 4.5: Représentation des erreurs d'interpolation spectrale pour l'estimation des réflectances de surface

linéairement entre les centres des canaux MODIS. La différence $\Delta\rho_{interp}$ entre la réflectance de surface simulée pour le canal 0.8 μm de MSG $\rho_{NIR,\ MSG,\ sim}$ et $\rho_{NIR,\ MSG}$ est donc égale à :

$$\begin{aligned}\Delta\rho_{interp} &= \rho_{NIR,\ MSG,\ sim} - \rho_{NIR,\ MSG} \\ &\approx \rho_{NIR,\ MSG,\ sim} - \rho_{NIR,\ MODIS} \\ &\approx -\Delta\lambda_{NIR}\,\frac{\Delta\rho_{RE}}{\Delta\lambda_{MODIS}} \\ &\approx -\frac{\Delta\rho_{RE}}{4}\end{aligned} \tag{4.4}$$

avec $\Delta\lambda_{NIR} \approx$ 0.05 μm la différence entre les longueurs d'onde des canaux proche infrarouge de MODIS et MSG, $\Delta\lambda_{MODIS} \approx 0.21$ μm la différence entre les longueurs d'onde des canaux proche infrarouge et rouge de MODIS, et $\Delta\rho_{RE}$ la différence de réflectance entre le plateau et la base du *red edge*. On voit que plus la végétation est abondante et saine sur le pixel étudié (*cf.* Figure 3.8), plus l'erreur d'interpolation sera importante pour le canal 0.8 μm de MSG. La position du canal 0.6 μm est presque confondue avec celle du canal MODIS à 0.65 μm (*cf.* Figure 3.14). On s'attend donc à ce qu'il soit bien moins affecté par l'erreur d'interpolation que 0.8 μm.

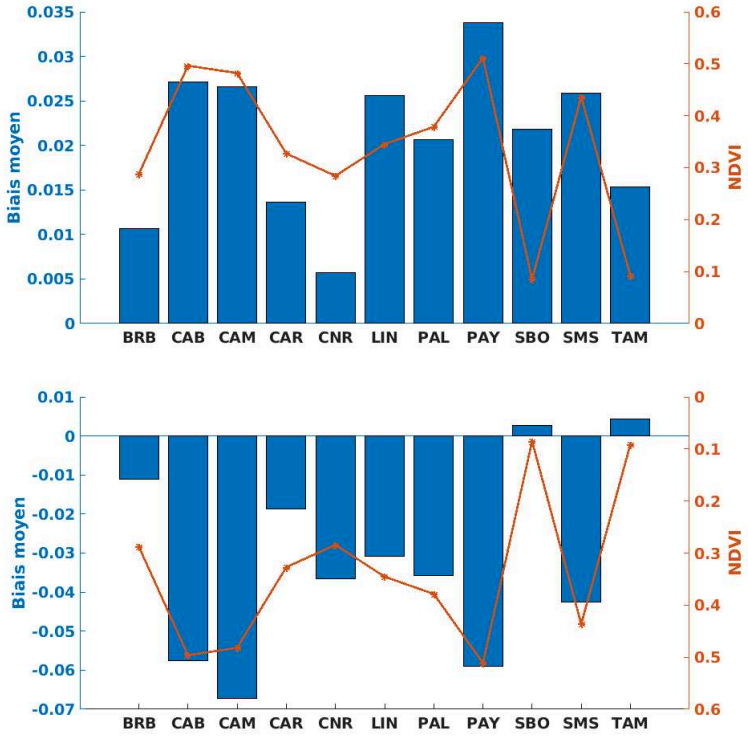


FIGURE 4.6: Biais des réflectances simulées en conditions de ciel clair (barres bleues) et NDVI (points oranges reliés) moyens pour les onze lieux étudiés sur l'année 2011. En haut : canal 0.6 μm de MSG (Meteosat-9) ; en bas : 0.8 μm. Noter que l'axe du NDVI est inversé pour le canal 0.8 μm.

On représente sur la Figure 4.6 les biais moyens des simulations de ρ_{clair} comparativement avec l'indice de végétation normalisé (*Normalized Difference Vegetation Index*, **NDVI**), défini comme (Deering [1978] cité par Huete *et al.* [1999]) :

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{\rho_{NIR} + \rho_{red}} \tag{4.5}$$

Pour le canal 0.8 μm et les onze lieux étudiés, on constate notamment que les deux biais les moins négatifs correspondent aux plus faibles indices de végétation : les stations désertiques Sede Boker et Tamanrasset. Ces résultats restent toutefois exploratoires mais semblent suggérer que l'erreur d'interpolation pourrait être significative dans les simulations produites de ρ_{clair} pour les surfaces végétales.

4.4.3 La qualité des données MODIS de BRDF

La qualité de données MODIS de BRDF semble jouer un rôle sur la précision des ρ_{clair} simulés : on observe ainsi une diminution de la RMSD entre simulations et mesures

satellites quand on ne considère que les jours pour lesquels la qualité annoncée de la donnée MODIS est la plus élevée (indice de qualité 0 de MCD43C1). Pour le canal 0.6 μm, on passe de 0.029 (14.5 %) à 0.024 (12.4 %), et pour 0.8 μm, de 0.042 (12.4 %) à 0.032 (10.4 %). Cela souligne l'importance du choix des données de BRDF utilisées pour l'estimation de l'éclairement de surface.

4.4.4 Les aérosols

La prise en compte des aérosols affecte les simulations des ρ_{clair}. On peut notamment s'en rendre compte dans les séries temporelles simulées lors de la transition d'un type mélange type d'aérosols à un autre. Sur la Figure 4.7, on peut voir, à titre d'exemple, une nette discontinuité de la réflectance ρ_{clair} en fin de matinée, de l'ordre de 0.005. Cette chute correspond au passage de l'utilisation du mélange OPAC *maritime polluted* à *continental polluted* pour décrire les propriétés des aérosols.

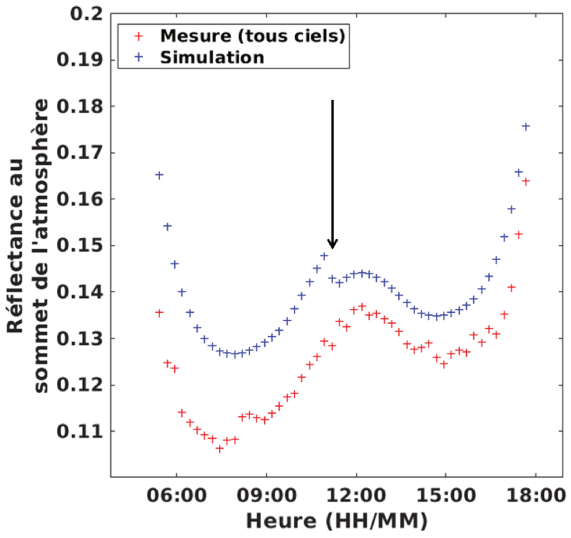


FIGURE 4.7: Réflectances au sommet de l'atmosphère pour Carpentras le 25 mai 2011 pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9). Les croix bleues indiquent les réflectances simulées en conditions de ciel clair ρ_{clair} tandis que les croix rouges indiquent les réflectances mesurées par le radiomètre en toutes conditions. La flèche noire indique la transition du mélange d'aérosols *maritime polluted* à *continental polluted*.

Afin de mieux quantifier la sensibilité à l'information sur les aérosols, nous avons aussi produit des simulations de ρ_{clair} avec des épaisseurs optiques d'aérosols nulles pour le canal 0.6 μm. Une première analyse montre que les résultats sont affectés différemment selon les stations. Les différences quadratiques moyennes observées entre les réflectances

simulées avec et sans épaisseurs optiques d'aérosols issues de MACC, vont de 0.008 à Tamanrasset à 0.043 pour Sao Martinho da Serra (comparaison entre les stations sur la Figure B.12). On observe des biais pouvant être particulièrement importants sur les stations Sede Boker, Brasilia et Sao Martinho da Serra en début et fin de journée. Ces biais semblent correspondre à des situations d'angles de diffusion faibles pour les biais négatifs comme à Sede Boker le matin et Brasilia le soir, et tendant vers 180° pour les biais positifs comme à Sede Boker le soir et Brasilia le matin (Figure 4.8). Ne pas prendre en compte la contribution des aérosols au signal mesuré par le radiomètre satellite cause ainsi des écarts significatifs dans les simulations de transfert radiatif, phénomène qui semble d'autant plus marqué au voisinage des directions de rétrodiffusion et de diffusion avant. Des analyses supplémentaires seraient utiles pour définir le domaine d'angles de diffusion dans lequel l'erreur causée par une méconnaissance des aérosols est négligeable par rapport aux autres sources d'incertitude pour l'estimation du DSSI.

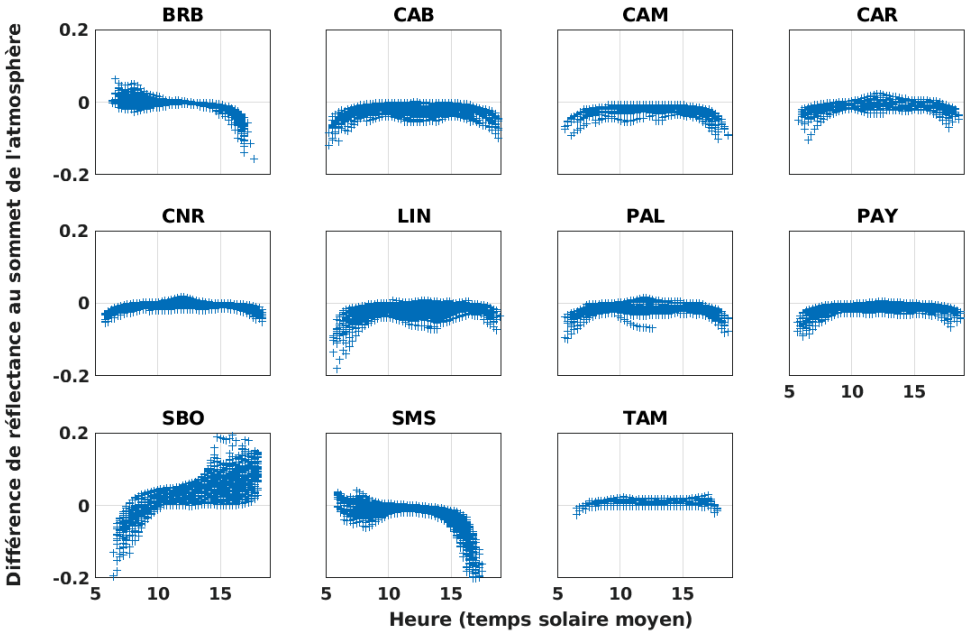


FIGURE 4.8: Différences entre les réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} simulées sans aérosols et avec aérosols MACC, pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011. Résultats représentés pour les onze stations de la Table 1.1 en fonction de l'heure de la journée (temps solaire moyen).

4.4.5 La variabilité temporelle de ρ_{clair}

En étudiant les séries temporelles des simulations ρ_{clair} et des mesures radiométriques ρ_{sat}, on constate que des variabilités temporelles sont partiellement reproduites par le calcul de transfert radiatif. La Figure 4.9 l'illustre sur toute l'année 2011 à Carpentras pour le canal 0.6 μm : on peut observer de plus faibles réflectances simulées en été qu'en hiver, ce qu'on retrouve dans les observations. A plus courte échelle de temps, on retrouve le cycle diurne des réflectances, caractéristique du changement de l'angle zénithal solaire θ_s et de la différence $\Delta\phi$ d'angles azimutaux d'éclairement et de visée. On peut le constater sur la Figure 4.10 : les cycles diurnes sont modélisés pour les différents lieux étudiés et aux différentes périodes de l'année, pour le canal 0.6 μm comme pour 0.8 μm.

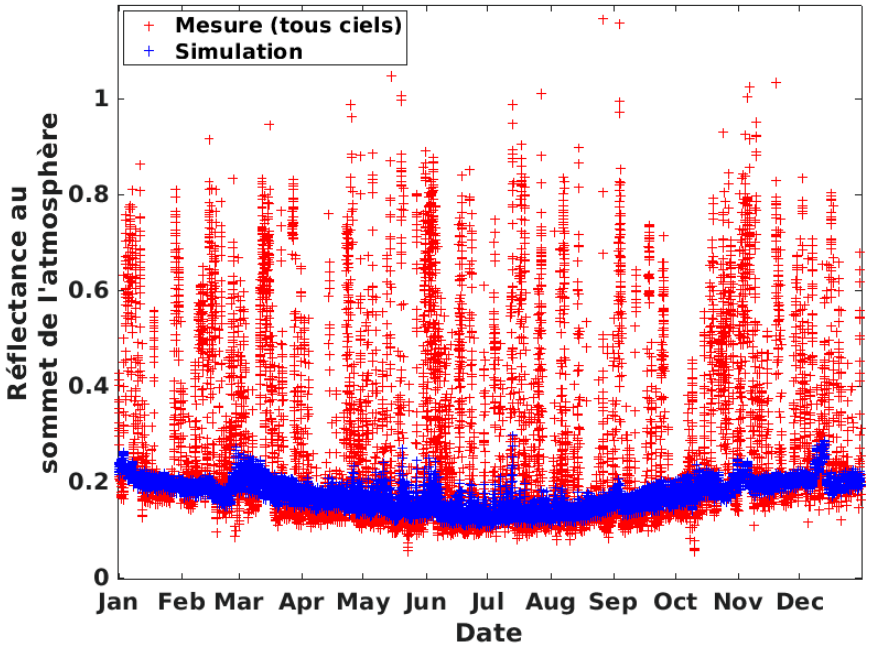


FIGURE 4.9: Réflectances au sommet de l'atmosphère pour Carpentras en 2011 pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9). Les croix bleues indiquent les réflectances simulées en conditions de ciel clair ρ_{clair} tandis que les croix rouges indiquent les réflectances mesurées par le radiomètre en toutes conditions.

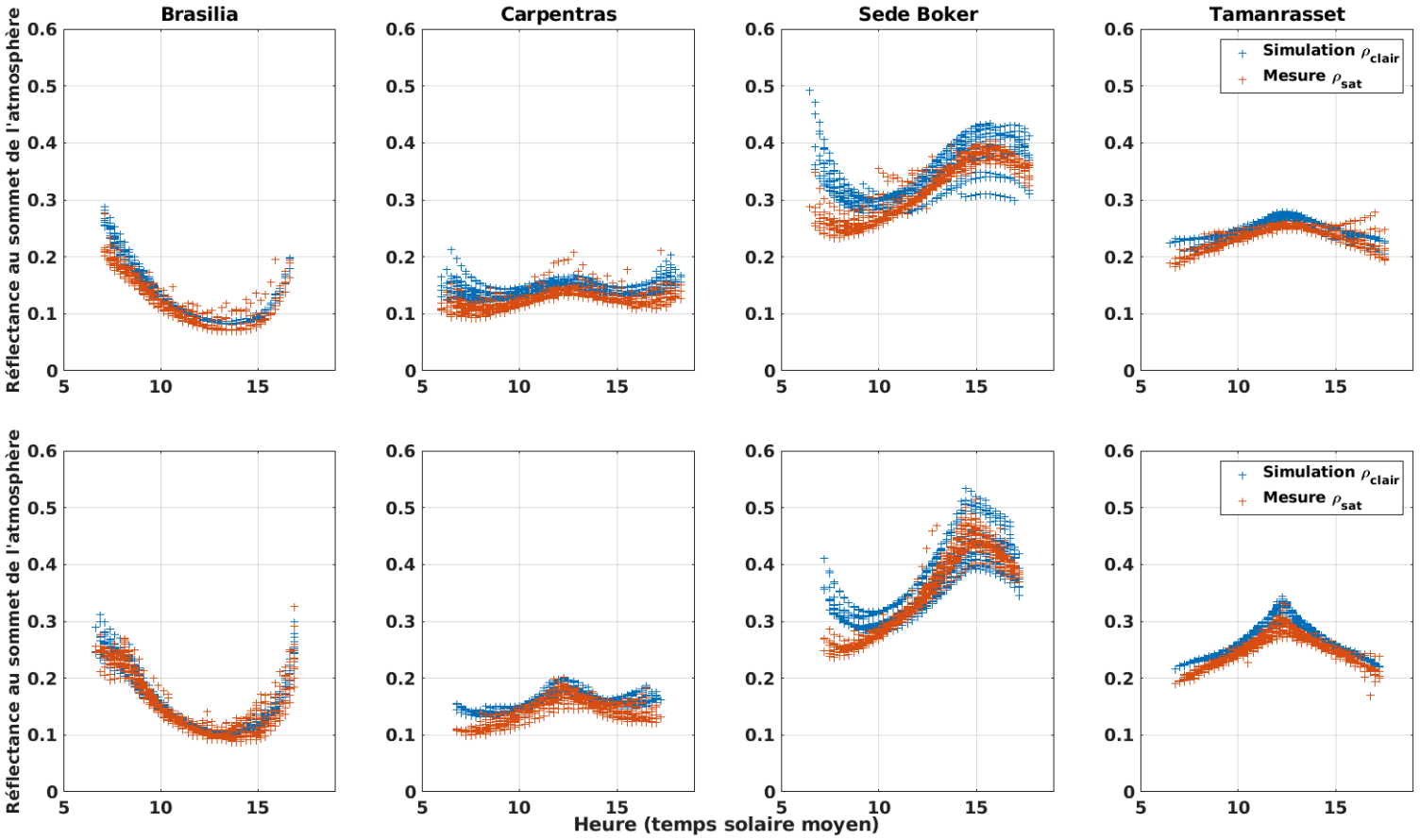


FIGURE 4.10: Simulations (croix bleues) et mesures (croix rouges) de réflectances par ciel clair au sommet de l'atmosphère dans le canal 0.6 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9) selon l'heure de la journée (indiqué en temps solaire moyen). Les quatre colonnes correspondent de gauche à droite aux observations de Brasilia, Carpentras, Sede Boker et Tamanrasset. Première ligne : mai 2011 ; deuxième ligne : septembre 2011

4.5 Simuler les réflectances au sommet de l'atmosphère en présence d'un nuage optiquement épais ρ_{ovc}

4.5.1 Paramétrisation des abaques

On simule les réflectances par ciel nuageux au sommet de l'atmosphère ρ_{ovc} à partir de l'abaque décrit sur la Table 3.2. On considère par défaut la phase des nuages liquide. La modélisation de leurs propriétés de diffusion est possible avec la théorie de Mie. On utilise dans libRadtran des tables pré-calculées de Mie, en imposant un rayon des gouttelettes suivant un profil atmosphérique entre 8 et 12 micromètres.
Deux abaques de nuages liquides sont calculés : un pour un nuage de sommet à 500 m d'altitude, le deuxième à 15 km. En l'absence de connaissance sur l'altitude réelle des nuages présents sur les observations radiométriques, on calcule les réflectances ρ_{ovc} à partir de la moyenne sur ces deux abaques.

On fait l'hypothèse que pour un nuage opaque, la connaissance des propriétés optiques de la surface en dessous n'est pas nécessaire. Cela permet de faire un abaque de réflectance de ρ_{ovc} avec une seule caractérisation du sol, qu'on considère totalement absorbant. Cette hypothèse est appuyée notamment par les simulations de tranfert radiatif faites par Mueller *et al.* [2009], montrant que pour un nuage optiquement épais, l'albedo au sommet de l'atmosphère est peu affecté par les propriétés de réflexion de la surface. Stöckli [2014], suivant la même approche d'abaque pour le calcul de ρ_{ovc}, trouve cette variable insensible à l'albédo de surface dans le cas du canal large bande HRV de MSG [7].

4.5.2 Interpolation sur les conditions radiométriques, de visée et d'éclairement

Les réflectances spectrales $\rho_{ovc,\lambda}$ sont obtenues en interpolant l'abaque sur les géométries de visée et d'éclairement (*i.e.* θ_s, θ_v et $\Delta\phi$) de la scène étudiée. La valeur ρ_{ovc} adaptée au canal spectral considéré est obtenue par l'intégrale :

7. similaire au canal visible de MFG 3.14

$$\rho_{ovc} = \int_{chan} \rho_{ovc,\ \lambda}(\lambda)\ SRF(\lambda)\ d\lambda \tag{4.6}$$

où $SRF(\lambda)$ est la fonction de réponse spectrale du canal *chan*.

S'il est assez facile d'identifier des scènes de ciel clair sur des observations satellites, et ainsi de comparer les simulations de ρ_{clair} aux mesures, le cas de ρ_{ovc} est plus délicat. Les scènes présentant un nuage d'épaisseur optique aussi importante que $\tau = 150$ peuvent être rares voire absentes selon les régions et les périodes de l'année. On propose d'évaluer qualitativement les simulations de ρ_{ovc} en comparant le cycle diurne des simulations avec les plus hautes réflectances mesurées, station par station et mois par mois. La Figure 4.11 représente ce cycle diurne pour les positions Brasilia, Carpentras et Sede Boker en janvier, mai et septembre. Pour augmenter les chances d'observer les hautes réflectances causées par des nuages épais, on affiche les percentiles 99 de dix années de mesures Meteosat par tranche horaire, entre 2011 et 2019.

Certains cas comme Brasilia en janvier et septembre montrent une bonne correspondance, avec une forte diffusion avant en fin de journée (Soleil à l'ouest, satellite à l'est). On peut aussi noter que les abaques basés sur des nuages de cristaux de glace ne produisent pas une diffusion avant aussi forte (Figure B.14). Cela souligne l'apport que pourrait être la connaissance de la phase des nuages.

4.6 Conclusion

Une première méthode a été développée pour simuler les réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} et une seconde méthode pour simuler les réflectances en présence d'un nuage optiquement épais ρ_{ovc}. Ces méthodes s'adaptent aux caractéristiques spectrales d'un capteur radiométrique sensible dans l'intervalle 400-1000 nm, ainsi qu'aux géométries de visée et d'éclairement, au lieu et à l'instant de mesure.

Les comparaisons des simulations avec les observations de Meteosat-9/SEVIRI montrent qu'on peut connaître ρ_{clair} avec une erreur de l'ordre de 0.03 pour le canal 0.6 μm et 0.04 pour 0.8 μm. La caractérisation de l'erreur sur ρ_{ovc} est plus limitée. On constate cependant que les simulations de transfert radiatif permettent de modéliser les nuages avec une anisotropie non considérée par la méthode Heliosat-2.

Des sources d'incertitudes sont identifiées qui pourraient être atténuées dans un cadre opérationnel. L'interpolation spectrale pourrait être adaptée pour les pixels présentant de la végétation plutôt que d'utiliser une simple interpolation linéaire. La qualité des données de BRDF est importante aussi. L'utilisation d'une climatologie basée sur les données de la meilleure qualité pourrait-elle être un atout ? Les nuages, eux, gagneraient à être caractérisés plus précisément via l'ajout de données d'entrée pour l'utilisation d'abaques de ρ_{ovc} : altitude du sommet des nuages, phase, rayon effectif...

Les réflectances ont été simulées pour permettre le calcul de l'indice d'ennuagement

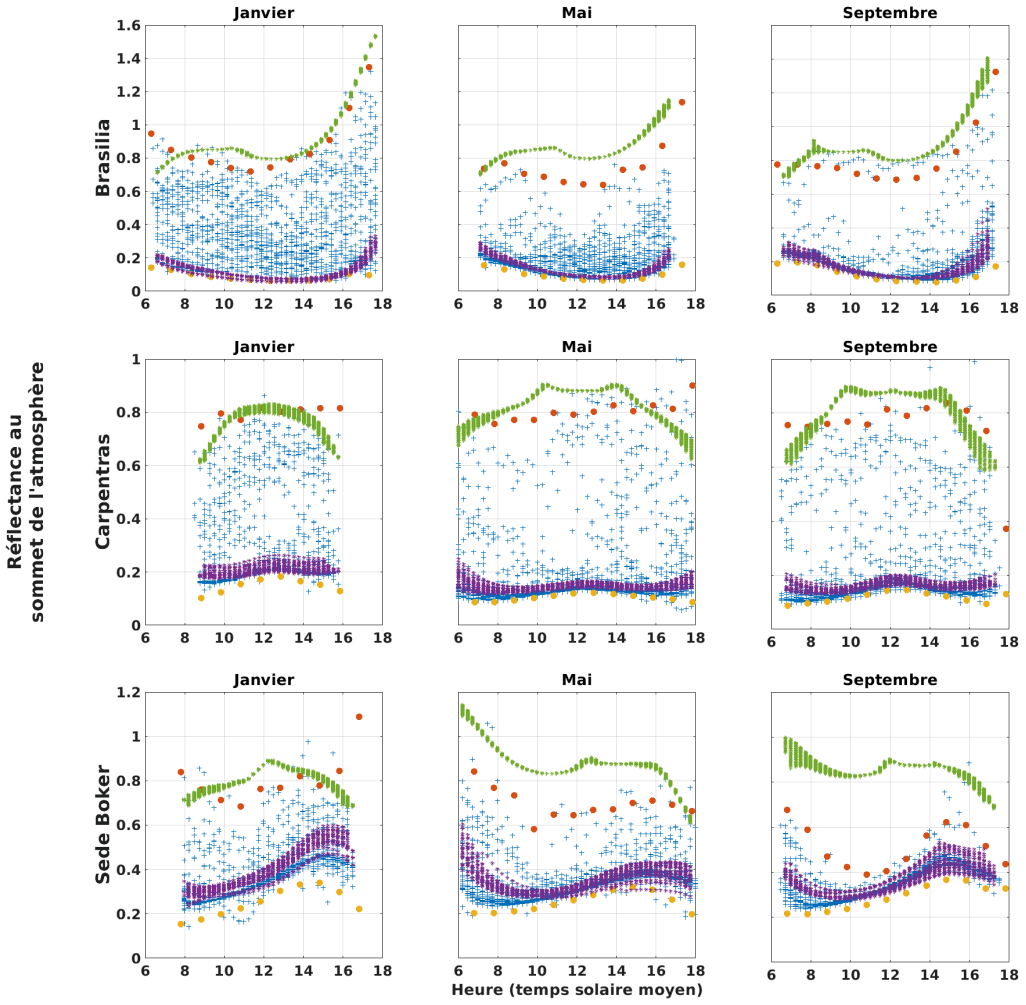


FIGURE 4.11: Réflectances au sommet de l'atmosphère en fonction de l'heure de la journée pour le canal 0.6 μm de Meteosat-9 en 2011. Les mesures sont indiquées en croix bleues, les simulations en conditions nuageuses ρ_{ovc} en étoiles vertes et les simulations en conditions de ciel clair ρ_{clair} en étoiles violettes. Les points jaunes et oranges indiquent respectivement les centiles p1 et p99 des mesures sur la période 2011-2019 rangées par réflectance croissante pour chaque tranche horaire. De gauche à droite, pour les mois de janvier, mai et septembre. De haut en bas, pour les positions géographiques des stations BSRN de Brasilia, Carpentras et Sede Boker. Noter l'utilisation d'échelles différentes pour les réflectances des trois lieux.

et finalement de l'éclairement de surface. Le chapitre 5 se consacre à l'évaluation des éclairements dérivés d'Heliosat-V à l'aide de mesures pyranométriques de stations du réseau BSRN.

Chapitre 5

L'estimation de l'éclairement de surface : analyse des résultats de la méthode

Dans ce chapitre, on s'intéresse aux estimations de l'indice de ciel clair à partir de l'imagerie des canaux 0.6 et 0.8 μm du radiomètre Meteosat-9/SEVIRI à la longitude 0°. On regarde ensuite les sensibilités de l'éclairement estimé selon le choix des paramètres utilisés. Enfin, une étude exploratoire sur l'amélioration de la définition de la relation entre n et K_c est présentée.

L'estimation de l'éclairement de surface via la méthode Heliosat-V développée ici, passe par le calcul de l'indice d'ennuagement n qu'on relie à l'indice de ciel clair par la relation $K_c = 1 - n$ (Eq. 2.6). Pour chaque instant de mesure, on estime n tel que décrit dans l'équation 2.11 à partir des réflectances mesurées ρ_{sat}, des réflectances simulées ρ_{clair} et d'une interpolation des abaques spectraux de ρ_{ovc}, décrits dans la section 4.5.1, sur les géométries de visée et d'éclairement considérées. Les simulations résolues spectralement interpolées de ρ_{ovc} sont ensuite adaptées aux sensibilités spectrales des canaux spectraux 0.6 μm et 0.8 μm de Meteosat-9/SEVIRI.

Sauf mention contraire, les résultats présentés dans ce chapitre sont produits avec les choix imposés suivants : nous avons ainsi choisi comme base le canal 0.6 μm, la moyenne de la réflectance ρ_{ovc} de nuages liquides épais aux deux altitudes extrêmes (15 km et 500 m), le produit de paramètres du modèle Ross-Li de BRDF MODIS

MCD43C1 v6 [Schaaf *et al.*, 2002], et enfin la relation $K_c = 1 - n$ entre les indices de ciel clair et d'ennuagement. Les validations ne sont effectuées que pour des conditions d'angle zénithal solaire $\theta_s < 80°$.

5.1 Protocole de comparaison

Les indices d'ennuagement sont calculés aux instants des mesures SEVIRI. Celles-ci sont produites toutes les 15 minutes, avec des instants de mesure différents selon la position sur le disque terrestre observé : si le début du scan de la Terre par l'instrument SEVIRI commence toutes les 15 minutes rondes, le temps de scan du Sud vers le Nord s'étale sur 12 minutes [EUMETSAT, 2017]. Après avoir pris en compte ces écarts temporels pour chaque latitude considérée, les indices de ciel clair estimés sont interpolés linéairement à la minute, et moyennés sur les quarts d'heure ronds (00h00 à 00h15 ; 00h15 à 00h30 etc.) pour la comparaison avec les mesures au sol pyranométriques des stations BSRN. Les mesures au sol, nativement résolues à la minute, sont agrégées sur 15 minutes.

Les données du modèle d'éclairement par ciel clair McClear sont elles aussi moyennées de la minute à 15 minutes permettant, avec les indices d'ennuagement, de produire les séries temporelles de DSSI d'Heliosat-V moyennées sur 15 minutes. La même procédure est appliquée pour étudier les moyennes horaires d'éclairement.

La Figure 5.1 montre, à titre d'illustration, les composantes clés de la méthode Heliosat-V sur une période de neuf jours, du 25/05/2011 au 02/06/2011, et pour la station de Carpentras. La première ligne expose les trois variables intervenant dans le calcul de l'indice d'ennuagement : ρ_{sat}, ρ_{clair} et ρ_{ovc}. On peut identifier visuellement les journées de ciel clair, les 25, 26, 28 et 29 mai, pour lesquelles ρ_{sat} et ρ_{clair} sont similaires. Lors d'instants nuageux, ρ_{sat} prend théoriquement des valeurs comprises entre ρ_{clair} et ρ_{ovc} selon la transmissivité effective des nuages. On observe cependant qu'il arrive que des mesures ρ_{sat} soient supérieures à la valeur de ρ_{ovc}, comme en début de journée le 27 mai. L'utilisation de la relation $K_c = 1 - n$ cause dans de tels cas la production d'indices de ciel clair négatifs. Cela souligne l'utilité d'une modification de la relation $K_c(n)$, et/ou d'une meilleure modélisation de ρ_{ovc}.

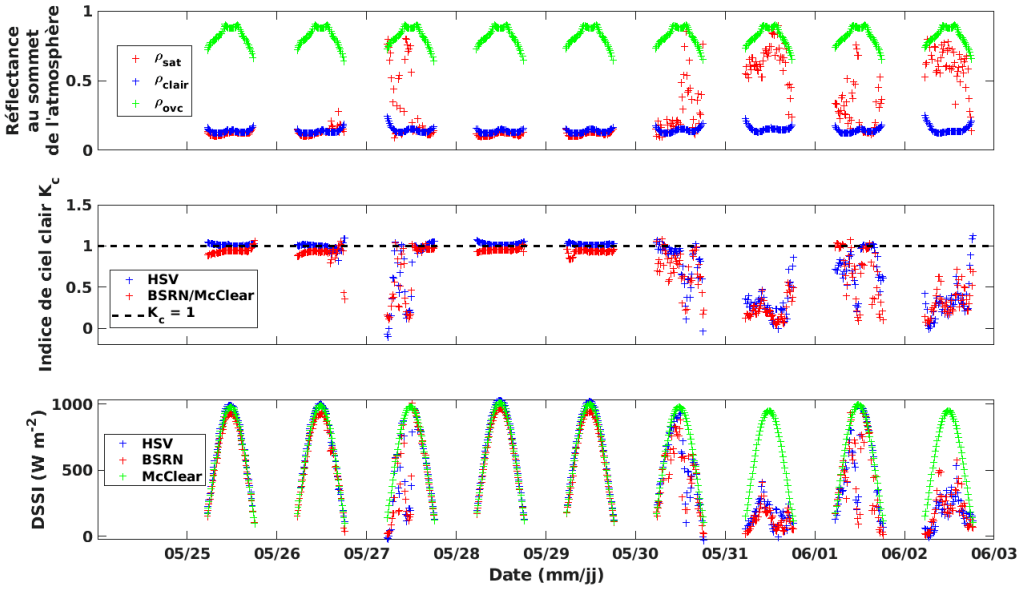


FIGURE 5.1: Séries temporelles des réflectances au sommet de l'atmosphère (première rangée), des indices de ciel clair (deuxième rangée) et des éclairements de surface (troisième rangée), à Carpentras entre le 25 et le 2 juin 2011. En haut : les symboles rouges, verts et bleus représentent respectivement les mesures ρ_{sat} du canal 0.8 μm de Meteosat-9/SEVIRI, et les simulations ρ_{clair} et ρ_{ovc}. Au milieu : en bleu les indices de ciel clair calculés par Heliosat-V, et en rouge ceux calculés comme le rapport de l'éclairement mesuré au sol (BSRN) sur l'éclairement par ciel clair McClear. La ligne en tirets noirs indique le cas de ciel clair théorique $K_c = 1$. En bas : en bleu, rouge et vert, les éclairements de surface respectivement de Heliosat-V, BSRN et McClear.

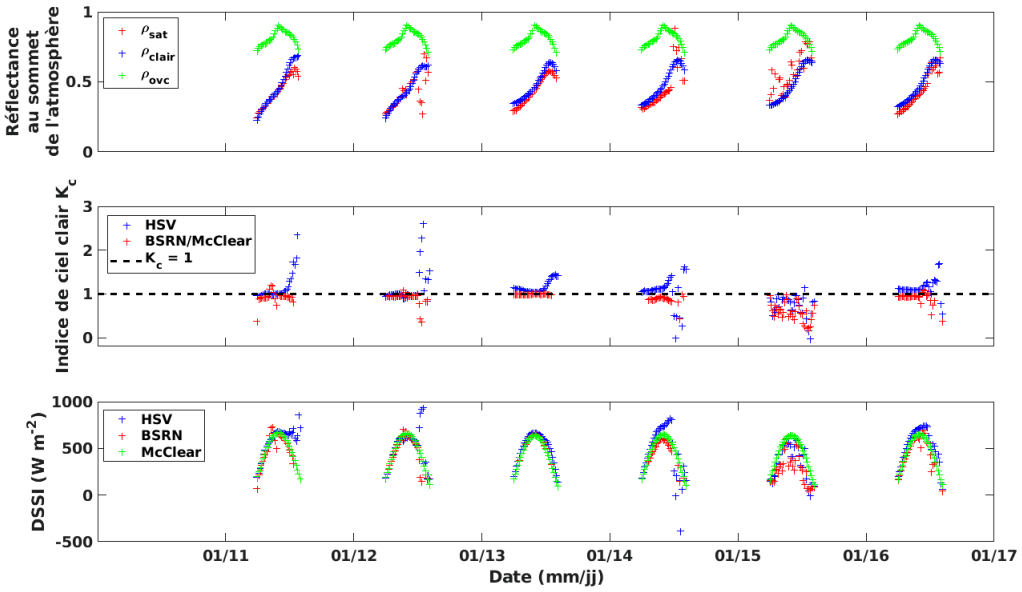


FIGURE 5.2: Même figure que 5.1, pour Sede Boker entre le 11 et le 16 janvier 2011 à partir de l'imagerie du canal 0.8 μm de Meteosat-9/SEVIRI.

Sur la deuxième ligne, on a représenté l'indice de ciel clair $K_{c,HSV}$ issu de la méthode développée, superposé à $K_{c,\ BSRN/McClear}$ calculé comme :

$$K_{c,\ BSRN/McClear} = \frac{G_{BSRN}}{G_{McClear}} \tag{5.1}$$

avec G_{BSRN}, l'éclairement solaire de surface tous ciels, *i.e.* ciels clairs et nuageux, mesuré au sol et $G_{McClear}$, l'éclairement par ciel clair issu du modèle McClear. On constate que malgré l'absence manifeste de nuage pour certains jours *e.g.* les 25, 28 et 29 janvier, $K_{c,\ BSRN/McClear}$ reste légèrement inférieur à 1, tandis que $K_{c,\ HSV}$ est lui légèrement supérieur à 1. Il est intéressant de noter que dans cette configuration l'erreur sur $K_{c,\ HSV}$ semble inférieure à celle sur $K_{c,\ BSRN/McClear}$. Cela signifie qu'en cas de ciel clair, l'erreur dominante peut provenir du modèle d'éclairement par ciel clair,ici McClear, voire de la mesure BSRN elle-même.

La Figure 5.2 illustre un cas très défavorable. Si on considère le 11 janvier, les mesures au sol et satellites nous permettent de penser que cette journée est essentiellement de ciel clair : le K_c constant est très proche de 1 et les réflectances au sommet de l'atmosphère n'ont pas de pic notable. On voit cependant que les simulations de ρ_{clair} surestiment la réflectance d'environ 0.15 par rapport à l'observation par ciel clair de ce jour. Cette erreur apparaît très importante sur l'indice de ciel clair, notamment du fait du très faible contraste Δ entre le cas nuageux et le cas clair, qui est d'environ 0.05. On aboutit ainsi à des indices de ciel clair dépassant 2 : l'éclairement estimé est alors le double de l'éclairement en conditions de ciel clair !

5.2 Analyse de la qualité des estimations de HSV appliquées à l'imagerie de Meteosat-9/SEVIRI

5.2.1 Les éclairements de surface

La Figure 5.3 présente les estimations produites par la méthode HSV, comparées avec les mesures BSRN, pour les moyennes sur 15 minutes. A titre indicatif, nous avons procédé à ces mêmes comparaisons pour les estimations issues des méthodes Heliosat-2 et Heliosat-4 produites opérationnellement respectivement par HelioClim-3 et CAMS Radiation. Pour les estimations basées sur le canal 0.6 μm, on note ainsi une corrélation

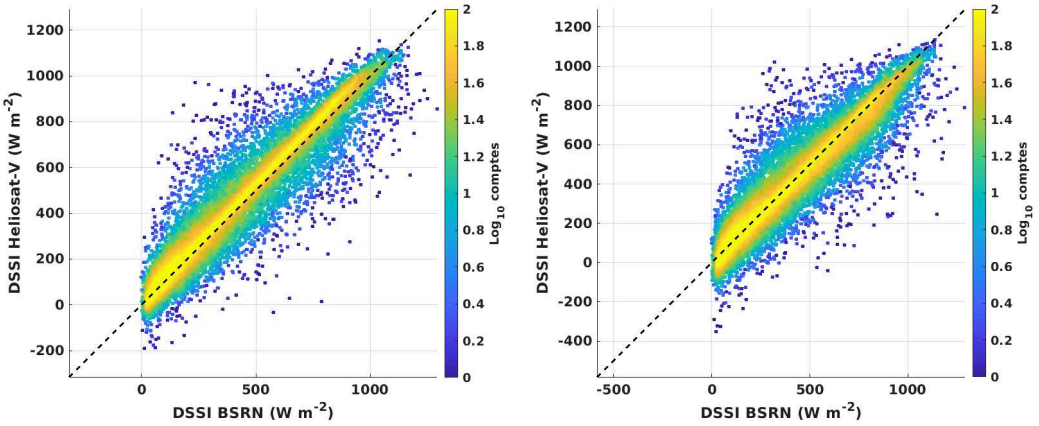


FIGURE 5.3: Histogrammes à deux dimensions des éclairements de surfaces issus d'Heliosat-V, comparés aux observations in situ BSRN. Données moyennées sur 15 minutes comprenant les 11 stations pour l'année 2011. A gauche : estimations issues du canal Meteosat-9/SEVIRI 0.6 μm ; à droite : 0.8 μm.

de 0.948 et une RMSD de 22 % (*cf.* Table 5.1). Les statistiques des estimations basées sur l'imagerie du canal 0.8 μm montrent une estimation moins précise bien que moins biaisée. La différence quadratique moyenne, qui est de 24 % de la moyenne mesurée, est ainsi plus élevée que pour le canal 0.6 μm, tandis que la corrélation avec les mesures au sol est plus faible. Le biais plus faible s'explique probablement par des compensations d'erreur (étalonnage des mesures radiométriques, erreur sur l'interpolation spectrale des réflectances de surface, modèle d'éclairement par ciel clair McClear...). En termes de corrélation et de STD, on note que la méthode HSV est comparable aux produits opérationnels HC3v5 et CAMS-RAD. On observe cependant des biais beaucoup plus faibles pour les deux derniers que pour HSV car ces produits intègrent chacun une correction *a posteriori* de biais basée sur les mesures BSRN [Wald, 2017, SoDa/Transvalor, 2020]. Malgré les erreurs apportées en particulier par la caractérisation exogène des réflectances ρ_{clair}, la nouvelle méthode est donc apte à estimer des éclairements avec une qualité similaire à ces produits opérationnels.

Par ailleurs, on analyse les résultats de la méthode pour chacune des onze stations BSRN présentées sur la Table 1.1. Les estimations utilisant l'imagerie du canal 0.6 μm de MSG présentent des erreurs quadratiques moyennes allant de 15 %, pour les stations désertiques Tamanrasset et Sede Boker, à 33 % pour Camborne, comme présenté sur la Table 5.2.

Pour chacune des stations considérées, on observe que les estimations à partir du

TABLE 5.1: Comparaison des validations des résultats de HSV avec les produits HC3v5 et CAMS-RAD, par rapport aux mesures BSRN. Statistiques sur les DSSI moyennés à 15 minutes sur l'ensemble des 11 stations et pour l'année 2011. N = 135107 ; Moyenne BSRN = 424 Wm^{-2}

Méthode/données	**Biais**	**STD**	**RMSD**	**Coefficient de corrélation**
	$W\ m^{-2}$ (%)	$W\ m^{-2}$ (%)	$W\ m^{-2}$ (%)	(R)
HSV canal 0.6 μm	20 (5)	91 (21)	93 (22)	0.948
HSV canal 0.8 μm	-6 (-2)	101 (24)	101 (24)	0.934
HC3v5	2 (0)	88 (21)	88 (21)	0.950
CAMS-RAD	0 (0)	98 (23)	98 (23)	0.937

TABLE 5.2: Validation des estimations de DSSI Heliosat-V moyenné sur 15 minutes. Année 2011, à partir du canal 0.6 μm de Meteosat-9/SEVIRI.

Lieu	**N**	**Moyenne mesure**	**Biais**	**STD**	**RMSD**	**Coefficient de corrélation**
		$W\ m^{-2}$	$W\ m^{-2}$ (%)	$W\ m^{-2}$ (%)	$W\ m^{-2}$ (%)	(R)
Brasilia	13570	504	25 (5)	135 (27)	137 (27)	0.883
Cabauw	13222	301	4 (1)	72 (24)	72 (24)	0.949
Camborne	12731	310	-3 (-1)	102 (33)	103 (33)	0.901
Carpentras	12642	452	41 (9)	69 (15)	80 (18)	0.969
CENER	14164	412	21 (5)	86 (21)	89 (22)	0.946
Lindenberg	13637	317	9 (3)	81 (25)	81 (26)	0.938
Palaiseau	13993	335	12 (4)	78 (23)	79 (24)	0.948
Payerne	9191	387	29 (8)	83 (22)	88 (23)	0.955
Sede Boker	13574	589	46 (8)	77 (13)	90 (15)	0.960
Sao Martinho da Serra	5864	501	8 (2)	102 (20)	102 (20)	0.936
Tamanrasset	13609	579	26 (5)	84 (14)	88 (15)	0.958
Total	136197	424	20 (5)	91 (21)	93 (22)	0.948

canal 0.8 μm présentent par rapport à 0.6 μm des corrélations plus faibles et des écarts types de l'erreur plus importants (résultats détaillés sur la Table B.3). Ces résultats confirment que **la méthode s'applique avec une qualité différente selon le canal spectral considéré**.

5.2.2 L'indice de clarté

Bien que l'étude comparative des éclairements est un moyen classique pour analyser la qualité d'une méthode, elle reste limitée : la dynamique du DSSI s'explique principalement par les variations de l'éclairement incident au sommet de l'atmosphère G_0, qui est habituellement tres bien connu.

Pour mieux analyser les erreurs de la méthode, on s'intéresse donc aussi aux indices de clarté K_t. L'indice de clarté permet d'étudier la validité du modèle après avoir normalisé l'éclairement de surface tous ciels par G_0 (équation 2.8). On peut alors décrire

TABLE 5.3: Comparaison des validations des résultats de HSV avec les produits HC3v5 et CAMS-RAD, par rapport aux mesures BSRN. Statistiques sur les indices de clarté K_t moyens à 15 minutes sur l'ensemble des 11 stations et pour l'année 2011. N = 135107 ; Moyenne BSRN = 0.5322

Méthode/données	**Biais**	**STD**	**RMSD**	**Coefficient de corrélation**
	s.d. (%)	*s.d.* (%)	*s.d.* (%)	(R)
HSV canal 0.6 μm	0.03 (5)	0.12 (22)	0.12 (23)	0.872
HSV canal 0.8 μm	-0.01 (-2)	0.14 (27)	0.14 (27)	0.821
HC3v5	0 (0)	0.11 (22)	0.11 (22)	0.872
CAMS-RAD	0 (0)	0.12 (23)	0.12 (23)	0.857

comment se comporte le modèle en différenciant les cas de ciels clairs (K_t élevés, proches de 1) des cas les plus nuageux (faibles K_t). La Table 5.3 résume les statistiques des indices de clarté estimés par HSV, HelioClim3 et CAMS-RAD par rapport aux mesures au sol BSRN moyennées sur 15 minutes.

La Figure 5.4 présente, elle, plus particulièrement les histogrammes à deux dimensions qui comparent respectivement les trois sources d'estimation satellite HelioClim3 v5, CAMS-RAD et Heliosat-V, avec les mesures pyranométriques des stations BSRN moyennées à 15 minutes. Une différence notable concerne les faibles valeurs de K_t. Pour CAMS-RAD et HelioClim3, aucune valeur n'est inférieure à 0.045, alors que pour la méthode HSV, on observe une "meilleure linéarité" mais des valeurs inférieures à 0.045, et même négatives. Naturellement, ces valeurs négatives d'indice de clarté estimées par HSV sont physiquement impossibles : un post-traitement spécifique doit être envisagé dans le cadre d'une exploitation opérationnelle future. Plus en avant dans ce chapitre seront discutées les modifications ou améliorations possibles de la relation entre l'indice d'ennuagement et l'indice de ciel clair qui a, aussi, un rôle dans les valeurs négatives de K_t constatées.

La Figure 5.5 représente le niveau de corrélation de l'indice de clarté en fonction des angles zénithaux solaires θ_s répartis en classes de 5°. On observe ainsi une nette dégradation de la corrélation quand θ_s devient élevé, que l'on retrouve pour les produits HelioClim3 v5 et CAMS-Radiation (Figure B.15). Celle-ci pourrait s'expliquer par une accentuation de l'importance de la structure tridimensionnelle des nuages pour de telles géométries. Une partie de l'erreur pourrait aussi être associée aux limites du modèle Ross-Li de BRDF. On peut aussi émettre l'hypothèse qu'une part de ces erreurs soit liée aux phénomènes de parallaxe, du fait de la hauteur des nuages : dans les situations

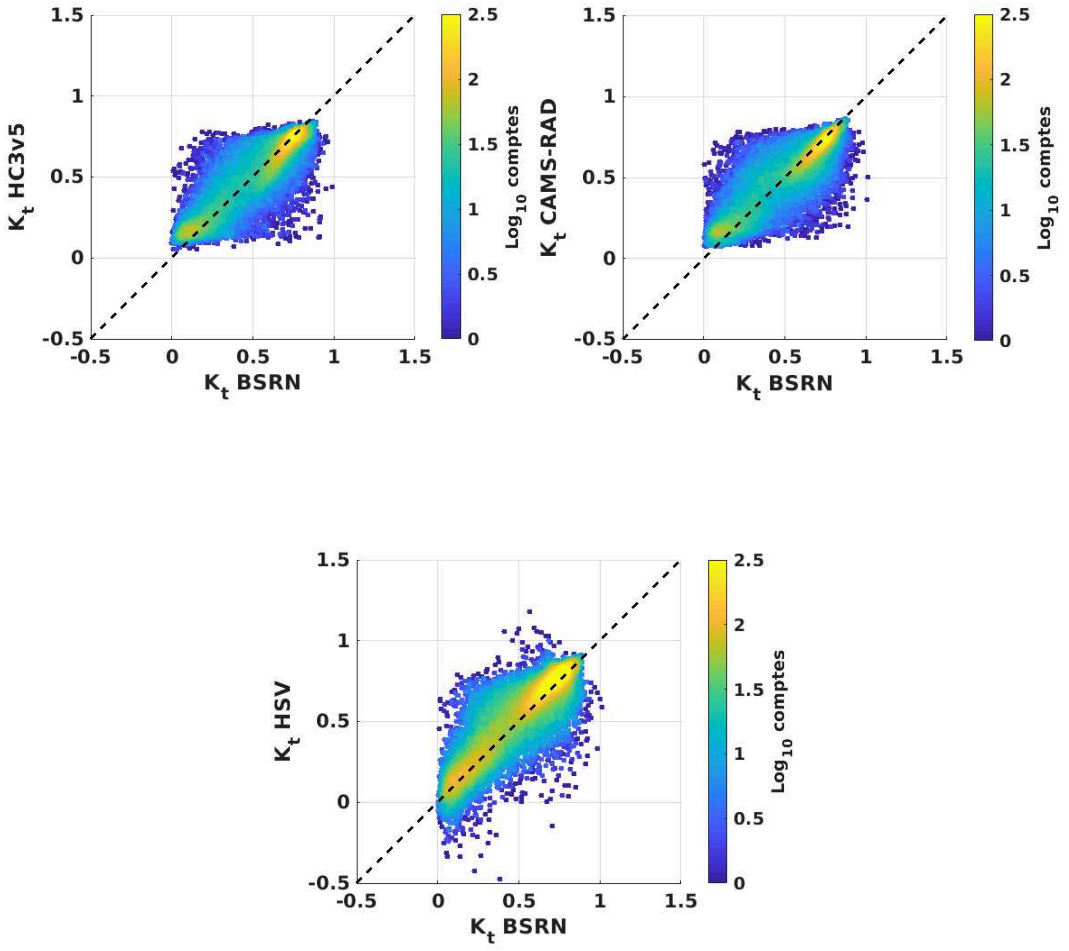


FIGURE 5.4: Histogrammes à deux dimensions des indices de clarté K_t issus d'Helio-Clim3 v5, CAMS-RAD (en haut, gauche et droite) et Heliosat-V (en bas), comparés aux observations in situ BSRN. Données moyennées sur 15 minutes comprenant les 11 stations pour l'année 2011.

pour lesquelles l'angle de phase $\xi = 180° - \Theta$ est grand, l'ombre du nuage projetée sur le sol ne se situe pas sur le même pixel observé par l'instrument que le nuage lui-même, faussant ainsi l'estimation de l'éclairement. Une autre cause possible pourrait être la diminution du rapport signal sur bruit des mesures satellites de luminances pour les grands angles zénithaux solaires, mais son importance reste à être quantifiée.

On note de plus une dégradation de la corrélation pour $\theta_s < 30°$, aussi bien pour HSV que pour les deux autres jeux de données (Figure B.15). Les plus faibles angles zénithaux solaires correspondent à peu d'instants de mesure, pour des stations de basses latitudes ou correspondant à la seule période estivale. De plus, on observe en moyenne sur notre échantillon que plus θ_s est faible, plus les instants très nuageux sont rares.

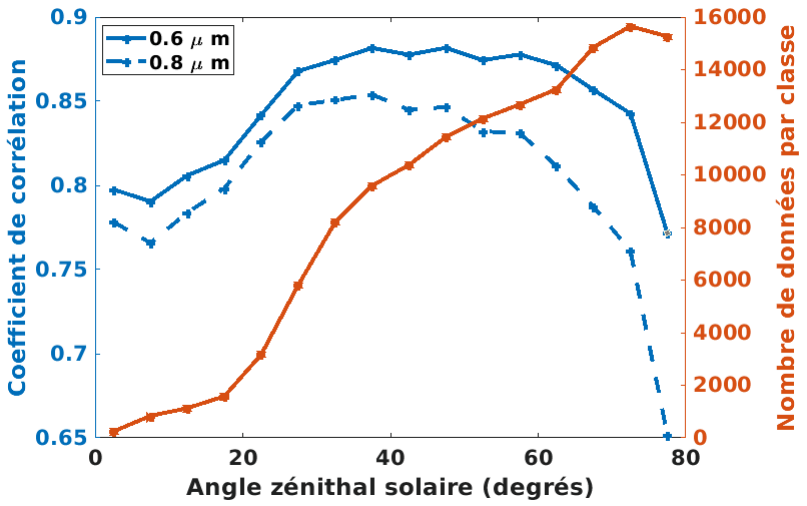


FIGURE 5.5: Coefficients de corrélation R entre les K_t issus des mesures BSRN, et les estimations satellites issues de l'imagerie Meteosat-9/SEVIRI. Les corrélations sont calculées sur des classes d'angles zénithaux solaires de 5°. En trait plein bleu, les résultats pour le canal 0.6 μm, et en tirets bleus, le canal 0.8 μm. La courbe orange indique l'effectif à disposition dans chaque classe pour l'estimation du coefficient de corrélation. Statistiques sur les moyennes à 15 minutes, comprenant les onze stations.

Ainsi, pour $0° < \theta_s < 5°$, seuls 12 % des indices de clarté estimés sont inférieurs à 0.5, alors que pour $65° < \theta_s < 70°$, environ 41 % sont inférieurs à cette valeur. Cette variation de proportion des instants très nuageux entre les différents groupes de θ_s rend l'interprétation dificile et les baisses de corrélation observées pour les faibles θ_s ne sont ainsi pas nécessairement associées à une baisse de la qualité de l'estimation dans cette situation.

5.3 Sensibilité des résultats de la méthode aux méconnaissances sur les données d'entrée

Les données utilisées en entrée de la méthode et leur précision affectent la simulation des réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair et en présence d'un nuage optiquement épais, et donc la qualité des estimations de la méthode. Dans cette section, on étudie comment la connaissance de la hauteur et de de la phase des nuages, ainsi que la connaissance des propriétés de réflectace des surfaces affectent la simulation des réflectances au sommet de l'atmosphère respectivement en condition de nuage optiquement épais et en condition de ciel clair. Plus particulièrement, on

s'intéresse ici à l'impact du choix des données d'entrée sur l'estimation des indices de clarté.

5.3.1 Les propriétés physiques des nuages

5.3.1.1 La hauteur du sommet des nuages

La hauteur du sommet des nuages (*cloud top height*, **CTH**), que l'on ne connaît *a priori* pas, a un impact très différencié sur les réflectances au sommet de l'atmosphère, selon la longueur d'onde considérée (*c.f.* Chapitre 3, 3.2.3.2). On s'intéresse ici à l'impact du CTH sur les estimations d'indice de clarté pour les deux canaux étudiés de SEVIRI.

La Figure 5.6 illustre l'importance du choix du canal radiométrique pour limiter les effets de la hauteur des nuages sur les résultats de la méthode. Les différences d'estimation de l'indice de clarté selon le CTH apparaissent bien plus faibles pour le canal 0.6 μm que pour 0.8 μm. Pour ce dernier, on observe que la relation entre les deux estimations suit approximativement une relation $K_{t,low} \approx 1.29\ K_{t,high} - 0.20$, tandis que, pour le premier canal, la plus faible sensibilité à la hauteur du nuage se traduit par une régression linéaire $K_{t,low} \approx 1.04\ K_{t,high} - 0.03$. On voit là encore l'importance d'éviter les canaux spectraux sensibles à la hauteur des nuages du fait de l'absorption ou de la diffusion de l'atmosphère le surplombant.

5.3.1.2 La phase

Afin d'identifier une éventuelle sensibilité à la phase du nuage, qui est *a priori* méconnue pour notre méthode, on représente sur la Figure 5.7 les indices de clarté estimés par la méthode HSV selon deux hypothèses sur la phase dans le calcul de ρ_{ovc}. On peut voir que la dispersion est d'autant plus importante que le ciel est couvert, ce qui est conforme à la situation $n \approx 1$ dans l'équation 3.2, où l'erreur sur ρ_{ovc} a un impact d'autant plus fort sur les estimations que n est grand. A l'opposé, on voit que pour les ciels les plus clairs, identifiés par les hautes valeurs de K_t, l'impact de la définition de la phase du nuage pour les réflectances au sommet de l'atmosphère a un impact beaucoup plus faible sur l'indice de clarté.

La méconnaissance de la phase du nuage est donc une source d'incertitude pour l'estimation de l'éclairement solaire, en particulier en conditions nuageuses. Pour aller plus

loin, une étude complémentaire pourrait être de comparer la qualité des estimations après avoir regroupé les instants nuageux en fonction de leur phase à l'aide d'un produit de classification des nuages.

5.3.2 Les données de BRDF

Si les données de BRDF dérivées de l'imagerie MODIS permettent une connaissance multispectrale de l'anisotropie des réflectances de surface, elles ne peuvent couvrir l'information que de l'an 2000 à aujourd'hui. Pour les périodes antérieures, d'autres approches sont nécessaires. Un exemple est l'utilisation d'une climatologie, à même de reproduire le cycle saisonnier moyen, à partir d'un produit de BRDF comme celui de MODIS.

On compare ainsi les estimations d'Heliosat-V prenant en compte deux produits différents de BRDF des surfaces. Le premier est notre base de référence MODIS MCD43C1v6, et le deuxième est une version climatologique, développée par Blanc *et al.* [2018], de la version 5 du produit MCD43C1. Ce produit limite la description temporelle de MCD43C1v5 à douze cartes mondiales correspondant chacune à un mois calendaire, construites à partir des données MCD43C1v5 sur la période 2004-2011. Pour chaque mois, on a sur la grille spatiale de 0.05° du produit d'origine les trois paramètres du modèle Ross-Li pour les mêmes canaux spectraux que MCD43C1v6. On utilise ces

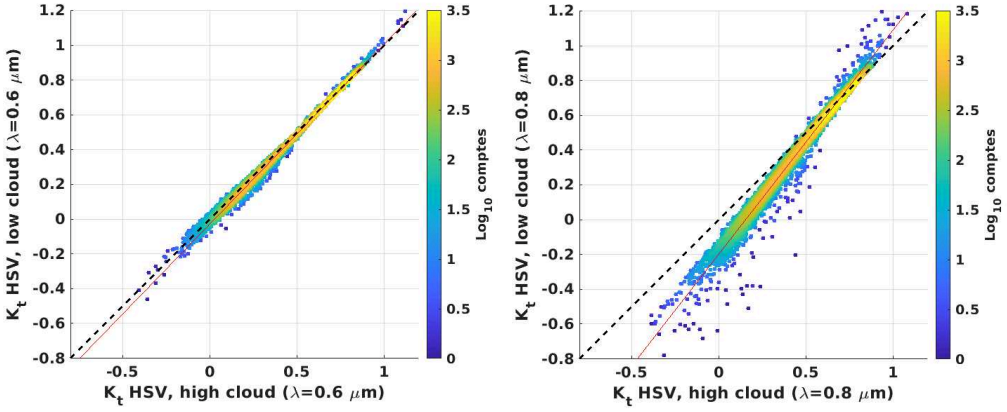


FIGURE 5.6: Histogramme à deux dimensions comparant les estimations d'indices de clarté sur les onze stations, en utilisant les réflectances ρ_{ovc} considérant un nuage haut (sommet à 15 km, abscisses) et un nuage bas (sommet à 500 m, ordonnées). A gauche pour le canal 0.6 μm, à droite pour 0.8 μm. Les lignes rouges indiquent les droites de régression linéaire.

données en les attribuant au 15 de chaque mois et en les interpolant temporellement linéairement.

Les estimations d'indices de clarté sont comparées pour les sept stations Brasilia, Carpentras, CENER, Palaiseau, Payerne, Sede Boker et Tamanrasset pour l'année 2011.

L'histogramme à deux dimensions de la Figure 5.8 compare les indices de clarté issus de ces deux estimations différentes. On peut observer que les différences entre les deux sont les plus élevées pour les grandes valeurs de K_t. Pour les faibles valeurs de K_t, soit pour les valeurs de n proches de 1, cette différence devient très faible, conformément à l'approximation de l'erreur décrite dans l'équation 3.2.
Malgré ces différences, la qualité de l'ensemble des estimations est peu affectée : la différence quadratique moyenne entre mesures au sol et estimations est de 20 % et la corrélation de $R = 0.949$ pour chancun des deux jeux d'estimations.

Pour vérifier plus la robustesse de l'utilisation d'une climatologie de BRDF, il serait aussi important de comparer des séries temporelles multiannuelles d'éclairements estimés : observe-t-on par exemple des biais entre les deux estimations variant dans le

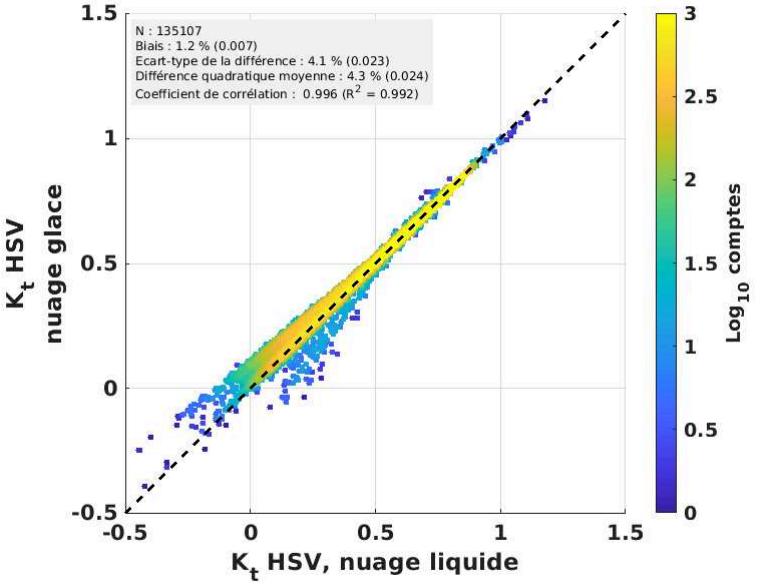


FIGURE 5.7: Histogramme à deux dimensions comparant les estimations d'indices de clarté utilisant les réflectances ρ_{ovc} considérant un nuage liquide (abscisses) et un nuage de glace (ordonnées). Canal 0.6 μm, pour l'année 2011 et les onze stations BSRN.

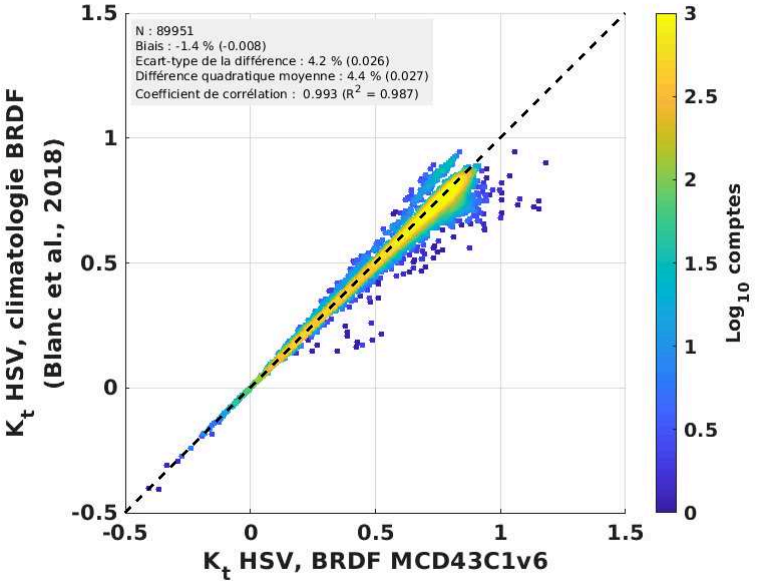


FIGURE 5.8: Histogramme à deux dimensions comparant les estimations d'indices de clarté utilisant les données de paramètres de BRDF de surface MODIS MCD43C1 v6, avec celles utilisant la climatologie de BRDF de Blanc *et al.* [2018]. Canal 0.6 μm, pour l'année 2011 et les stations BRB, CAR, CNR, PAL, PAY, SBO et TAM.

temps ? Quelles erreurs l'utilisation d'une climatologie de BRDF cause-t-elle notamment dans l'étude de variations interannuelles ou décennales de l'éclairement de surface ?

5.4 Perspectives sur la relation $K_c(n)$

La relation $K_c(n) = 1 - n$ est construite sur des bases empiriques de statistiques entre observations satellitaires et mesures pyranométriques [Darnell *et al.*, 1988, Beyer *et al.*, 1996]. Ses limites apparaissent notamment dans le cas $n = 1$, soit en présence de nuage optiquement épais, où il est considéré que l'éclairement au sol est nul. On propose d'explorer une nouvelle définition basée sur des simulations de transfert radiatif. L'hypothèse d'une relation linéaire entre K_c et n est conservée. On produit des simulations d'éclairement solaire de surface large bande pour le cas de nuage épais ($n = 1$; $\tau = 150$). Pour le cas de ciel clair, on a par définition $K_c = 1$. On construit

alors la nouvelle relation comme :

$$K_c(n) = 1 - n\ (1 - K_c(n = 1)) \tag{5.2}$$

On a vu que la phase du nuage affectait peu les réflectances au sommet de l'atmosphère dans l'intervalle 400-1000 nm. Cela n'est pas applicable à l'éclairement large bande de surface : les nuages liquides et de glace ont des propriétés d'absorption du rayonnement différentes dans le proche infrarouge. On effectue donc les simulations pour les deux types de phase pour étudier la sensibilité de K_c à cette caractéristique.

Les simulations sont effectuées pour les cas de nuage bas (sommet à 500 m) et haut (15 km), et pour quatre albédos lambertiens de surface A, afin d'évaluer aussi la sensibilité à ces variables. On considère les mêmes conditions que pour le calcul de l'abaque de ρ_{ovc} hormis quelques modifications. La paramétrisation spectrale utilisée est celle de Kato *et al.* [1999], permettant le calcul de l'éclairement de surface intégré sur tout le domaine solaire avec un temps de simulation réduit. L'angle zénithal solaire est fixé à une valeur intermédiaire de $\theta_s = 30°$.

Le resultat de ces simulations, reporté sur la Table 5.4, montre l'importance de la phase dans l'estimation de K_c pour les conditions très nuageuses. La sensibilité aux propriétés de réflexion de la surface semble généralement plus faible hormis pour les surfaces très réfléchissantes comme les déserts ($A \approx 0.5$) et les régions enneigées ($A \approx 0.9$). La composition de l'atmosphère quant à elle, est supposée influencer peu l'indice de ciel clair [Oumbe *et al.*, 2014].

Table 5.4: Simulations d'indice de ciel clair en conditions de nuage optiquement épais ($\tau = 150$) pour différentes propriétés des nuages et de surface. $\theta_s = 30°$

Type de nuage/Albédo de surface	A = 0.1	A = 0.3	A = 0.5	A = 0.9
Nuage liquide haut	0.058	0.071	0.092	0.249
Nuage liquide bas	0.062	0.076	0.100	0.312
Nuage glace haut	0.031	0.038	0.050	0.150
Nuage glace bas	0.034	0.042	0.056	0.197

Les analyses sont de nouveau faites sur les éclairements et indices de clarté, en utilisant la relation 5.2. En s'appuyant sur les résultats présentés sur la Table 5.4, on choisit d'appliquer une valeur intermédiaire $K_c(n = 1) = 0.05$, la phase du nuage étant inconnue. De plus, on choisit de limiter les valeurs de K_c entre 0 et 1, par cohérence

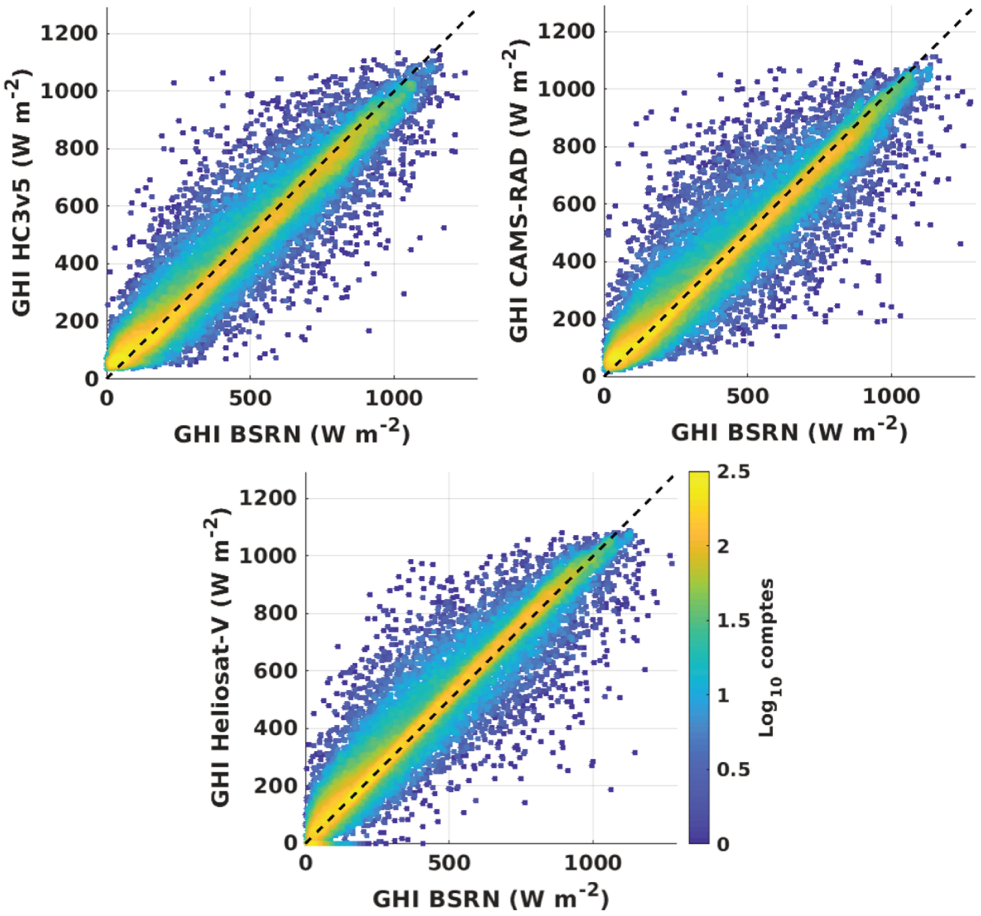


FIGURE 5.9: Histogrammes à deux dimensions des éclairements issus d'HelioClim3 v5, CAMS-RAD (en haut, gauche et droite) et Heliosat-V avec la relation $K_c(n)$ corrigée (en bas), comparés aux observations pyranométriques BSRN. Données moyennées sur 15 minutes comprenant les 11 stations pour l'année 2011.

physique. Cela revient finalement à la relation de l'algorithme LPSA présentée au Chapitre 2 (équation 2.7).

Pour les moyennes sur 15 minutes, on a alors une RMSD de 21 % et un coefficient de corrélation de 0.880 sur les estimations d'indice de clarté basées sur le canal 0.6 μm. Cela correspond pour les éclairements à une RMSD relative de 21 % et une corrélation $R = 0.950$. Les histogrammes à deux dimensions comparant les éclairements correspondants avec les mesures au sol sont représentés Figure 5.9 pour les trois jeux de données HelioClim3 v5, CAMS-RAD et HSV.

5.5 Conclusion

Ces différentes analyses montrent qu'on peut estimer l'éclairement solaire de surface avec la méthode Heliosat-V appliquée à l'imagerie de SEVIRI. Les estimations produites montrent des qualités similaires à celles de produits opérationnels comme HelioClim3 v5 ou CAMS-RAD, en particulier pour le canal 0.6 μm. Certaines situations sont identifiées comme défavorables. Par exemple, les faibles contrastes entre ρ_{clair} et ρ_{ovc} rendent l'estimation de l'indice de ciel clair très sensible aux erreurs sur les composantes de l'indice d'ennuagement. On observe aussi une chute de corrélation entre estimations satellites et mesures pyranométriques, pour les forts angles zénithaux solaires $\theta_s > 70°$, *a fortiori* pour les estimations basées sur l'imagerie du canal 0.8 μm.

Enfin, de manière plus générale, on note l'importance de la connaissance de la phase des nuages et de leur altitude pour une estimation précise de l'éclairement. La connaissance des propriétés de réflexion des surfaces joue aussi sur l'estimation de l'éclairement. Cependant, une série temporelle d'une année n'a pas permis d'identifier de réelles différences de précision selon l'information climatologique ou non sur les propriétés de la BRDF des surfaces. Il reste aussi à étudier l'impact sur les résultats de l'incertitude de la caractérisation des aérosols, ou encore du rayon effectif des nuages. Par ailleurs, l'étalonnage de la mesure satellite de référence affecte aussi significativement les résultats. Cela souligne l'importance des programmes d'inter-étalonnage des instruments satellites pour le suivi de variables climatiques comme l'éclairement solaire de surface.

Chapitre 6

Résultats préliminaires de la méthode pour un imageur en orbite non géostationnaire : le cas de DSCOVR/EPIC

Un objectif de la méthode Heliosat-V est de pouvoir estimer l'éclairement solaire de surface à partir d'une large variété d'instruments sur diverses orbites, y compris non-géostationnaires. Afin d'explorer cette caractéristique de la méthode et après l'avoir testée sur MSG/SEVIRI, on a choisi ainsi de tester la méthode sur l'imagerie produite par le radiomètre EPIC embarqué sur le satellite DSCOVR (*cf.* Annexe D.3 pour la description de la mission).

Les différences entre SEVIRI et EPIC, concernant leurs canaux spectraux et leurs géométries de visée [1] rendent les études de validité sur les deux instruments très complémentaires.

On utilise le produit de mesures de réflectances EPIC L1B version 3, et on applique aux comptes numériques bruts l'étalonnage absolu développé par Geogdzhayev and Marshak [2018], dont l'erreur est estimée entre 1 et 3 %.

1. Géométrie de visée invariante dans le temps pour Meteosat/SEVIRI, et angles d'éclairement et de visée très similaires pour DSCOVR/EPIC.

6.1 La simulation des réflectances au sommet de l'atmosphère

On simule les réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{clair} et ρ_{ovc} pour les canaux spectraux d'EPIC 388, 443, 551, 680, 688, 764 et 780 nm. La mission DSCOVR ayant débuté en 2015, nous n'avons pas pu faire l'analyse sur la même période que celle menée pour MSG/SEVIRI (chapitres 4 et 5). Par ailleurs, pour des raisons de volumes de données à récupérer et à analyser, nous avons limité notre analyse de HSV pour DSCOVR/EPIC à un mois : il s'agit donc ici d'une analyse plus exploratoire et moins étayée que celle menée pour MSG/SEVIRI. Nous avons choisi le mois de juin 2017 pour s'assurer de l'absence de neige sur les régions étudiées. Cela permet aussi un grand intervalle d'angles zénithaux de visée à la différence de l'hiver, la plupart des stations de l'étude étant situées aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord.

On considère en effet la même liste de onze stations décrites sur la Table 1.1, augmentée par les stations Lerwick et Gobabeb (Table 6.1). L'ajout de ces deux stations vient en compensation de l'absence des données pyranométriques sur cette période pour les stations BSRN Brasilia et Camborne (données non collectées par le laboratoire), et celle de Sede Boker (station close).

Pour la production des simulations ρ_{clair}, on utilise l'approche décrite dans le chapitre 4, avec les mêmes sources de données auxiliaires et les mêmes hypothèses. La différence provient uniquement de la paramétrisation spectrale utilisée pour le calcul

Table 6.1: Liste des stations BSRN utilisées pour la validation des estimations d'éclairement basées sur l'imagerie de DSCOVR/EPIC

Station	**Code**	**Pays**	**Latitude**	**Longitude**	**Altitude**
Cabauw	CAB	Pays-Bas	51.9711° N	4.9267° E	0 m
Carpentras	CAR	France	44.083° N	5.0590° E	100 m
CENER	CNR	Espagne	42.8160° N	1.6010° O	471 m
Gobabeb	GOB	Namibie	23.5614° S	15.0420° O	407 m
Lerwick	LER	Royaume-Uni	60.1389° N	1.1847° E	80 m
Lindenberg	LIN	Allemagne	52.2100° N	14.1220° E	125 m
Palaiseau	PAL	France	48.7130° N	2.2080° E	156 m
Payerne	PAY	Suisse	46.8150° N	6.9440° E	491 m
Sao Martinho da Serra	SMS	Brésil	29.4428° S	53.8231° O	489 m
Tamanrasset	TAM	Algérie	22.7903° N	5.5292° E	1385 m

de transfert radiatif. Pour EPIC, la paramétrisation des canaux n'a pas été faite par Gasteiger *et al.* [2014]. Une alternative est alors la paramétrisation du calcul sur des bandes spectrales de largeur régulière par REPTRAN. Le mode *reptran coarse* permettrait le calcul le plus rapide, avec une largeur de bande de 15 cm^{-1}, soit environ 1 nm pour le visible à 550 nm. Cependant, il pourrait causer des erreurs significatives, en particulier pour les canaux 688 et 764 nm, affectés par les bandes fines d'absorption par le dioxygène, respectivement $O_2 - B$ et $O_2 - A$. On utilise donc le mode *reptran medium*, qui paramétrise le calcul pour simuler des bandes régulières de 5 cm^{-1} de largeur, soit environ 0.16 nm à 550 nm, et les fonctions de réponse spectrales de largeur nanométrique des canaux EPIC.

Pour les réflectances au sommet de l'atmosphère en présence d'un nuage optiquement épais ρ_{ovc}, on applique les tables précalculées décrites sur la Table 3.2 aux sensibilités spectrales des canaux d'EPIC, et aux géométries de visée et d'éclairement des séries temporelles de mesures satellites considérées.

On compare les simulations de ρ_{clair} sur les différents canaux d'EPIC. En répétant l'analyse faite dans le chapitre 4, section 4.4.2, on évalue l'erreur théorique d'interpolation spectrale des propriétés de réflectance de surface de la végétation, pour le cas d'EPIC. On peut voir sur la Figure 6.1 que les canaux principalement affectés sont 680, 688, 764 et 780 nm. On s'intéresse plus particulièrement aux canaux 680 et 780 nm, peu affectés par l'absorption atmosphérique. On estime ainsi l'erreur sur les réflectances de surface de la végétation saine théoriquement de l'ordre d'une surestimation de 14 % de $\Delta\rho_{RE}$ pour le canal 680 nm, et d'une sous-estimation de 38 % de $\Delta\rho_{RE}$ pour le canal 780 nm, $\Delta\rho_{RE}$ étant la différence de réflectance entre le plateau et la base du *red edge*.

On représente sur la Figure 6.3 les réflectances simulées et mesurées dans les sept canaux étudiés d'EPIC, pour la position de Palaiseau, comprenant de la végétation saine durant cette période. On observe que les simulations par ciel clair des canaux 680 et 688 nm sont significativement supérieures à de nombreuses observations. A l'inverse, les simulations de ρ_{clair} pour les canaux 764 et 780 nm prennent des valeurs systématiquement inférieures aux réflectances mesurées. On constate que ces caractéristiques de biais pour les canaux à proximité du *red edge* se retrouvent, pour l'essentiel, au niveau des stations présentant de la végétation à la différence des stations désertiques Gobabeb,

Sede Boker et Tamanrasset. Cette étude reste cependant qualitative et demanderait une validation statistique plus poussée.

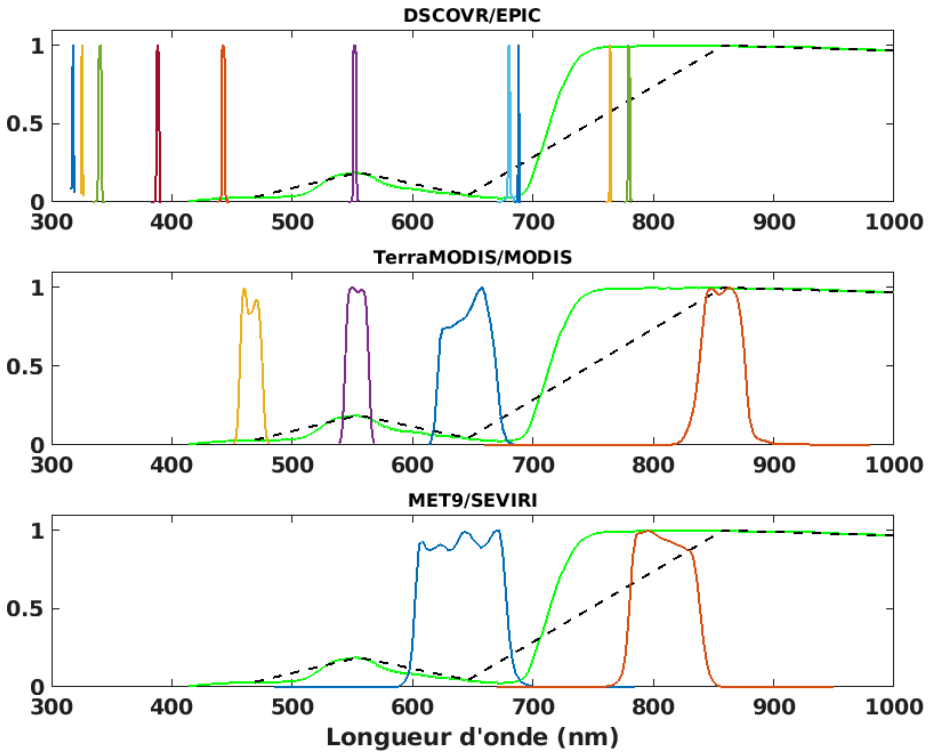


FIGURE 6.1: En couleur : fonctions de réponse spectrale pour DSCOVR/EPIC, Terra/MODIS et Meteosat-9/SEVIRI (de haut en bas). Ligne continue vert clair : exemple de spectre de réflectance de végétation *Aspen Aspen-1 green-top ASDFRa AREF* (USGS Spectral Library version 7), normalisé entre 0 et 1. Ligne tiretée noire : interpolation du spectre de végétation sur les longueurs d'onde de MCD43C1.

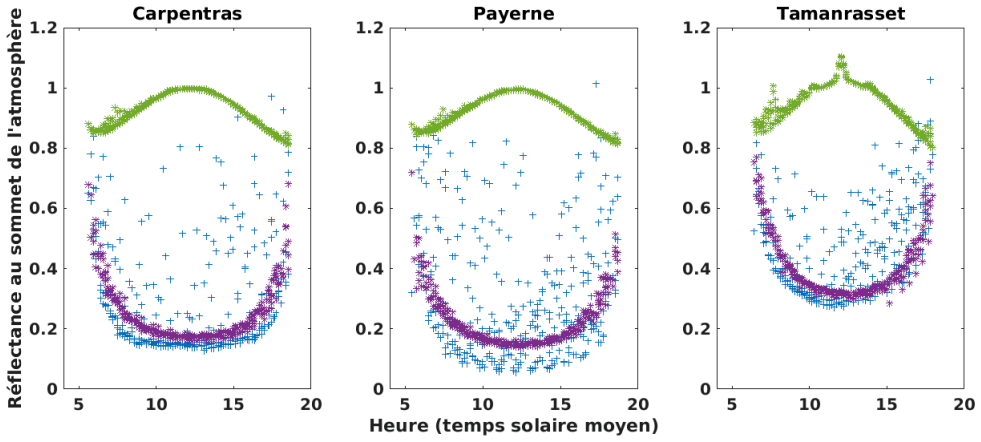


FIGURE 6.2: Réflectances au sommet de l'atmosphère en fonction de l'heure de la journée pour le canal 680 *nm* de DSCOVR/EPIC en juin 2017. Les mesures sont indiquées en croix bleues, les simulations en conditions nuageuses ρ_{ovc} en étoiles vertes et les simulations en conditions de ciel clair ρ_{clair} en étoiles violettes. De gauche à droite, pour les positions de Carpentras, Payerne et Tamanrasset.

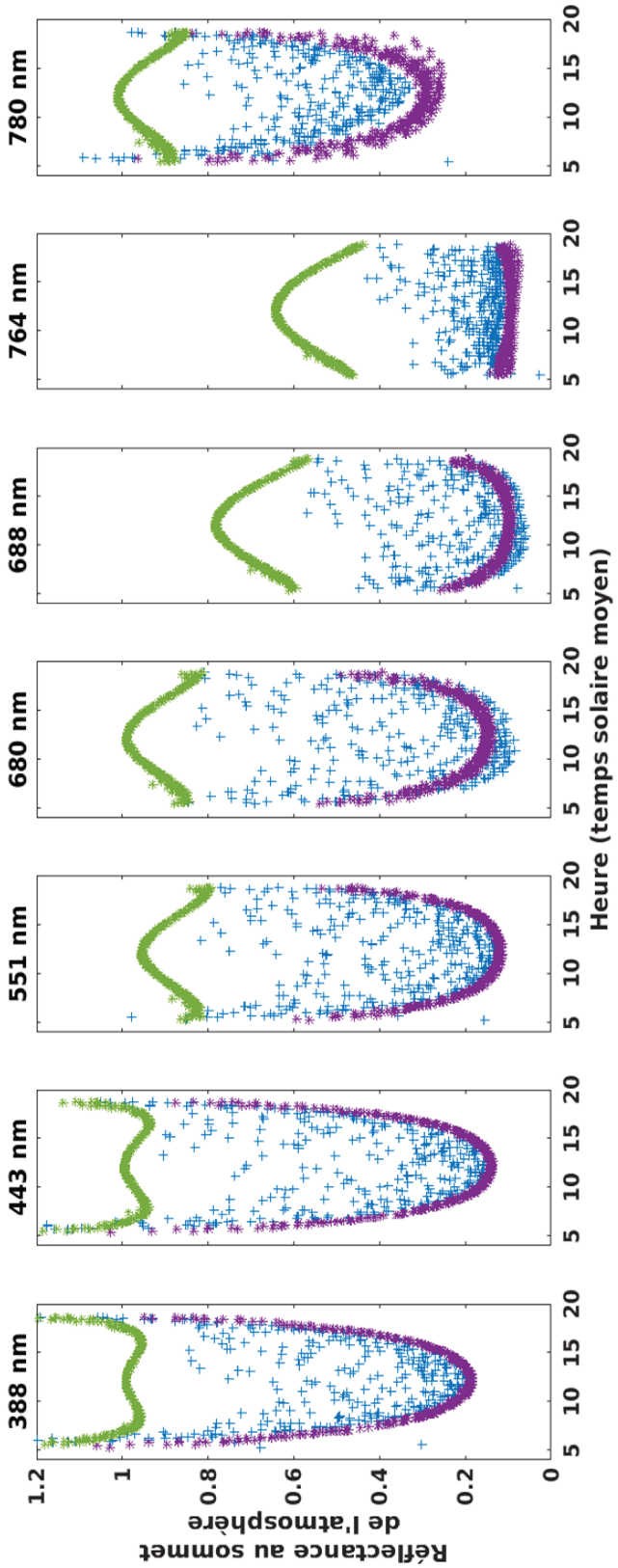


FIGURE 6.3: Réflectances au sommet de l'atmosphère de DSCOVR/EPIC en fonction de l'heure de la journée, pour la position géographique de Palaiseau, en juin 2017. Les mesures sont indiquées en croix bleues, les simulations en conditions nuageuses ρ_{ovc} en étoiles vertes et les simulations en conditions de ciel clair ρ_{clair} en étoiles violettes. De gauche à droite, pour les canaux spectraux 388, 443, 551, 680, 688, 764 et 780 nm.

6.2 Analyse des estimations d'éclairements

On établit les estimations d'éclairements en utilisant la relation $K_c(n)$ du LPSA (équation 2.7).

Etant donnée la résolution temporelle approximativement horaire d'EPIC sur cette période, on ne considère ici que les moyennes horaires pour la comparaison entre estimations d'Heliosat-V et mesures au sol BSRN. Les résultats sont présentés pour dix stations BSRN sur la Table 6.1. On compare les résultats selon le canal radiométrique utilisé. On voit ainsi sur la Figure 6.4 que la qualité de l'estimation dépend du canal considéré, aussi bien en termes de biais que d'écart type et corrélation. Les meilleurs résultats sont obtenus à partir de l'imagerie du canal 680 nm, et les plus incertains pour le canal 764 nm. De tels résultats étaient attendus du fait des erreurs causées par le rôle de la hauteur des nuages dans les réflectances mesurées par les canaux affectés par une diffusion ou une absorption atmosphérique importante, soit respectivement surtout 388 et 443 nm, et 688 et 764 nm. La dégradation des résultats pour le canal 780 nm est, elle, principalement attribuée à l'erreur due à l'interpolation spectrale des réflectances de surface, mais aussi au constraste moindre entre ρ_{clair} et ρ_{ovc} causé par les fortes réflectances de surface pour ces longueurs d'onde.

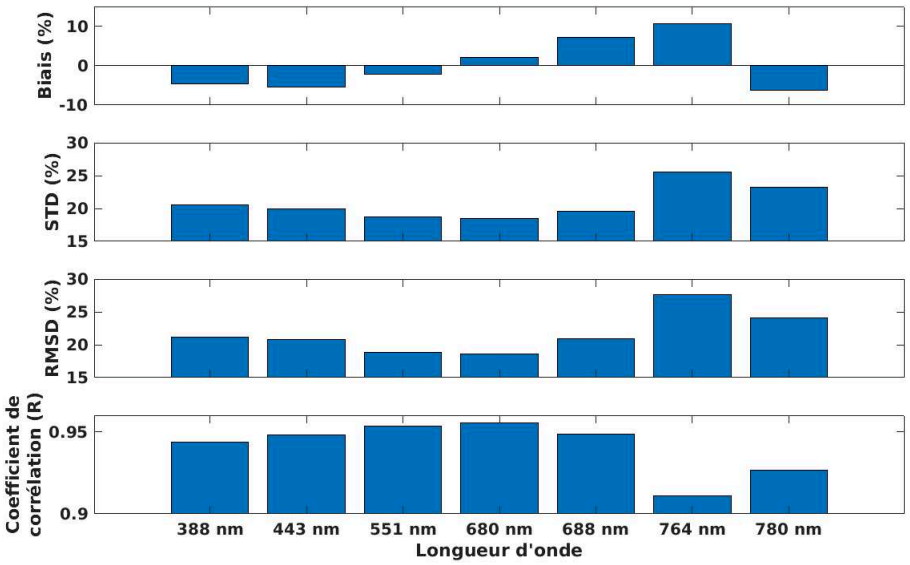


FIGURE 6.4: Statistiques de comparaison entre les estimations d'éclairement à partir de l'imagerie DSCOVR/EPIC (canaux 388 à 780 nm) et les mesures au sol BSRN. Résultats pour les dix stations de mesure, sur les moyennes horaires de juin 2017. (N = 3170 pour chaque canal)

Table 6.2: Comparaison des validations des résultats de HSV avec les produits HC3v5 et CAMS-RAD, par rapport aux mesures BSRN. Statistiques sur les DSSI moyennés à 1 heure sur l'ensemble des 9 stations (Table 6.1 hormis Payerne) et pour juin 2017. N = 2857 ; Moyenne BSRN = 447 Wm^{-2}

Méthode/données	**Biais**	**STD**	**RMSD**	**Coefficient de corrélation**
	$W\ m^{-2}$ (%)	$W\ m^{-2}$ (%)	$W\ m^{-2}$ (%)	(R)
Meteosat-10/SEVIRI				
HC3v5	6 (1)	60 (13)	60 (13)	0.976
CAMS-RAD	0 (0)	86 (19)	86 (19)	0.951
DSCOVR/EPIC				
HSV canal 388 nm	-21 (-5)	93 (21)	95 (21)	0.942
HSV canal 443 nm	-26 (-6)	89 (20)	93 (21)	0.947
HSV canal 551 nm	-11 (-2)	84 (19)	85 (19)	0.952
HSV canal 680 nm	8 (2)	83 (19)	84 (19)	0.954
HSV canal 688 nm	33 (7)	88 (20)	94 (21)	0.947
HSV canal 764 nm	49 (11)	116 (26)	126 (28)	0.908
HSV canal 780 nm	-29 (-7)	105 (23)	109 (24)	0.925

On observe cependant que l'utilisation de l'imagerie du canal 680 nm d'EPIC permet une estimation de qualité similaire à celle de CAMS Radiation Service, en termes de différence quadratique moyenne et de coefficient de corrélation, comme indiqué sur la Table 6.2. On note tout de même une estimation plus exacte par le produit HelioClim3. Ces différences de qualité pourraient s'expliquer par les résolutions spatiales et temporelles plus grossières pour l'imagerie d'EPIC que pour l'imagerie de SEVIRI. Concernant la résolution spatiale en particulier, l'utilisation sans dégradation de la donnée MODIS MCD43C1, avec sa résolution d'environ 6 km, est moins adaptée à l'imagerie d'EPIC qu'à celle de SEVIRI.

6.3 Conclusion

Cette analyse a permis de tester la validité de la méthode sur l'imagerie d'EPIC. Ce travail exploratoire sur la polyvalence de la méthode est encourageant. Il serait utile de le compléter par une étude approfondie, considérant de plus longues périodes de mesures ainsi qu'un plus grand nombre de stations de mesures au sol de l'éclairement.

Conclusion et perspectives

Cette thèse de doctorat est consacrée à l'estimation de l'éclairement solaire à la surface de la Terre à partir de l'imagerie satellite dans le visible et le proche infrarouge, de 400 à 1000 nm. On a étudié l'applicabilité d'une méthode dite à indice d'ennuagement à l'imagerie de divers radiomètres selon leur géométrie de visée et leur sensibilité spectrale. Pour cela, on s'appuie sur l'estimation exogène des réflectances au sommet de l'atmosphère pour des conditions atmosphériques de ciel clair ρ_{clair} et de ciel couvert par un nuage optiquement épais ρ_{ovc}. Ces réflectances sont obtenues par des simulations issues d'un modèle de transfert radiatif dans l'atmosphère.

La méthode développée est construite de manière à pouvoir être appliquée à l'imagerie de n'importe quel radiomètre satellite doté d'un canal sensible dans le domaine 400-1000 nm et pour lequel on dispose de la connaissance des géométries de visée, de la géolocalisation, de la fonction de réponse spectrale et d'un étalonnage absolu. A la différence des autres méthodes Heliosat basées sur un indice d'ennuagement, le principe de cette méthode permet l'utilisation de mesures de réflectances issues de satellites non géostationnaires, sans nécessiter d'archives historiques ni de capteurs multispectraux.

L'erreur sur l'éclairement estimé par la méthode est en partie affectée par l'indice d'ennuagement n via quatre éléments principaux. Le contraste Δ entre les réflectances en conditions limites, ρ_{ovc} et ρ_{clair}, est déterminant pour toutes valeurs de n. Plus il est important, plus l'erreur sur l'indice d'ennuagement est faible. Les erreurs sur ρ_{sat} ont diverses origines. Celles liées au bruit numérique et à la variabilité de l'éclairement solaire spectral au sommet de l'atmosphère sont généralement faibles par rapport aux autres sources d'incertitude. L'étalonnage absolu, lui, présente encore des incertitudes significatives, pouvant causer des biais et une dérive temporelle des estimations d'éclairement. Le bruit de l'instrumentation semble causer des incertitudes moindres, dans le cas de MSG/SEVIRI, mais une étude bibliographique plus importante reste

à faire pour estimer ce bruit en fonction de la luminance mesurée. De plus, pour les premières instrumentations telles que *Meteosat First Generation* (**MFG**), le bruit de l'instrumentation est bien plus important que pour les générations d'instruments plus récents, et peut devenir significatif dans l'estimation de l'éclairement de surface. Cela est notamment observable pour la période pré-operationnelle de Meteosat de 1977 à 1988, de Meteosat-1 à Meteosat-3 [Rüthrich *et al.*, 2019]. L'étalonnage absolu et la sensibilité spectrale sont aussi moins bien connus pour ces périodes-là, d'où peuvent ressortir des biais significatifs dans l'estimation du DSSI. Les canaux larges comme VIS de MFG peuvent voir leur fonction de réponse spectrale affectée pour les plus courtes longueurs d'onde, à cause de la dégradation due notamment à l'exposition des capteurs à la lumière solaire. Une telle dégradation peut induire non seulement des dérives significatives d'étalonnage, mais aussi un changement de la nature spectrale des luminances mesurées.

Les erreurs sur ρ_{ovc} et ρ_{clair}, indépendamment l'une de l'autre, peuvent aussi affecter significativement l'estimation de n. Ne pas prendre en compte leurs variabilités affecte ainsi l'exactitude (*i.e.* l'écart type de l'erreur) et la fidélité (*i.e.* le biais) du DSSI estimé.

La connaissance précise des réflectances ρ_{ovc} est de première importance pour minimiser les erreurs sur l'indice d'ennuagement pour les grandes valeurs de n. Une analyse bibliographique et la productions de simulations de tranfert radiatif montrent que l'anisotropie de ρ_{ovc} ne peut pas être négligée : il faut donc adapter sa connaissance aux géométries de visée et d'éclairement. La capacité des simulations à reproduire cette anisotropie reste cependant limitée car elle dépend de notre connaissance de propriétés physiques des nuages, que ce soit leur phase, leur rayon effectif, ou encore leur structure tridimensionnelle.

En l'absence d'information sur les propriétés physiques des nuages, la qualité de l'estimation de l'éclairement de surface dépend aussi de la sensibilité spectrale du radiomètre. On identifie ainsi les longueurs d'onde d'absorption et de diffusion atmosphérique comme sensibles à la hauteur des nuages. La phase et le rayon effectif des nuages affectent eux principalement les réflectances pour des longueurs d'onde supérieures à $\lambda >\approx 1\ \mu m$, ce qui limite le domaine spectral d'applicabilité de Heliosat-V. Des informations supplémentaires sur les propriétés physiques des nuages sont donc nécessaires pour reconstruire les réflectances au sommet d'une atmosphère nuageuse dans ces régions spectrales.

Pour les réflectances ρ_{clair}, l'anisotropie des propriétés de réflexion des surfaces cause des erreurs systématiques sur les méthodes à indice d'ennuagement qui ne les considèrent pas. Nous avons montré que l'utilisation du modèle Ross-Li et des données BRDF issues des observations indépendantes MODIS permettent à un modèle de transfert radiatif de reproduire l'anisotropie des réflectances mesurées par MSG en conditions de ciel clair, avec toutefois des erreurs pouvant être significatives. Pour les canaux de très courtes longueurs d'onde, typiquement en dessous de 500 nm, les surfaces continentales sont peu réflechissantes tandis que la contribution de la diffusion atmosphérique aux réflectances ρ_{clair} devient prépondérante. On note aussi le besoin d'une meilleure caractérisation spectrale des réflectances de surface. La simple interpolation linéaire entre les canaux de MODIS semble à l'origine de biais significatifs dans la simulation de ρ_{clair} pour le cas de surfaces végétales. Enfin, la caractérisation de la nature et des concentrations atmosphériques d'aérosols affectent significativement les réflectances ρ_{clair} simulées. Cela est particulièrement significatif dans nos simulations au voisinage des directions de rétrodiffusion et de diffusion avant.

En dessous de la longueur d'onde $\lambda \approx 400\ nm$, on a vu que la variabilité du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère causée par les variations de l'activité solaire devient non négligeable dans l'estimation de l'indice d'ennuagement. Il faudrait ainsi prendre en compte un modèle tel que NRLSSI2 pour tenir compte des variations temporelles de sa distribution spectrale.

Pour ces faibles longueurs d'onde, il faut aussi compter la diffusion atmosphérique qui devient importante, nécessitant ainsi la connaissance de l'altitude des nuages. Dans ce cas, la simulation des réflectances nécessite de plus un calcul de transfert radiatif vectoriel et non pas simplement scalaire : la lumière se polarise en interagissant avec l'atmosphère claire comme nuageuse. L'erreur du calcul scalaire devient forte pour les plus courtes longueurs d'onde, pour lesquelles la diffusion atmosphérique domine généralement le signal mesuré par satellite. Enfin l'absorption du rayonnement par l'ozone devient significative, nécessitant des données externes sur son profil vertical de concentrations dans l'atmosphère.

L'erreur sur l'estimation de l'éclairement de surface ne vient cependant pas seulement de la précision du calcul de l'indice d'ennuagement. Elle dépend aussi de la validité de la relation liant l'indice de ciel clair K_c à n. On observe que cette relation dépend en

particulier de la phase du nuage, dans une moindre mesure de l'altitude du nuage et pour les surfaces les plus réfléchissantes, de l'albédo de ces surfaces.

Pour les faibles valeurs de n et pour certaines stations, on observe aussi que l'erreur sur l'indice de ciel clair calculé à partir des données pyranométriques BSRN et du modèle d'éclairement de surface en conditions de ciel clair McClear apparaît plus importante que l'erreur sur l'indice estimé par Heliosat-V. Cela signifie dans ces cas soit que le modèle de ciel clair est l'élément apportant la plus grande part d'erreur, soit que la mesure au sol n'est pas suffisamment exacte. Pour autant, dans la plupart des cas, un biais plus significatif provient de la simulation des réflectances par ciel clair, qui mérite d'être améliorée. Mais cela souligne cependant l'importance de la caractérisation et du maintien de la qualité des mesures pyranométriques, pour la validation des estimations par satellite du DSSI et des modèles de ciel clair.

La validité de la méthode développée a été testée sur l'imagerie de Meteosat Seconde Génération sur un an de données, en comparant les résultats de la méthode aux observations *in situ* de onze stations du réseau de mesure BSRN. Les résultats obtenus montrent que la nouvelle méthode est capable de produire une estimation du DSSI de qualité similaire à celle de produits opérationnels, sans besoin d'archive d'imagerie ni d'imagerie multispectrale. La qualité de ces estimations n'est cependant pas uniforme, contrairement à ce que l'on aurait souhaité, car elle dépend du canal radiométrique employé et apparaît dégradée pour les forts angles zénithaux solaire. Cette dépendance spectrale pourrait rendre plus difficile la fusion d'estimations issues d'instruments aux sensibilités spectrales très différentes.

Ces résultats sont renforcés par l'étude produite à partir de l'imagerie dans sept des canaux spectraux de DSCOVR/EPIC. La qualité des résultats varie là aussi significativement selon le canal employé pour produire les estimations, mais avoisine celle de produits satellites opérationnels d'éclairement de surface. On parvient donc à appliquer la méthode Heliosat-V à l'imagerie issue d'un satellite non-géostationnaire. On note aussi que les réflectances ρ_{clair} des canaux 680 à 780 nm semblent affectées significativement par l'interpolation linéaire entre le canaux MODIS utilisée pour décrire les réflectances des surfaces. Cela renforce l'idée d'un traitement à part des zones végétales.

Ce travail est loin d'être exhaustif pour parvenir à une estimation de l'éclairement en tout point de la Terre. L'objectif de traiter avec une couverture mondiale l'information

de l'éclairement solaire incident à la surface de la Terre nécessitera ainsi de traiter aussi le cas des océans. Une approche pour simuler les réflectances ciel clair au-dessus des océans pourrait se baser sur le modèle très utilisé de Cox and Munk [1954], exprimant les réflectances en fonction de la vitesse du vent de surface. Si l'on ne dispose pas de données pour le vent en surface, on peut choisir une valeur constante, comme le fait par exemple l'ISCCP, qui suppose par exemple un vent de 2 $m\ s^{-1}$ dans l'algorithme de son produit de propriétés des nuages [Rossow, 2017].

Par ailleurs, le cas des surfaces enneigées est un sujet en soi, du fait du faible contraste entre les réflectances au sommet de l'atmosphère des scènes nuageuses et réflectances des scènes de ciel clair. Ce cas nécessite aussi de reconsidérer la relation entre n et K_c, qu'on a vue modifiée pour les grands valeurs d'albédos de surface.

L'intérêt d'Heliosat-V réside aussi dans la possibilité de produire de longues séries temporelles, de par sa capacité à être *a priori* applicable à un grand nombre d'instruments optiques sensibles dans la gamme 400-1000 nm de longueurs d'onde. Il faudrait pour cela utiliser une base de données de la composition de l'atmosphère et des réflectances de surface soit climatologique, soit couvrant toute la période d'estimation. Des pistes pour cela existent déjà : les produits de BRDF conçus par le groupe *Quality Assurance for Essential Climate Variables* (**QA4ECV**), la climatologie d'aérosols MACC [Mueller and Träger-Chatterjee, 2014] ou encore les réanalyses MERRA2 renseignant la composition de l'atmosphère en gaz et aérosols depuis 1980 [Randles *et al.*, 2017, Gelaro *et al.*, 2017].

Produire ainsi des estimations Heliosat-V pluriannuelles d'éclairement de surface pour quelques stations BSRN permettrait d'étudier si la méthode, dans sa version de développement, est à même de détecter la variabilité interannuelle observée par les mesures pyranométriques BSRN, ou encore GEBA pour les plus longues périodes.

Une meilleure représentation spectrale des réflectances des surfaces améliorerait la simulation de ρ_{clair}. Elle pourrait passer par l'utilisation d'un atlas hyperspectral de BRDF de surface, suivant la démarche de Vidot and Borbas [2014] pour le modèle de transfert radiatif RTTOV [Saunders *et al.*, 2018].

On a vu que la connaissance des propriétés physiques des nuages affecte les estimations d'éclairement, que cela soit lié à la qualité des simulations de ρ_{ovc} ou à la dépendance de la relation $K_c(n)$ avec la phase du nuage. En l'absence de produits

décrivant les propriétés physiques des nuages avec une dimension temporelle, une possibilité serait l'utilisation d'une climatologie, que ce soit pour la hauteur du sommet des nuages (*e.g.* Kokhanovsky *et al.* [2011]), leur phase ou encore leur rayon effectif. Cela réduirait les biais en fournissant une information spatiale voire sur le cycle saisonnier moyen de ces variables.

Pour consolider l'étude de la validité de la méthode développée, il sera utile d'appliquer la méthode à d'autres satellites géostationnaires et étudier les différences d'estimation dans les zones de recoupement des satellites pour identifier quel élément est principalement responsable du désaccord entre les estimations. L'application à des radiomètres satellites tels que AVHRR permettrait d'étudier l'applicabilité de la méthode Heliosat-V à l'estimation du DSSI hors du cadre de l'imagerie des satellites géostationnaires. Considérer l'imagerie d'EPIC permet de plus d'investiguer plus en profondeur les différences des estimations provenant de différents canaux spectraux, avec ses dix canaux fins dont six dans le domaine 400-1000 nm. Son étude sur de plus longues périodes, un plus grand jeu de positions géographiques, ainsi que pour les trois canaux UV de l'instrument, enrichirait la connaissance des limites de la méthode Heliosat-V.

Une question se pose aussi sur la polyvalence de la méthode Heliosat-V : comment la qualité des estimations dépend-elle de la résolution spatiale de l'imagerie satellite ? A haute résolution spatiale, de nouveaux problèmes apparaissent, par rapport aux résolutions telles que celle de SEVIRI : la structure tridimensionnelle des nuages, comme illustré sur la Figure 6.5 devient prépondérante dans l'anisotropie de leurs réflectances [Horváth and Davies, 2004] et l'hypothèse "plan parallèle" du modèle de transfert radiatif cause des erreurs significatives. L'anisotropie des sols apparaît aussi plus complexe et peut dépendre de l'orientation azimutale absolue de la géométrie visée, et non seulement de la différence relative $\Delta\phi$.

Différentes autres sources d'erreur nécessiteraient d'approfondir les analyses : quelle importance de la prise en compte de la polarisation de la lumière réfléchie par l'atmosphère, dans le calcul des réflectances ? Quelle incertitude est produite par les erreurs de géolocalisation des mesures satellitaires, un problème notamment rencontré pour la simulation des réflectances ρ_{clair} d'EPIC. Peut-on améliorer la simulation des scènes nuageuses pour le cas général où les propriétés des nuages sont inconnues, par exemple

FIGURE 6.5: Champ de nuages au dessus de Nice. Les ombres projetées par la structure tridimensionnelle illustrent comme la diffusion avant et la rétrodiffusion du rayonnement mesurées par satellite dépendent de cette structure.

Photographie aérienne par l'auteur, le 18/10/2019.

en produisant un abaque avec une grille plus fine en géométries de visée et d'éclairement ?

On a aussi vu que la qualité de l'étalonnage absolu est particulièrement importante pour la méthode HSV. L'erreur sur l'étalonnage d'EUMETSAT étant estimée à 10 % par rapport à celui de Doelling *et al.* [2018] sur le canal 0.6 μm de SEVIRI, la méthode devrait être testée avec les coefficients d'étalonnage conseillés par GSICS.

L'optimisation du temps de calcul, hors du contexte de ce travail, sera un sujet pour l'application operationnelle de la méthode. Elle permet une économie précieuse de ressources informatiques nécessaires pour le développement de bases de données. Cela pourrait passer par l'emploi d'un modèle de transfert radiatif alternatif, tel que RTTOV, construit notamment pour reproduire fidèlement les observations satellites. La construction d'abaques de réflectances ciel clair au sommet de l'atmosphère est aussi une voie à explorer pour l'opérationnalisation de la méthode. On peut aussi compter sur une amélioration de l'interpolation spatiale des données de BRDF (MODIS ou autre) sur la grille du satellite produisant les réflectances ρ_{sat}.

L'intérêt de l'existence de plusieurs méthodes s'appuyant sur des hypothèses différentes est un moyen de quantifier l'incertitude causée par le choix d'une hypothèse plutôt qu'une autre. Par exemple, dans le cas de la méthode Heliosat-V, la définition d'un indice d'ennuagement s'apparente à l'hypothèse que les nuages sont toujours optiquement épais et que seule la fraction nuageuse varie, *i.e.* la partie d'un pixel recouverte par un nuage. Pour d'autres méthodes comme Mueller *et al.* [2009], c'est l'épaisseur optique qui est supposée varier, le nuage étant considéré comme occupant toujours l'intégralité de la surface du pixel. La diversité de ces approches leur confère donc une complémentarité utile pour définir des intervalles de confiance sur l'estimation du DSSI.

Comparer les résultats basés sur les satellites Meteosat 0° et Océan Indien peut être un moyen pour investiguer si la méthode Heliosat-V est à même de corriger les erreurs systématiques causées par l'anisotropie des réflectances. Une telle étude viendrait en complément de l'analyse de la méthode appliquée à des imageurs satellites non géostationnaires. En utilisant l'imagerie produite par deux MSG ou deux MFG, on peut avoir des situations de géométries de visée différentes vues par des capteurs radiométriques semblables aux mêmes instants. La configuration avec deux satellites est possible depuis 2017 avec la mise en opération de Meteosat-8 à la longitude 41.5° Est.

Ce travail s'est focalisé sur l'estimation la plus juste possible de l'indice d'ennuagement n et de ses sources d'incertitude. Mais l'incertitude sur l'estimation de l'éclairement de surface provient aussi des hypothèses liés à la traduction de n en indice de ciel clair, qui demandera de plus amples investigations pour être améliorée.

De nombreuses pistes d'améliorations existent donc pour étendre le champ d'application de la méthode, réduire ses erreurs et se diriger vers son opérationnalisation. Le travail présenté dans cette thèse a montré cependant que la méthode est déjà capable de produire des résultats comparables aux estimations de produits opérationnels.

Données externes

Les données MACC et CAMS d'aérosols et d'ozone atmosphérique sont fournies par CAMS et distribuées par SoDa,
`http://www.soda-pro.com/web-services/radiation/cams-mcclear`
Dernier accès le 04/09/2019.

Les données de vapeur d'eau atmosphérique sont produites par l'ECMWF et distribuées par SoDa,
`http://www.soda-pro.com/web-services/radiation/cams-mcclear`

Les données Meteosat-9/SEVIRI sont fournies par EUMETSAT,
`https://www.eumetsat.int`

Les données Meteosat-8/SEVIRI sont fournies par EUMETSAT. Nous remercions le centre de données et de services AERIS/ICARE pour avoir fourni l'accès aux données Meteosat-8 utilisées dans cette étude.
`https://www.icare.univ-lille.fr/`
Accès aux données le 10/07/2020.

Les données du produit MODIS MCD43C1 version 6 ont été obtenues par le service web NASA Earthdata Search, avec la courtoisie du NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota,
`https://search.earthdata.nasa.gov/`
Accès aux données le 08/07/2019 (données 2011) et le 07/09/2020 (données juin 2017).

Les données TROPOMI sont distribuées par Copernicus,
`https://s5phub.copernicus.eu/`
Accès aux données le 12/06/2020.

Les données DSCOVR/EPIC L1B version 3 ont été obtenues via le NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center.
`https://search.earthdata.nasa.gov/`
Accès aux données le 21/08/2020.

Nous remercions les opérateurs des stations BSRN pour la production, le maintien et la mise à disposition de leurs mesures.

Données de fonctions de réponses spectrales des instruments satellites :
`https://satcorps.larc.nasa.gov/cgi-bin/site/showdoc?mnemonic=SPECTRAL-RESPONSE`
Dernier accès le 26/02/2020.

Données d'étalonnage CERES (dernier accès le 07/09/2020) :
`https://satcorps.larc.nasa.gov/cgi-bin/site/showdoc?mnemonic=CALIB-ED4`
`https://satcorps.larc.nasa.gov/cgi-bin/site/showdoc?mnemonic=CALIB-UPRT`
Nous remercions également David Doelling pour la communication des données d'étalonnage CERES pour le canal 0.8 μm des Meteosat-8 et -9 à 0°.

Les données du spectre de végétation de la Figure 6.1 sont fournies par l'USGS Spectral Library version 7 `https://crustal.usgs.gov/speclab/QueryAll07a.php`
Dernier accès le 25/09/2020.

Les Figures 3.12 et 3.15 sont respectivement reproduites à partir de Gatebe and King [2016] et Kokhanovsky [2004], avec la permission d'Elsevier.

Bibliographie

Ackerman S A, Strabala K I, Menzel W P, Frey R A, Moeller C C and Gumley L E [1998]. Discriminating clear sky from clouds with MODIS, *Journal of Geophysical Research* **103**(D24), 32141–32157.

Albarelo T, Marie-Joseph I, Primerose A, Seyler F, Wald L and Linguet L [2015]. Optimizing the Heliosat-II Method for Surface Solar Irradiation Estimation with GOES Images, *Canadian Journal of Remote Sensing* **41**(2), 86–100.

Amarasinghe N, Platnick S and Meyer K [2017]. *Overview of the MODIS Collection 6 Cloud Optical Property (MOD06) Retrieval Look-up Tables*, NASA GSFC Cloud Retrieval Product Team.

Amato U, Antoniadis A, Cuomo V, Cutillo L, Franzese M, Murino L and Serio C [2008]. Statistical cloud detection from SEVIRI multispectral images, *Remote Sensing of Environment* **112**(3), 750–766.

Amillo A, Huld T and Müller R [2014]. A New Database of Global and Direct Solar Radiation Using the Eastern Meteosat Satellite, Models and Validation, *Remote Sensing* **6**(9), 8165–8189.

Aminou [2003]. Meteosat Second Generation : A comparison of on-ground and on-flight Imaging and Radiometric Performances of SEVIRI on MSG-1, *in Proceedings of the 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*.

Anderson G, Clough S, Kneizys F, Chetwynd J and Shettle E [1986]. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0.120km), p. 46.

Beyer H G, Costanzo C and Heinemann D [1996]. Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images, *Solar Energy* **56**(3), 207 – 212.

Bicheron P and Leroy M [2000]. Bidirectional reflectance distribution function signatures of major biomes observed from space, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **105**(D21), 26669–26681.

Blanc P, Gschwind B, Ménard L and Wald L [2018]. Monthly-averaged maps of surface BRDF parameters in ten spectral bands for land and water masses, *Earth System Science Data Discussions* **2018**, 1–9.
URL: *https ://essd.copernicus.org/preprints/essd-2017-141/*

Blanc P and Wald L [2009], A review of earth-viewing methods for in-flight assessment of modulation transfer function and noise of optical spaceborne sensors. Working paper.
URL: *https ://hal-mines-paristech.archives-ouvertes.fr/hal-00745076*

Blanc P and Wald L [2012]. The SG2 algorithm for a fast and accurate computation of the position of the Sun for multi-decadal time period, *Solar Energy* **86**(10), 3072 – 3083.

Bréon F M and Maignan F [2017]. A BRDF–BPDF database for the analysis of Earth target reflectances, *Earth System Science Data* **9**(1), 31–45.

Cano D [1982], Etude de l'ennuagement par analyse de séquences d'images de satellite : application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol, Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Cano D, Monget J, Albuisson M, Guillard H, Regas N and Wald L [1986]. A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data, *Solar Energy* **37**(1), 31–39.

Capderou M [2002]. *Satellites : Orbites Et Missions*, Springer-Verlag.

Carrer D, Ceamanos X, Moparthy S, Vincent C, C. Freitas S and Trigo I F [2019]. Satellite Retrieval of Downwelling Shortwave Surface Flux and Diffuse Fraction under All Sky Conditions in the Framework of the LSA SAF Program (Part 1 : Methodology), *Remote Sensing* **11**(21).

Ceamanos X, Moparthy S, Carrer D and Seidel F C [2019]. Assessing the Potential of Geostationary Satellites for Aerosol Remote Sensing Based on Critical Surface Albedo, *Remote Sensing* **11**(24).

Clark R N [1999]. *Chapter 1 : Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, in Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences*, John Wiley and Sons, New York.

Coddington O, Lean J L, Pilewskie P, Snow M and Lindholm D [2016]. A solar irradiance climate data record, *Bulletin of the American Meteorological Society* **97**(7), 1265–1282.

Cox C and Munk W [1954]. Measurement of the Roughness of the Sea Surface from Photographs of the Sun's Glitter, *Journal of the Optical Society of America* **44**(11), 838–850.

Dagestad K F and Olseth J A [2007]. A modified algorithm for calculating the cloud index, *Solar Energy* **81**(2), 280–289.

Darnell W L, Staylor W F, Gupta S K and Denn F M [1988]. Estimation of Surface Insolation Using Sun-Synchronous Satellite Data, *Journal of Climate* **1**(8), 820–835.

Dave J V [1978]. Effect of Aerosols on the Estimation of Total Ozone in an Atmospheric Column from the Measurements of Its Ultraviolet Radiance, *Journal of the Atmospheric Sciences* **35**(5), 899–911.

Deering D W [1978], Rangeland reflectance characteristics measured by aircraft and-spacecraft sensors, Ph.d. dissertation, Texas A M University, College Station,TX.

Derrien M and Le Gléau H [2005]. MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC, *International Journal of Remote Sensing* **26**(21), 4707–4732.

Dewitte S and Nevens S [2016]. The total solar irradiance climate data record, *The Astrophysical Journal* **830**(1), 25.

Diner D J, Beckert J C, Bothwell G W and Rodriguez J I [2002]. Performance of the MISR instrument during its first 20 months in Earth orbit, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **40**(7), 1449–1466.

Dirksen M, Meirink J F and Sluiter R [2017]. Quality assessment of high-resolution climate records of satellite derived solar irradiance, *Energy Procedia* **125**, 221 – 229.

Doelling D, Haney C, Bhatt R, Scarino B and Gopalan A [2018]. Geostationary Visible Imager Calibration for the CERES SYN1deg Edition 4 Product, *Remote Sensing* **10**(2), 288.

Driemel A, Augustine J, Behrens K, Colle S, Cox C, Cuevas-Agulló E, Denn F M, Duprat T, Fukuda M, Grobe H, Haeffelin M, Hodges G, Hyett N, Ijima O, Kallis A, Knap W, Kustov V, Long C N, Longenecker D, Lupi A, Maturilli M, Mimouni M, Ntsangwane L, Ogihara H, Olano X, Olefs M, Omori M, Passamani L, Pereira E B, Schmithüsen H, Schumacher S, Sieger R, Tamlyn J, Vogt R, Vuilleumier L, Xia X, Ohmura A and König-Langlo G [2018]. Baseline Surface Radiation Network (BSRN) : structure and data description (1992–2017), *Earth System Science Data* **10**(3), 1491–1501.

Emde C and Mayer B [2018]. Errors induced by the neglect of polarization in radiance calculations for three-dimensional cloudy atmospheres, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **218**, 151 – 160.

Espinar B, Ramírez L, Polo J, Zarzalejo L and Wald L [2009]. Analysis of the influences of uncertainties in input variables on the outcomes of the Heliosat-2 method, *Solar Energy* **83**(9), 1731 – 1741.

EUMETSAT [2017]. MSG Level 1.5 Image Data Format Description, Technical Report EUM/MSG/ICD/105, EUMETSAT.

EUMETSAT [2019]. Typical Radiometric Noise, Calibration Bias and Stability for Meteosat-8, -9, -10 and -11 SEVIRI, Technical Report EUM/OPS/TEN/07/0314, EUMETSAT.

EUMETSAT [2020]. Meteosat orbits archive, Technical report, EUMETSAT.
URL: *https ://www.eumetsat.int/website/home/Data/ServiceStatus/ MeteosatOrbitalParameters/index.html*

Fritz S, Rao P K and Weinstein M [1964]. Satellite Measurements of Reflected Solar Energy and the Energy Received at the Ground, *Journal of the Atmospheric Sciences* **21**(2), 141–151.

Fu Q [2015]. Radiation transfer in the atmosphere : cloud-radiative processes, *in* G R North, J Pyle and F Zhang, eds, *Encyclopedia of Atmospheric Sciences (Second Edition)*, Academic Press, Oxford, pp. 13 – 15.

Gasteiger J, Emde C, Mayer B, Buras R, Buehler S and Lemke O [2014]. Representative wavelengths absorption parameterization applied to satellite channels and spectral bands, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **148**, 99–115.

Gatebe C K and King M D [2016]. Airborne spectral BRDF of various surface types (ocean, vegetation, snow, desert, wetlands, cloud decks, smoke layers) for remote sensing applications, *Remote Sensing of Environment* **179**, 131 – 148.

GCOS [2016]. The Global Observing System for Climate : Implementation Needs, *Technical report* .

Gelaro R, McCarty W, Suarez M J, Todling R, Molod A, Takacs L, Randles C A, Darmenov A, Bosilovich M G, Reichle R, Wargan K, Coy L, Cullather R, Draper C, Akella S, Buchard V, Conaty A, da Silva A M, Gu W, Kim G K, Koster R, Lucchesi R, Merkova D, Nielsen J E, Partyka G, Pawson S, Putman W, Rienecker M, Schubert S D, Sienkiewicz M and Zhao B [2017]. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), *Journal of Climate* **30**(14), 5419–5454.

Geogdzhayev I V and Marshak A [2018]. Calibration of the DSCOVR EPIC visible and NIR channels using MODIS Terra and Aqua data and EPIC lunar observations, *Atmospheric Measurement Techniques* **11**(1), 359–368.

GEWEX-SRB, NASA [2021], 'Surface site validation', `https://gewex-srb.larc.nasa.gov/nasa-srb-validation/#gewex-shortwave-sw-and-langley-parameterized-lpsa-data-sets-`. dernier accès : 2021/02/15.

Gilgen H and Ohmura A [1999]. The Global Energy Balance Archive, *Bulletin of the American Meteorological Society* **80**(5), 831–850.

Govaerts Y M and Clerici M [2004]. MSG-1/SEVIRI Solar Channels Calibration Commissioning Activity Report, Technical Report EUM/MSG/TEN/04/0024, EUMETSAT.

Govaerts Y M, Clerici M and Clerbaux N [2004]. Operational calibration of the Meteosat radiometer VIS band, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **42**(9), 1900–1914.

Gschwind B, Wald L, Blanc P, Lefevre M, Schroedter-Homscheidt M and Arola A [2019]. Improving the McClear model estimating the downwelling solar radiation at ground level in cloud-free conditions – McClear-v3, *Meteorologische Zeitschrift* **28**(2), 147–163.

Gueymard C A [2018]. Revised composite extraterrestrial spectrum based on recent solar irradiance observations, *Solar Energy* **169**, 434–440.

Gupta S K, Kratz D P, Stackhouse Jr P W and Wilber A C [2001]. The Langley Parameterized Shortwave Algorithm (LPSA) for Surface Radiation Budget Studies. 1.0, *NASA/TP-2001-211272* .

Hansen J E and Travis L D [1974]. Light scattering in planetary atmospheres, *Space science reviews* **16**(4), 527–610.

Heidinger A K, Foster M J, Walther A and Zhao X T [2014]. The Pathfinder Atmospheres–Extended AVHRR Climate Dataset, *Bulletin of the American Meteorological Society* **95**(6), 909–922.

Herman J, Huang L, McPeters R, Ziemke J, Cede A and Blank K [2018]. Synoptic ozone, cloud reflectivity, and erythemal irradiance from sunrise to sunset for the whole earth as viewed by the DSCOVR spacecraft from the earth–sun Lagrange 1 orbit, *Atmospheric Measurement Techniques* **11**(1), 177–194.

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Abdalla S, Abellan X, Balsamo G, Bechtold P, Biavati G, Bidlot J, Bonavita M, De Chiara G, Dahlgren P, Dee D, Diamantakis M, Dragani R, Flemming J, Forbes R, Fuentes M, Geer A, Haimberger L, Healy S, Hogan R J, Hólm E, Janisková M, Keeley S, Laloyaux P, Lopez P, Lupu C, Radnoti G, de Rosnay P, Rozum I, Vamborg F, Villaume S and Thépaut J [2020]. The ERA5 global reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* pp. 1–51.

Hess M, Koepke P and Schult I [1998]. Optical properties of aerosols and clouds : The software package OPAC, *Bulletin of the American meteorological society* **79**(5), 831–844.

Hewison T J, Doelling D R, Lukashin C, Tobin D, O. John V, Joro S and Bojkov B [2020]. Extending the Global Space-Based Inter-Calibration System (GSICS) to Tie Satellite Radiances to an Absolute Scale, *Remote Sensing* **12**(11), 1782.

Hofmann C and Nawrocki F [2019]. *Le monde en sphères*, BNF Editions, Paris. ISBN : 978-2-7177-2798-2.

Horváth Davies R [2004]. Anisotropy of water cloud reflectance : A comparison of measurements and 1D theory, *Geophysical Research Letters* **31**(1).

Huete A, Justice C and van Leeuwen W [1999]. MODIS vegetation index (MOD 13) algorithm theoretical basis document, Technical Report version 3, GSFC.

Ineichen P [2016]. Validation of models that estimate the clear sky global and beam solar irradiance, *Solar Energy* **132**, 332–344.

Inness A, Ades M, Agusti-Panareda A, Barré J, Benedictow A, Blechschmidt A M, Dominguez J J, Engelen R, Eskes H, Flemming J, Huijnen V, Jones L, Kipling Z, Massart S, Parrington M, Peuch V H, Razinger M, Remy S, Schulz M and Suttie M [2019]. The CAMS reanalysis of atmospheric composition, *Atmospheric Chemistry and Physics* **19**(6), 3515–3556.

Inness A, Baier F, Benedetti A, Bouarar I, Chabrillat S, Clark H, Clerbaux C, Coheur P, Engelen R J, Errera Q, Flemming J, George M, Granier C, Hadji-Lazaro J, Huijnen V, Hurtmans D, Jones L, Kaiser J W, Kapsomenakis J, Lefever K, Leitao J, Razinger M, Richter A, Schultz M G, Simmons A J, Suttie M, Stein O, Thépaut J N, Thouret V, Vrekoussis M, Zerefos C and the MACC team [2013]. The MACC reanalysis : an 8 yr data set of atmospheric composition, *Atmospheric Chemistry and Physics* **13**(8), 4073–4109.

Karlsson K G, Anttila K, Trentmann J, Stengel M, Meirink J F, Devasthale A, Hanschmann T, Kothe S, Jääskeläinen E, Sedlar J, Benas N, van Zadelhoff G J, Schlundt C, Stein D, Finkensieper S, Håkansson N and Hollmann R [2017]. CLARA-A2 : the second edition of the CM SAF cloud and radiation data record from 34 years of global AVHRR data, *Atmospheric Chemistry and Physics* **17**(9), 5809–5828.

Karlsson K G, Riihelä A, Müller R, Meirink J, Sedlar J, Stengel M, Lockhoff M, Trentmann J, Kaspar F, Hollmann R and Wolters E [2013]. CLARA-A1 : a cloud, albedo, and radiation dataset from 28 yr of global AVHRR data, *Atmospheric Chemistry and Physics* **13**(10), 5351–5367.

Kato S, Ackerman T P, Mather J H and Clothiaux E E [1999]. The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **62**(1), 109–121.

Kato S, Rose F G, Rutan D A, Thorsen T J, Loeb N G, Doelling D R, Huang X, Smith W L, Su W and Ham S H [2018]. Surface Irradiances of Edition 4.0 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Data Product, *Journal of Climate* **31**(11), 4501–4527.

King M D, Tsay S C, Platnick S E, Wang M and Liou K N [1997]. Cloud retrieval algorithms for MODIS : Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase, *MODIS Algorithm Theoretical Basis Document* **1997**.

Knapp K R [2008]. Scientific data stewardship of International Satellite Cloud Climatology Project B1 global geostationary observations, *Journal of Applied Remote Sensing* **2**(1), 023548–023548.

Knapp K R, Ansari S, Bain C L, Bourassa M A, Dickinson M J, Funk C, Helms C N, Hennon C C, Holmes C D, Huffman G J, Kossin J P, Lee H T, Loew A and Magnusdottir G [2011]. Globally Gridded Satellite Observations for Climate Studies, *Bulletin of the American Meteorological Society* **92**(7), 893–907.

Koelemeijer R B A, Stammes P, Hovenier J W and de Haan J F [2001]. A fast method for retrieval of clouds parameters using oxygen A band measurements from the Global Ozone Monitoring Experiment, *Journal of Geophysical Research* **106**(D4), 3475–3490.

Kokhanovsky A [2004]. Optical properties of terrestrial clouds, *Earth-Science Reviews* **64**(3), 189 – 241.

Kokhanovsky A [2006]. *Cloud optics*, number 34 *in* 'Atmospheric and oceanographic sciences library', Springer, Dordrecht. OCLC : 254891716.

Kokhanovsky A, Vountas M and Burrows J P [2011]. Global Distribution of Cloud Top Height as Retrieved from SCIAMACHY Onboard ENVISAT Spaceborne Observations, *Remote Sensing* **3**(5), 836–844.

Kotchenova S Y, Vermote E F, Matarrese R and Frank J. Klemm J [2006]. Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part I : Path radiance, *Appl. Opt.* **45**(26), 6762–6774.

Kratz D P, Stackhouse, Paul W. J, Gupta S K, Wilber A C, Sawaengphokhai P and McGarragh G R [2014]. The Fast Longwave and Shortwave Flux (FLASHFlux)

Data Product : Single-Scanner Footprint Fluxes, *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **53**(4), 1059–1079.

Kriebel K T, Gesell G, Kästner M and Mannstein H [2003]. The cloud analysis tool APOLLO : Improvements and validations, *International Journal of Remote Sensing* **24**(12), 2389–2408.

Kurucz R L [1992]. Synthetic infrared spectra, *in Proceedings of the 154th Symposium of the International Astronomical Union (IAU)*, number 154, Tucson, Arizona, March 2-6, 1992, Kluwer, Acad., Norwell, MA, pp. 523–531.

Kutzner R D, Cuesta J, Chelin P, Petit J E, Ray M, Landsheere X, Tournadre B, Dupont J C, Rosso A, Hase F, Orphal J and Beekmann M [2020]. Diurnal evolution of total column and surface atmospheric ammonia in the megacity of Paris, France, during an intense springtime pollution episode, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* **2020**, 1–32.

Lefevre M, Oumbe A, Blanc P, Espinar B, Gschwind B, Qu Z, Wald L, Homscheidt M S, Hoyer-Klick C and Arola A [2013]. McClear a new model estimating downwelling solar radiation at ground level in clear-sky conditions, *Atmospheric Measurement Techniques* **6**, 2403–2418.

Lefèvre M, Remund J, Albuisson M, Ranchin T and Wald L [2003]. Fusing ground measurements and satellite-derived products for the construction of climatological maps in atmosphere optics, *in 23rd EARSeL Annual Symposium" Remote Sensing in Transition"*, Milpress, pp. 85–91.

Lefèvre M, Wald L and Diabaté L [2007]. Using reduced data sets ISCCP-B2 from the Meteosat satellites to assess surface solar irradiance, *Solar Energy* (81), 240–253.

Li X and Strahler A H [1992]. Geometric-optical bidirectional reflectance modeling of the discrete crown vegetation canopy : Effect of crown shape and mutual shadowing, *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing* **30**(2), 276–292.

Loeb N G, Doelling D R, Wang H, Su W, Nguyen C, Corbett J G, Liang L, Mitrescu C, Rose F G and Kato S [2018]. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product, *Journal of Climate* **31**(2), 895–918.

Loeb N G, Kato S, Loukachine K and Manalo-Smith N [2005]. Angular Distribution Models for Top-of-Atmosphere Radiative Flux Estimation from the Clouds and the Earthâ€™s Radiant Energy System Instrument on the Terra Satellite. Part I : Methodology, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **22**(4), 338–351.

Long C N and Turner D D [2008]. A method for continuous estimation of clear-sky downwelling longwave radiative flux developed using ARM surface measurements, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **113**(D18).

Lucht W, Schaaf C B and Strahler A H [2000]. An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **38**(2), 977–998.

Ma Y and Pinker R T [2012]. Modeling shortwave radiative fluxes from satellites, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **117**(D23).

Maignan F, Bréon F M and Lacaze R [2004]. Bidirectional reflectance of Earth targets : evaluation of analytical models using a large set of spaceborne measurements with emphasis on the Hot Spot, *Remote Sensing of Environment* **90**(2), 210–220.

Marshak A, Herman J, Szabo A, Blank K, Carn S, Cede A, Geogdzhayev I, Huang D, Huang L K, Knyazikhin Y, Kowalewski M, Krotkov N, Lyapustin A, McPeters R, Meyer K G, Torres O and Yang Y [2018]. Earth Observations from DSCOVR EPIC Instrument, *Bulletin of the American Meteorological Society* **99**(9), 1829–1850.

Marsouin A [2019]. Algorithms Theoretical Basis Document for the Geostationary Satellite Radiative Fluxes, Technical Report Version 1.1, OSI SAF.

Mayer B and Kylling A [2005]. The libRadtran software package for radiative transfer calculations-description and examples of use, *Atmospheric Chemistry and Physics* **5**(7), 1855–1877.

Mayer B, Kylling A, Emde C, Buras R, Hamann U, Gasteiger J and Richter B [2017]. libRadtran user's guide, *Edition for libRadtran version 2.0.2* .

McArthur L J B [2005]. Baseline Surface Radiation Network (BSRN)-Operations Manual Version 2.1, Technical Report WMO/TD-No. 1274, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland.

McGarragh G R, Poulsen C A, Thomas G E, Povey A C, Sus O, Stapelberg S, Schlundt C, Proud S, Christensen M W, Stengel M, Hollmann R and Grainger R G [2018]. The Community Cloud retrieval for CLimate (CC4CL) – Part 2 : The optimal estimation approach, *Atmospheric Measurement Techniques* **11**(6), 3397–3431.

Mishchenko M, Lacis A and Travis L [1994]. Errors induced by the neglect of polarization in radiance calculations for rayleigh-scattering atmospheres, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **51**(3), 491 – 510.

Molina García V, Sasi S, Efremenko D S and Loyola D [2019]. Improvement of EPIC/DSCOVR Image Registration by Means of Automatic Coastline Detection, *Remote Sensing* **11**(15), 1747.

Mueller R, Matsoukas C, Gratzki A, Behr H and Hollmann R [2009]. The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance — A LUT based eigenvector hybrid approach, *Remote Sensing of Environment* **113**(5), 1012–1024.

Mueller R, Pfeifroth U and Traeger-Chatterjee C [2015]. Towards Optimal Aerosol Information for the Retrieval of Solar Surface Radiation Using Heliosat, *Atmosphere* **6**(7), 863–878.

Mueller R and Träger-Chatterjee C [2014]. Brief Accuracy Assessment of Aerosol Climatologies for the Retrieval of Solar Surface Radiation, *Atmosphere* **5**(4), 959–972.

Möser W and Raschke E [1983]. Mapping of global radiation and cloudiness from Meteosat image data - Theory and ground truth comparisons, *Meteorologische Rundschau* **36**, 33–41.

Möser W and Raschke E [1984]. Incident solar radiation over Europe estimated from METEOSAT data, *Journal of climate and applied meteorology* **23**, 166–170.

National Research Council [2004]. *Climate Data Records from Environmental Satellites : Interim Report*, The National Academies Press, Washington, DC.

Nicodemus F E, Richmond J C, Hsia J J, Ginsberg I W and Limperis T [1977]. Geometrical considerations and nomenclature for reflectance, *NBS monograph* p. 67.

Ohmura A, Dutton E G, Forgan B, Fröhlich C, Gilgen H, Hegner H, Heimo A, König-Langlo G, McArthur B, Müller G, Philipona R, Pinker R, Whitlock C H, Dehne

K and Wild M [1998]. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP) : new precision radiometry for climate research, *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**(10), 2115–2136.

Okuyama A, Takahashi M, Date K, Hosaka K, Murata H, Tabata T and Yoshino R [2018]. Validation of Himawari-8/AHI Radiometric Calibration Based on Two Years of In-Orbit Data, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* **96B**, 91–109.

Oumbe A, Qu Z, Blanc P, Lefèvre M, Wald L and Cros S [2014]. Decoupling the effects of clear atmosphere and clouds to simplify calculations of the broadband solar irradiance at ground level, *Geoscientific Model Development* **7**(4), 1661–1669.

Palmer D, Koubli E, Cole I, Betts T and Gottschalg R [2018]. Satellite or ground-based measurements for production of site specific hourly irradiance data : Which is most accurate and where ?, *Solar Energy* **165**, 240–255.

Perez R, Cebecauer T and Šúri M [2013]. Chapter 2 - Semi-Empirical Satellite Models, *in* J Kleissl, ed., *Solar Energy Forecasting and Resource Assessment*, Academic Press, Boston, pp. 21–48.

Perez R, Ineichen P, Kmiecik M, Moore K, Renne D and George R [2004]. Producing satellite-derived irradiances in complex arid terrain, *Solar Energy* **77**(4), 367–371.

Perez R, Ineichen P, Moore K, Kmiecik M, Chain C, George R and Vignola F [2002]. A new operational model for satellite-derived irradiances : description and validation, *Solar Energy* **73**(5), 307–317.

Perez R, Seals R and Zelenka A [1997]. Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data, *Solar Energy* **60**(2), 89–96.

Pfeifroth U, Kothe S, Müller R, Trentmann J, Hollmann R, Fuchs P and Werscheck M [2017]. Surface Radiation Data Set - Heliosat (SARAH) - Edition 2, Satellite Application Facility on Climate Monitoring, *Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF)* .

Pili P, Matheson L, Tranquilli C, Müller J, Hewison T, Carlier S, Bianchi S and Coste P [2016]. The In-orbit Performance of the Meteosat Second Generation SEVIRI Instruments, *in EUMETSAT Meteorological Satellite Conference.*

Qu Z, Oumbe A, Blanc P, Espinar B, Gesell G, Gschwind B, Klüser L, Lefèvre M, Saboret L, Schroedter-Homscheidt M and Wald L [2017]. Fast radiative transfer parameterisation for assessing the surface solar irradiance : The Heliosat-4 method, *Meteorologische Zeitschrift* **26**(1), 33–57.

Randles C A, da Silva A M, Buchard V, Colarco P R, Darmenov A, Govindaraju R, Smirnov A, Holben B, Ferrare R, Hair J, Shinozuka Y and Flynn C J [2017]. The MERRA-2 Aerosol Reanalysis, 1980 Onward. Part I : System Description and Data Assimilation Evaluation, *Journal of Climate* **30**(17), 6823–6850.

Raschke E, Kinne S, Rossow W B, Stackhouse P W and Wild M [2016]. Comparison of Radiative Energy Flows in Observational Datasets and Climate Modeling, *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **55**(1), 93–117.

Rigollier C, Bauer O and Wald L [2000]. On the clear sky model of the ESRA—European Solar Radiation Atlas—with respect to the Heliosat method, *Solar energy* **68**(1), 33–48.

Rigollier C, Lefèvre M, Blanc P and Wald L [2002]. The operational calibration of images taken in the visible channel of the Meteosat-series of satellites, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **19**(9), 1285–1293.

Rigollier C, Lefèvre M and Wald L [2004]. The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images, *Solar Energy* **77**, 159–169.

Rigollier C and Wald L [1998]. Using Meteosat images to map the solar radiation : improvements of the HELIOSAT method, *in 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, Vol. EUM-P-22, American Meteorological Society Ed., Boston, Massachusetts, USA, Paris, France, pp. 432–433. ISSN 1011-3932.

Roesch A, Wild M, Ohmura A, Dutton E G, Long C N and Zhang T [2011]. Assessment of BSRN radiation records for the computation of monthly means, *Atmospheric Measurement Techniques* **4**(2), 339–354.

Rossow W [2017]. Climate Algorithm Theoretical Basis Document (C-ATBD) - International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Cloud Properties - ISCCP (H-Series Product), Technical Report CDRP-ATBD-0872, NOAA.

Rossow W B and Garder L C [1993]. Cloud Detection Using Satellite Measurements of Infrared and Visible Radiances for ISCCP, *Journal of Climate* **6**(12), 2341–2369.

Rossow W B and Schiffer R A [1999]. Advances in Understanding Clouds from ISCCP, *Bulletin of the American Meteorological Society* **80**(11), 2261–2288.

Roujean J L, Leroy M and Deschamps P Y [1992]. A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **97**(D18), 20455–20468.

Ruiz-Arias J A and Gueymard C A [2018]. Worldwide inter-comparison of clear-sky solar radiation models : Consensus-based review of direct and global irradiance components simulated at the earth surface, *Solar Energy* **168**, 10–29.

Rutan D A, Kato S, Doelling D R, Rose F G, Nguyen L T, Caldwell T E and Loeb N G [2015]. CERES Synoptic Product : Methodology and Validation of Surface Radiant Flux, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **32**(6), 1121–1143.

Rüthrich F, John V O, Roebeling R A, Quast R, Govaerts Y, Woolliams E R and Schulz J [2019]. Climate Data Records from Meteosat First Generation Part III : Recalibration and Uncertainty Tracing of the Visible Channel on Meteosat-2–7 Using Reconstructed, Spectrally Changing Response Functions, *Remote Sensing* **11**(10), 1165.

Saunders R, Hocking J, Turner E, Rayer P, Rundle D, Brunel P, Vidot J, Roquet P, Matricardi M, Geer A, Bormann N and Lupu C [2018]. An update on the RTTOV fast radiative transfer model (currently at version 12), *Geoscientific Model Development* **11**(7), 2717–2737.
URL: *https ://gmd.copernicus.org/articles/11/2717/2018/*

Saunders R W and Kriebel K T [1988]. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing* **9**(1), 123–150.

Schaaf C B, Gao F, Strahler A H, Lucht W, Li X, Tsang T, Strugnell N C, Zhang X, Jin Y, Muller J P, Lewis P, Barnsley M, Hobson P, Disney M, Roberts G, Dunderdale M, Doll C, d'Entremont R P, Hu B, Liang S, Privette J L and Roy D [2002]. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS, *Remote Sensing of Environment* **83**(1-2), 135–148.

Schmit T J, Griffith P, Gunshor M M, Daniels J M, Goodman S J and Lebair W J [2017]. A Closer Look at the ABI on the GOES-R Series, *Bulletin of the American Meteorological Society* **98**(4), 681–698.

Sengupta M and Andreas A [2014]. Oahu Solar Measurement Grid (1-Year Archive) : 1-Second Solar Irradiance ; Oahu, Hawaii (Data).

Shettle E [1990]. Models of aerosols, clouds, and precipitation for atmospheric propagation studies, *AGARD Conf. Proce.* .

SoDa/Transvalor [2020], 'Solar Radiation Maps in real time', `http://www.soda-pro.com/soda-products/hc3-maps-in-real-time`. dernier accès : 2020/08/27.

Stamnes K, Tsay S C and Laszlo I [2000]. DISORT, a General-Purpose Fortran Program for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Scattering and Emitting Layered Media : Documentation of Methodology, *Technical report, Dept. of Physics and Engineering Physics, Stevens Institute of Technology, Hoboken, NJ 07030* .

Stengel M, Stapelberg S, Sus O, Finkensieper S, Würzler B, Philipp D, Hollmann R, Poulsen C, Christensen M and McGarragh G [2020]. Cloud_cci Advanced Very High Resolution Radiometer post meridiem (AVHRR-PM) dataset version 3 : 35-year climatology of global cloud and radiation properties, *Earth System Science Data* **12**(1), 41–60.

Stephens G L, Gabriel P M and Partain P T [2001]. Parameterization of atmospheric radiative transfer. Part I : Validity of simple models, *Journal of the atmospheric sciences* **58**(22), 3391–3409.

Stöckli R [2014]. The HelioMont Surface Solar Radiation Processing, Technical Report 93, MeteoSwiss.

Su W, Corbett J, Eitzen Z and Liang L [2015]. Next-generation angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux calculation from CERES instruments : methodology, *Atmospheric Measurement Techniques* **8**(2), 611–632.

Sun X, Bright J M, Gueymard C A, Acord B, Wang P and Engerer N A [2019]. Worldwide performance assessment of 75 global clear-sky irradiance models using Principal Component Analysis, *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **111**, 550–570.

Sus O, Stengel M, Stapelberg S, McGarragh G, Poulsen C, Povey A C, Schlundt C, Thomas G, Christensen M, Proud S, Jerg M, Grainger R and Hollmann R [2018]. The Community Cloud retrieval for CLimate (CC4CL) – Part 1 : A framework applied to multiple satellite imaging sensors, *Atmospheric Measurement Techniques* **11**(6), 3373–3396.

Tarpley J [1979]. Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data, *Journal of Applied Meteorology* **18**(9), 1172–1181.

Taylor V R and Stowe L [1984]. Reflectance Characteristics of Uniform Earth and Cloud Surfaces Derived From NIMBUS-7 ERB, *Journal of Geophysical Research* **89**(D4), 4987–4996.

Tournadre B, Chelin P, Ray M, Cuesta J, Kutzner R D, Landsheere X, Fortems-Cheiney A, Flaud J M, Hase F, Blumenstock T, Orphal J, Viatte C and Camy-Peyret C [2020]. Atmospheric ammonia (NH_3) over the Paris megacity : 9 years of total column observations from ground-based infrared remote sensing, *Atmospheric Measurement Techniques* **13**(7), 3923–3937.

Tournadre B, Gschwind B, Saint-Drenan Y M and Blanc P [2021]. An improved cloud index for estimating downwelling surface solar irradiance from various satellite imagers in the framework of a Heliosat-V method, *Atmospheric Measurement Techniques Discussions* **2021**, 1–30.
URL: *https ://amt.copernicus.org/preprints/amt-2020-480/*

Trentmann J and Pfeifroth U [2018]. Algorithm Theoretical Baseline Document ICDR SEVIRI Radiation based on SARAH-2 methods, Technical Report SAF/CM/DWD/ICDR/SEV/RAD/ATBD 1.3, CMSAF.

Trishchenko A P, Li Z, Chang F L and Barker H [2001]. Cloud optical depths and TOA fluxes : Comparison between satellite and surface retrievals from multiple platforms, *Geophysical Research Letters* **28**(6), 979–982.

Veefkind J P, de Haan J F, Sneep M and Levelt P F [2016]. Improvements to the OMI O_2–O_2 operational cloud algorithm and comparisons with ground-based radar–lidar observations, *Atmospheric Measurement Techniques* **9**(12), 6035–6049.

Vidot J and Borbas E [2014]. Land surface VIS/NIR BRDF atlas for RTTOV-11 : model and validation against SEVIRI land SAF albedo product : Land Surface VIS/NIR

BRDF Atlas for RTTOV-11, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **140**(684), 2186–2196.

Vuilleumier L, Hauser M, Félix C, Vignola F, Blanc P, Kazantzidis A and Calpini B [2014]. Accuracy of ground surface broadband shortwave radiation monitoring : Shortwave radiation monitoring accuracy, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **119**(24), 13,838–13,860.

Várnai T and Marshak A [2007]. View angle dependence of cloud optical thicknesses retrieved by Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **112**(D6).

Wald L [2017]. Proposal for the inclusion of a bias correction in the CAMS Radiation Service, Technical Report CAMS72_2015SC2_note_201707_acceptance_bias_correction_v1, Copernicus Atmosphere Monitoring Service.

Wang P, Sneep M, Veefkind J, Stammes P and Levelt P [2014]. Evaluation of broadband surface solar irradiance derived from the Ozone Monitoring Instrument, *Remote Sensing of Environment* **149**, 88–99.

Wang P, Stammes P and Mueller R [2011]. Surface solar irradiance from SCIAMACHY measurements : algorithm and validation, *Atmospheric measurement techniques* **4**(5), 875–891.

Wild M, Folini D, Hakuba M Z, Schär C, Seneviratne S I, Kato S, Rutan D, Ammann C, Wood E F and König-Langlo G [2015]. The energy balance over land and oceans : an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models, *Climate Dynamics* **44**, 3393–3429.

Wild M, Hakuba M Z, Folini D, Dörig-Ott P, Schär C, Kato S and Long C N [2018]. The cloud-free global energy balance and inferred cloud radiative effects : an assessment based on direct observations and climate models, *Climate Dynamics* (52), 4787–4812.

Wild M, Ohmura A, Schär C, Müller G, Folini D, Schwarz M, Hakuba M Z and Sanchez-Lorenzo A [2017]. The Global Energy Balance Archive (GEBA) version 2017 : a database for worldwide measured surface energy fluxes, *Earth System Science Data* **9**(2), 601–613.

World Meteorological Organization [2014]. Chapter 7 : Measurement of radiation, *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation (updated 2017)* .

World Meteorological Organization [2020], 'Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (**OSCAR**)', `https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/376`. dernier accès : 2020/08/28.

Xie Y, Sengupta M and Dudhia J [2016]. A Fast All-sky Radiation Model for Solar applications (FARMS) : Algorithm and performance evaluation, *Solar Energy* **135**, 435–445.

Yang P, Bi L, Baum B A, Liou K N, Kattawar G W, Mishchenko M I and Cole B [2013]. Spectrally Consistent Scattering, Absorption, and Polarization Properties of Atmospheric Ice Crystals at Wavelengths from 0.2 to 100 μm, *Journal of the Atmospheric Sciences* **70**(1), 330–347.

Zarzalejo L F, Polo J, Martin L, Ramirez L and Espinar B [2009]. A new statistical approach for deriving global solar radiation from satellite images, *Solar Energy* **83**, 480–484.

Zelenka A, Perez R, Seals R and Renné D [1999]. Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances, *Theoretical and applied climatology* **62**(3-4), 199–207.

Zhang X, Liang S, Zhou G, Wu H and Zhao X [2014]. Generating Global LAnd Surface Satellite incident shortwave radiation and photosynthetically active radiation products from multiple satellite data, *Remote Sensing of Environment* **152**, 318 – 332.

Zhang Y [2004]. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets : Refinements of the radiative transfer model and the input data, *Journal of Geophysical Research* **109**(D19).

Zhang Y and Rossow W [2017]. Climate Algorithm Theoretical Basis Document (C-ATBD) ISCCP-FH Radiative Flux Profile Product, Technical Report revision 1.1, NOAA.

Zhou Y, Yan G, Zhao J, Chu Q, Liu Y, Yan K, Tong Y, Mu X, Xie D and Zhang W [2018]. Estimation of Daily Average Downward Shortwave Radiation over Antarctica, *Remote Sensing* **10**(3), 422.

Annexe A

Publications scientifiques et productions de médiation scientifique

A.1 Articles scientifiques

En premier auteur :

An improved cloud index for estimating downwelling surface solar irradiance from various satellite imagers in the framework of a Heliosat-V method [Tournadre *et al.*, 2021].

Atmospheric ammonia (NH3) over the Paris megacity : 9 years of total column observations from ground-based infrared remote sensing [Tournadre *et al.*, 2020].

Autres :

Diurnal evolution of total column and surface atmospheric ammonia in the megacity of Paris, France, during an intense springtime pollution episode [Kutzner *et al.*, 2020].

A.2 Conférences internationales

A.2.1 EGU2018

Poster : Tournadre B, Gschwind B, Thomas C, Saboret L, Blanc P. *Characterizing the confidence in a gap-free static atlas of monthly-averaged BRDF parameters derived from MODIS MCD43C1 v5.* EGU2018-19325.

Oral : Chelin P, *Tournadre B*, Ray M, Cuesta J, Landsheere X, Fortems-Cheiney A, Dufour G, Flaud J M, Hase F, Blumenstock T, Orphal J, Clerbaux C, Viatte C, Camy-Peyret C. *First multi-year ground-based measurements of NH3 total columns over the Paris region (France), from the OASIS FTIR solar observatory.* EGU2018-19466.

A.2.2 EGU2019

Poster : Tournadre B, Gschwind B, Thomas C, Saboret L, Blanc P. *Simulating clear-sky reflectance of the Earth as seen by spaceborne optical imaging systems with a radiative transfer model.* EGU2019-18647.

Poster : Tournadre B, Trolliet M. *Where to get visual climate data that suit education and outreach ?* EGU2019-18845.

A.2.3 EGU2020

Poster : Tournadre B, Gschwind B, Saint-Drenan Y M, Blanc P. *The versatile Heliosat-V method for estimating downwelling surface solar irradiance from satellite imagery.* EGU2020-1630.

Poster : Tournadre B, Trolliet M. *Your collective timeline of climate science history.* EGU2020-3526.

A.3 Autres académiques

A.3.1 DSCOVR Science Team Meeting 2019

Poster : Tournadre B, Gschwind B, Saint-Drenan Y M, Blanc P. *The versatile Heliosat-V method for estimating downwelling surface solar irradiance from satellite imagery.*

A.4 Médiation scientifique

Ecriture d'articles grand public pour *The Conversation France*. Deux articles pour la rubrique "The Conversation Junior" :
Est-ce que la glace du pôle Nord peut se casser ? (11 000+ lecteurs)
Pourquoi il y a le réchauffement climatique ? (14 000+ lecteurs)

Traduction d'un article de Richard Perez pour The Conversation US :
Pour une énergie 100 % renouvelable compétitive, il faut stocker et... surproduire (14 000+ lecteurs)

Animation de comptes Twitter de diffusions de contenus scientifiques (dont production personnelle de contenus) : @eb_climate_data (anglophone), @eb_climat_fr (francophone). Contenus touchant jusqu'à plus de 100 000 internautes.

Création et développement de la page web *EarthBreath* visant à favoriser l'accès à l'information scientifique sur le climat et l'observation de la Terre pour l'éducation et la sensibilisation.
`https://www.sophia.mines-paristech.fr/earthbreath/`

Production d'une frise multimédia en ligne sur l'histoire des sciences du climat, avec la participation d'une quinzaine d'experts de différentes thématiques des sciences du climat.
`https://bit.ly/2z7x6co`

Organisation d'événements de culture scientifique : projection du film *La glace et le ciel* de Luc Jacquet et visioconférence entre le public et les hivernants de la base antarctique Concordia (60+ spectateurs), conférence grand public du climatologue Jean-Louis Dufresne (100+ participants).

Animation d'ateliers scientifiques (écoles, événements) et de conférences interactives sur les sciences du climat (environ 250 personnes en tout).

Organisation et animation de visites de l'école des Mines en partenariat avec l'association *Les Petits Débrouillards PACA* (environ 40 jeunes en tout répartis sur 5 visites).

Co-encadrement de stagiaires collège.

Collaboration avec l'Institut des Géosciences de l'Environnement de Grenoble pour la conservation de l'imagerie webcam de la Mer de Glace.

Annexe B

Figures supplémentaires

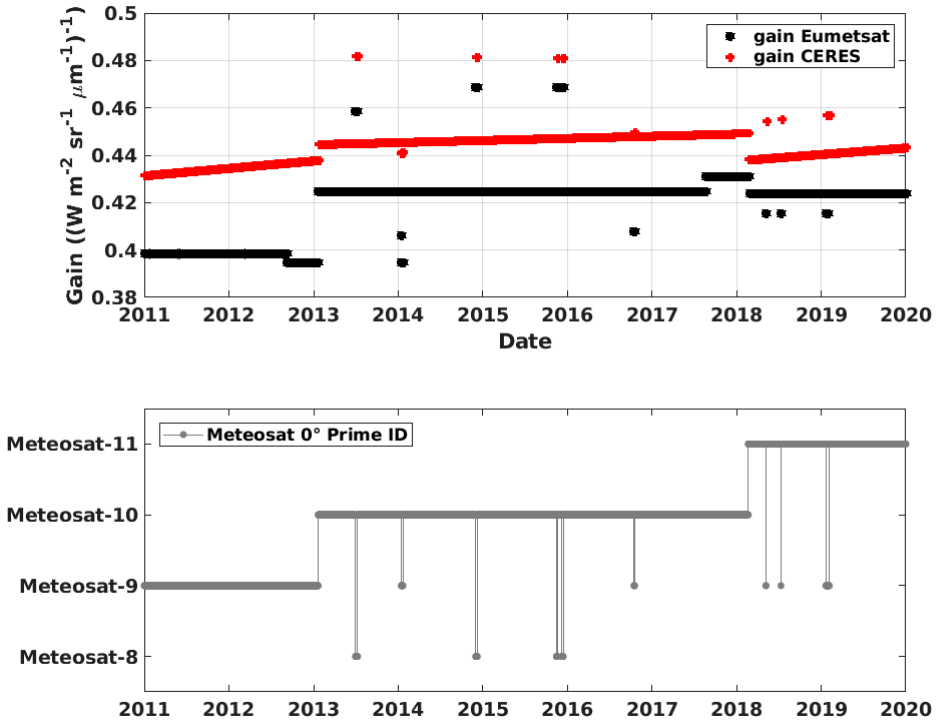


FIGURE B.1: En haut : les gains d'étalonnage proposés par CERES-SYN1deg (croix rouges) et EUMETSAT (étoiles noires) pour l'imagerie du canal 0.8 μm de l'instrument MSG/SEVIRI opérationnel à la longitude 0°, entre 2011 et 2019. En bas, l'identité du satellite Meteosat en opération.

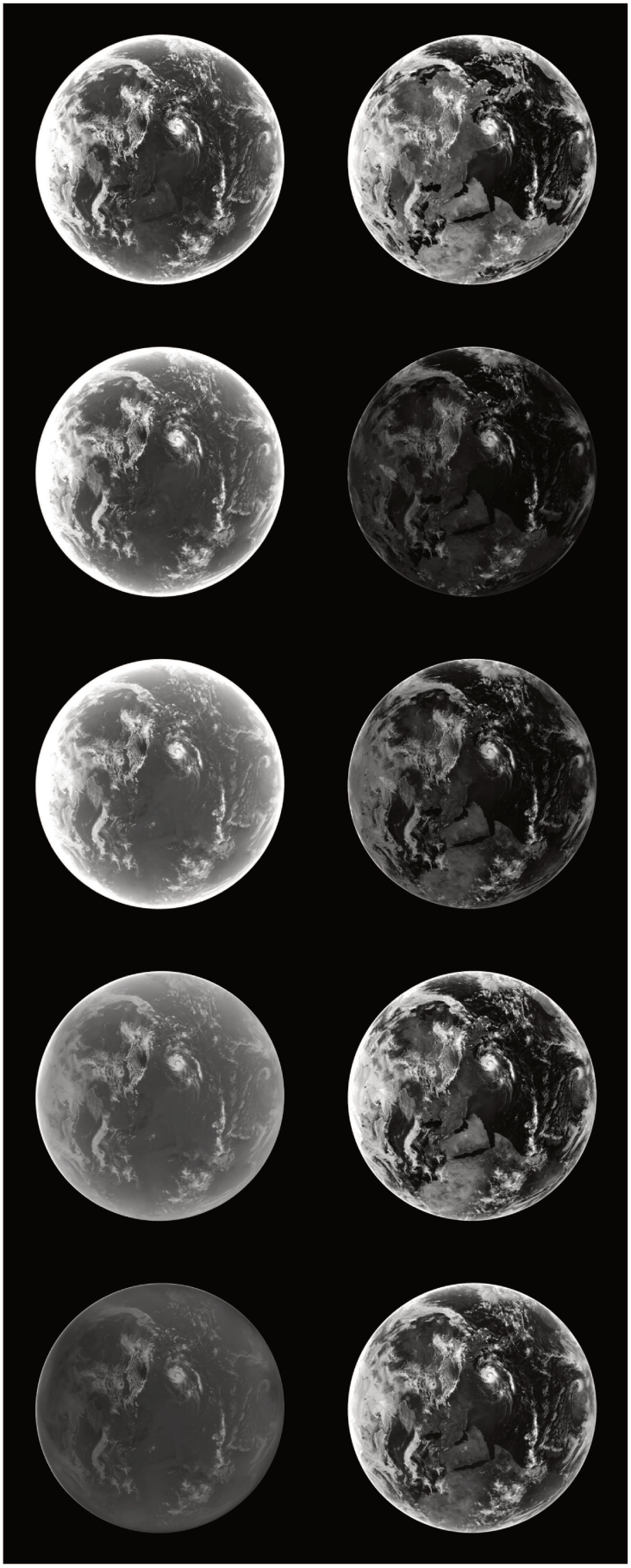


FIGURE B.2: La Terre vue dans les dix canaux spectraux fins de DSCOVR/EPIC, rangés par longueur d'onde croissante. De gauche à droite, première ligne : 317 nm, 325 nm, 340 nm, 388 nm et 443 nm. Deuxième ligne : 551 nm, 680 nm, 688 nm, 764 nm et 780 nm. Réflectances (échelle de couleur de 0 à 1 du noir au blanc), le 01/05/2019 (07h46 UTC).

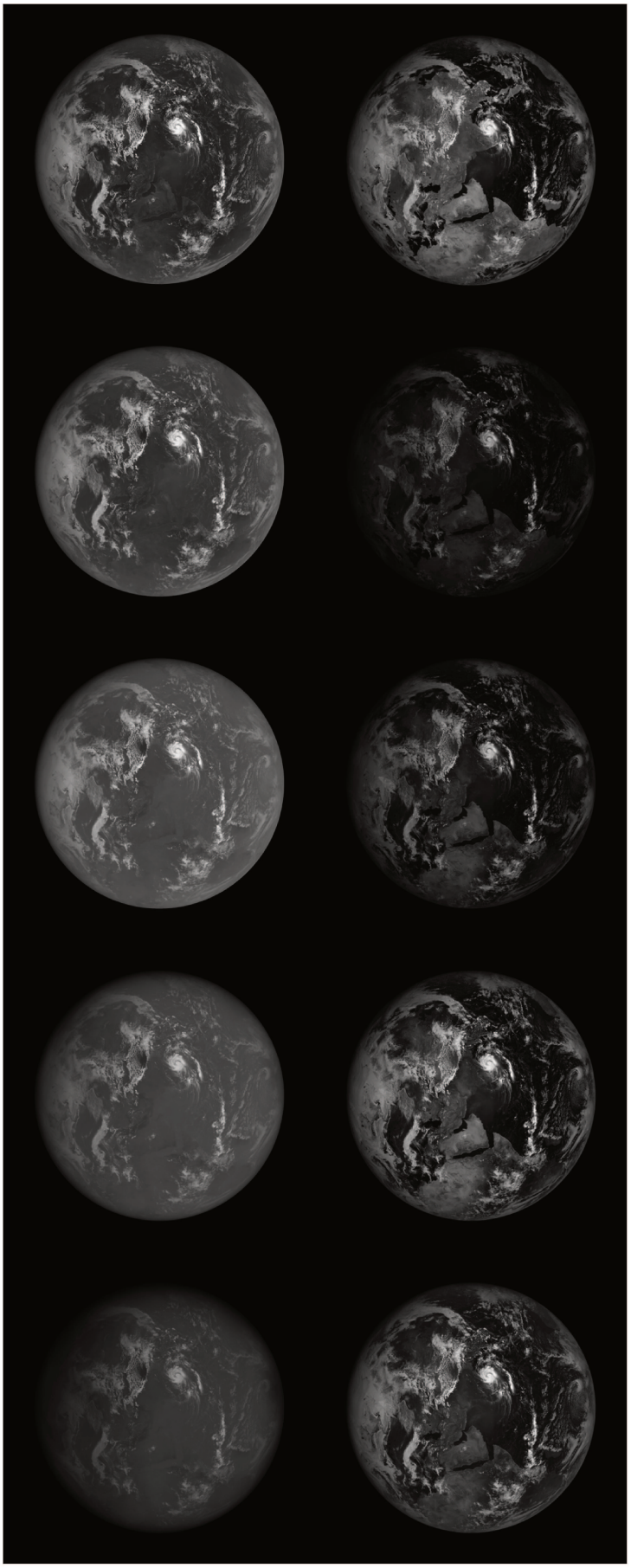


FIGURE B.3: La Terre vue dans les dix canaux spectraux fins de DSCOVR/EPIC, rangés par longueur d'onde croissante. De gauche à droite, première ligne : 317 nm, 325 nm, 340 nm, 388 nm et 443 nm. Deuxième ligne : 551 nm, 680 nm, 688 nm, 764 nm et 780 nm. Luminances normalisées (échelle de couleur de 0 à 1 du noir au blanc), le 01/05/2019 (07h46 UTC).

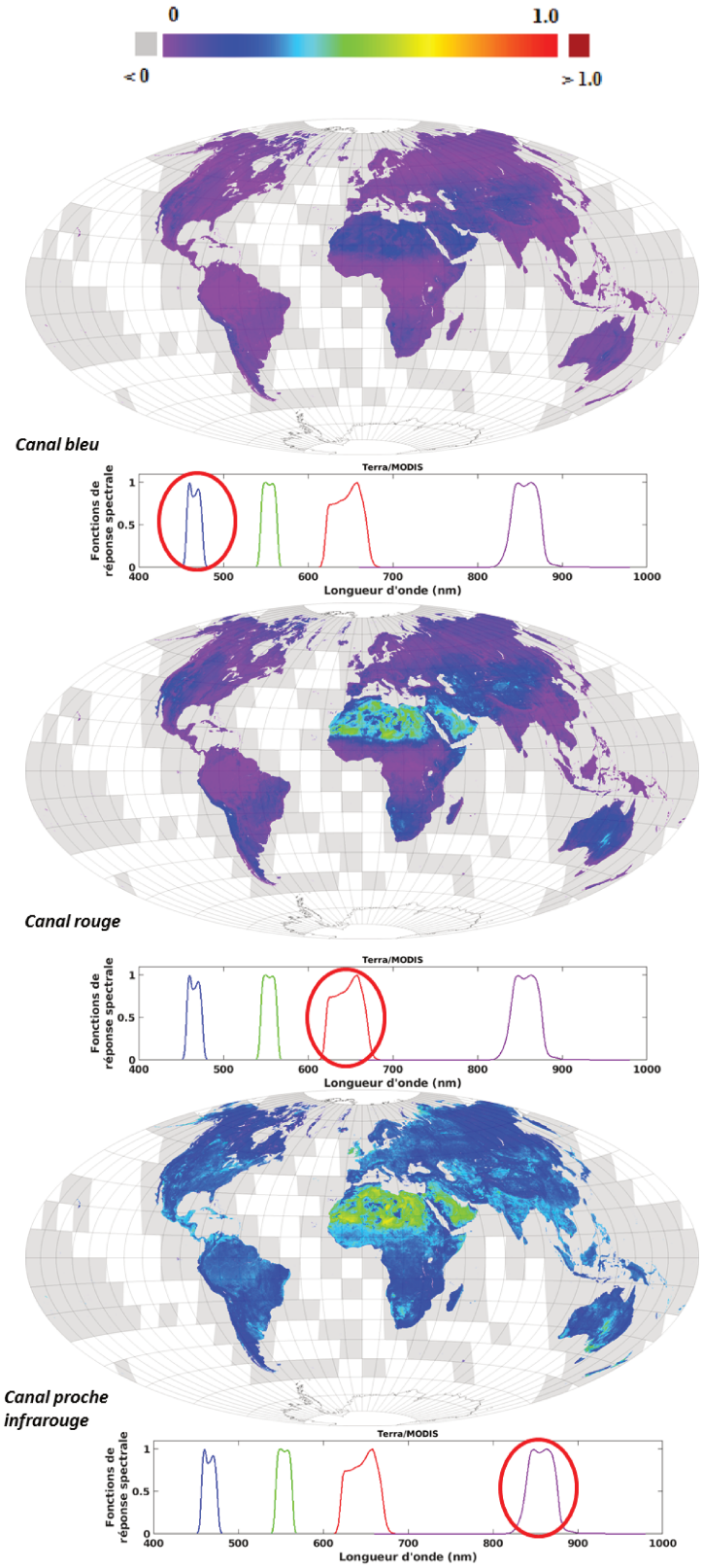


FIGURE B.4: Albedo de surface dans les bandes bleu, rouge et proche infrarouge des données MODIS MCD19A3. Données entre le 30 septembre et le 7 octobre 2019.

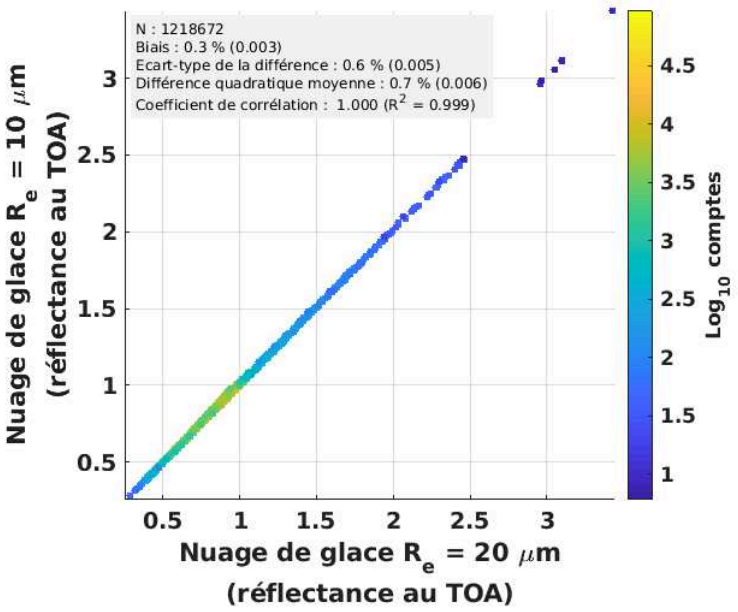


FIGURE B.5: Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en présence de nuage de glace optiquement épais, avec un rayon effectif de 20 μm (abscisses) et compris sur un profil vertical entre 8 et 12 μm (noté 10 μm, ordonnées). Comparaison pour toutes les longueurs d'onde et géométries simulées, moyenne entre les abaques "nuage haut" et "nuage bas". Résultats affichés pour les conditions de géométries solaire et de visée respectant θ_s<80°, θ_v<80°.

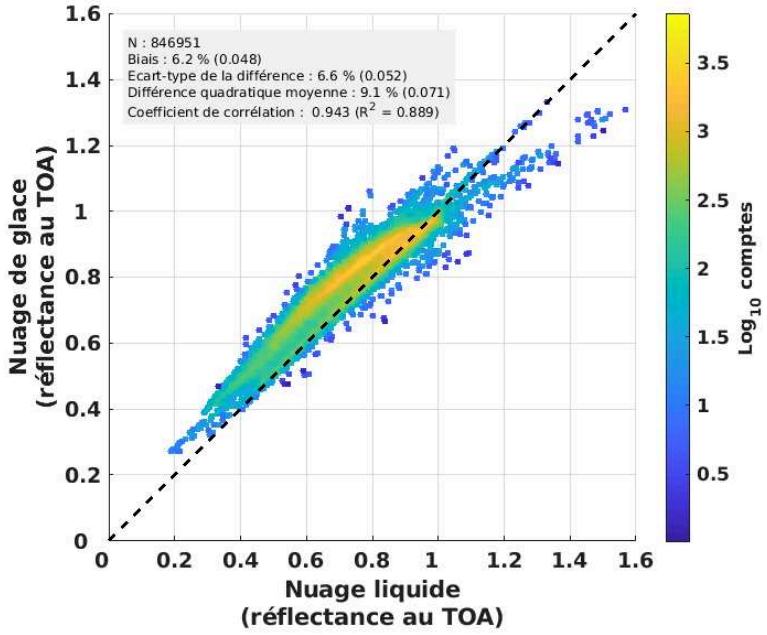


FIGURE B.6: Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère pour les abaques en conditions de nuage liquide et solide, sur un histogramme à deux dimensions. θ_s<80°, θ_v<80°, Θ>40°.

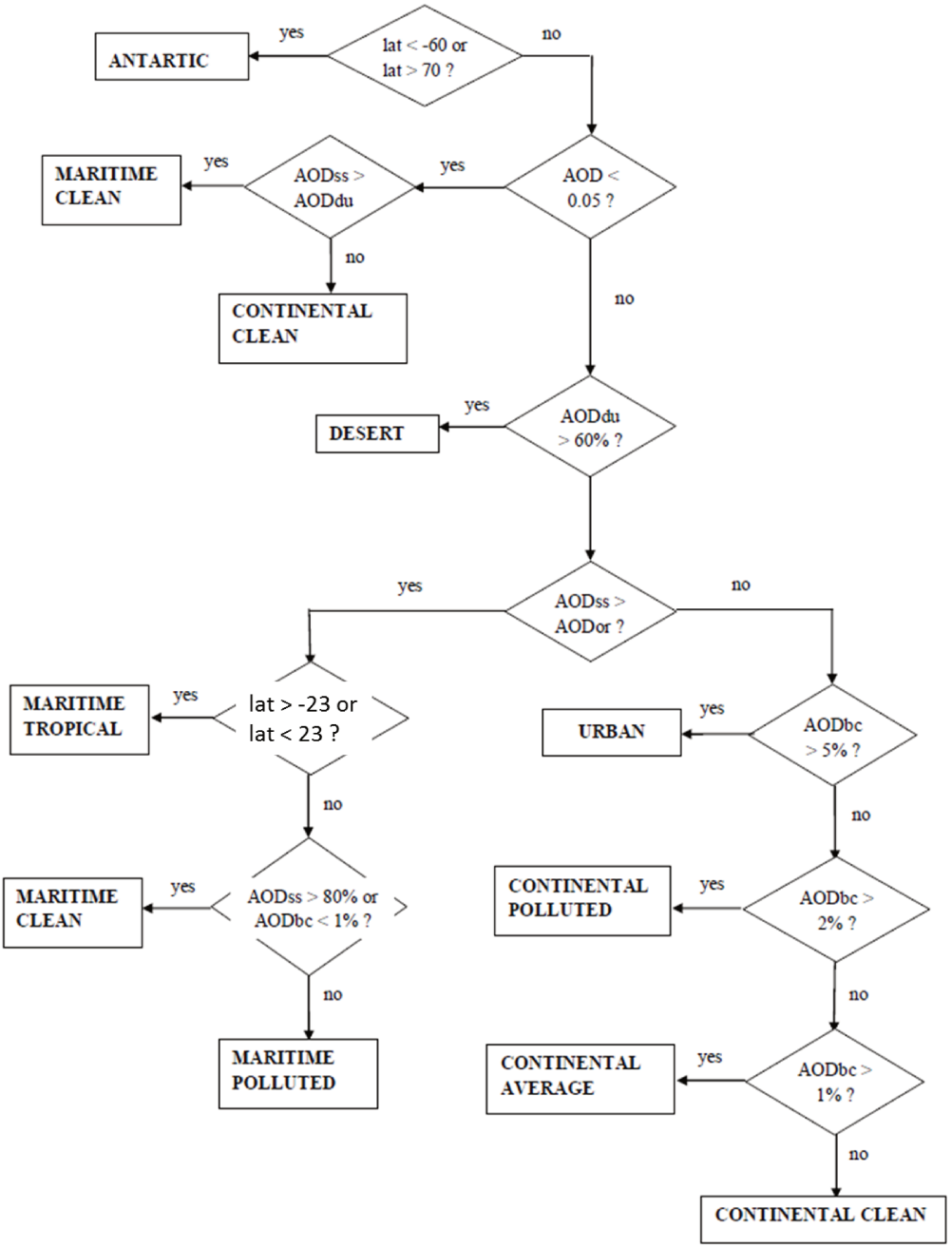


FIGURE B.7: Algorithme de sélection du mélange d'aérosols OPAC à partir des épaisseurs optiques partielles d'aérosols fournies par MACC/CAMS.

corrigé d'après Lefevre *et al.* [2013]

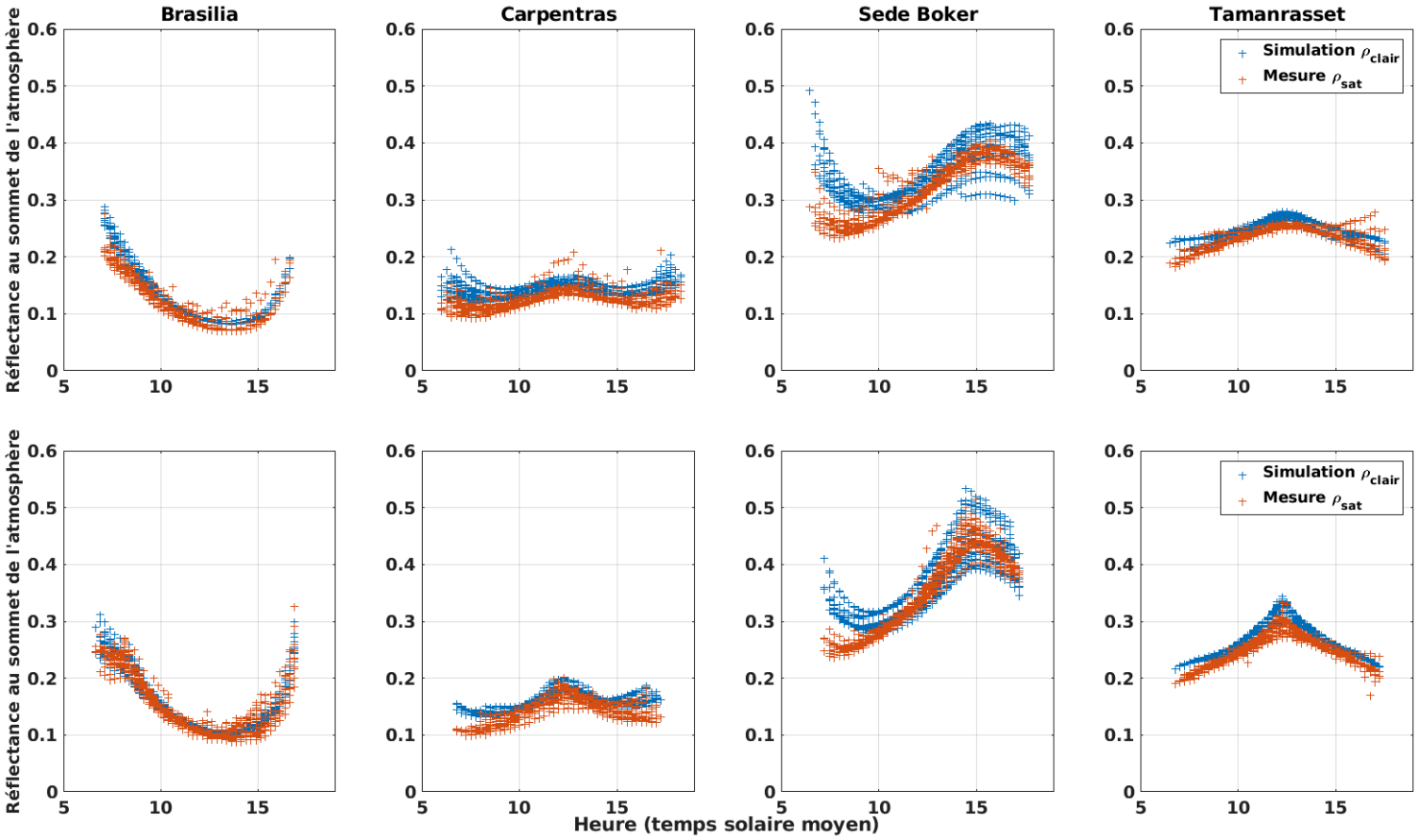


FIGURE B.8: Simulations (croix bleues) et mesures (croix rouges) de réflectances par ciel clair au sommet de l'atmosphère (ρ_{clair}) dans le canal 0.8 μm de Meteosat 0° (Meteosat-9) selon l'heure de la journée (indiqué en temps solaire moyen). Les quatre colonnes correspondent de gauche à droite aux observations de Brasilia, Carpentras, Sede Boker et Tamanrasset. Première ligne : mai 2011 ; deuxième ligne : septembre 2011

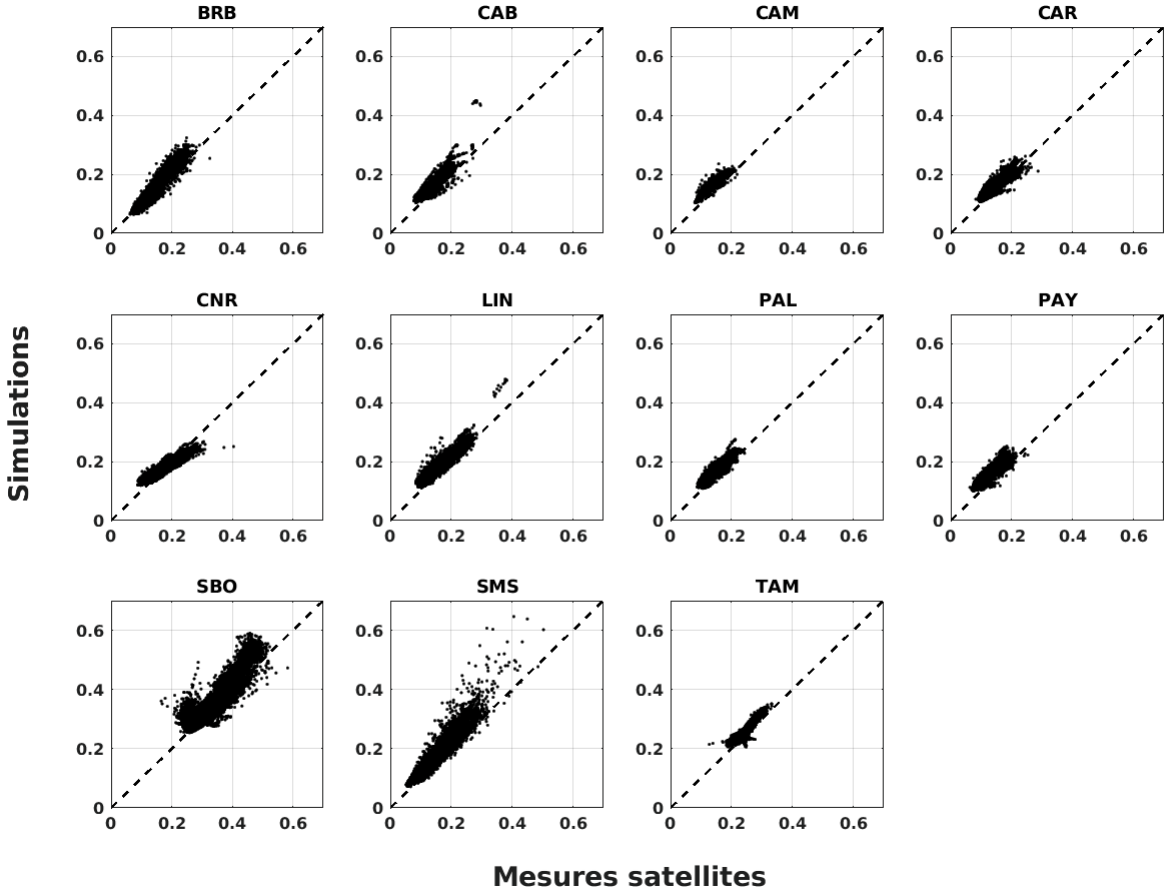


FIGURE B.9: Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} avec les mesures satellites du canal 0.6 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011.

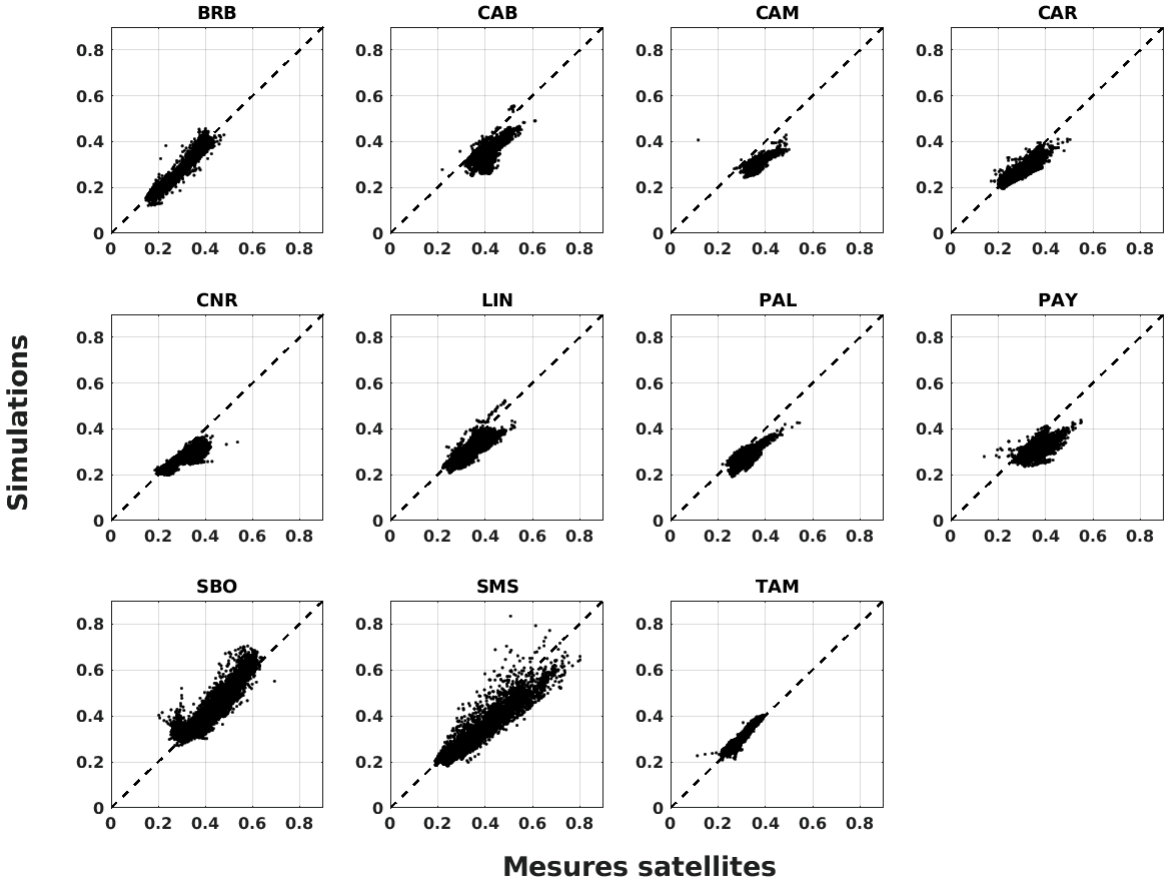


FIGURE B.10: Comparaison des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} avec les mesures satellites du canal 0.8 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011.

Table B.1: Validation des simulations de réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} sur l'année 2011 pour le canal 0.8 μm

Lieu	**N**	**Moyenne mesure** *s.d.*	**Biais** *s.d.* (%)	**STD** *s.d.* (%)	**RMSD** *s.d.* (%)	**Coefficient de corrélation** (R)
Brasilia	4586	0.253	-0.011 (-4.4)	0.017 (6.7)	0.020 (8.0)	0.976
Cabauw	2256	0.410	-0.058 (-14.0)	0.031 (7.6)	0.065 (16.0)	0.752
Camborne	1107	0.372	-0.067 (-18.0)	0.024 (6.4)	0.071 (19.2)	0.774
Carpentras	6203	0.288	-0.019 (-6.5)	0.020 (7.0)	0.028 (9.6)	0.898
CENER	3922	0.296	-0.036 (-12.3)	0.031 (10.4)	0.048 (16.1)	0.854
Lindenberg	2863	0.333	-0.031 (-9.3)	0.028 (8.4)	0.042 (12.5)	0.831
Palaiseau	2592	0.315	-0.036 (-11.3)	0.022 (7.1)	0.042 (13.4)	0.812
Payerne	4244	0.368	-0.059 (-16.0)	0.028 (7.7)	0.065 (17.8)	0.736
Sede Boker	9304	0.402	0.003 (0.7)	0.032 (8.0)	0.032 (8.0)	0.923
Sao Martinho da Serra	4724	0.372	-0.043 (-11.4)	0.041 (11.0)	0.059 (15.9)	0.933
Tamanrasset	7353	0.299	0.004 (1.4)	0.009 (3.2)	0.010 (3.5)	0.968
Total	49154	0.335	-0.022 (-6.6)	0.083 (10.5)	0.042 (12.4)	0.905

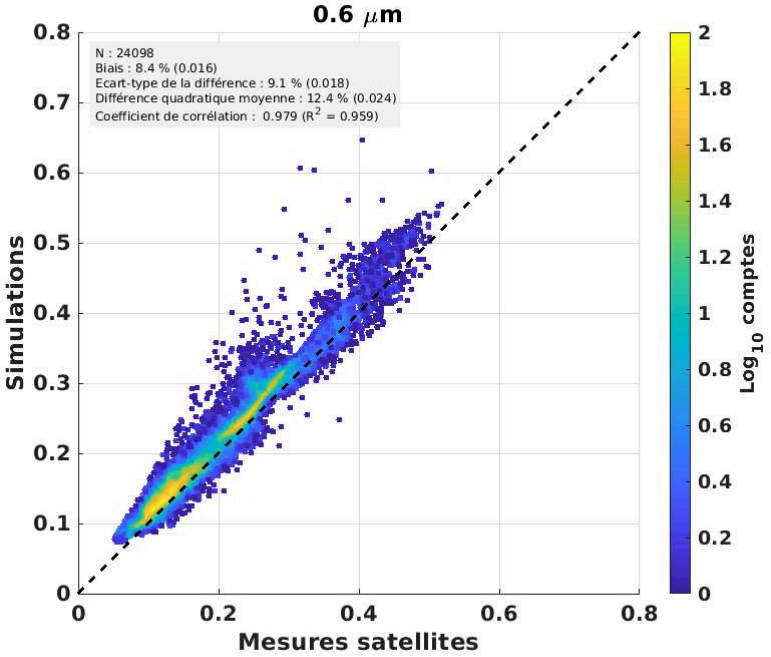
Données Meteosat-9 avec étalonnage EUMETSAT

Table B.2: Comparaison des validations des résultats de HSV avec les produits HC3v5 et CAMS-RAD, par rapport aux mesures BSRN. Statistiques sur les moyennes à 1 heure sur l'ensemble des 11 stations et pour l'année 2011. N = 31589 ; Moyenne BSRN = 422 Wm^{-2}

Méthode/données	**Biais** $W\ m^{-2}$ (%)	**STD** $W\ m^{-2}$ (%)	**RMSD** $W\ m^{-2}$ (%)	**Coefficient de corrélation** (R)
HSV canal 0.6 μm	20 (5)	67 (16)	70 (17)	0.971
HSV canal 0.8 μm	-7 (-2)	77 (18)	78 (18)	0.960
HC3v5	-1 (0)	69 (16)	69 (16)	0.968
CAMS-RAD	0 (0)	75 (18)	75 (18)	0.962

Table B.3: Validation des estimations de DSSI Heliosat-V moyenné sur 15 minutes. Année 2011, à partir du canal 0.8 μm de Meteosat-9/SEVIRI.

Lieu	**N**	**Moyenne mesure** $W\ m^{-2}$	**Biais** $W\ m^{-2}$ (%)	**STD** $W\ m^{-2}$ (%)	**RMSD** $W\ m^{-2}$ (%)	**Coefficient de corrélation** (R)
Brasilia	13570	504	13 (3)	141 (28)	142 (28)	0.871
Cabauw	13222	301	-27 (-9)	89 (30)	93 (31)	0.919
Camborne	12731	310	-28 (-9)	114 (37)	117 (38)	0.875
Carpentras	12642	452	19 (4)	79 (17)	81 (18)	0.958
CENER	14164	412	-9 (-2)	96 (23)	96 (23)	0.932
Lindenberg	13637	317	-18 (-6)	90 (28)	92 (29)	0.920
Palaiseau	13993	335	-14 (-4)	87 (26)	88 (26)	0.934
Payerne	9191	387	-22 (-6)	96 (25)	99 (26)	0.936
Sede Boker	13574	589	23 (4)	88 (15)	91 (16)	0.947
Sao Martinho da Serra	5864	501	-49 (-10)	113 (23)	124 (25)	0.918
Tamanrasset	13609	579	15 (3)	88 (15)	89 (15)	0.954
Total	136197	424	-6 (-2)	101 (24)	101 (24)	0.934



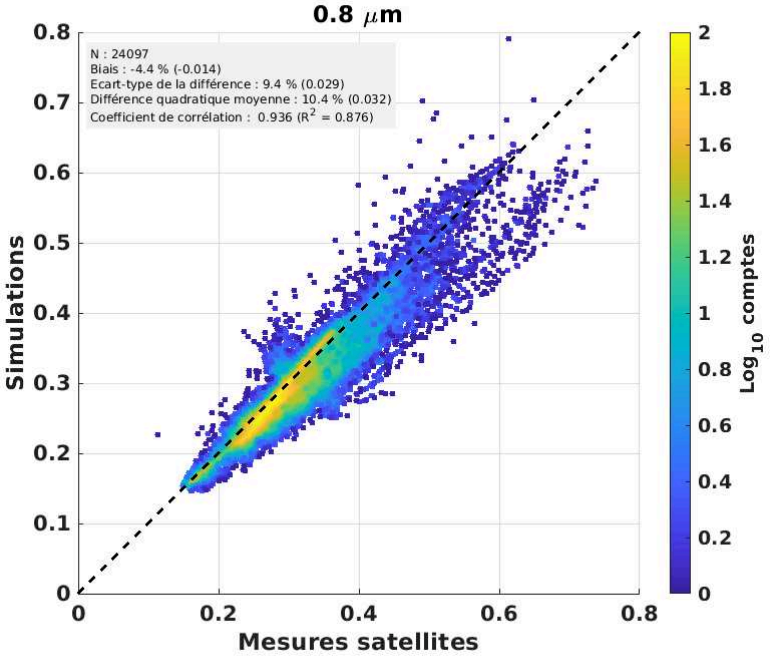


FIGURE B.11: Histogrammes à deux dimensions comparant les réflectances au sommet de l'atmosphère par ciel clair simulées ρ_{clair} en fonction des observations satellites Meteosat 0°. En haut : canal 0.6 μm. En bas : canal 0.8 μm. Données agrégées sur les 11 lieux de la Table 1.1 sur l'année 2011. Seuls les instants avec une donnée de BRDF MODIS de la meilleure qualité possible sont utilisés.

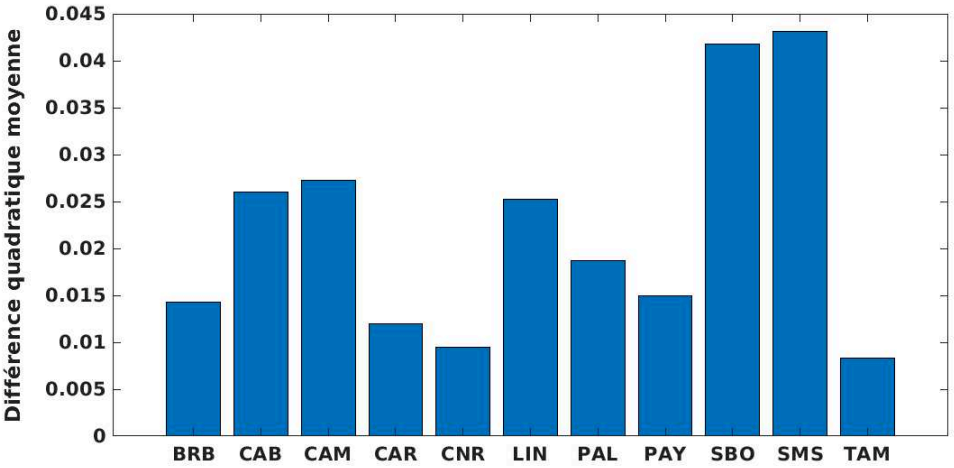


FIGURE B.12: Différences quadratiques moyennes entre les réflectances au sommet de l'atmosphère en conditions de ciel clair ρ_{clair} simulées sans aérosols et avec aérosols MACC, pour le canal 0.6 μm de Meteosat 0° sur l'année 2011. Résultats pour les onze stations de la Table 1.1

TABLE B.4: Comparaison des validations des résultats de HSV avec les produits HC3c5 et CAMS-RAD, par rapport aux mesures BSRN. Statistiques sur les indices de clarté K_t moyens à 1 heure sur l'ensemble des 11 stations et pour l'année 2011. N = 31589 ; Moyenne BSRN = 0.5308

Méthode/données	**Biais**	**STD**	**RMSD**	**Coefficient de corrélation**
	s.d. (%)	*s.d.* (%)	*s.d.* (%)	(R)
HSV canal 0.6 μm	0.03 (5)	0.09 (18)	0.10 (19)	0.917
HSV canal 0.8 μm	-0.01 (-2)	0.12 (22)	0.12 (22)	0.874
HC3v5	0 (0)	0.09 (17)	0.09 (17)	0.916
CAMS-RAD	0 (0)	0.10 (18)	0.10 (18)	0.905

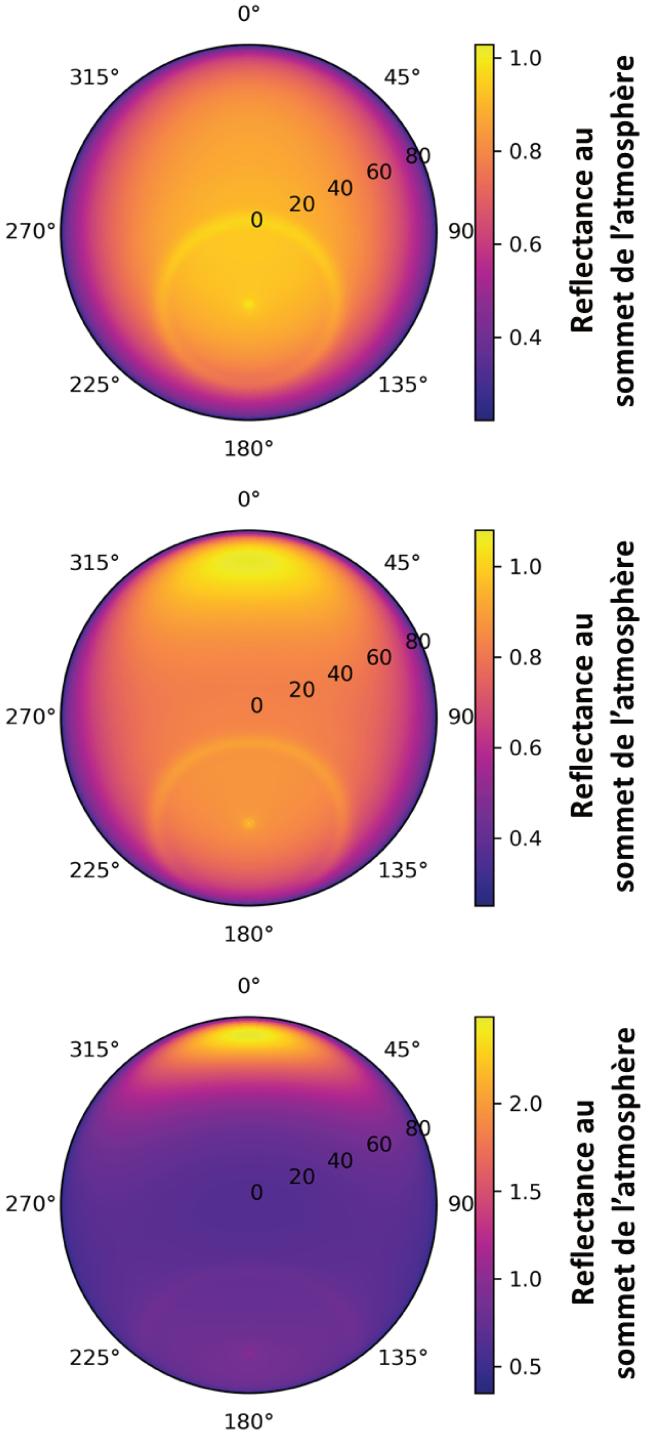


FIGURE B.13: Réflectances au sommet de l'atmosphère ρ_{ovc} simulées en conditions de nuage liquide bas opaque, en fonction de l'angle zénithal de visée θ_v (distance au centre, en degrés) et de la différence d'angles azimutaux $\Delta\phi$ (angle polaire, 0° pour la diffusion avant, 180° pour la rétrodiffusion). De haut en bas : $\theta_s = 34°$; 50° ; 70°. Noter l'utilisation de différentes échelles de couleurs adaptées aux intervalles de réflectances condidérés.

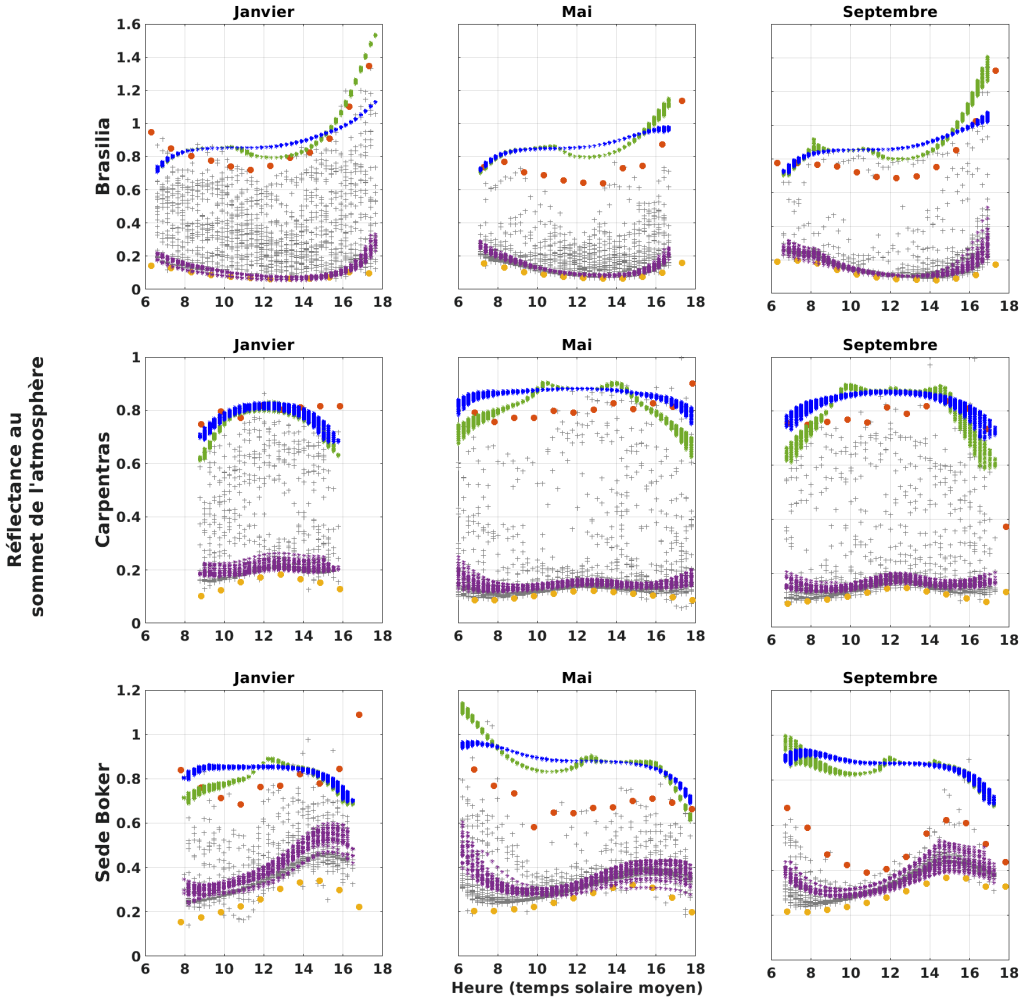


FIGURE B.14: Réflectances au sommet de l'atmosphère en fonction de l'heure de la journée pour le canal 0.6 μm de Meteosat-9 en 2011. Les mesures sont indiquées en croix grises, les simulations en conditions de nuage liquide ρ_{ovc} en étoiles vertes et de glace en étoiles bleues et les simulations en conditions de ciel clair ρ_{clair} en étoiles violettes. Les points jaunes et oranges indiquent respectivement les centiles p1 et p99 des mesures sur la période 2011-2019 rangées par réflectance croissante pour chaque tranche horaire. De gauche à droite, pour les mois de janvier, mai et septembre. De haut en bas, pour les positions géographiques des stations BSRN de Brasilia, Carpentras et Sede Boker. Noter l'utilisation d'échelles différentes pour les réflectances des trois lieux.

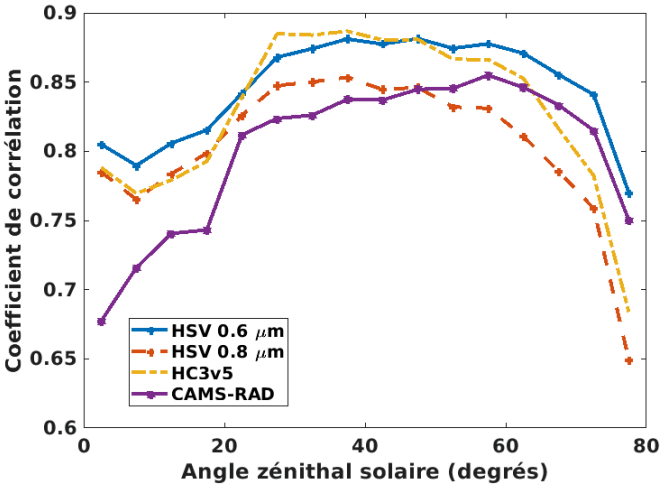


FIGURE B.15: Coefficients de corrélation R entre les K_t issus des mesures BSRN et des estimations satellites Heliosat-V (0.6 μm en croix bleues reliées et 0.8 μm en croix et tirets oranges), HelioClim3 v5 (tirets jaunes) et CAMS-Radiation (étoiles violettes reliées). Les corrélations sont calculées sur des classes d'angles zénithaux solaires de 5°. Statistiques sur les moyennes à 15 minutes, comprenant les onze stations.

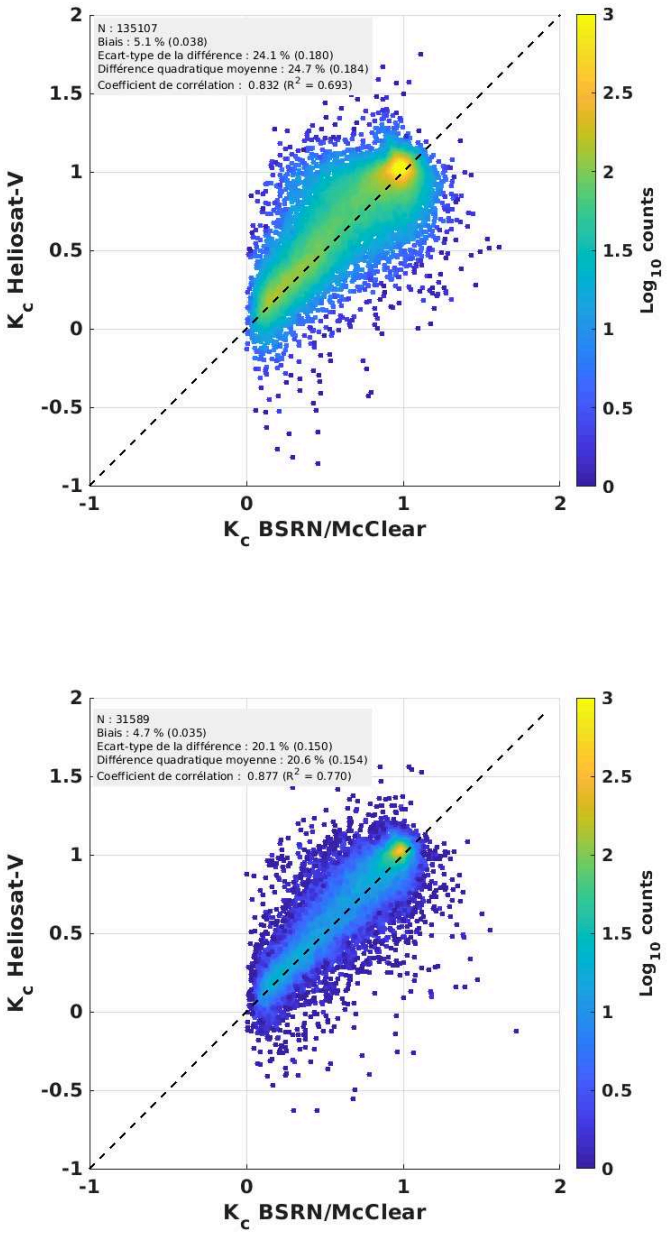


FIGURE B.16: Histogramme à deux dimensions comparant les indices de ciel clair de HSV (MSG, canal 0.6 μm) avec les indices issus des mesures BSRN et du modèle d'éclairement de surface par ciel clair McClear. En haut : moyennes sur 15 minutes ; en bas : moyennes sur 1 heure. Comparaison sur les onze stations assemblées, sur l'année 2011.

Annexe C

Des estimations du DSSI déjà existantes en opérationnel

C.1 CAMS Radiation Service

Les données CAMS Radiation Service (CAMS-Rad) se basent sur la méthode Heliosat-4 [Qu *et al.*, 2017] et le modèle d'éclairement par ciel clair McClear [Lefevre *et al.*, 2013, Gschwind *et al.*, 2019]. Heliosat-4 estime l'indice de ciel clair en utilisant la description des nuages fournie par l'algorithme *AVHRR Processing Scheme Over CLouds, Land and Ocean* (**APOLLO**, Kriebel *et al.* [2003]) à partir de l'imagerie de Meteosat Seconde Génération, à la longitude 0°.

C.2 Les produits CERES

C.2.1 CERES EBAF-surface

Le produit *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled* (**EBAF**) produit des estimations d'éclairement de surface à partir des mesures des instruments CERES embarqués sur Terra et Aqua et sa version la plus récente utilise la détection de nuages basée sur les observations des GEOs ([Kato *et al.*, 2018]). Etant principalement développé pour les bilans d'énergie du

système climatique, CERES-EBAF fournit des moyennes mensuelles de 2000 à début 2018 [1], ainsi qu'une climatologie. Les données sont accessibles à l'adresse `https://ceres.larc.nasa.gov/data/` et sont produites sur une grille spatiale de 1° × 1°.

C.2.2 CERES SYN1deg

[Rutan *et al.*, 2015]. Données avec une résolution spatiale de 1°, et une couverture mondiale toutes les 3 heures, en s'appuyant notamment sur les propriétés physiques des nuages dérivées de l'imageries des satellites météorologiques géostationnaires, de MODIS et de CERES.

C.2.3 FLASHFlux

FLASHFlux est le produit issu de l'imagerie CERES permettant d'avoir des estimations de flux radiatifs au sommet de l'atmosphère et en surface en temps quasi-réel [Kratz *et al.*, 2014].

C.3 Cloud_cci AVHRR-PM

Le jeu de données Cloud_cci AVHRR-PM développé par l'agence spatiale européenne (**ESA**) couvre l'information sur les propriétés des nuages à partir des mesures des instruments multispectraux AVHRR. Depuis sa troisième version [Stengel *et al.*, 2020], l'éclairement solaire de surface est renseigné pour la période 1982 à 2016 avec la résolution de 4 km × 1 km [Heidinger *et al.*, 2014] pour chaque pixel de mesure satellitaire. L'estimation se fait à partir de la paramétrisation BUGSrad du transfert radiatif [Stephens *et al.*, 2001] (colonne simple, atmosphère sur plan parallèle, 6 bandes spectrales pour le domaine courtes longueurs d'onde, épaisseur optique des aérosols invariante, fixée à 0.05). Pour estimer le GHI, BUGSrad nécessite en entrée les propriétés physiques des nuages (rayon effectif, épaisseur optique, pression au sommet du nuage). Celles-ci sont obtenues par l'algorithme **CC4CL** (Community Cloud for Climate), se basant sur une analyse multi-canal [Sus *et al.*, 2018, McGarragh *et al.*, 2018].

1. édition 4.1 de CERES-EBAF, publiée en mai 2019

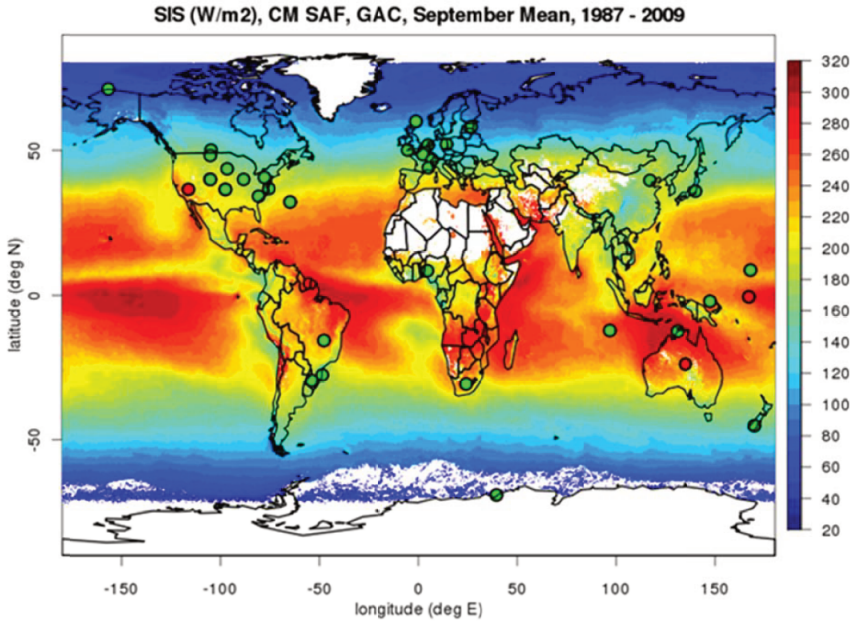


FIGURE C.1: CLARA-A1 : moyenne du DSSI (en $W\ m^{-2}$) entre 1987 et 2009 pour le mois de septembre. Les points verts et rouges représentent respectivement les stations BSRN en accord et en désaccord avec l'estimation satellite.

in Karlsson *et al.* [2013]

C.4 CMSAF

C.4.1 CLARA

Le *Climate Monitoring Satellite Application Facility* (**CM SAF**) produit de nombreux jeux de données climatiques à partir de mesures satellitaires. Le rayonnement solaire à la surface de la Terre fait partie de ses domaines d'étude.

CLARA (CM SAF Cloud, Albedo And Surface Radiation dataset from AVHRR data) est un jeu de données climatiques produit par le CM SAF. Il se base sur les mesures effectuées par les radiomètres **AVHRR** présents sur les satellites NOAA et MetOp. Sa dernière version, CLARA-A2, fournit des estimations du DSSI sur une période de 34 ans [Karlsson *et al.*, 2017] à 4 km de résolution [2]. Les orbites polaires des satellites **NOAA** et MetOp permettent aussi d'avoir une couverture spatiale globale, pôles compris, en dehors des latitudes de nuit polaire (Figure C.1). Pour produire ses estimations, CLARA utilise le modèle d'éclairement MAGIC [Mueller *et al.*, 2009].

2. Les estimations de DSSI de CLARA ne sont pas considérées aussi fiables que celles issues comme SARAH, de satellites météorologiques géostationnaires. Cela reste à être confirmé dans ma bibliographie

C.4.2 SARAH

La méthode SARAH reprend les méthodes Heliosat et Heliosat-2 à partir des mesures radiométriques non étalonnées (*i.e.* comptes numériques). Le ρ_{max} ne dépend pas des géométries d'éclairement et de visée, il est calculé comme 95ème percentile des réflectances mesurées dans une zone nuageuse au niveau de l'océan austral (entre 15° Ouest et 0°, et entre 58° Sud et 48° Sud). Les réflectances des nuages sont considérées lambertiennes (d'après Rigollier *et al.* [2002]). Trentmann and Pfeifroth [2018] précisent que "*négliger la réflexion anisotrope des nuages introduit une incertitude sur l'albédo effectif des nuages* [*i.e.* l'indice d'ennuagement]. *Bien que cette hypothèse est supposée être une bonne approximation pour les nuages bas, la fonction de diffusion pour les hauts nuages glacés pourrait ne pas suivre cette hypothèse.*" Une partie de cette anisotropie est tout de même empiriquement prise en compte par application d'un facteur correctif dépendant de l'angle zénithal de visée, et supposée compenser le trajet optique plus grand au dessus des nuages pour les scènes sur le bord du disque Meteosat (*i.e.* grands VZA). Le calcul de ρ_{clair} ressemble plus à Cano *et al.* [1986]. Les données SARAH-Ouest ont une couverture spatiale sur le disque de visée de Meteosat, tandis que SARAH-Est couvre sur Meteosat Océan Indien, comme illustré sur la Figure C.2.

C.5 HelioClim3

HelioClim3 est un produit de données d'éclairement de surface basé sur la méthode Heliosat-2. HelioClim3 couvre la zone observée par Meteosat 0°. HelioClim3 existe sous différentes versions : on calcule d'abord le DSSI avec la méthode Heliosat-2 utilisant le rayonnement ciel clair issu du modèle ESRA. Cette première version considère des surfaces lambertiennes. Pour corriger l'erreur venant de cette approximation, un indice $K_{c,max}$ est défini : on regarde mois calendaire par mois calendaire (sur quatre ans de données), les maxima de K_c pour chaque heure de la journée, et on applique un facteur correctif pour que le $K_{c,max}$ soit égal à 1. On stocke ces facteurs correctifs.

L'indice de ciel clair est ensuite corrigé *a posteriori* en partant des estimations de DSSI enregistrées. Cette correction de K_c sert à remplacer l'estimation du rayonnement ciel clair d'ESRA par celle issue du modèle McClear. On construit ainsi la base nommée HelioClim3v5.

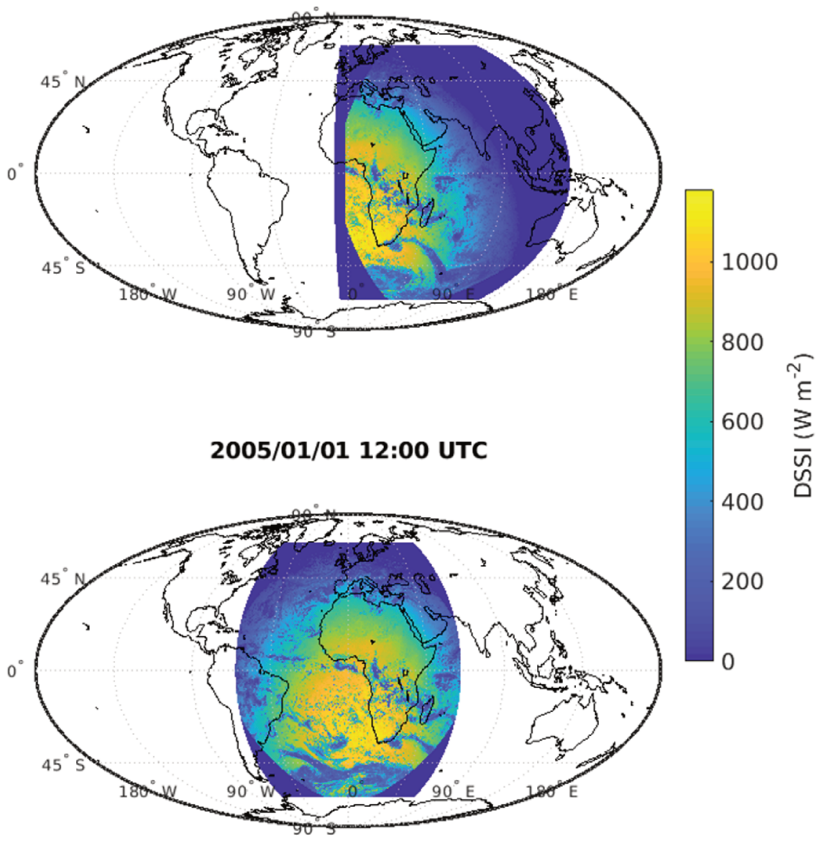


FIGURE C.2: Eclairement solaire de surface estimé par les produits SARAH-Est (en haut) et SARAH-Ouest (en bas), le 01/01/2005 à 12 :00 UTC (moyenne horaire).

C.6 ISCCP-F

Produit *International Satellite Cloud Climatology Project - radiative Fluxes* [Zhang, 2004, Zhang and Rossow, 2017]. Couverture globale, résolution à 110-km et sur un pas de 3 heures, de 1983 à 2017 (ISCCP-FH). Le modèle utilise le produit de nuages développé par l'ISCCP (phase, épaisseur optique, pression au sommet du nuage), et estime le rayonnement de surface à l'aide d'un modèle de transfert radiatif.

C.7 OSI-SAF et LSA-SAF

Les *Satellite Application Facilities Ocean and Sea Ice* (**OSI SAF**) et *Land Surface Analysis* (**LSA SAF**) de EUMETSAT fournissent chacun des produits d'éclairement solaire de surface.

La méthode proposée par le LSA-SAF [Carrer *et al.*, 2019] estime le rayonnement solaire via un modèle simple. L'atmosphère est divisée en 4 couches superposées : une

surface, une couche d'atmosphère claire pouvant contenir des aérosols, une couche de nuage et une couche supérieure d'atmosphère claire sans aérosols. A chaque couche sont associées une transmittance et un albédo.

Les mesures satellites de réflectance dans les canaux solaires (0.6 μm, 0.8 μm, et 1.6 μm) de Meteosat/SEVIRI sont converties en albédo large bande au sommet de l'atmosphère. Les cas ciel clair et ciel nuageux sont traités distinctement après application d'un masque externe de détection de nuage. Si un nuage est détecté, la transmittance et l'albédo de la couche nuageuse sont adaptés de manière à ce que la scène modélisée ait un albédo au sommet de l'atmosphère correspondant à l'observation satellite. La transmittance et l'albédo de la couche nuageuse sont liés simplement par conservation de l'énergie, en considérant que le nuage absorbe une fraction du rayonnement égale à 11 % du rayonnement qu'il réfléchit. L'algorithme nécessite en entrée notamment des données d'albédo de surface, d'ozone et de vapeur d'eau (colonnes totales atmosphériques), d'épaisseur optiques d'aérosols par type d'aérosol. Par contre, il ne nécessite pas la connaissance des propriétés optiques des nuages.

La méthode OSI-SAF suit une démarche similaire [Marsouin, 2019]. OSI-SAF fournit le DSSI sur une grille de $0.05° \times 0.05°$ avec un pas de temps horaire. Il utilise l'imagerie du canal 0.6 μm de MSG 0° et de GOES-Est (GOES-16).
LSA-SAF fournit le DSSI pour MSG 0° avec un pas de temps 30 minutes à la résolution native du satellite. Il ne couvre pas l'information sur les océans. Il utilise l'imagerie des canaux 0.6 μm, 0.8 μm, 1.6 μm, des climatologies d'aérosols, albédo de surface et ozone. Les données de vapeur d'eau sont renseignées par l'ECMWF.

C.8 SolarAnywhere

Méthode SUNY issue des travaux de Perez [Perez *et al.*, 2002]. Couverture sur l'Amérique, l'Europe de l'ouest, le moyen Orient et l'Inde, à partir de l'imagerie des géostationnaires GOES et Meteosat.

C.9 Vaisala/3Tier

Couverture sur les latitudes renseignées par les satellites géostationnaires, hormis les océans. Méthode à indice d'ennuagement.

Annexe D

Quelques missions de radiométrie par satellite

D.1 Les AVHRR

Les radiomètres *Advanced Very High Resolution Radiometer* (**AVHRR**) sont embarqués à bord des satellites en orbite polaire NOAA et MetOp. La présence simultanée en orbite de plusieurs instruments AVHRR et leurs différentes heures de mesure permettent une résolution temporelle meilleure que journalière (Figure D.1). Cette résolution est bien meilleure au niveau des pôles, que chaque satellite observe à chacune des orbites décrites. La résolution spatiale obtenue avec ces instruments atteint le kilomètre, mais les informations conservées de manière pérenne le sont avec une résolution de seulement 4 kilomètres. Avec leurs 4 à 6 bandes spectrales, ces données sont à l'origine des estimations de DSSI de la base CLARA (*cf.* C.4.1). Leur résolution temporelle aux hautes latitudes en font des bons candidats pour compléter l'estimation des géostationnaires au-delà de 70°.

D.2 MODIS et VIIRS

L'instrument *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (**MODIS**) est présent sur les satellites en orbite polaire Terra et Aqua. Ses 36 canaux spectraux (Figure D.2)

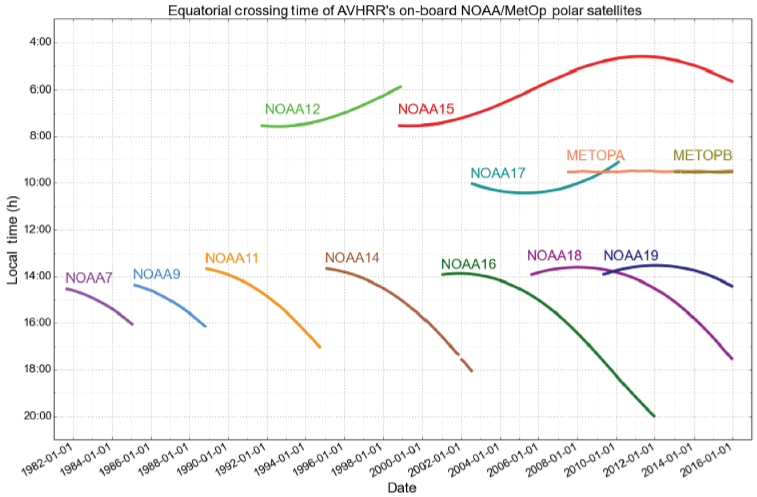


FIGURE D.1: Heures de passage de l'équateur des différents instruments AVHRR depuis NOAA7

in Karlsson *et al.* [2017]

sont utilisés pour déterminer différentes caractéristiques des sols et des océans (émissivité, couvert végétal, réflectance bidirectionnelle...), ou encore les propriétés physiques des nuages et la composition de l'atmosphère en aérosols. On trouve aussi le radiomètre *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (**VIIRS**) à bord du satellite défilant *Suomi National Polar-orbiting Partnership* (ou **Suomi NPP**), couvrant aussi sur une base journalière un grand nombre de bandes spectrales (22 bandes). Les fauchées de MODIS et VIIRS leur permettent d'obtenir quotidiennement des couvertures respectivement quasi globale et globale.

D.3 DSCOVR/EPIC

Lancé en 2015, le *Deep Space Climate Observatory* (**DSCOVR**) a la particularité d'être le premier satellite à étudier l'environnement terrestre depuis une orbite de Lissajous. On nomme ainsi les orbites d'objets situés sur un point de Lagrange [1]. Le satellite reste ainsi fixé entre le Soleil et la Terre, au point de Lagrange L1, à une distance d'environ 1.5 million de kilomètres de la Terre.

Les trois objets étant alignés, le satellite voit ainsi continuellement la face éclairée de la Terre. La résolution spatiale des acquisitions de son instrument *Earth Polychromatic*

1. Lieu d'équilibre entre forces gravitationnelles dues à l'attraction de la Terre et du Soleil, et force centrifuge due au déplacement de l'objet situé au point de Lagrange.

Imaging Camera (**EPIC**) est d'environ 8 km au nadir mais permet l'observation continue de presque toute la face ensoleillée de la Terre [Marshak *et al.*, 2018]. La résolution temporelle des mesures par EPIC est d'une à deux heures.

La position du satellite permet aussi de s'affranchir des erreurs de sous-estimation de l'albédo du sol liées aux ombres portées des nuages. Le Soleil étant toujours derrière le satellite, les ombres créées par le relief et les nuages n'apparaissent jamais. L'angle de phase ξ reste cependant toujours supérieur à environ 4.5°ce qui garde le champ de visée du satellite hors de la zone du *hotspot*.

Les données d'EPIC en libre accès fournissent les données géolocalisées pour les 10 canaux spectraux, avec une information pour chaque pixel en latitude, longitude, angles azimutaux et zénithaux solaires et de visée. Chaque jour de données comprend 13 instants de mesures en hiver et 22 en été. Les données obtenues sur le capteur CCD de 2048×2048 pixels d'EPIC sont dégradées en 1024×1024 à la transmission des données par le satellite hormis pour le canal 443 nm, seul à conserver la résolution de 8 km au nadir.

Les données de DSCOVR/EPIC sont à utiliser avec précaution : des problèmes de géolocalisation ont notamment mené Molina García *et al.* [2019] à la corriger eux-même à l'aide de points d'ancrage côtiers pour améliorer leurs estimations de fraction nuageuse. La version 3 des données L1B d'EPIC publiée récemment améliore en particulier la géolocalisation des données. Une première analyse visuelle nous a permis de constater que des erreurs significatives de géolocalisation sont toujours présentes, qui pourront affecter les estimations d'éclairement solaire.

D.4 Les satellites météorologiques géostationnaires

Les orbites géostationnaires présentent divers avantages. Elles permettent d'avoir une résolution temporelle très élevée pour décrire une région spatiale (environ 15 minutes, mais jusqu'à 30 secondes pour certains modes de scan de GOES-R/ABI), la position du satellite ne variant pas par rapport à un repère fixe sur la Terre.

Cependant, ce type d'observations satellite comporte des inconvénients. Par sa nature même, le satellite ne pourra observer qu'une région définie du globe. Les satellites géostationnaires se situent sur une orbite particulièrement lointaine de la surface de la

Terre, à 36000 km [2]. La définition spatiale de leur imagerie dépend des instruments : par exemple 3 km au nadir pour MSG/SEVIRI, mais jusqu'à 500 mètres pour le récent radiomètre GOES-R/ABI.

La Terre est ainsi étudiée en continu sur toutes ses longitudes par différents satellites géostationnaires :

— Les américains GOES-West (Pacifique) et GOES-East (Amérique),
— Meteosat (Afrique, Europe, Proche-Orient, partie de l'Amérique du Sud)
— Meteosat Océan Indien (Afrique, Europe, Proche-Orient, Russie occidentale, Inde)
— Himawari (Japon, Chine, est de la Russie, Océanie)

Parmi les Meteosat, les satellites de type MSG sont ceux numérotés à partir de Meteosat-8. Leur résolution temporelle est de 15 minutes, et spatiale d'environ 3 km au nadir. Les MFG, plus anciens, ont été actifs entre 1977 et 2017, pour le dernier. Leurs résolutions temporelle et spatiale étaient respectivement de 30 minutes et 2.25 km au nadir (canal VIS entre 0.4 et 1.1 μm).

La résolution numérique de Meteosat/MVIRI et SEVIRI s'est améliorée depuis les premiers instruments. Les données MVIRI de Meteosat-2 et -3 sont encodées en 6 bits, tandis que pour Meteosat-4 à 7 la résolution passe à 8 bits. Pour les instruments MSG/SEVIRI, l'encodage se fait sur 10 bits [Rüthrich *et al.*, 2019].

D.5 CERES

Les instruments *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (**CERES**) sont le support du projet éponyme visant à mesurer depuis l'espace le bilan énergétique global de la Terre. Ces radiomètres mesurent le rayonnement provenant de la Terre avec une résolution spatiale d'environ 20 km (10 km pour CERES TRMM) dans 3 larges bandes : 0.3-5 μm, 8-12 μm, et 0.3 à plus de 100 μm. Ils sont embarqués à bord des satellites Terra (2 instruments), Aqua (2 instruments), Suomi-NPP, NOAA-20 et *Tropical Rainfall Measuring Mission* (**TRMM**, mission terminée en 2015) [Loeb *et al.*, 2018]. Les différents modes de scan possibles permettent à CERES de décrire l'anisotropie du rayonnement réfléchi par la Terre au sommet de l'atmosphère et de produire des

2. Pour comparaison, le périmètre de la Terre à l'équateur est d'environ 40$\tilde{0}$00 km.

modèles de distribution angulaire du rayonnement pour l'estimation de flux radiatifs [Loeb *et al.*, 2005, Su *et al.*, 2015].

D.6 Le programme de satellites météorologiques de la Défense des Etats-Unis

Les Etats-Unis sont dotés depuis les années soixantes d'un programme de satellites météorologiques géré par le Département de la Défense : le *Defense Meteorological Satellite Program* (**DMSP**). Son instrument *Operational Linescan System* fournit une imagerie de la Terre avec une couverture mondiale quotidienne et une résolution de 0.6 km dans trois canaux spectraux dont deux dans le visible/proche infrarouge [WMO, 2020].

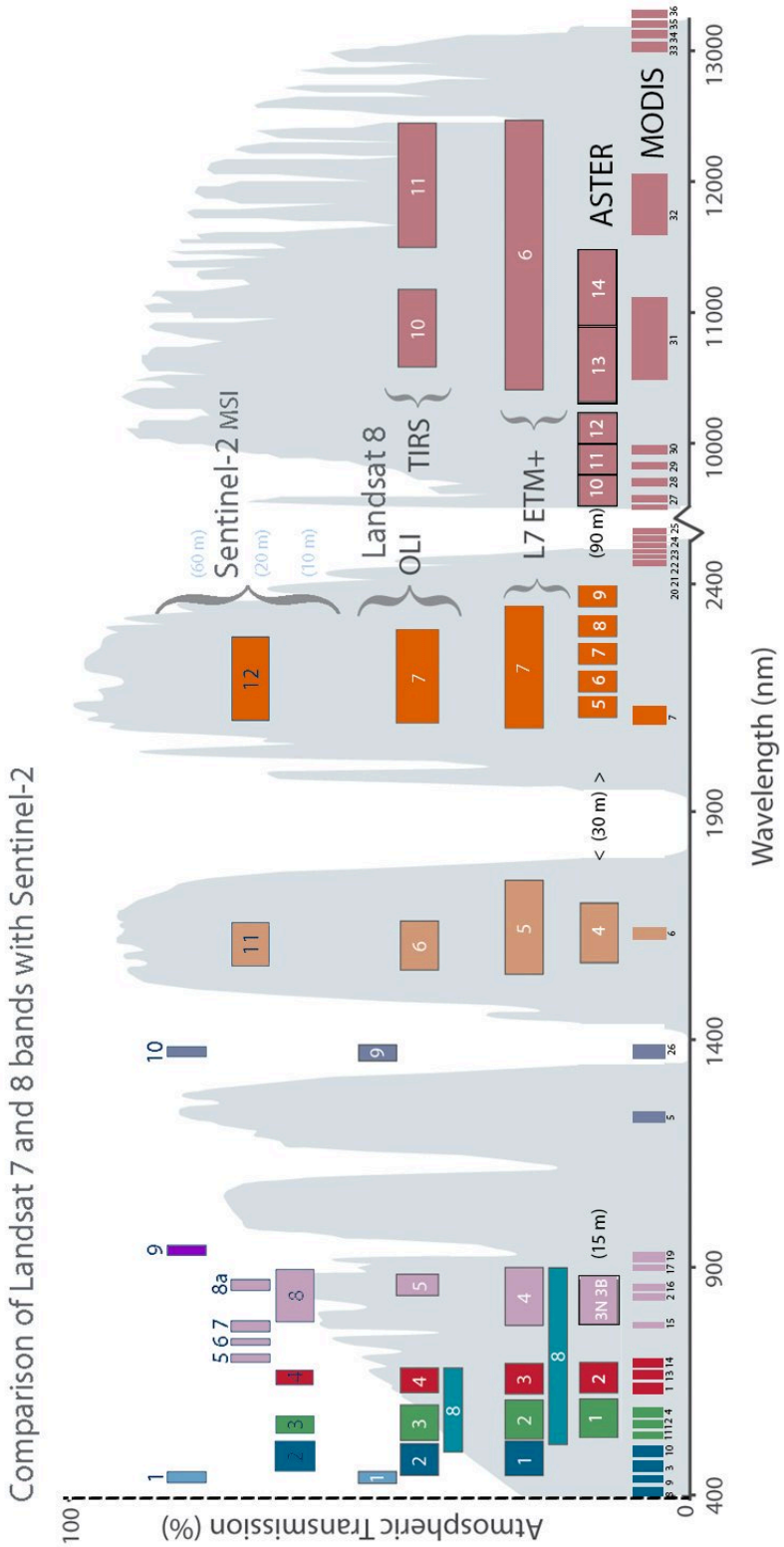


FIGURE D.2: Bandes spectrales des radiomètres satellites MODIS, MSI, TIRS, OLI, ETM+ et ASTER

Source : landsat.usgs.gov

Annexe E

La géométrie de visée changeante des satellites pseudo-géostationnaires

Depuis 2012, le manque de carburant de Meteosat-8 empêche le satellite de conserver une orbite stable et rapprochée du plan équatorial de la Terre. Le satellite ne corrigeant plus sa position, son inclinaison est passée progressivement de 4.5° en 2017 à plus de 6° en 2020. L'inclinaison i d'un satellite sur une orbite géostationnaire [1] se traduit par une orbite en forme de 8 (une *lemniscate de Bernouilli*) décrite quotidiennement entre les latitudes $Lat = -i$ et $Lat = +i$ [Capderou, 2002], comme illustré pour Meteosat-8 sur la Figure E.1. Une conséquence intéressante de cette dérive est la variation des géométries de visée du satellite à l'échelle journalière. Ne pas prendre en compte ces changements de géométrie apporte-t-il une erreur supplémentaire significative aux estimations satellitaires d'éclairement de surface ?

1. Par définition stricte, l'inclinaison d'un satellite géostationnaire est nulle, on devrait donc parler dans le cas contraire d'une orbite géosynchrone.

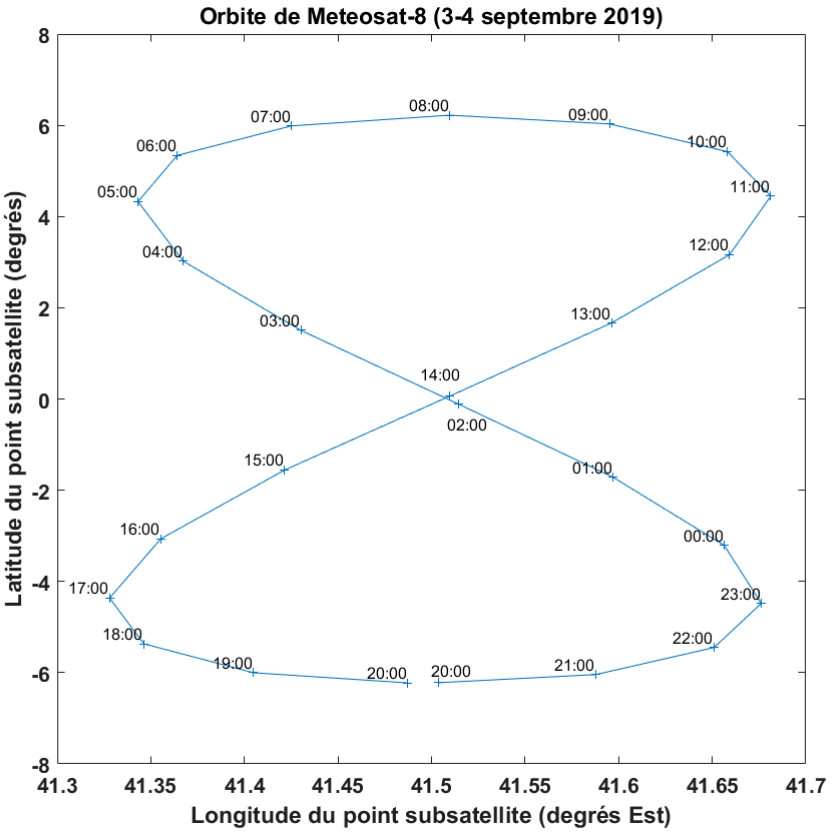


FIGURE E.1: Variations sur 24 heures des latitudes et longitudes du point subsatellite de Meteosat-8. Noter les différentes échelles utilisées pour les latitudes et longitudes. Données fournies par David Doelling (NASA LaRC).

RÉSUMÉ

L'éclairement du Soleil à la surface de la Terre est reconnu comme une variable climatique essentielle par l'Organisation Météorologique Mondiale. Sa connaissance est aussi précieuse pour les sciences du climat que pour le développement d'énergies alternatives aux combustibles fossiles, comme le solaire photovoltaïque. La mesure au sol de ce rayonnement est très clairsemée sur la Terre, d'où l'intérêt de méthodes d'estimation basées sur la télédétection par satellite. Combiner les estimations produites à partir de différents satellites en orbite est une voie pour couvrir au mieux l'information sur tout le globe terrestre. De plus, différentes générations de satellites ont produit une imagerie de la Terre depuis plusieurs décennies, permettant d'estimer de longues séries temporelles du rayonnement solaire, voire d'identifier des variations long terme, un objectif récurrent dans l'étude du changement climatique. Depuis plus de trente ans, les méthodes Heliosat permettent cette estimation, mais elles ont été conçues pour être appliquées à un capteur spécifique en orbite géostationnaire et ont des contraintes limitant leurs champs d'application : la nécessité d'utiliser une longue série temporelle passée (Heliosat, Heliosat-2), ou le besoin de mesures multispectrales (Heliosat-4). Ce travail sur le développement d'une méthode Heliosat-V apporte des éléments de polyvalence à l'estimation satellite par les méthodes dites à "indice d'ennuagement", dans l'objectif de tendre vers une donnée homogène du rayonnement solaire issue de mesures de différents instruments satellites. Deux problèmes sont en particulier considérés pour parvenir à cette estimation : la diversité des capteurs en termes de sensibilités spectrales, et l'influence des géométries de visée et d'éclairement solaire sur les mesures satellites. La méthode s'appuie extensivement sur la modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère dans la gamme spectrale 400-1000 nm pour simuler d'une part les mesures de radiomètres satellites en conditions de ciel clair et d'autre part celles en présence d'un nuage optiquement épais. La méthode est testée sur l'imagerie d'un instrument satellite géostationnaire, Meteosat-9/SEVIRI, et de manière plus exploratoire sur celle d'un non géostationnaire, DSCOVR/EPIC. Les résultats sont comparés à des mesures de référence au sol de l'éclairement, et montrent des performances similaires à celles de produits opérationnels d'éclairement solaire. La qualité des estimations dépend cependant du canal spectral utilisé, en particulier de la présence de diffusion ou d'absorption de l'atmosphère claire dans le signal mesuré par satellite. L'accent est aussi mis sur le besoin d'un étalonnage absolu précis des mesures radiométriques satellites pour produire des séries temporelles d'éclairement de surface avec des biais et une dérive temporelle les plus faibles possibles.

MOTS CLÉS

Observation de la Terre, télédétection par satellite, rayonnement solaire, transfert radiatif, bilan radiatif de surface, climat

ABSTRACT

Solar irradiance at the surface of the Earth is recognized as an essential climate variable by the World Meteorological Organization. Its knowledge is as much important for climate sciences as for the development of energy alternatives to fossil fuels, like solar photovoltaic. Ground measurements of this radiation are very sparse on Earth, explaining the interest for satellite-based remote sensing to estimate it. Combining estimations from different satellites in orbit is a pathway to cover the information on the whole globe. Different generations of satellites also produced a multidecadal imagery of the Earth, making it conceivable to estimate long time series of solar radiation, or even to identify long-term variations, a recurrent objective in the study of climate change. For more than 30 years, Heliosat methods estimate surface solar irradiance from satellite imagery, but they have been designed to be applied to a specific sensor on a geostationary orbit, and have limitations in their scope : the need for a long archive of satellite imagery (Heliosat, Heliosat-2), or else the need for multispectral measurements (Heliosat-4). This work dedicated to the development of a Heliosat-V method brings elements of versatility to the satellite-based estimation from so-called "cloud-index" methods, with the ultimate goal to reach homogeneous data of solar radiation derived from measurements made by different satellite instruments. Two issues are in particular considered here to reach such an estimation: the diversity of sensors in terms of spectral sensitivities, and the influence of viewing and solar geometries on space borne measurements. The method extensively deals with radiative transfer modeling in the spectral range 400-1000 nm to simulate on one hand satellite measurements in clear-sky conditions, and on the other hand satellite measurements in the presence of an optically thick cloud. The method is tested on the imagery of a geostationary satellite instrument, Meteosat-9/SEVIRI, and in a more exploratory way, on the non-geostationary sensor DSCOVR/EPIC. Results are compared to high quality ground-based measurements of irradiance, and show performances similar to operational satellite products. However, the quality of estimates depends on the spectral channel used, and especially of the presence of clear-sky atmospheric scattering or absorption in the signal measured by the satellite instrument. The accent is also put on the need for an accurate absolute calibration of satellite radiometric measurements in order to produce time series of surface solar irradiance with the smallest biases and temporal drift possible.

KEYWORDS

Earth observation, satellite-based remote sensing, solar radiation, radiative transfer, surface radiation budget, climate