HAL
open science

Suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface : apport de la télédétection et de la modélisation du rayonnement solaire absorbé par la végétation

Dominique Carrer

▶ **To cite this version:**

Dominique Carrer. Suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface : apport de la télédétection et de la modélisation du rayonnement solaire absorbé par la végétation. Ecologie, Environnement. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2014. Français. NNT : 2014PA066695 . tel-01267166

HAL Id: tel-01267166

https://theses.hal.science/tel-01267166v1

Submitted on 4 Feb 2016

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.

Université Pierre et Marie Curie

Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France (ED129)

Suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface : apport de la télédétection et de la modélisation du rayonnement solaire absorbé par la végétation

Par Dominique CARRER

Thèse de doctorat de télédétection spatiale et de modélisation de la biosphère

Dirigée par Gilles BERGAMETTI

Présentée et soutenue publiquement le 27 novembre 2014

Devant un jury composé de :

Rapporteurs :

Yves BRUNET (DR, INRA, Bordeaux) et Didier TANRÉ (DR, LOA, Lille)

Examinateurs :

Jean-Louis DUFRESNE (DR, LMD, Paris) et Jean-Louis ROUJEAN (DR, CNRM, Toulouse)

Except where otherwise noted, this work is licensed under
http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/

REMERCIEMENTS

Je remercie particulièrement tous ceux avec qui j'ai collaboré et dont j'ai exposé certains de leurs travaux. J'ai une pensée particulière pour Joël Noilhan qui avait œuvré pour m'accueillir dans son groupe.

Je remercie la direction de mon laboratoire de m'avoir soutenu dans cette démarche.

Je remercie Hervé Le Treut de m'offrir l'opportunité d'effectuer une validation des acquis et de l'expérience (VAE) au sein de son école doctorale. Je le remercie d'avoir accepté d'être le Président de mon jury. Et je remercie également l'ensemble des membres du jury pour les échanges très intéressants que j'ai pu avoir avec eux.

J'exprime ma grande gratitude envers Gilles Bergametti pour son aide scientifique et ses qualités humaines ; merci de m'avoir fait confiance.

Je dédie ce mémoire à mes collègues et à mes proches.

RESUME

Au niveau global, il a été estimé qu'une augmentation de 4% de l'albédo (ou réflectivité) de la surface provoquerait une diminution de 0,7° de la température d'équilibre de la Terre. Or les propriétés des surfaces (dont l'albédo) changent sous la pression climatique et l'action de l'homme. Parallèlement à ce changement des propriétés de surface un débat divise la communauté scientifique sur une éventuelle diminution ou augmentation du rayonnement incident à la surface depuis le milieu des années 1980 (conséquence d'une augmentation ou diminution de la concentration d'aérosols dans l'atmosphère). La Terre est un système complexe piloté en sa surface par 3 cycles (énergie, eau et carbone). Ces cycles ne sont pas insensibles à ces changements de propriété de réflectivité de surface, de rayonnement solaire incident ou de concentration en aérosols. Certains avancent ainsi qu'une augmentation du rayonnement diffus durant les dernières décennies aurait déjà entraîné un excédent de captation de carbone par la végétation de 9.3%. La problématique ici soulevée est d'évaluer l'apport de la connaissance du flux solaire absorbé par la surface (combinaison du rayonnement solaire et de l'albédo de surface) et plus particulièrement par sa partie végétative pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone.

Dans ce travail, j'ai fait appel à l'observation satellitaire et à la modélisation du transfert radiatif pour cartographier la dynamique du rayonnement solaire absorbé par la surface et sur la verticale de la végétation. Dans un premier temps, chacune des sources d'incertitudes sur le rayonnement incident, sur l'albédo de surface mais aussi sur la répartition du rayonnement entre les hétérogénéités horizontales et verticales à la surface furent quantifiées. Puis tout en discutant l'effet de ces incertitudes, j'ai mesuré l'apport de l'utilisation de cette cartographie par satellite du rayonnement solaire absorbé pour estimer les flux d'énergie et d'eau en surface ; ce qui améliora les scores de prévision du temps à court terme et permis également de suggérer des rétroactions à l'échelle climatique sur des zones sensibles tel le Sahel. Aussi une correction de biais de 15% sur l'estimation de la production primaire brute de carbone à l'échelle planétaire démontra l'importance des développements réalisés afin de caractériser les hétérogénéités verticales dans le couvert. Finalement, ce travail m'a conduit à chiffrer l'impact de la méconnaissance des variabilités spatiales et temporelles des propriétés des aérosols (concentration et type). J'ai montré que le suivi au cours du temps des propriétés de directionalité de la réflectivité de surface (tel abordé dans la première partie de mon étude) pouvait aussi permettre de remonter à la quantité d'aérosol dans l'atmosphère. L'utilisation d'observations issues de satellite géostationnaire permet d'estimer la concentration en aérosol avec la même qualité mais avec une fréquence de détection plus élevée (x5 environ) que les méthodes classiques. Enfin, ce travail dresse des pistes pour améliorer la détection des changements des propriétés de réflectivité de surface et d'aérosols de l'atmosphère, et atteindre un suivi encore meilleur des cycles biogéochimiques de la biosphère terrestre.

Mots clés : [surface ; albédo ; aérosol ; énergie ; carbone ; télédétection]

ABSTRACT

It is known that a global 4% increase of land surface albedo (also called reflectivity) may result approximately in a decrease of 0.7°C in the Earth's equilibrium temperature. Nowadays the surface properties (including albedo) are changing under climatic and human pressure. At the same time, there is a debate that divides the scientific community about the potential trends (increase or decrease) affecting the surface incoming solar radiation since mid-1980 (resulting of a decrease or increase of aerosol concentration in the atmosphere, respectively). The Earth is a complex system driven at the surface level by three cycles (energy, water, and carbon). These cycles are not insensitive to changes of surface reflectivity, incoming radiation, or aerosol properties. For example, some argue that the increase of diffuse radiation during the last decades would have led to an exceed of carbon uptake by the Earth's vegetation of 9.3%. The main issue raised here is to assess the added value of the knowledge in absorbed solar radiation by the surface (combination of incoming solar radiation with surface albedo) and, especially, by the vegetation for the monitoring of energy, water and carbon fluxes.

In this work, I have used satellite observations and modeled the radiative transfer theory in order to make dynamic mapping of solar radiation absorbed by the surface and through the vertical dimension of the vegetation. First, I quantified each uncertainty source affecting incoming solar radiation, surface albedo and the way radiation is split between horizontal and vertical heterogeneity. In a second step, I measured the added value of using this absorbed radiation mapping of the surface by satellite to estimate the energy and water fluxes at the surface. The resulting improved scores of weather forecast models in the short-range time scale suggested potential feedbacks at the climatic time scale over sensible areas such as the Sahel region. Another significant outcome is that the developments proposed to better characterize the vertical heterogeneity within the canopy led to an improvement of 15% of annual global terrestrial gross primary production (GPP). Moreover, this study has led to measure the impact of the lack of knowledge of spatial and temporal variability of aerosol properties (concentration and type). I have shown that the tracking of temporal changes of directional properties of reflectance allows me to retrieve to the amount of aerosols in the atmosphere as precisely as other widely used methods but with a higher frequency (5 times more) by using data from geostationary satellite. Finally, this study addresses some possibilities to better track temporal changes of properties of reflectivity of surface and aerosol of atmosphere, and to access to a better monitoring of biogeochemical cycles of the terrestrial biosphere.

Keywords : [surface ; albedo ; aerosol ; energy ; carbon ; remote sensing]

TABLE DES MATIERES

1 CONTEXTE SCIENTIFIQUE 17

1.1 Motivations 19

1.2 Outils 24
1.2.1 Modélisation des flux d'énergie, d'eau et de carbone terrestre 24
1.2.2 Télédétection des flux radiatifs ondes-courtes au-dessus des surfaces continentales 28

1.3 Incertitudes et Contraintes 30
1.3.1 Incertitudes sur la connaissance du rayonnement solaire absorbé par la surface 31
1.3.2 Contraintes pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone 34

1.4 Plan de travail 37

2 TELEDETECTION ET MODELISATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE ABSORBE PAR LA VEGETATION ET DE SES HETEROGENEITES 40

2.1 Définitions 42
2.1.1 Rayonnement solaire incident à la surface 42
2.1.2 Albédo de surface 43

2.2 Méthode de restitution à partir de la mesure satellitaire et mise en œuvre opérationnelle 47
2.2.1 Traitement opérationnel 47
2.2.2 Accès à la composante instantanée du flux solaire incident 49
2.2.3 Accès à l'albédo de surface journalier 52

2.3 Estimation de la répartition du rayonnement absorbé par la végétation 73
2.3.1 Motivations et Stratégie 74
2.3.2 Répartition horizontale entre la végétation et le sol nu sous-jacent 77
2.3.3 Répartition verticale au sein de la canopée 94

2.4 Discussion et Conclusion du Chapitre 2 98
2.4.1 Discussion 98
2.4.2 Conclusion 101

3 IMPACT DU RAYONNEMENT SOLAIRE ABSORBE PAR LA SURFACE SUR LA MODELISATION DES FLUX D'ENERGIE, D'EAU ET DE CARBONE 104

3.1 Contexte 106

3.2 Incertitudes sur les flux d'energie et d'eau provenant de l'incertitude sur le flux solaire absorbé en surface 108
3.2.1 Estimation des incertitudes venant du rayonnement solaire incident 108
3.2.2 Estimation des incertitudes liées à l'albédo de surface 129

3.3 Incertitudes sur les flux de carbone provenant de l'incertitude sur le flux solaire absorbé par la vegetation 136
3.3.1 Présentation du processus de photosyntèse 137
3.3.2 Evaluation de l'impact d'une représentation verticale du rayonnement dans la canopée 139

3.4 Discussion et Conclusion du Chapitre 3 161
3.4.1 Discussion 161
3.4.2 Conclusion 163

4 PROBLEMATIQUES LIEES A LA PRESENCE D'AEROSOLS POUR LA TELEDETECTION DE LA SURFACE 166

4.1 Contexte 168

4.2 Présentation d'une nouvelle approche de détection des aérosols 173
4.2.1 Introduction 173
4.2.2 Méthode 201
4.2.3 Evaluation 202
4.2.4 Mise en œuvre opérationnelle 203

4.3 Impact des aérosols sur la mesure des flux radiatifs ondes-courtes 207

4.4 Discussion et Conclusion du Chapitre 4 209
4.4.1 Discussion 209
4.4.2 Conclusion 210

5 CONCLUSION ET PERSPECTIVES 213

TABLE DES FIGURES

Figure 1.1: Schéma simplifié du bilan d'énergie de la Terre. La partie du rayonnement solaire incident (flèche jaune) qui n'est pas réfléchie est réémise dans l'infrarouge (flèche rouge). 19

Figure 1.2: Schéma simplifié des flux d'énergie et d'eau. 21

Figure 1.3: Les différentes composantes du bilan d'énergie à la surface. Rn : rayonnement net (échanges radiatifs). G : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs). H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs). LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs). 25

Figure 1.4: Energie solaire incidente fonction de la longueur d'onde superposée à quelques signatures spectrales typiques (neige, végétation, sol nu et eau). 28

Figure 1.5: Visualisation de la Terre des 12 bandes du radiomètre imageur SEVIRI le 28 novembre 2002 à 12h15UTC. Les images de l'hémisphère terrestre sont disponibles tous les quarts d'heure dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique à la résolution de 3km sous le satellite à 5km aux latitudes moyennes. 32

Figure 1.6: Base ECOCLIMAP sur l'Europe. Chaque couleur représente un type de couvert (520 à l'échelle globale). 33

Figure 1.7: Représentation simplifiée de la surface sous deux dimensions : horizontale (sol nu et végétation) et verticale (profondeur canopée). 34

Figure 1.8: Fraction de diffus dans le PAR [0.4-0.7µm] de 1900 à 2000 simulée avec le modèle Hadley Centre Global Environmental Model (version HadGEM2-A). Les différentes éruptions volcaniques sont indiquées sur l'axe des X (figure tirée de Mercado et al., 2009) 36

Figure 2.1: Effets directionnels de surface sur : forêt d'épicéa photographiée avec soleil dans le dos (à gauche) et soleil en face (à droite) ; (b) idem pour culture de soja; (c) idem pour champs agricole travaillé. 43

Figure 2.2: Cycle diurne de l'albédo de surface observé sous condition de ciel clair (à gauche) et de ciel nuageux (à droite) à Toravere (d'après la Figure 1 de l'Article 1 ; voir Section 2.2.3). 45

Figure 2.3: De Meteosat-8 en 1999 à MTG en 2019 en passant passant par Metop : chronologie du projet LSA-SAF actuellement en phase dite CDOP-2. 48

Figure 2.4: Image plein disque MSG du rayonnement solaire incident à la surface le 15 Février 2006 à 13:30 UTC (d'après Geiger et al., 2008). 51

Figure 2.5: Exemple de cycle journalier de rayonnement solaire incident estimé par satellite (cercles) et mesurés *in-situ* (croix) sur Carpentras et Roissy (d'après Geiger et al., 2008). 52

Figure 2.6: Schéma synthétique des deux étapes de traitement pour le calcul de l'albédo de surface. TOA et TOC réfèrent respectivement aux niveaux au sommet de l'atmosphère et au somment de la canopée. 53

Figure 2.7: Composite colorée à partir des albédos spectraux MSG à 0.6, 0.8 et 1.6µm le 1er mars 2006. Les zones couvertes par la neige apparaissent en couleur bleutée. Il peut être relevé l'absence de trous. 54

Figure 2.8: Actuellement, jusqu'à 11 types de végétations peuvent coexister au sein d'une même maille du modèle de surface ISBA. Par contre un seul type de sol est considéré par point de grille. Il est considéré ainsi que les différents types de végétations poussent sur le même sol. 75

Figure 2.9: Deux éléments clés pour le transfert radiatif dans la canopée : le recouvrement mutuel des feuilles (ou 'clumping') et les trouées. 96

Figure 2.10: FAPAR moyen durant les mois d'été (JJA). De haut en bas: simulé par ce transfert radiatif inclus dans le modèle ISBA, MODIS (MOD15A3), et la différence entre les estimations issues du nouveau transfert radiatif et MODIS (figure tirée de l'Article 4, voir Section 3.3.2). 97

Figure 2.11: Exemple d'incertitude sur la détermination de l'albédo de surface au milieu des années 1990. Ici est tracé l'écart relatif entre les estimations d'albédo de surface issues de deux méthodes qui faisaient alors référence (Pinker et de Staylor) pour le mois de juillet 1987. 100

Figure 3.1: Albédos moyens ISBA climatologiques et différence par rapport à l'analyse effectuée à partir de données LSA-SAF **(a)**, et impact de l'utilisation de ces albédos analysés sur la température du sol **(b)** et le contenu en eau **(c)**. 130

Figure 3.2: De haut en bas : évolution moyenne sur l'Europe de l'Est pour l'année 2007 de l'albédo de surface ('ANA1' pour une simulation avec l'albédo de surface dérivé de MSG et 'REF1' pour la simulation de référence à partir de l'albédo climatologique), de l'anomalie de température de surface, et de l'anomalie de précipitation convective avec le modèle ALADIN. 132

Figure 3.3: Score de biais (courbes du bas) et de RMSE (courbe du haut) sur la température à 2m à 12h d'échéance pour l'expérience de référence avec les albédos climatologiques (REF1) et pour l'expérience avec les albédos analysés à partir des données LSA-SAF (ANA1). En abscisse figurent les 31 jours du mois de Mars 2007. 133

Figure 3.4: Moyennes en mm/jour de 1979 à 2010 sur les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre : des précipitations issues de la simulation de référence avec les albédos ECOCLIMAP d'origine, 'AMIPV6CTRLPL' (en haut), et la différence de cette simulation avec la simulation avec les nouveaux albédos ECOCLIMAP, 'AMIPV6ALB2' (en bas)..... 134

Figure 3.5: Moyennes en mm/jour de 1979 à 2010 sur les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre : des précipitations GPCC observées (en haut à gauche), de la différence entre la simulation de référence avec les albédos ECOCLIMAP d'origine et les observations GPCC (en haut à droite), de la différence entre la simulation avec les nouveaux albédos ECOCLIMAP et les observations GPCC (en bas à gauche), et l'anomalie entre les deux expériences (en bas à droite). 135

Figure 3.6: Série temporelle des précipitations (mm/jour) sur surfaces continentales de 1979 à 2010 moyennée sur une boite Sahel élargie : précipitations GPCC observées (pointillés noirs), simulation de référence avec les albédos ECOCLIMAP d'origine (ligne rouge - CTRL) et simulation avec les nouveaux albédos ECOCLIMAP (ligne verte - ALB2).135

Figure 3.7: Principaux éléments du bilan carboné d'un écosystème. 139

Figure 4.1: Schéma simplifié du transfert radiatif dans l'atmosphère en condition non nuageuse. Le système surface-atmosphère peut être représenté par un milieu à deux couches (schéma du haut) avec pour couche inférieure un milieu surface-aérosol associé (schéma du bas). 170

Figure 4.2: Intercomparaision durant la campagne CHARMEX/TRAQA de produits d'épaisseur optique (3 satellitaires et 5 modèles) avec l'observation AERONET (par P. Nabat): à gauche une série temporelle sur le site de Lampedusa en Sicile et à droite le diagramme de Taylor moyen pour 14 stations de mesure. Le produit MSG AERUS-GEO est en bleu ciel. 203

Figure 4.3: Visualisations tirées du site web d'ICARE d'AODs par satellite le 15/07/2013. A droite, de haut en bas : MODIS à 0.5µm, AER_OC (Thieuleux et al., 2005) à 0.5µm et AERUS-GEO à 0.6µm (lien web). En dessous, exemple d'événement de tempête de sable durant la première mousson en Afrique de l'Ouest (le 30/03/2010)..... 205

Figure 4.4: Composite colorée (RGB) réalisée à partir des albédos spectraux à 0.6µm, 0.8µm et 1.6µm issus de l'inversion simultanée surface-aérosol le : (a) 01/03/2013 et (b) 01/06/2013. Les zones de neige et glace apparaissent de couleur bleutée. 206

Figure 4.5 : Erreur relative sur l'estimation du rayonnement solaire incident (nommé DSSF) global, direct et diffus à des incertitudes allant jusqu'à +/-25% sur l'AOT, le contenu en ozone, et la concentration en vapeur d'eau. Ces tests sont réalisés pour des épaisseurs optiques : 0.2 et 1.0 (d'après Ceamanos et al., 2014b). 209

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1: Liste des expériences réalisées dans le Chapitre 3 107

Tableau 4.1: Caractéristiques techniques de 4 méthodes de détection des aérosols par satellites (d'après Xu et al., 2014). 174

Tableau 4.2: Performances des 4 méthodes de détection des aérosols par satellites (d'après Xu et al., 2014). Statistiques établies à partir de 24 stations AERONET et une période de référence de mars à septembre 2006. 207

1 CONTEXTE SCIENTIFIQUE

Sommaire

1.1 Motivations **19**

1.2 Outils **24**

1.2.1 Modélisation des flux d'énergie, d'eau et de carbone terrestre 24

1.2.1.1 Equations simplifiées 24

1.2.1.2 Evolution de la modélisation du bilan d'eau et d'énergie des surfaces continentales 25

1.2.1.3 Vers une intégration du cycle du carbone 27

1.2.2 Télédétection des flux radiatifs ondes-courtes au-dessus des surfaces continentales 28

1.2.2.1 Historique des missions spatiales dédiées à l'étude des surfaces continentales 29

1.2.2.2 Caractérisation de la surface par satellite 29

1.3 Incertitudes et Contraintes **30**

1.3.1 Incertitudes sur la connaissance du rayonnement solaire absorbé par la surface 31

1.3.2 Contraintes pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone 34

1.4 Plan de travail **37**

En préambule de cette étude je présenterai le contexte général qui a motivé mon intérêt pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface. Je justifierai pourquoi j'ai décidé d'analyser l'apport que pouvait constituer le rayonnement solaire incident absorbé par la surface (Section 1.1). Je présenterai les outils à ma disposition que sont la modélisation de surface (Section 1.2.1) et la télédétection (Section 1.2.2). Je discuterai des incertitudes et contraintes à mes yeux à lever (Section 1.3) avant d'établir un plan de travail (Section 1.4).

1.1 MOTIVATIONS

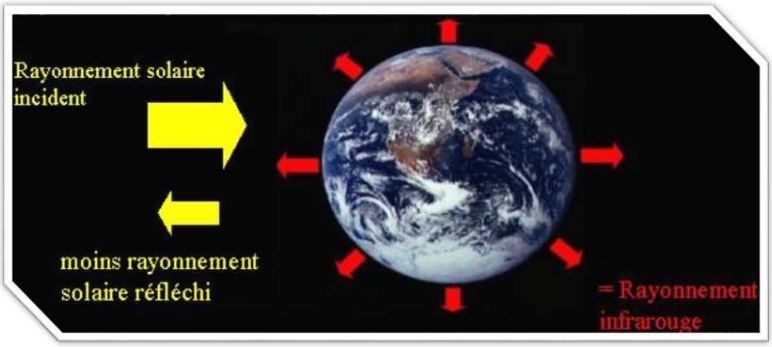


Figure 1.1: Schéma simplifié du bilan d'énergie de la Terre. La partie du rayonnement solaire incident (flèche jaune) qui n'est pas réfléchie est réémise dans l'infrarouge (flèche rouge).

La température de la surface découle du bilan d'énergie à la surface qui est régulé pour l'essentiel par le rayonnement solaire incident. D'une année sur l'autre, le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère reste constant à 0,1% près (1360W.m^{-2}). Par contre, sa distribution spatiale et temporelle à la surface du globe est fortement modulée par un grand nombre d'éléments parmi lesquels on peut citer la latitude, l'heure, le jour, les vents, les nuages, la poussière atmosphérique, le type de sol et de couverture végétale et l'intensité variable des courants océaniques.

Plus le rayonnement solaire est renvoyé vers l'espace de par ses réflexions avec l'atmosphère et la surface, plus la température de surface s'abaisse. Le bilan radiatif total dépend des interactions multiples et complexes que subissent, au sein du système couplé atmosphère, surface continentale et océan, les rayonnements solaires et telluriques. On estime qu'environ 30% de l'énergie incidente (solaire) est directement réfléchie vers l'espace par les nuages et les particules présentes dans l'atmosphère. La partie de lumière solaire qui n'est pas directement réfléchie vers l'espace (70%) sert à réchauffer la Terre en surface (voir flèches jaunes Figure 1.1). La surface ainsi réchauffée émet à son tour un rayonnement infrarouge thermique (voir flèches rouges Figure 1.1). De par la présence de gaz absorbants (vapeur d'eau, gaz carbonique, méthane et ozone), seuls 10% des rayons infrarouges parviennent à traverser l'atmosphère et à s'échapper vers l'espace. La Terre se refroidirait donc fortement sans la présence dans l'atmosphère de ces gaz absorbants. La part absorbée par l'atmosphère

terrestre est réémise vers la surface ce qui a pour effet de conduire à une température moyenne du sol de +15°C au lieu des -20°C qui seraient observés sans ce retour d'une partie des rayonnements telluriques. Ce phénomène est connu sous le nom d'effet de serre.

La distribution de la lumière solaire sur la surface du globe varie aussi sur d'autres échelles de temps pour des raisons astronomiques (selon trois cycles respectivement de cent mille ans, quarante mille ans, et vingt mille ans environ). Les différentes échelles temporelles liées aux phénomènes astronomiques et météorologiques vont piloter les tendances longues et les évolutions instantanées de la température. La période interglaciaire que nous traversons a débuté il y a environ dix mille ans. Elle a atteint sa phase la plus chaude il y a près de six mille ans. La prochaine période glaciaire devrait s'installer dans dix mille ou quinze mille ans. La variation de la température moyenne globale, entre périodes glaciaires et interglaciaires, est de 6 à 7°C, bien qu'elle puisse atteindre 20 ou 30°C dans les régions polaires. Toutefois un changement de régime d'évolution de cette température a été constaté ces dernières décennies. L'origine de ce changement a été le sujet de nombreux débats dans la communauté scientifique. Il existe cependant aujourd'hui un consensus pour affirmer qu'une simple variabilité naturelle du climat ne peut pas expliquer les changements observés tant en amplitude qu'en dynamique temporelle. L'évolution rapide du climat observée au cours du dernier siècle est corrélée à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère en lien avec les activités anthropiques. Au début de l'ère industrielle en 1750, la concentration de CO_2 était de 280 parties par millions (ppm). Elle vient de dépasser les 400 ppm, soit la concentration la plus élevée des dernières 800 000 années, et risque d'avoisiner les 800 ppm d'ici 2100. Un élément clé des débats vient de la cadence à laquelle s'opère le changement. De 1901 à 2012, la température moyenne mondiale (terre et océans) a augmenté de 1,0°C environ avec un réchauffement bien plus fort au-dessus des terres émergées qu'au-dessus des océans. La communauté scientifique dans le cadre du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) a estimé, en 2013 dans son 5ème rapport, que l'augmentation de la température à la surface de la Terre serait de 1,5 à 5°C d'ici le siècle prochain. Dans ce 5ème rapport (IPCC, 2013), un des points clé est le caractère de plus en plus probable de ces évènements. Si l'on se fie au scénario le plus pessimiste, cela signifie même que nous aurons quasiment connu la même évolution de température au cours des 200 dernières années que durant la période séparant une période glaciaire et une période interglaciaire, c'est-à-dire plusieurs milliers voire dizaines de milliers d'années. Le rythme auquel s'opère ce changement climatique adresse également des problématiques multiples en termes d'impact sur les écosystèmes, la biodiversité, la qualité de l'air, les ressources en eau, etc. Le GIEC n'exclue pas un effet d'emballement avec des changements irréversibles au-delà de 2°C de réchauffement.

Pour comprendre l'évolution du climat et du temps, il est donc essentiel de parvenir à mesurer et comprendre les interactions qui régissent l'équilibre du système Terre. La Terre est un système complexe et une composante clé est l'équilibre qui s'opère en sa limite inférieure au sein du milieu sol-végétation-atmosphère. Pour ce faire, les échanges entre surface et atmosphère sont généralement conceptualisés de manière à représenter trois cycles : un cycle

de l'énergie, un cycle de l'eau et un cycle du carbone (voir détail des équations, Section 1.2.1.1).

Il faut souligner que ces trois cycles sont étroitement reliés les uns aux autres. La Figure 1.2 décrit les relations entre cycle de l'énergie et cycle de l'eau. L'énergie provenant du soleil s'accumule dans le sol et la végétation ce qui donne une température de surface. Les précipitations alimentent en eau les couches de sol puis s'évaporent sous l'effet de la chaleur et du vent. Les plantes poussent grâce à l'énergie solaire emmagasinée et extraient de l'eau des couches profondes du sol grâce à leurs racines. Des quantités importantes d'eau et de carbone avec l'atmosphère sont ainsi échangées via la végétation. Pour se donner une idée du lien qu'il existe entre, par exemple, les cycles de l'eau et du carbone, quelques grandeurs peuvent être mentionnées. Au cours d'une année, la quantité d'eau transitant des plantes vers l'atmosphère (transpiration) est environ deux fois plus importante que celle qui transite des rivières vers les océans. Et de manière plus locale, des expériences ont montré que l'eau qui tombe un jour donné sur la forêt amazonienne est pratiquement la même que celle qui est tombée quelques jours auparavant (recyclage à 75%). En parallèle cette forêt stocke près de 118 milliards de tonnes de CO_2 par an (Baccini et al. 2012) et renvoie vers l'atmosphère des quantités aussi importantes. La problématique de savoir si la forêt amazonienne est un puits ou une source de carbone fait encore débat bien que de récents travaux penchent pour la première option (Espírito-Santo et al., 2014).

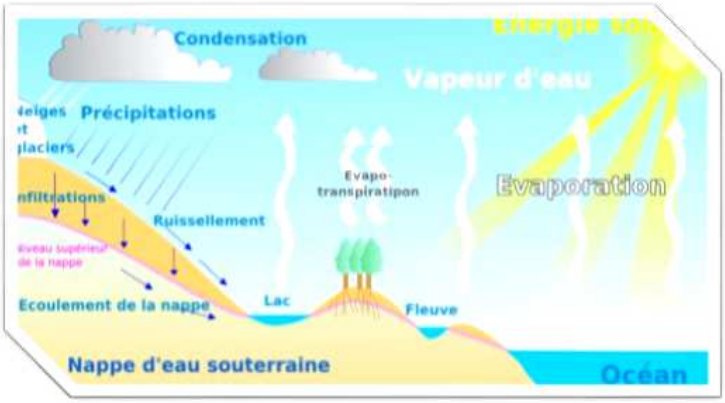


Figure 1.2: Schéma simplifié des flux d'énergie et d'eau.

Le flux solaire absorbé par la surface conditionne la partition entre les différents termes des bilans d'énergie, d'eau et de carbone et dès lors les interactions entre surface (continentale et océan) et atmosphère. Sous l'effet du flux solaire absorbé par la surface, une partie de l'eau présente à la surface (du sol sous forme d'eau libre ou des océans) s'évapore. L'eau évaporée se condense ensuite dans l'atmosphère pour former des nuages puis des précipitations (liquides ou solides). Le flux solaire absorbé par la surface régit en partie les processus d'évaporation du sol nu, d'évaporation au niveau des cours d'eau et surfaces d'eau, de sublimation de la neige et de transpiration des plantes. Le flux solaire absorbé par la surface, dépend du rayonnement solaire incident $(F^{\downarrow})$ et de la réflectivité de la surface appelée albédo de surface (α), soit la contribution $F^{\downarrow}(1-\alpha)$. Ces deux quantités sont ci-après présentées.

Rayonnement solaire incident ($F^{\downarrow}$) - La quantité de rayonnement solaire incident à la surface ($F^{\downarrow}$) varie principalement en fonction des conditions astronomiques, des conditions de nébulosité et du contenu en particules (aérosols) de l'atmosphère. Selon ces conditions, plus ou moins de rayonnement atteint la surface de manière directe ou diffuse. En condition de ciel totalement nuageux, le rayonnement solaire incident à la surface est dit diffus car provenant des multiples diffractions et réflexions du rayonnement solaire direct par les nuages.

Albédo de surface (α) - L'efficacité avec laquelle le rayonnement solaire incident est absorbé par la surface dépend de l'albédo de surface (α), ou fraction d'énergie réfléchie par la surface. Plus une surface sera sombre, plus le rayonnement solaire incident sera absorbé par celle-ci. L'albédo est compris entre 80% pour de la neige fraîche et 5% pour de la forêt dense. L'albédo de surface est une quantité clé du bilan d'énergie (e.g., Dickinson, 1995; Noilhan et Planton, 1989; Picard, Krinner, Arnaud et Lefebvre, 2012) et est de première importance pour la prévision du temps et du climat. Par exemple, Charney et al. (1977), Sud et Fennessy (1982), et Laval et Picon (1986) ont montré que la surface joue un rôle important sur le déclenchement ou le maintien de sécheresses dans la région sahélienne. Garratt (1993) a mis en évidence que l'albédo de surface est un paramètre influençant au premier ordre les simulations du climat dans les modèles couplés. Au niveau global, il a été estimé qu'une augmentation de 4% de l'albédo de la surface provoquerait une diminution de 0,7° de la température d'équilibre de la Terre (Pielke et Avisar,1990). Et de nos jours les propriétés des surfaces (dont leur albédo) changent sous la pression climatique et l'action de l'homme sur de vastes régions telles que la région sahélienne (Govaerts et al., 2008). L'utilisation de séries temporelles d'albédo satellite a permis récemment de mettre en avant une boucle de rétroaction importante sur le continent austral. Picard et al. (2012) ont estimé que le changement d'albédo consécutif à l'accroissement des précipitations neigeuses pourrait compenser jusqu'à 3°C d'élévation de la température du continent Antarctique (boucle de rétroaction positive).

L'albédo de surface est ainsi un acteur important du système climatique. Il se retrouve de ce fait au cœur d'études de géo-ingénierie sur le blanchiment de surfaces ou de modification de l'occupation des sols. Le principe défendu est de lutter contre le changement climatique en renvoyant plus d'énergie vers l'espace. Par exemple des études s'intéressent à évaluer l'intérêt de blanchir les villes ou l'intérêt de la mise en place de végétations intermédiaires (moutarde blanche, trèfle, etc.) sur les zones de culture l'hiver au lieu de laisser le sol à nu (Ceschia, HDR 2014). Toutefois, l'effet d'une telle augmentation de l'albédo de surface peut se trouver amoindri par une augmentation du signal rétrodiffusé de l'atmosphère vers la surface ; notamment en cas de présence de fortes quantités d'aérosols. L'effet direct des aérosols réside dans la diffusion du rayonnement solaire par les particules, et conduit généralement à un refroidissement du système climatique. Les aérosols, en absorbant de façon plus ou moins importante le rayonnement solaire, modifient également le profil vertical de température et ont, par conséquent, un impact sur les conditions de formation des nuages, en entraînant leur disparition ou modifiant leur extension géographique. Ce second effet est

appelé effet semi-direct. L'effet indirect des aérosols résulte quant à lui des interactions entre aérosols et nuages, qui ont eux-mêmes un impact fort sur le bilan énergétique de la Terre. Ainsi les aérosols peuvent servir de noyaux de condensation lors de la formation des nuages et agir sur leur durée de vie.

Les caractéristiques intrinsèques des différents types d'aérosol combinées avec l'amplitude de la réflectance de surface déterminent combien les aérosols contribuent à réchauffer ou refroidir le système Terre/atmosphère (Satheesh, 2002). L'albédo des surfaces brillantes amplifie le forçage positif des aérosols au sommet de l'atmosphère dû à l'accroissement de l'absorption du rayonnement réfléchi. Dès lors l'albédo de surface peut venir renforcer l'effet climatique des aérosols. Alors que les aérosols ont un effet refroidissant de par leur effet direct de diffusion sur le rayonnement, sur des surfaces très réfléchissantes cet effet peut s'inverser en présence d'aérosols absorbants. Le cas de la présence d'aérosols absorbants au-dessus des surfaces brillantes (déserts) est le seul cas où les aérosols ont pour effet direct de réchauffer le système climatique, soulignant l'importance de l'albédo de surface. Le contenu atmosphérique en aérosols est spatialement et temporellement très hétérogène, bien plus que celui des gaz à effet de serre, ce qui rend évidemment difficile toute évaluation globalisée de leurs effets radiatifs. L'effet direct des aérosols sur le rayonnement solaire incident a néanmoins été discuté à grande échelle par Stanhill et Cohen, (2001). Ces auteurs relèvent une diminution du rayonnement solaire incident à la surface de la Terre sur la période de 1950 à 1980 chiffrée à 0.51 ± 0.05 $W.m^{-2}$ par an, soit un équivalent de 2.7% par décade. Et l'augmentation des concentrations d'aérosols d'origine anthropique au cours de cette période est avancée comme étant la cause à l'origine de cette dérive. Celle-ci a également pour effet d'augmenter la fraction de rayonnement diffus atmosphérique. Toutefois cet effet fut rediscuté plus récemment par Wild et al. (2005) qui montrèrent que cette tendance ne s'applique pas au-delà des années 1980. Au contraire, ils relèvent une potentielle augmentation du rayonnement incident à la surface depuis le milieu des années 1980 qui peut être interprétée sous condition de ciel clair comme étant la conséquence d'une diminution de la charge en aérosols dans l'atmosphère, attribuée à l'application de politiques de contrôle de qualité de l'air et au déclin de l'industrie dans les pays de l'ex-URSS.

La présence d'aérosols accroît la fraction de diffus dans l'atmosphère et limite la quantité de rayonnement solaire incident à la surface ce qui agit sur l'équilibre énergétique et hydrique de la surface. Ce rayonnement absorbé intervient également directement sur le processus de conversion de l'énergie lumineuse en matière organique végétative (nommé photosynthèse) et agit sur l'équilibre des flux de carbone échangés. Mercado et al. (2009) ont estimé que l'augmentation du rayonnement diffus sur la période 1960 à 1999 consécutive à une augmentation des aérosols présents dans l'atmosphère a pu entraîner un excédent de captation de carbone par la végétation de 9.3%.

Ainsi on perçoit l'importance de suivre les flux d'énergie d'eau et de carbone à la surface notamment compte tenu des changements de rayonnement solaire incident et d'albédo de la surface qui peuvent s'opérer. La combinaison du rayonnement solaire avec

l'albédo de surface donne le rayonnement solaire absorbé par la surface. La question soulevée dans la section qui suit est de savoir quels sont les outils qui ont été développés pour connaitre d'une part ce rayonnement solaire absorbé en surface et d'autre part l'intensité des flux d'énergie, d'eau et de carbone en surface.

1.2 OUTILS

Les deux sections suivantes décrivent les outils pour évaluer le rayonnement solaire absorbé par la surface et estimer l'intensité des échanges des flux à la surface : la modélisation (Section 1.2.1) et la télédétection (Section 1.2.2).

1.2.1 MODELISATION DES FLUX D'ENERGIE, D'EAU ET DE CARBONE TERRESTRE

Au cours des dernières décennies, la recherche dans le domaine des systèmes couplés (c'est-à-dire dans la modélisation des interactions entre l'atmosphère, l'océan et la surface continentale) a évolué à un rythme rapide en raison notamment de progrès dans la connaissance des phénomènes physiques mis en jeu et de l'accroissement des moyens informatiques. Cette modélisation couplée est devenue dès lors, un outil intéressant pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface.

1.2.1.1 EQUATIONS SIMPLIFIEES

Selon le premier principe de la thermodynamique les pertes et les gains d'énergie d'un système s'équilibrent. Le bilan d'énergie à la surface (Figure 1.3) suit la loi de conservation de l'énergie et se calcule comme étant la somme entre le rayonnement net (Rn), le flux de chaleur sensible (H), le flux de chaleur latente (LE) et le flux de chaleur dans le sol, (G):

$$\begin{aligned} Rn &= H + LE + G, \\ Rn &= F^{\downarrow}(1-\alpha) + \varepsilon(RAT - \sigma Ts^4). \end{aligned} \tag{1.1}$$

H correspond au transfert de chaleur par convection entre la surface et l'air. Il peut être dérivé d'une formule d'aérodynamique fonction de la stabilité thermique de l'atmosphère (Louis 1979) et de la longueur de rugosité (Mascart et al. 1995). LE traduit les transferts d'énergie résultant de l'évaporation du sol nu, de la sublimation de la couche de neige et de glace, et de l'évapotranspiration de la végétation. G sert à réchauffer le sol par conduction et se calcule généralement comme le résidu de tous les flux d'énergie nécessaires pour fermer le bilan.

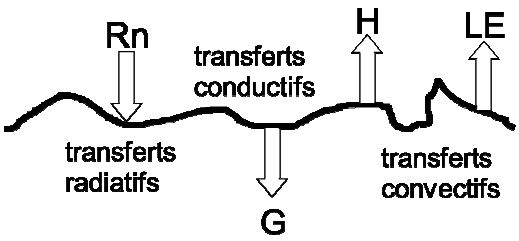


Figure 1.3: Les différentes composantes du bilan d'énergie à la surface. Rn : rayonnement net (échanges radiatifs). G : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs). H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs). LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs).

Le calcul de rayonnement net, Rn, représente l'équilibre entre les apports d'énergie dans le domaine solaire moins les pertes dans le domaine infrarouge (voir schéma Figure 1.1). C'est la somme du flux solaire absorbé par la surface (où α est l'albédo de surface, $F^{\downarrow}$ le rayonnement solaire incident) et du flux infrarouge absorbé par la surface (où ε est l'émissivité de surface, RAT le rayonnement infrarouge descendant, σ la constante de Stefan-Boltzmann et Ts la température de surface).

L'évolution de la température à la surface (dTs) au court du temps (dt) se déduit de l'évolution de cet équilibre entre les différents flux :

$$CdTs/dt = Rn - LE - H. \tag{1.2}$$

où C est la capacité calorifique du milieu. Le même type d'équations simplifiées régit l'évolution des flux d'eau et de carbone à la surface :

$$\begin{aligned} dS/dt &= P - E - R, \\ NEE &= GPP - \mathrm{Re}co \end{aligned} \tag{1.3}$$

Le bilan d'eau (ligne du haut, Equation (1.3)) s'effectue à la surface en fonction des apports et pertes d'eau, en un point et sur une période donnée. Les apports proviennent des précipitations (P). Les pertes sont essentiellement dues à l'évapotranspiration (E) et au ruissellement (R) de surface et subsurface. Ainsi, l'évolution du stock d'eau continentale (dS) au cours du temps (dt) est étroitement liée au bilan d'énergie par le flux LE dans lequel la végétation intervient de par la transpiration des plantes.

Le bilan de carbone est représenté par la ligne du bas de l'Equation (1.3). Les échanges nets (NEE) de flux de CO_2 entre écosystème et atmosphère sont fonction de l'équilibre entre les flux de CO_2 entrants (CO_2 fixé par la végétation soit la production primaire brute nommée GPP) et des flux de CO_2 sortants (CO_2 émis par le sol soit la respiration de l'écosystème nommée $\mathrm{Re}co$). L'efficacité des échanges de flux de CO_2 est principalement fonction des conditions hydriques et thermiques résultantes des bilans d'énergie et d'eau.

1.2.1.2 EVOLUTION DE LA MODELISATION DU BILAN D'EAU ET D'ENERGIE DES SURFACES CONTINENTALES

La surface continentale représente 29% de la surface de la Terre. La sensibilité des Modèles de Circulation Générale (GCM) aux processus de surface liés à la végétation fut étudiée pour l'une des premières fois à la fin des années 1970 par Charney et al. (1977). Ces auteurs montrèrent que des modifications d'albédo de surface dans la bande tropicale pouvaient avoir un impact significatif sur la circulation générale et sur la localisation spatiale des précipitations. L'année suivante Deardorff (1977) montra l'apport de l'introduction explicite de la végétation pour le calcul de la température de surface et par conséquent dans le calcul des flux de chaleur sensible et latente. Shukla et Mintz (1982) mirent en avant qu'un changement de contenu en eau dans le sol influe sur le climat. Rutter et al. (1971), Seller et Lockwood (1981) démontrèrent la forte dépendance des bilans hydriques et énergétiques avec la physiologie et la morphologie de la végétation. Puis, Sud et al. (1988) montrèrent qu'un changement de rugosité de la végétation pouvait altérer la répartition spatiale des pluies convectives. Et plus récemment, Douville et al. (2000) ont montré que la prise en compte de l'évolution des propriétés physiologiques et structurelles de la végétation pouvait avoir un impact marqué sur le climat à l'échelle régionale.

Motivée par ces études, toute une génération de schémas de surface vit le jour dont certains plus spécifiquement dédiés à l'amélioration de la prévision numérique du temps et du climat. Parmi ces modèles, on peut citer BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) développé par Dickinson et al. (1986) couplé au modèle de climat du NCAR (National Center for Atmospheric Research). D'une complexité comparable et disposant de deux bilans d'énergie séparés pour le sol et la végétation vinrent également : le modèle SisPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfert model ; Braud et *al. 1995b*) et le modèle SiB (Simple Biosphere model, Sellers et *al. 1986*) ayant en plus un transfert radiatif détaillé du rayonnement dans la canopée. Dans cette famille de modèle, nous trouvons le modèle de surface ISBA (Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere) de Météo-France (Noilhan et Planton, 1989). Ce modèle peut paraître plus simple sous certains aspects (thèse S. Morel, 2003), notamment de par son transfert radiatif dans la végétation qui est particulièrement simplifié par rapport à SiB. On y trouve également qu'un seul bilan d'énergie pour le sol et la végétation qui sont vus de manière agrégée. Cette simplification était justifiée à l'époque par des contraintes de temps de calcul ; le modèle ISBA est en effet utilisé comme schéma de surface à la fois des modèles opérationnels de prévision du temps et des modèles de climat de Météo France.

Concernant la qualité de ces modèles, le programme d'intercomparaison PILPS (Project for Intercomparison of Land-Surface Parametrization Schemes) confronta les différents schémas de surface. Il ressorti de cet exercice un écart moyen entre les schémas de $10W.m^{-2}$ sur le rayonnement net, de 2°C sur la température de surface et de $25W.m^{-2}$ sur les flux de chaleur sensible et latente (Chen at al., 1997). Ce type d'initiative a été repris sur l'Afrique entre 2004 et 2007 (programme ALMIP – African monsoon multidisciplinary analyses Land surface Model (LSM) Intercomparison Project) par Boone et al. (2009). La déviation standard sur les différences de température de brillance de surface entre 8 modèles de surface fut estimée à environ 1°C. Enfin, Abramowitz (2012) met actuellement en place l'outil PALS

(Protocol for the Analysis of Land Surface models) d'intercomparaison afin de permettre de confronter facilement les performances de chaque modèle de surface (http://www.pals.unsw.edu.au).

Concernant les développements de la modélisation de surface à Météo France, quatre modèles sont venus se greffer ces dernières années à une plateforme d'accueil nommée SURFEX (Masson et al., 2013). On dénombre aujourd'hui :

- un modèle pour les mers et océans ;
- un modèle de lac (FLake; Mironov et al., 2010) qui représente un profil vertical d'échange d'énergie sur la profondeur de la colonne d'eau ;
- un modèle de surface ISBA avec la possibilité d'activer une végétation dite interactive (Calvet et al., 1998) pour simuler les échanges de carbone entre la surface et l'atmosphère (détaillé dans la section ci-après) ;
- un schéma de ville TEB (Town Energy Budget) qui simule les échanges radiatifs et turbulents entre la surface et l'atmosphère au-dessus des villes.

Concernant le bilan d'énergie sur les surfaces terrestres, la version standard du schéma ISBA utilise une approche mélangée en surface (sol plus végétation) avec 3 couches dans le sol. La couche superficielle de surface est fixée à 0.01m. Puis s'ajoute une couche dont la profondeur varie en fonction de la profondeur racinaire de la végétation et une couche profonde. Plus de détails sur le schéma ISBA sont fournis dans Noilhan and Planton (1989), Douville et al. (1995), Boone et al. (2000) et Masson et al. (2013).

1.2.1.3 VERS UNE INTEGRATION DU CYCLE DU CARBONE

Le couvert végétal est un lieu d'échange avec l'atmosphère de flux d'énergie, d'eau et de carbone. Rappelons que la végétation, via la photosynthèse est à l'origine de l'oxygène dans l'atmosphère. De nos jours la végétation continue à réguler le cycle du carbone qui est étroitement lié au cycle de l'eau et au bilan d'énergie à la surface. Ce couplage important entre la biosphère terrestre et l'atmosphère a conduit la communauté scientifique à aller plus loin que le bilan d'énergie et d'eau.

A la fin des années 1980, certaines générations de modèles de surface continentale ont évolué afin d'inclure également les processus biogéochimiques responsables de la croissance et de la sénescence de la végétation : MOSES (Met Office Subsurface Exchange Scheme ; Cox et al., 1998), ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems ;

Krinner et al., 2005), SiB2 (Sellers et al., 1996) et ISBA-A-gs (Calvet et al., 1998). Tous ces modèles visent à représenter les échanges de carbone entre la biosphère terrestre et l'atmosphère et tendent à simuler la réponse de la végétation à une évolution des conditions climatiques et en particulier à une augmentation du CO_2 atmosphérique. Les modélisations de la surface sont ainsi devenues de plus en plus complexes au fil des années (Dai et al., 2003; Sellers et al., 1996) pour prendre en compte les rétroactions entre l'atmosphère et la surface d'une part et entre le cycle du carbone et le cycle de l'eau d'autre part.

Le module A-gs ('A' pour Assimilation nette de CO_2 et 'gs' pour conductance stomatique) du schéma ISBA a pour vocation de simuler les échanges décrits plus haut de CO_2 entre l'atmosphère et la végétation. Un objectif est d'identifier la part du CO_2 qui est d'origine anthropique de celle qui est d'origine naturelle de par la connaissance de la contribution naturelle de la végétation. Le calcul de la conductance de la canopée se fait de façon plus complète que dans la version standard (Jacobs, 1994) ce qui apporte aussi une valeur ajoutée sur la qualité des simulations atmosphériques à l'échelle régionale (Noilhan et al., 2011) ou des débits des fleuves (Szczypta et al., 2012). Plusieurs options sont activables pour modéliser l'évolution de la végétation de manière dynamique d'une année à l'autre en fonction des conditions climatiques, ou encore pour représenter les stocks de biomasse dans les différents réservoirs du sol et des plantes.

1.2.2 TELEDETECTION DES FLUX RADIATIFS ONDES-COURTES AU-DESSUS DES SURFACES CONTINENTALES

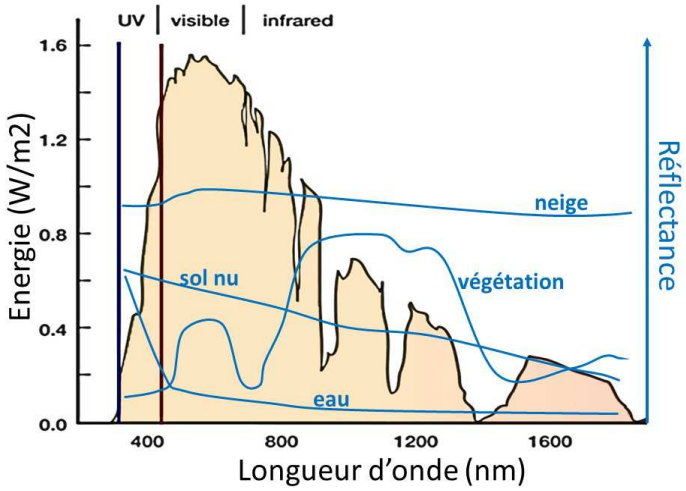


Figure 1.4: Energie solaire incidente fonction de la longueur d'onde superposée à quelques signatures spectrales typiques (neige, végétation, sol nu et eau).

En parallèle de l'évolution de la modélisation des processus inhérents aux surfaces continentales, des moyens puissants d'observer la Terre depuis l'espace se sont également développés durant ces dernières décennies. Au même titre que la modélisation, la télédétection de la Terre à grande échelle constitue ainsi un outil relativement récent pour le suivi des flux échangés à la surface. Le domaine ondes-courtes dit domaine solaire correspond à des longueurs d'ondes inférieures à 2µm pour lesquelles les capteurs satellitaires optiques se sont employés à discrétiser les signatures spectrales de surface. La Figure 1.4 présente ces

signatures spectrales pour quelques surfaces types. A travers ces signatures bien différentes les unes des autres peut être perçu l'intérêt de ce type de télédétection.

Après un bref rappel des missions spatiales historiques dédiées à la mesure des propriétés de surface, je présenterai ci-après les principes méthodologiques.

1.2.2.1 HISTORIQUE DES MISSIONS SPATIALES DEDIEES A L'ETUDE DES SURFACES CONTINENTALES

Quelques années après le lancement du premier satellite artificiel autour de la Terre (Spoutnik 1957), les satellites TIROS (Television Infrared Observation Satellite) et NIMBUS (d'après le nom latin pour nuage de pluie) fournirent au début des années 1960 les premières images satellitaires rafraîchies à fréquence régulière de la Terre. Ces images furent utilisées pour la première fois en prévision météorologique. Et le programme de satellites en orbite polaire de la NOAA (National Oceanic and Atmosphere Administration) vit le jour en continuité de la série TIROS. En 1972, le satellite LANDSAT (LAND SATellite) dédié à l'observation de la surface continentale fournit des images à 80m de résolution dans plusieurs bandes spectrales. En 1975, le premier satellite météorologique géostationnaire de la série GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) fut mis en orbite. Au niveau européen, les programmes d'observation de la Terre furent engagés dans le domaine optique avec METEOSAT (1977) et SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre, 1981). Puis des années 1980 à aujourd'hui, les missions satellitaires se sont multipliées ce qui a permis d'accroître la capacité d'observation de la biosphère. De manière non exhaustive peuvent être cités divers programmes : AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, e.g., Csiszar et Gutman, 1999; Strugnell et Lucht, 2001), POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances, e.g., Leroy et al., 1997), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, e.g., Justice et al., 1998; Strahler et al., 1999; Schaaf, 2002), MVIRI (Meteosat Visible and Infrared Imager, e.g., Ba et al. 2001; Pinty et al., 2000), SPOT/VEGETATION (l'instrument VEGETATION à bord du satellite SPOT, e.g., Samain et al., 2007), SEVIRI/MSG (l'instrument Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager à bord du satellite Meteosat Second Generation, e.g., Geiger et al., 2008; Carrer et al., 2010), et MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer, e.g., Taberner et al., 2010).

Quand on s'intéresse au fonctionnement du système Terre et que l'on vise notamment à quantifier l'importance du flux absorbé à sa surface, le développement à l'échelle mondiale des réseaux d'observation de la Terre depuis l'espace est d'un intérêt majeur. L'observation satellitaire offre une vision globale, très riche du système terrestre dans son état actuel. Dans le domaine optique visible, elle renseigne sur l'évolution de l'ensoleillement ou de l'état des propriétés des surfaces.

1.2.2.2 CARACTERISATION DE LA SURFACE PAR SATELLITE

L'interprétation des observations satellitaires ne peut se faire de manière directe. Les observations satellitaires doivent en effet être d'abord transposées en variables analysables (indices empiriques ou grandeurs physiques). Diverses méthodes existent pour représenter des

grandeurs caractérisant la surface. Elles font appel à des algorithmes numériques aux fondements physiques afin d'inverser des modèles conceptualisant la surface ou l'atmosphère. Ces algorithmes sont relativement jeunes et ont commencé à émerger dans les années 1980. Pionnier en la matière et aussi l'un des plus simples est l'indice NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Il se calcule par un simple rapport entre les bandes proches infrarouges et visibles. Même s'il date du début des années 1980 et est purement empirique, il reste encore aujourd'hui le moyen le plus répandu pour caractériser notamment des anomalies de végétation dues à des sécheresses.

Aussi, plusieurs initiatives internationales ont été engagées pour avoir un suivi de l'équilibre radiatif de la planète. Parmi les grands programmes, on peut citer le programme ERBS (Earth Radiation Budget Satellite – de 1984 à 2005) de la NASA qui visait à comprendre comment l'énergie émise par le Soleil est absorbée puis re-émise par la Terre. Au fil de ces initiatives internationales, les algorithmes de traitement de données satellites se sont perfectionnés pour donner accès non plus à des indices mais à des grandeurs physiques de surface (température, fraction de végétation, albédo de surface, rayonnement incident, quantité de feuille par mètre carré, etc.). Toutefois, nous relèverons que les produits satellites de surface sont estimés de manière indépendante les uns des autres. Et les inconsistances qui en émanent peuvent induire une non-fermeture du bilan d'énergie mesuré (Liu et al., 2014) préjudiciable à l'étude et au suivi des équilibres climatiques. Ainsi, un programme porté par EUMETSAT (EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites) se construit en Europe depuis 1999 au travers de centres d'expertise décentralisés (les SAFs – Satellite Application Facilities ; Trigo et al., 2011) avec comme objectif d'assurer la continuité à long terme et la pleine consistance entre les différents produits satellitaires. La consistance signifie, par exemple, utiliser comme donnée d'entrée pour la restitution d'un produit flux solaire incident à la surface, la restitution de l'albédo de surface issue du même instrument satellitaire. A ma connaissance ce type d'initiative visant à disposer d'une synergie entre la qualité des différents produits issus d'un même instrument caractérisant la surface est unique.

L'héritage de ce travail algorithmique permet d'atteindre aujourd'hui une précision sur ces variables satellitaires de surface en sortie généralement inférieure à 10%. Une telle qualité de produits est cependant relativement récente. Elle ouvre en tout cas la voie à de nouvelles perspectives d'utilisation pour les modèles de prévision du temps et du climat.

1.3 INCERTITUDES ET CONTRAINTES

Comme nous venons de le voir, l'albédo de surface combiné au flux solaire incident permet d'avoir accès au flux solaire absorbé par la surface (voir terme $F^{\downarrow}(1-\alpha)$, Equation (1.1)). Cette quantité de flux absorbé influence dès lors la partition de l'énergie disponible en surface entre les flux turbulents de chaleur latente et de chaleur sensible et le flux de chaleur dans le sol, ainsi que l'équilibre entre les précipitations, l'évaporation, le ruissellement et

l'évolution du contenu en eau du sol. L'équilibre énergétique et hydrique qui en découle pilote en partie le cycle du carbone.

Je me propose dans ce manuscrit d'évaluer l'apport de la cartographie de la dynamique du flux solaire absorbé par la surface et plus particulièrement sa partie végétative pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone. Pour ce faire je ferai appel à l'observation satellitaire et à la modélisation. Des estimations des flux échangés à l'interface sol-végétation atmosphère peuvent être délivrées par des modèles de surface (voir Section 1.2.1). Sont listées ci-dessous les principales incertitudes et contraintes qui peuvent rendre cette tâche délicate.

1.3.1 INCERTITUDES SUR LA CONNAISSANCE DU RAYONNEMENT SOLAIRE ABSORBE PAR LA SURFACE

Incertitudes sur la détermination du rayonnement solaire incident - Une première source d'incertitude pour la caractérisation du rayonnement absorbé par la surface peut provenir de la connaissance du rayonnement incident à la surface. Les modèles atmosphériques servant pour les prévisions du temps et du climat délivrent, entre autres, des estimations de rayonnement incident à la surface. Ces estimations sont cependant entachées d'erreur. Et il peut s'avérer coûteux en temps de calcul d'utiliser ces modèles dédiés à l'étude de la circulation atmosphérique pour des applications particulières liées à l'étude de ce qui se passe proche de la surface. Afin de s'affranchir de ces contraintes, les modèles de surface peuvent être utilisés non pas en mode couplé à un modèle atmosphérique mais plutôt en mode offline ; c'est-à-dire forcé par des champs atmosphériques observés ou issus d'analyses particulières qui sont généralement de qualité supérieure aux mêmes champs issus des modèles atmosphériques. Par exemple il existe sur la France une analyse au pas de temps horaire, à la résolution de 8*km*x8*km*, basée sur une combinaison de données « modèle » et de données observées issues d'environ 600 stations de mesure. Cette analyse, nommée SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige), fournit la température, l'humidité, les précipitations, le vent, la pression atmosphérique et les rayonnements incidents infrarouge et visible (solaire) nécessaires pour forcer un modèle de surface de type ISBA (Durand et al. 1993, 1999 ; Le Moigne 2002). L'avantage principal de disposer d'une bonne qualité à hautes résolutions spatiale et temporelle sur les paramètres d'entrée du modèle de surface est de conduire généralement à une restitution fine des flux d'énergie, d'eau et de carbone. Pour autant, ce type d'analyse n'est disponible qu'en temps différé de plus d'un mois et nécessite de faire appel à un réseau d'observations densifié qui n'existe pas pour de nombreuses régions du globe. Ainsi, l'utilisation de données satellites pour représenter le rayonnement solaire incident peut constituer une alternative qui mérite d'être étudiée. La contrainte de disposer de données décrivant l'évolution de l'ensoleillement au cours de la journée écarte d'emblée l'utilisation de systèmes polaires d'observation. **L'unique alternative reste aujourd'hui l'utilisation de données issues d'un satellite géostationnaire**, ce qui est assuré sur l'Europe et l'Afrique par MSG (voir Figure 1.5).

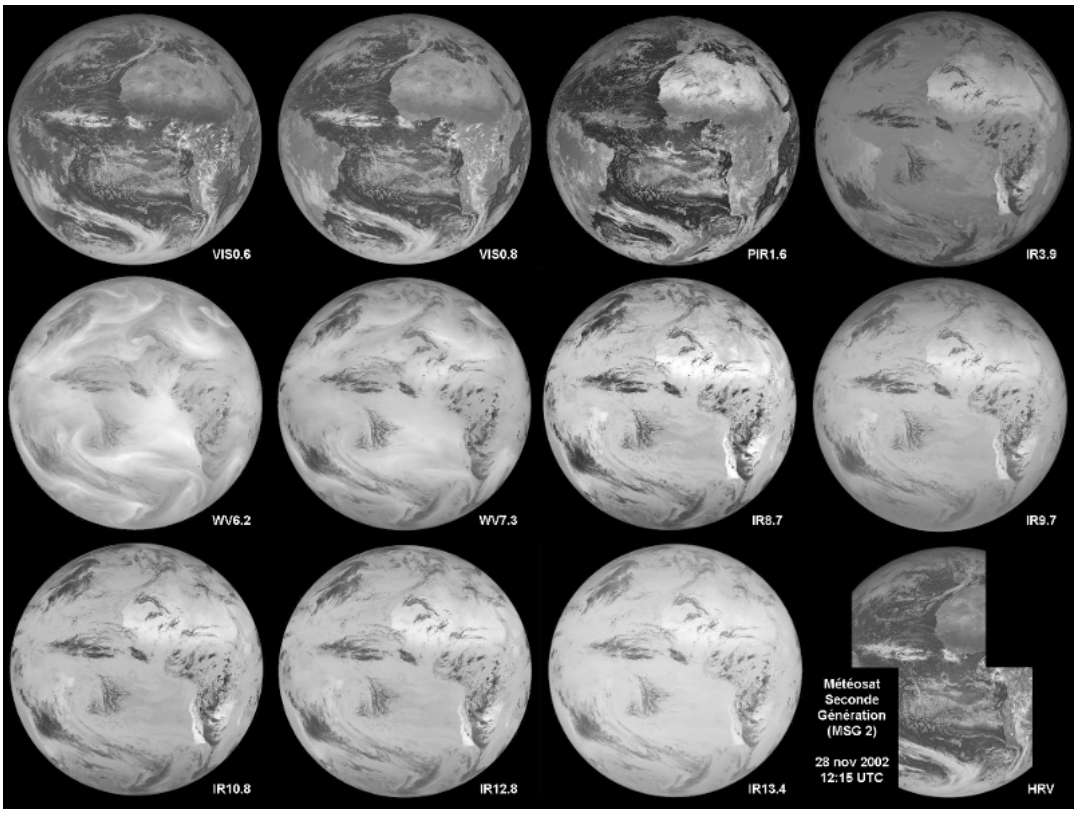


Figure 1.5: Visualisation de la Terre des 12 bandes du radiomètre imageur SEVIRI le 28 novembre 2002 à 12h15UTC. Les images de l'hémisphère terrestre sont disponibles tous les quarts d'heure dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique à la résolution de 3 km sous le satellite à 5 km aux latitudes moyennes.

Incertitudes sur l'albédo de surface - Si on s'intéresse au rayonnement solaire absorbé en surface, une autre source d'incertitude peut provenir de l'albédo de surface. Ce paramètre évolue d'un type de végétation à l'autre et dynamiquement en fonction de l'état phytosanitaire de la végétation ou de l'humidité du sol. Si le rayonnement solaire incident pouvait être tiré d'un modèle atmosphérique, il n'existe pas encore de modèle pour prédire l'évolution de l'albédo de surface. Les estimations de ce paramètre sont issues d'observations *in situ* ou satellitaires. Les modèles de surface utilisent généralement une climatologie statique pluriannuelle de ce champ. Par exemple, les paramètres physiographiques de surface du modèle ISBA sont issus d'une base de données nommée ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) détenant l'information de 520 écosystèmes types visant à représenter le globe (e.g., LAI, fraction de végétation, albédo, profondeur de sol, etc.). La Figure 1.6 présente la répartition de ces écosystèmes sur l'Europe. Pour chaque écosystème est supposé un jeu uniforme de paramètres physiographiques de surface dont l'albédo (fixe dans le temps). Cette base date du début des années 1990. Pour ce qui concerne les albédos de surface, elle s'est fondée sur quelques mesures *in situ* acquises sur divers types de couverts. **Cette caractérisation statique de l'albédo de surface à l'échelle globale reste de facto grossière** et limite la qualité de la restitution des flux à la surface faite par la modélisation de surface. L'utilisation

de données issues de l'observation satellitaire peut permettre d'actualiser cette base de données. Le produit satellitaire MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) est un produit moyen sur 16 ou 8 jours et constitue de nos jours la référence dans la communauté compte tenu de sa couverture globale à 1*km*x1*km* de résolution.

Toutefois, quand on aborde la problématique de la détermination du rayonnement solaire absorbé par la surface, il est préférable d'utiliser non pas un produit moyen sur 16 (ou 8) jours mais un produit albédo journalier si possible cohérent avec une restitution de rayonnement incident. Des produits cohérents les uns par rapport aux autres, un produit rayonnement incident utilisant pour sa détermination un produit albédo de surface, peuvent en effet permettre d'atteindre la fermeture du bilan énergétique. De plus, la perspective de l'utilisation d'un albédo de surface à plus haute fréquence temporelle que l'albédo MODIS peut être séduisante. Pour accéder à l'albédo de surface, nous verrons par la suite qu'il est nécessaire de connaître les propriétés de directionalités de la surface. Cette connaissance jour par jour peut ouvrir des perspectives nouvelles notamment sur la détection des aérosols (voir Section 1.3.2).

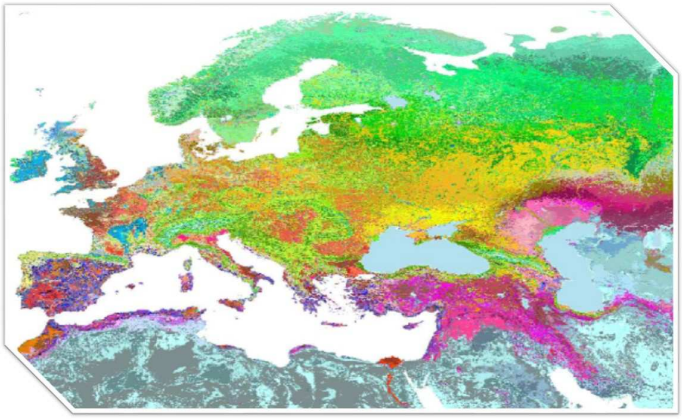


Figure 1.6: Base ECOCLIMAP sur l'Europe. Chaque couleur représente un type de couvert (520 à l'échelle globale).

Incertitudes sur la télédétection à la surface - Ainsi, la télédétection spatiale pourra être abordée dans cette étude comme moyen de mieux connaître le flux absorbé par la surface grâce aux cartographies par satellite des deux quantités rayonnement solaire incident et albédo de surface. Toutefois, il faut souligner que la caractérisation de la surface depuis les satellites n'est pas triviale ; la communauté scientifique s'y emploie depuis les années 1980 (voir Section 1.2.2). Les difficultés sont multiples dues aux effets atmosphériques, de contaminations nuageuses, de divergences entre les méthodes d'inversion, de définition des bandes spectrales d'observation, d'incertitude sur les données d'entrée (pression, vapeur d'eau, ozone, épaisseur optique des aérosols, masque nuage), etc. **Un défi est de proposer des algorithmes robustes pour l'estimation de ces quantités compte tenu de toutes ces sources potentielles d'imprécision.** Une question qui mérite d'être soulevée est de savoir à quel point deux méthodologies de restitution d'un produit (par exemple albédo de surface) utilisant deux sources différentes d'observation peuvent in fine s'accorder autour d'un même produit. Enfin, si on veut effectuer un suivi **sur du long terme** il devient important de **s'appuyer sur un projet à vocation opérationnelle.**

1.3.2 CONTRAINTES POUR LE SUIVI DES FLUX D'ENERGIE, D'EAU ET DE CARBONE

J'insisterai ici sur quelques contraintes méthodologiques que je juge aujourd'hui essentielles pour conduire à bien le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone en s'appuyant sur la cartographie de la dynamique du rayonnement solaire absorbé par la végétation.

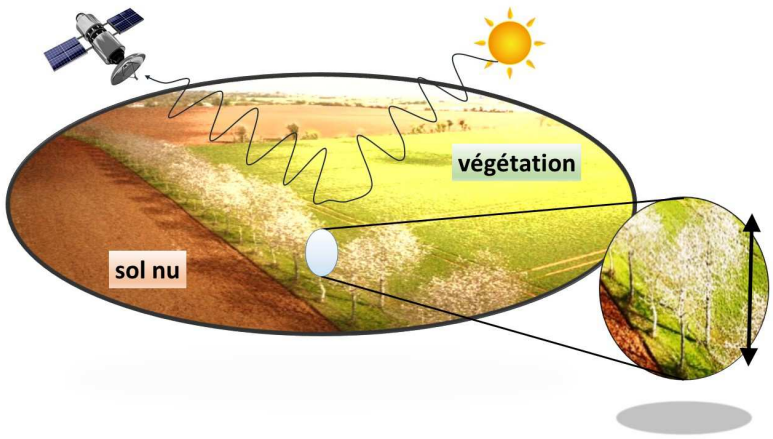


Figure 1.7: Représentation simplifiée de la surface sous deux dimensions : horizontale (sol nu et végétation) et verticale (profondeur de la canopée).

Contraintes nécessitant des développements méthodologiques – Les flux échangés à l'interface sol-végétation atmosphère peuvent être obtenus à l'aide de modèles de surface. L'inclusion d'information d'origine satellitaire pour caractériser le rayonnement solaire absorbé par la végétation peut aider à améliorer la qualité des restitutions. Toutefois cette étape peut s'avérer complexe sous certains aspects. Au-delà des aspects classiques de projections sur les mêmes échelles spatiale et temporelle, cela nécessite de parvenir à allier des représentations conceptualisées différentes. En effet, les communautés travaillant sur la modélisation ou la télédétection de surface font chacune appel à des approches conceptuelles simplifiées afin de parvenir à offrir une vision aussi correcte que possible de la réalité.

Quand on s'intéresse au rayonnement absorbé en surface, il est indispensable de bien prendre en compte les hétérogénéités horizontales et verticales de la surface (voir Figure 1.7). Les photons qui frappent une cible terrestre peuvent être vus comme se répartissant horizontalement entre des zones de sol nu et des zones de végétation. Puis la part des photons qui touche la partie végétative de la surface connaît un parcours sur la verticale de la végétation plus ou moins délicat en fonction typiquement de l'architecture de celle-ci.

La grande majorité des modèles de surface considère aujourd'hui plusieurs albédos de surface dissociés en plusieurs partitions pour représenter les spectres visibles et proche infrarouge, les composantes directe et diffuse et les composantes sol nu et végétation (Dai et al., 2003 ; Noilhan et Mahfouf, 1996). La raison de cette représentation dissociée est que la végétation et le sol nu ont des caractéristiques très différentes qui influent sur les échanges d'énergie, d'eau et de carbone de manière très différente l'un de l'autre. **Cette représentation dissocie donc les composantes du sol nu et de la végétation. A l'inverse, la mesure**

satellite restitue une vision intégrée du système sol-végétation. On comprend donc aisément que la mise en relation de ces deux visions conceptuelles très différentes de la surface puisse être source de difficulté lorsque l'on souhaite les coupler.

Par ailleurs, la composante verticale de la végétation n'est généralement pas considérée explicitement par les modèles de surface pour l'estimation des bilans d'énergie et d'eau. Néanmoins, c'est une dimension essentielle pour le cycle du carbone. La part des photons qui appartiennent au domaine solaire dit photosynthétiquement actif (PAR - [0.4-0.7µm]) et qui atteignent la végétation va être utilisée pour la production de photosynthèse de la végétation. L'absorption de ce rayonnement PAR sur la profondeur d'une canopée n'est pas linéaire et dépend de l'architecture de celle-ci. La problématique centrale qui émane pour la représentation du cycle du carbone, est que la réponse de la photosynthèse à la lumière n'est pas linéaire. Cela signifie que **la seule connaissance du rayonnement total absorbé par la végétation n'est pas suffisante pour appréhender finement le processus de photosynthèse**. Pour ce faire, il peut être fait appel à un modèle de transfert radiatif couplé à un modèle de surface simulant le flux de carbone. Typiquement, le module A-gs du schéma ISBA pourrait convenir mais cela nécessiterait d'y rénover son modèle de transfert radiatif. Si on s'intéresse à de la grande échelle, l'utilisation de modèles sophistiqués de type 3D est peu réaliste et il faut plutôt développer une approche multicouche simplifiée. Je justifierai plus en détail ce choix de modèle de transfert radiatif ultérieurement (voir Section 2.3.1). En fait un tel travail pourrait se positionner comme une réponse anticipant les recommandations de Loew et al. (2014) - *" Do we (need to) care about canopy radiation schemes in DGVMs? "* – sur l'importance de rénover les modules de transfert radiatif dans les modèles de surface qui datent pour la plupart de 20 ans.

Enfin un autre point sensible est que la nature directe ou diffuse du rayonnement conditionne aussi de manière très différente l'assimilation nette de carbone faite au sein de la plante (Mercado et al., 2009). Il semble donc crucial de bien représenter la part du diffus atmosphérique et l'évolution du diffus au sein de la végétation. En fait, l'albédo de surface pour être estimé avec précision et répondre aux spécifications GCOS (Global Climate Observing System) doit être pris comme étant la somme pondérée par la fraction de diffus d'un albédo direct et d'un albédo diffus. Cette fraction de diffus sous condition de ciel non nuageux est liée à la présence d'aérosols et la Figure 1.8 suggère une augmentation de la part du rayonnement diffus de 1960 à 1999.

Il a été décrit en Section 1.1 l'importance des aérosols sur l'évolution du rayonnement solaire incident. L'incertitude sur la présence d'aérosol implique des incertitudes sur la quantité de rayonnement solaire incident à la surface et également sur la qualité de la restitution de l'albédo de surface. De plus, les interactions multiples entre le rayonnement réfléchi par la surface et la couche d'aérosols renforcent les incertitudes sur le flux absorbé en surface. L'amplitude des réflexions multiples va dépendre des propriétés de réflectivités « environnantes » autour de la cible regardée, de l'hétérogénéité directionnelle de ces propriétés et de la concentration et du type d'aérosol présent. Il est difficile de saisir les

subtilités à ce stade de la problématique des interactions entre albédo de surface et aérosols. La directionalité du rayonnement incident est fonction de la présence d'aérosols et surtout du type ou de la coexistence de types des aérosols présents. Si nous voulons connaitre le rayonnement absorbé à la surface, la contribution des aérosols ne peut être écartée. Et chacune des entités aérosols et albédo de surface est liée à l'autre à l'endroit et autour de l'endroit étudié. De par ces diffusions multiples entre surface et aérosols, une des principales limitations de la connaissance de la présence d'aérosol dans l'atmosphère est la méconnaissance des propriétés de surface. La télédétection spatiale s'emploie via diverses méthodes basées principalement sur le contraste spatial et spectral dans le domaine optique à proposer des estimations de la présence d'aérosols. Ces estimations de concentration en aérosol sont relativement imprécises avec des erreurs qui excèdent fréquemment 25% et des taux de détection rarement au-delà des 30% (Xu et al., 2014). La détermination du type d'aérosol présent par satellite dans le domaine optique est aujourd'hui très incertaine. En conséquence, **il sera intéressant d'évaluer à quel point une meilleure connaissance de la dynamique de l'albédo de surface, et notamment de sa directionalité, pourra nous permettre d'améliorer la connaissance de la présence d'aérosols et par là même la connaissance du rayonnement solaire incident.**

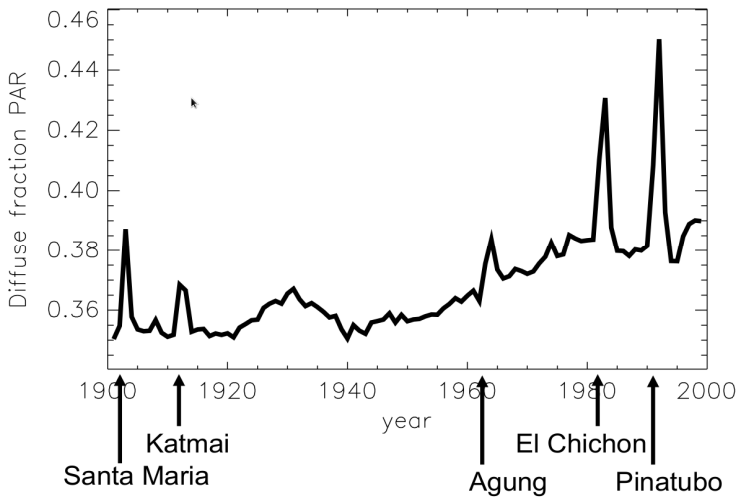


Figure 1.8: Fraction de diffus dans le PAR [0.4-0.7µm] de 1900 à 2000 simulée avec le modèle Hadley Centre Global Environmental Model (version HadGEM2-A). Les différentes éruptions volcaniques sont indiquées sur l'axe des X (figure tirée de Mercado et al., 2009)

Contraintes sur la façon d'évaluer les impacts sur le suivi des flux à la surface – Enfin, il n'est pas trivial de tirer d'une expérience unique des enseignements généraux sur la valeur ajoutée de tel ou tel paramètre pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface. Par exemple, un mode de fonctionnement offline empêche toute rétroaction de la surface sur l'atmosphère et réciproquement. Ainsi, même si la qualité des paramètres d'entrée envoyés à la surface par un modèle atmosphérique de prévision de temps (typiquement ALADIN ; Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) ou du climat (par exemple ARPEGE-Climat ; Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle - Climat) n'est pas parfaite, les rétroactions opérées peuvent potentiellement permettre de mieux révéler l'importance de certains facteurs. C'est pourquoi il semble recommandable de rester vigilant quant à l'interprétation des résultats en fonction de la configuration du modèle utilisé et selon

les domaines et les échéances plus ou moins court terme analysées (tendances sur quelques heures à celles sur plusieurs décennies).

1.4 PLAN DE TRAVAIL

Au regard des différents éléments discutés précédemment, trois axes seront donc successivement abordés dans cette étude :

Le premier axe vise à **disposer de cartographies fines du rayonnement solaire absorbé par la végétation et dès lors du rayonnement incident solaire et de l'albédo de surface**. Pour ce faire, j'utiliserai la télédétection spatiale principalement à partir du satellite MSG et je mettrai au point des algorithmes permettant d'établir le suivi de ces deux quantités (Chapitre 2). Je m'appuierai sur le programme opérationnel d'exploitation de MSG (programme LSA-SAF ; Satellite Application Facility on Land Surface Analysis) pour permettre un suivi à la fois continu et sur le long terme. Je comparerai les estimations réalisées à celles équivalentes de programmes existants. Plusieurs contraintes ont été dégagées pour l'estimation des flux d'énergie, d'eau et de carbone avec les modèles de surface : actualiser l'albédo de la base ECOCLIMAP, proposer des estimations séparées pour les composantes du sol nu et de la végétation, et développer une description verticale multicouche du rayonnement absorbé par la végétation. Je proposerai ainsi des approches permettant de mieux appréhender les hétérogénéités horizontales et verticales du rayonnement qui est absorbé en surface.

La deuxième question abordée est **de quantifier la valeur ajoutée du contrôle de cette répartition du rayonnement en surface sur la connaissance des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface** (Chapitre 3). Il s'agira à ce stade de s'appuyer sur la modélisation de surface et principalement sur le modèle ISBA. Les contraintes listées Section 1.3.2 liées à la façon d'évaluer les impacts me conduiront à confronter les résultats obtenus en mode offline avec ceux des modes couplés et à être vigilant sur l'interprétation des résultats selon les échelles de temps considérées.

Finalement, ce questionnement me conduira comme abordé dans la Section 1.3.2 à prendre la mesure de l'importance d'une autre problématique ; celle de la présence d'aérosols dans l'atmosphère. La méconnaissance des propriétés de surface est une des principales causes de l'incertitude autour de l'estimation du contenu en aérosols. Les diffusions multiples entre surface et aérosols ajoutent des incertitudes sur l'estimation du rayonnement absorbé en surface. Connaissant mieux les propriétés de surface de par l'action menée au Chapitre 2, la question abordée sera donc de savoir **quel est l'apport d'une meilleure connaissance des propriétés de surface pour la télédétection des aérosols** (Chapitre 4).

Ce travail permettra :

- **d'accéder à une cartographie détaillée du rayonnement absorbé à la surface et plus particulièrement sur la verticale de la végétation ;**
- **de quantifier les sources d'incertitudes liées au rayonnement courte longueur d'onde sur l'estimation des flux échangés à l'interface sol-végétation-atmosphère.**

Enfin, des avancées sont attendues dans le domaine de la télédétection des aérosols de par une meilleure connaissance des propriétés de surface avec une rétroaction à terme sur la précision de l'estimation du rayonnement incident à la surface.

2 TELEDETECTION ET MODELISATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE ABSORBE PAR LA VEGETATION ET DE SES HETEROGENEITES

Sommaire

2.1 Définitions 42
2.1.1 Rayonnement solaire incident à la surface 42
2.1.2 Albédo de surface 43

2.2 Méthode de restitution à partir de la mesure satellitaire et mise en œuvre opérationnelle 47
2.2.1 Traitement opérationnel 47
2.2.2 Accès à la composante instantanée du flux solaire incident 49
2.2.3 Accès à l'albédo de surface journalier 52

2.3 Estimation de la répartition du rayonnement absorbé par la végétation 73
2.3.1 Motivations et Stratégie 74
2.3.2 Répartition horizontale entre la végétation et le sol nu sous-jacent 77
2.3.3 Répartition verticale au sein de la canopée 94

2.4 Discussion et Conclusion du Chapitre 2 98
2.4.1 Discussion 98
2.4.2 Conclusion 101

En Section 1.3.1 il a été relevé que la télédétection spatiale et la théorie du transfert radiatif sont des outils qui peuvent permettre de cartographier la dynamique du rayonnement solaire absorbé à la surface. Ce rayonnement absorbé à la surface se calcule comme étant la combinaison de deux quantités : de l'albédo de surface et du rayonnement solaire incident. L'objectif de cette section sera d'établir une meilleure connaissance de ces quantités et de préparer leurs utilisations pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone. Pour ce faire, plusieurs contraintes et sources d'incertitudes avaient été identifiées en Section 1.3. Afin de lever ces difficultés :

- *je travaillerai en Sections 2.1 et 2.2 à bâtir des algorithmes robustes et précis permettant un suivi du rayonnement solaire incident et de l'albédo de surface à partir de données issues du satellite géostationnaire MSG. Ce dernier est le seul à couvrir l'Europe et l'Afrique avec une bonne répétitivité de mesure ;*
- *puis je me consacrerai en Section 2.3 à décrire les hétérogénéités horizontales et verticales du rayonnement absorbé en surface.*

2.1 DEFINITIONS

Le flux solaire (ou ondes courtes) absorbé par la surface se calcule comme une combinaison du flux solaire incident à la surface avec l'albédo de surface (voir terme $F^{\downarrow}(1-\alpha)$, Equation (1.1)). Ces deux quantités sont définies ci-après d'un point de vue théorique.

2.1.1 RAYONNEMENT SOLAIRE INCIDENT A LA SURFACE

Le rayonnement solaire incident à la surface $F^{\downarrow}$ est défini comme l'intégrale du spectre d'irradiance $E^{\downarrow}(\lambda)$ sur l'intervalle de longueur d'onde [λ_1=0.3µm, λ_2=4µm]:

$$F^{\downarrow} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E^{\downarrow}(\lambda) d\lambda \ . \tag{2.1}$$

Le spectre d'irradiance est l'intégrale angulaire hémisphérique de la radiance spectrale descendante $L^{\downarrow}(\lambda,\theta,\phi)$ pondérée par le cosinus de l'angle zénithal:

$$E^{\downarrow}(\lambda) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L^{\downarrow}(\lambda,\theta,\phi) \cos(\theta) \sin(\theta) d\theta d\phi \ . \tag{2.2}$$

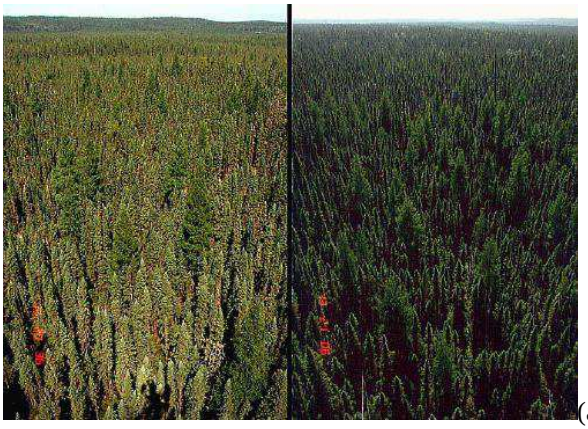
Les symboles θ et ϕ représentent respectivement les angles zénithaux et azimutaux. Le spectre d'irradiance intègre les contributions directes et diffuses du rayonnement solaire atténuées par l'atmosphère. L'intégrale spectrale de l'Equation (2.1) sur le spectre solaire fait

ressortir la dépendance de la constante solaire (F_0) en cosinus de l'angle zénithal solaire (θ_s). Le flux solaire incident peut alors s'écrire :

$$F^{\downarrow} = F_0\, v(t) \cos\theta_s T \quad , \tag{2.3}$$

où T est la transmittance effective de l'atmosphère sous condition de ciel clair ou du système atmosphère plus nuage. Le facteur $v(t)$ prend en compte les variations de distance Terre-Soleil en fonction du jour de l'année t.

2.1.2 ALBEDO DE SURFACE


(a)

(b)

(c)

Figure 2.1: Effets directionnels de surface sur : forêt d'épicéa photographiée avec soleil dans le dos (à gauche) et soleil en face (à droite) ; (b) idem pour culture de soja; (c) idem pour champs agricole travaillé.

(d'après C. Schaaf et Don Deering)

L'albédo spectral à la longueur d'onde λ d'une surface plane est défini comme le ratio entre l'intégrale hémisphérique de la radiance spectrale remontante (réfléchie) $L^{\uparrow}(\lambda, \theta_{out}, \phi_{out})$ et la radiance spectrale descendante $L^{\downarrow}(\lambda, \theta_{in}, \phi_{in})$ pondéré par le cosinus de l'angle compris entre une direction de référence et la normale à la surface :

$$a(\lambda) := \frac{\int_{2\pi} L^{\uparrow}(\lambda, \theta_{out}, \phi_{out}) \cos\theta_{out} \; d\Omega_{out}}{\int_{2\pi} L^{\downarrow}(\lambda, \theta_{in}, \phi_{in}) \cos\theta_{in} \; d\Omega_{in}} , \tag{2.4}$$

où $d\Omega_{out} = \sin\theta_{out} d\theta_{out} d\phi_{out}$ et $d\Omega_{in} = \sin\theta_{in} d\theta_{in} d\phi_{in}$. Les symboles $\theta_{out/in}$ et $\phi_{out/in}$ représentent respectivement les angles zénithaux et azimutaux du rayonnement descendant et remontant. Le dénominateur correspond à l'irradiance spectrale $E^{\downarrow}(\lambda)$.

La réflectance bi-directionnelle R est le rapport entre l'énergie renvoyée et l'énergie reçue par un milieu, pour une direction d'éclairement et une direction d'observation donnée. La Fonction de Distribution de cette Réflectance Bi-directionnelle (FDRB) décrit la manière dont la surface continentale réfléchit le rayonnement solaire. Elle décrit par exemple la manière dont un même champ peut être vu très sombre ou très brillant le matin ou le soir avec le soleil dans le dos ou en face (voir Figure 2.1). Par opposition une surface est dite lambertienne quand elle ne possède pas d'effet directionnnel ; la réflectance est toujours la même quelle que soit la configuration géométrique d'observation ou d'illumination.

En introduisant ce facteur de réflectance bi-directionnelle R , la distribution de la radiance remontante peut s'exprimer en terme de rayonnement descendant :

$$L^{\uparrow}(\lambda, \theta_{out}, \phi_{out}) = \frac{1}{\pi} \int_{2\pi} R(\lambda, \theta_{out}, \phi_{out}, \theta_{in}, \phi_{in}) L^{\downarrow}(\lambda, \theta_{in}, \phi_{in}) \cos\theta_{in} \; d\Omega_{in} \tag{2.5}$$

Et l'équation (2.4) devient

$$a(\lambda) = \frac{\frac{1}{\pi} \int_{2\pi}\int_{2\pi} R(\lambda, \theta_{out}, \phi_{out}, \theta_{in}, \phi_{in}) L^{\downarrow}(\lambda, \theta_{in}, \phi_{in}) \cos\theta_{in} \cos\theta_{out} \; d\Omega_{in} d\Omega_{out}}{E^{\downarrow}(\lambda)} . \tag{2.6}$$

Dans le cas idéalisé d'une illumination purement directe aux angles d'incidence (θ_{dh}, ϕ_{dh}), la radiance descendante est donnée par $L^{\downarrow}(\lambda, \theta_{in}, \phi_{in}) = (\sin\theta_{dh})^{-1} \; \delta(\theta_{in} - \theta_{dh}, \phi_{in} - \phi_{dh}) E_0(\lambda)$, qui résulte de $E^{\downarrow}(\lambda) = E_0(\lambda)\cos\theta_{dh}$ et

$$L^{\uparrow}(\lambda, \theta_{out}, \phi_{out}; \theta_{dh}, \phi_{dh}) = \frac{1}{\pi} R(\lambda, \theta_{out}, \phi_{out}, \theta_{dh}, \phi_{dh}) E_0(\lambda) \cos\theta_{dh} . \tag{2.7}$$

En utilisant les expressions des Equations (2.4) ou (2.6) on obtient l'albédo spectral directionnel-hémisphérique (ou "black-sky") $a^{dh}(\lambda; \theta_{dh}, \phi_{dh})$ qui correspond donc à un albédo en condition de ciel clair sans présence de rayonnement diffus:

$$a^{dh}(\lambda;\theta_{dh},\phi_{dh}) = \frac{1}{\pi}\int_{2\pi} R(\lambda,\theta_{out},\phi_{out},\theta_{dh},\phi_{dh})\cos\theta_{out}\,d\Omega_{out} \ . \tag{2.8}$$

Cet albédo dépend de l'angle d'illumination et varie donc au cours de la journée avec une course qui peut typiquement s'apparenter à une forme de "u" (maximum le matin et le soir, voir Figure 2.2). Un angle de référence pour ces produits "black-sky" albédos est usuellement pris égal au midi solaire local.

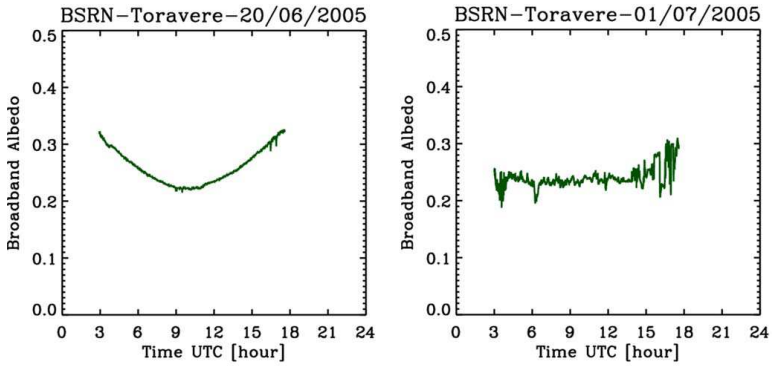


Figure 2.2: Cycle diurne de l'albédo de surface observé sous condition de ciel clair (à gauche) et de ciel nuageux (à droite) à Toravere (d'après la Figure 1 de l'Article 1 ; voir Section 2.2.3).

Pour des conditions d'illumination complètement diffuses, la radiance descendante $L^{\downarrow}(\lambda,\theta_{in},\phi_{in}) = L_0(\lambda)$ perd sa dépendance angulaire et l'irradiance devient $E^{\downarrow}(\lambda) = \pi L_0(\lambda)$. En insérant ces termes dans l'Equation (2.6) et en utilisant l'Equation (2.8), l'albédo spectral bi-hemispherical (ou "white-sky") $a^{bh}(\lambda)$ peut s'écrire :

$$a^{bh}(\lambda) = \frac{1}{\pi}\int_{2\pi} a^{dh}(\lambda;\theta_{in},\phi_{in})\cos\theta_{in}\,d\Omega_{in} \ . \tag{2.9}$$

Pour des conditions partiellement diffuses, la valeur d'albédo observé à un moment donné se trouve être une combinaison linéaire des deux albédos (directionnel-hémisphérique et bi-hémisphérique) :

$$a(\lambda;\theta_s,\phi_s) = [1 - f_{diffuse}(\lambda;\theta_s,\phi_s)]a^{dh}(\lambda;\theta_s,\phi_s) + f_{diffuse}(\lambda;\theta_s,\phi_s)\,a^{bh}(\lambda), \tag{2.10}$$

où $f_{diffuse}$ est la fraction de radiation diffuse et (θ_s ,ϕ_s) la direction du Soleil. Cet albédo peut aussi être appelé "blue sky" albédo.

Pour de nombreuses applications, la variable recherchée n'est pas l'albédo spectral mais plutôt l'albédo larges-bandes qui est défini comme le ratio des flux F montant et descendant dans un intervalle spectral donné [λ_1 , λ_2]:

$$a_{[\lambda_1,\lambda_2]} := \frac{F^{\uparrow}_{[\lambda_1,\lambda_2]}}{F^{\downarrow}_{[\lambda_1,\lambda_2]}} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\int_{2\pi} L^{\uparrow}(\lambda,\theta_{out},\phi_{out})\cos\theta_{out}\ d\Omega_{out}d\lambda}{\int_{\lambda_2}^{\lambda_2}\int_{2\pi} L^{\downarrow}(\lambda,\theta_{in},\phi_{in})\cos\theta_{in}\ d\Omega_{in}d\lambda} \cdot \tag{2.11}$$

L'albédo directionnel-hémisphérique large-bande

$$a^{dh}_{[\lambda_1,\lambda_2]}(\theta_{dh},\phi_{dh}) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} a^{dh}(\lambda;\theta_{dh},\phi_{dh})E^{\downarrow}(\lambda)\ d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E^{\downarrow}(\lambda)\ d\lambda} \tag{2.12}$$

et l'albédo bi-hémisphérique large bande $a^{bh}_{[\lambda_1,\lambda_2]} = \dfrac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} a^{bh}(\lambda)E^{\downarrow}(\lambda)\ d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E^{\downarrow}(\lambda)\ d\lambda}$ (2.13)

peuvent s'écrire comme les intégrales des quantités spectrales associées pondérées par l'irradiance spectrale. Contrairement aux albédos spectraux définis dans les Equations (2.8) et (2.9), les albédos larges bandes associés ne reflètent pas de pures propriétés de surface puisque la dépendance en longueur d'onde de l'irradiance spectrale $E(\lambda)$ intervient (voir Equations (2.12) et (2.13)). Les albédos larges bandes d'une surface non lambertienne dépendent de la distribution angulaire du flux incident, qui lui-même dépend de la concentration et des propriétés d'agents diffusant (e.g. aérosols) dans l'atmosphère et en particulier sous présence de nuages. Dès lors, il est intéressant de souligner que l'albédo de surface large bande n'est pas à rigoureusement parler une pure propriété de surface mais plutôt une caractéristique du système couplé surface-atmosphère.

Finalement par analogie à l'Equation (2.10), l'albédo large bande pour des conditions d'illumination partiellement diffuses peut s'écrire comme la moyenne pondérée par $f_{diffuse}$ des albédos $a^{dh}_{[\lambda_1,\lambda_2]}(\theta_s,\phi_s)$ et $a^{bh}_{[\lambda_1,\lambda_2]}$.

Retenons de ces définitions, que ces quantités radiatives intégrées spectralement et angulairement sont relativement complexes. Ainsi, l'estimation par satellite de cette théorie du transfert radiatif à la surface s'avère être tout sauf aisée.

2.2 METHODE DE RESTITUTION A PARTIR DE LA MESURE SATELLITAIRE ET MISE EN ŒUVRE OPERATIONNELLE

Diverses équipes se sont employées depuis la fin des années 1990 à restituer ces grandeurs radiatives par satellite en explorant divers courants (empirique, semi-empirique, statistique, etc.) sans qu'il y ait de consensus réel pour une approche plutôt qu'une autre. A partir des définitions ci-dessus, je me suis employé à mon tour au développement d'algorithmes permettant l'estimation de l'albédo de surface et du rayonnement solaire incident avec pour défi, par rapport aux initiatives passées, de proposer des estimations en quasi-temps réel sans trou quelques soit les conditions de nébulosité et assujetti d'une incertitude quantitative sur la qualité de ces restitutions. Ce besoin de produits en quasi temps réel (disponible sous 3h) est relativement nouveau et provient principalement de la communauté numérique de prévision du temps qui assimile de plus en plus de variables. De plus, un aspect novateur de ce travail est de quantifier les incertitudes de restitution sur l'albédo de surface. Le produit satellitaire d'albédo de surface MODIS ne propose à ce jour qu'une information qualitative sur la qualité de ses restitutions.

Plusieurs arguments ont milité pour l'utilisation de données MSG. Comme exposé en Section 1.3.1 la nécessité de disposer de rayonnement solaire incident à haute fréquence temporelle sur l'Europe et l'Afrique écarte d'emblée l'utilisation d'observations issues de satellites en orbite polaire. Le seul satellite géostationnaire permettant de répondre à ce besoin avec un capteur optique embarqué et couvrant l'Europe et l'Afrique est MSG. Pour l'albédo, l'utilisation de produits MODIS d'albédo de surface aurait pu être cependant suffisant. La fréquence d'actualisation de 16 jours ou 8 jours de ces produits aurait pu convenir car cette grandeur est relativement stationnaire au cours du temps. En revanche le suivi aurait été réalisé avec des variables (albédo de surface et rayonnement incident) non cohérentes entre elles (provenant de deux instruments différents). Enfin, le dernier point qui a pesé en faveur du développement d'un albédo de surface MSG était de pouvoir jauger à quel point une meilleure connaissance de la surface au jour le jour peut permettre de mieux appréhender la quantité d'aérosols présente dans l'atmosphère ; axe qui sera abordé avant de conclure l'étude dans le Chapitre 4.

A noter que le travail proposé ci-après se déroule dans un contexte scientifique et technique favorable. Ces dernières années s'est opérée la conjonction de plusieurs facteurs : l'évolution de la radiométrie instrumentale ; l'accroissement des moyens informatiques ; et l'augmentation de la qualité des prévisions du temps (un certain nombre de variables auxiliaires d'origine atmosphérique sont nécessaires à la restitution de ces paramètres satellitaires).

2.2.1 TRAITEMENT OPERATIONNEL

Pour effectuer un suivi continu dans le temps, il était logique de s'appuyer sur un programme opérationnel dans la mesure où la continuité des observations est par nature garantie.

Le programme de satellite météorologique METEOSAT offre une telle opportunité. Le premier satellite, METEOSAT 1 a été lancé le 23 novembre 1977. Depuis, six autres satellites de première génération ont été lancés. Si les cinq premiers satellites sont maintenant hors d'usage, METEOSAT 7, le dernier de la série mis sur orbite en septembre 1997 est toujours opérationnel au-dessus de l'océan Indien. METEOSAT 6 est néanmoins encore en exploitation comme satellite de réserve de METEOSAT 7. Depuis août 2002, la première génération est relayée par les satellites METEOSAT de seconde génération (MSG) beaucoup plus performants. A bord de ce satellite le radiomètre imageur SEVIRI, l'instrument principal de cette nouvelle série de satellite, transmet des images de l'hémisphère terrestre tous les quarts d'heure dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique avec une résolution spatiale variant entre 3 km sous la trace et autour de 4 à 5 km sur la France (voir Figure 1.5). Ainsi une observation toutes les 15 min est disponible en quasi temps réel à fine résolution de l'Europe, l'Afrique et l'Amérique du Sud.

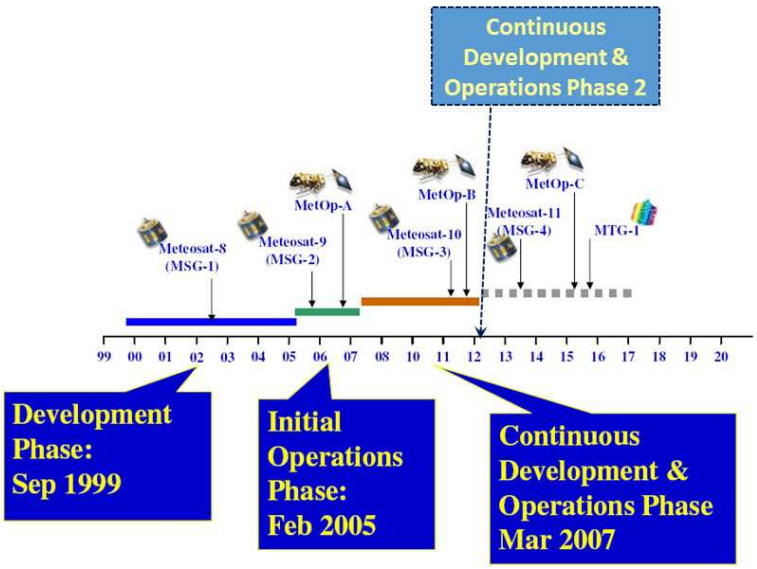


Figure 2.3: De Meteosat-8 en 1999 à MTG en 2019 en passant passant par Metop : chronologie du projet LSA-SAF actuellement en phase dite CDOP-2.

Le segment sol comprend un réseau européen de centres de développement et de traitement, appelés centres d'applications satellitaires (SAF). Il existe actuellement 8 SAFs en Europe qui se partagent des domaines de compétence scientifique. Lancé en juin 1999, le SAF qui analyse des surfaces continentales (LSA-SAF) a pour objectif de développer les techniques et les produits utiles pour l'étude de la biosphère et les interactions Terre-atmosphère (voir chronologie Figure 2.3). J'ai pris part au projet dans une phase amont ('development phase'). Les algorithmes de traitement des données satellitaires restaient à écrire et à implémenter sur une chaîne opérationnelle qui était aussi à construire. C'est ainsi que j'ai travaillé avec B. Geiger puis X. Ceamanos à la connaissance et au suivi des deux variables qui m'intéressaient : l'albédo de surface et le rayonnement solaire incident. Je présente ci-après le principe et la qualité de ces deux algorithmes de traitement que nous avons développés. Je ne m'étendrai pas ici sur les contraintes techniques de la mise en opérationnel.

2.2.2 ACCES A LA COMPOSANTE INSTANTANEE DU FLUX SOLAIRE INCIDENT

Le rayonnement solaire incident dépend de l'angle zénithal solaire, de la couverture nuageuse, et dans une moindre mesure de l'extinction atmosphérique (primordial en ciel clair) et de l'albédo de surface (Section 2.1.1).

La difficulté de la mesure par satellite de $F^{\downarrow}$ peut se résumer à l'estimation de la transmittance effective T (l'équation (2.3)). Pour ce faire, j'ai contribué au développement et à la validation de deux algorithmes (Geiger et al., 2008, Trigo et al., 2011, Carrer et al., 2012, Ceamanos et al., 2014a, et Ceamanos et al., 2014b) utilisés distinctement :

- un pour des conditions de ciel clair ;
- et l'autre pour des conditions de ciel nuageux.

Cette approche suit largement les méthodes précédemment proposées dans divers projets par Gautier et al. (1980), Frouin et al. (1989), Brisson et al. (1999), Le Borgne et al. (2005), et Le Borgne et al. (2006). Elle se différencie cependant sur l'utilisation des trois bandes MSG (au lieu d'une généralement utilisée à 0.6µm) pour l'estimation de la radiance solaire bande large au sommet de l'atmosphère avant atténuation atmosphérique (par la transmittance effective T), sur le choix des champs auxiliaires en entrée visant une estimation en temps réel, ou encore sur la résolution spatiale ou temporelle. Par exemple d'autres projets s'intéressent à fournir une estimation à partir de MSG de ce même paramètre sur océan uniquement (SAF on Climate Monitoring ; Hollmann et al., 2006) ou à l'échelle journalière ou mensuelle (SAF on Ocean et Sea-Ice ; OSI-SAF, 2005). Mon objectif d'avoir accès au rayonnement solaire absorbé par la surface concorde avec celui du projet LSA-SAF : estimer cette quantité de manière instantanée (toutes les 30 min) sur les terres émergées.

Ciel clair - En condition de ciel clair, T est estimée en fonction de la concentration de constituants atmosphériques (principalement vapeur d'eau, ozone et aérosols) et des réflexions multiples entre l'atmosphère et la surface (voir Equations (2.15) et (2.15)).

$$T = \frac{T_A}{1 - A_S A_A} \tag{2.14}$$

A_S et A_A représentent les albédos de surface et de l'atmosphère et T_A la transmittance de l'atmosphère (d'après Frouin et al., 1989):

$$T_A = e^{-\tau_{H20}} e^{-\tau_{O3}} e^{-\tau_{Aer+C02+02}} \tag{2.15}$$

La vapeur d'eau est ici tirée des prévisions du modèle du centre européen (ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). La concentration d'ozone est issue d'une climatologie satellitaire (TOMS - Total Ozone Mapping Spectrometer). Une

concentration fixe en aérosol est utilisée. Le Chapitre 4 abordera en détail cette limitation. Dès lors, il mérite d'être souligné que cet algorithme sous condition de ciel clair n'utilise pas de données satellites en dehors du masque nuage qui va renseigner le type d'algorithme à utiliser (nuageux ou clair). Le calcul du rayonnement solaire incident à la surface sous condition de ciel clair est simplement théorique en fonction de la constante solaire, de l'élévation du Soleil et de cette atténuation atmosphérique étroitement liée à la quantité fixée d'aérosols.

Ciel nuageux - En condition de ciel nuageux, T (voir Eq. (2.16)) est estimée en fonction de la transmittance de l'atmosphère T_A (calculée en fonction des constituants atmosphériques telle une transmittance en ciel clair – voir Eq. (2.15)), de la transmittance du nuage T_C, et des réflexions multiples entre nuage et surface $T_{SurfaceCloudSurface}$.

$$T = \frac{T_A T_C}{1 - A_S T_{SurfaceCloudSurface} A_C} \tag{2.16}$$

Le détail des calculs est disponible dans Geiger et al. (2008). En première approximation, T_C peut se déduire de l'albédo du nuage mesuré par satellite. Plus le nuage est brillant, plus il est supposé haut et épais, plus son albédo sera élevé et plus faible sera le flux transmis au sol. A ce niveau, quelques subtilités sont néanmoins nécessaires. L'absorption du nuage est tirée d'une relation empirique et dépend linéairement de l'albédo du nuage. De plus, la grandeur recherchée Equation (2.1) est bande large pour tout le spectre visible alors que la mesure délivrée par l'instrument satellite est réalisée sur plusieurs bandes spectrales de sensibilités relativement fines (à 0.6, 0.8 et 1.6µm pour MSG/SEVIRI). Pour transformer ces mesures spectrales en un signal large-bande sur tout le spectre visible, des coefficients de conversion sont appliqués aux radiances au sommet de l'atmosphère (Clerbaux et al., 2005). Enfin, pour les réflexions multiples entre surface et nuage, l'albédo de surface A_S de la veille calculé avec MSG est utilisé comme entrée.

Evaluation - Cette méthode a été implémentée sur la chaîne opérationnelle du projet LSA-SAF au Portugal (Trigo et al., 2011). Un exemple de restitution du rayonnement solaire incident est présenté Figure 2.4 avec une estimation toutes les 30 min sur le disque MSG. La Figure 2.5 présente une comparaison entre les estimations satellites et les mesures *in situ* réalisées sur deux journées à Carpentras et Roissy (France). Les performances de cette méthode sont naturellement meilleures en ciel clair que nuageux. Les statistiques de différences pluriannuelles sur 6 stations en Europe indiquent une déviation standard pour ce produit instantané de 40W.m^{-2} et de 110W.m^{-2} en ciel clair et nuageux respectivement. Le biais en valeur absolue est lui inférieur à 10W.m^{-2} et en valeur relative inférieur à 4%. Ces statistiques de différence sont pluriannuelles. A souligner que les estimations sont ici réalisées uniquement sur les terres émergées. Mais Ineichen et al. (2009) ont montré que ce produit sur terre est d'une qualité comparable à un autre produit dédié à couvrir les océans. L'objectif temps réel de dissémination des produits dans le projet LSA-SAF impose l'utilisation de

variables atmosphériques prévues provenant de simulations effectuées quelques heures auparavant (vapeur d'eau, pression, etc.). Ineichen et al. (2009) ont aussi comparé le rayonnement solaire incident ici développé avec des estimations faites en temps différé à partir de variables atmosphériques analysées (c'est-à-dire non prévues) et ont montré de très bons accords. Ceci signifie que la qualité des variables atmosphériques est suffisamment bonne. En fait, nous avons montré dans Ceamanos et al. (2014b) que 25% d'erreur sur l'ozone ou la vapeur d'eau n'induisait respectivement que 0.5% ou 2% d'erreur sur le calcul de la transmittance atmosphérique. Il est ressorti de ces études que la priorité pour améliorer le produit était une meilleure prise en compte des variabilités spatiale et temporelle de la charge en aérosols de l'atmosphère.

A présent, une estimation du rayonnement solaire incident est disponible toutes les 30 minutes en temps réel par satellite grâce à MSG sur l'Europe, l'Afrique et le Sud Amérique. Cette estimation est satisfaisante avec une erreur (biais relatif) inférieure à 4%. Toutefois, des axes de progression existent : en ciel clair une meilleure prise en compte des aérosols et en ciel nuageux une transmittance de nuage qui mérite d'être affinée par exemple en fonction du type de nuage.

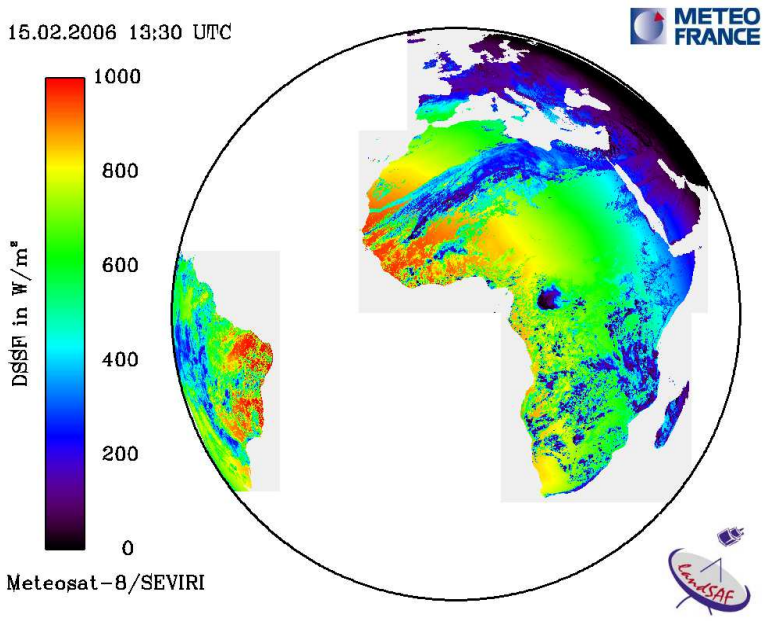


Figure 2.4: Image plein disque MSG du rayonnement solaire incident à la surface le 15 Février 2006 à 13:30 UTC (d'après Geiger et al., 2008).

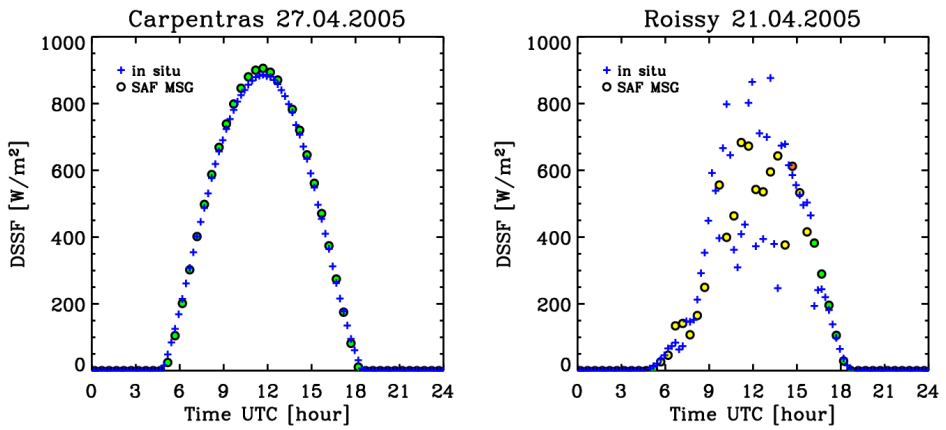


Figure 2.5: Exemple de cycle journalier de rayonnement solaire incident estimé par satellite (cercles) et mesurés *in-situ* (croix) sur Carpentras et Roissy (d'après Geiger et al., 2008).

2.2.3 ACCES A L'ALBEDO DE SURFACE JOURNALIER

Méthodologie- La méthode de restitution de l'albédo de surface que j'ai développé avec Geiger et al. (2008) est dite semi-empirique et procède en deux étapes (voir Figure 2.6) :

- dans une première étape une correction atmosphérique des radiances au sommet de l'atmosphère est faite pour obtenir les mêmes radiances au sommet de la canopée. A ce niveau, le signal est décontaminé de tous les effets atmosphériques et nous obtenons des observations pures de la surface à l'aide d'un modèle de transfert radiatif atmosphérique.

- dans une seconde étape ces radiances sont utilisées pour inverser un modèle semi-empirique représentant les contributions de surface sous la forme de plusieurs noyaux de kernel. Cette représentation simplifiée des propriétés directionnelles de la surface est utilisée pour calculer les intégrales angulaires pour l'obtention des quantités directionnelles-hémisphériques et bi-hémisphériques (voir Section 2.1.2). Enfin une conversion large-bande (ou pas) est réalisée afin d'obtenir des quantités sur les gammes de longueur d'onde du spectre visible ([0.3-0.7µm]), proche infrarouge ([0.7-2.0µm)) et solaire ([0.3-2.0µm]).

Ce type d'approche fut initié dans les années 1980 par Ross (1981) et Walthall et al. (1985), puis repris notamment par Roujean et al. (1992). Elle permet de traiter des volumes de données importants. De par la linéarité des modèles à noyaux, l'inversion du système pour l'obtention des propriétés de surface est rapide et concorde avec des contraintes techniques de temps réel. Dans cette étude j'ai utilisé le modèle de FDRB (voir Section 2.1.2) de Roujean et al. (1992) pour estimer l'anisotropie de surface, c'est-à-dire la signature directionnelle de la surface (voir Figure 2.1). Dans ce modèle, 3 noyaux sont utilisés pour représenter les composantes de surface isotrope, géométrique et volumique.

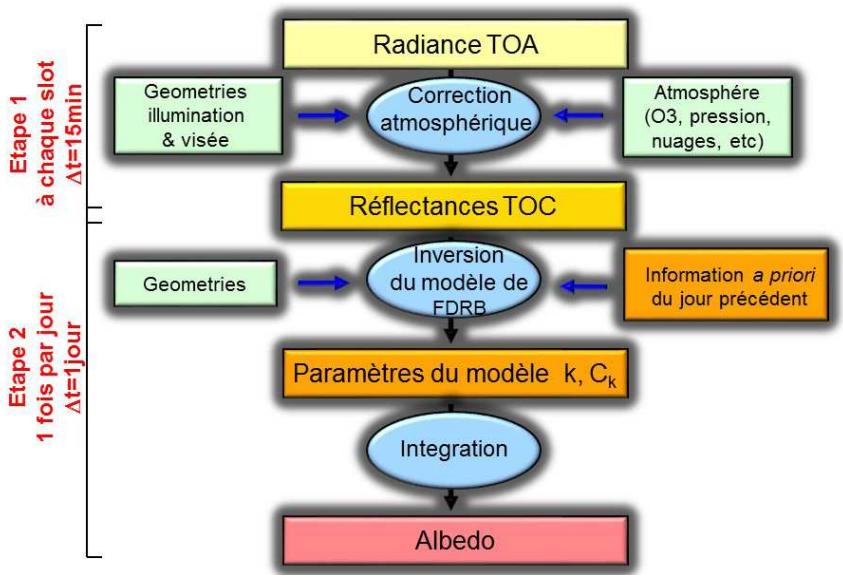


Figure 2.6: Schéma synthétique des deux étapes de traitement pour le calcul de l'albédo de surface. TOA et TOC réfèrent respectivement aux niveaux au sommet de l'atmosphère et au sommet de la canopée.

Résolution mathématique - L'objectif était d'avoir des estimations chaque jour en exploitant la haute répétitivité d'observation de MSG et de disposer chaque jour d'estimations continues sans trou quelques soit les conditions plus ou moins persistantes de nébulosité (voir exemple d'estimation Figure 2.7). Pour ce faire, une des difficultés était de propager l'information des jours précédents. L'inversion de 3 noyaux du modèle de FDRB a été réalisée à l'aide d'un filtre de Kalman qui à l'échelle journalière collecte toutes les observations faites de la surface en ciel clair (soit potentiellement 96 observations avec MSG). La sortie de cette inversion conserve une part d'information *a priori* des jours précédents (voir encadré orange partie droite Figure 2.6). Et une information quantitative sur la qualité de l'inversion est délivrée via les variances. Si un saut est observé dans les radiances de surface d'un jour à l'autre, l'amplitude des variations de l'albédo de surface dépend principalement du nombre et de la qualité des observations. Le nombre d'observations dépend des conditions de nébulosité et de la durée du jour. La qualité des observations est fonction de la géométrie angulaire et de la présence de contaminations résiduelles atmosphériques. En fonction de ces facteurs, le poids de l'information a priori du jour précédent sera plus ou moins important et la surface autorisée à évoluer de manière plus ou moins rapidement. A noter que d'un jour à l'autre le modèle d'évolution de l'albédo de surface est supposé être égal à l'identité. En revanche le poids de cette information a priori diminue selon un temps caractéristique qui a été fixé à 5 jours dans le présent travail.

Ce produit journalier d'albédo de surface basé sur l'utilisation d'un filtre de Kalman est plutôt original et a suscité au début quelques réticences de la communauté télédétection habituée à des produits moyennés sur des fenêtres glissantes classiques. C'est pourquoi j'ai également travaillé à décliner ce produit sur une autre fenêtre de temps de 30 jours ; dans ce cas une moyenne classique des estimations journalières est effectuée. Mais finalement avec du recul et le travail de validation réalisé ci-après (Carrer et al., 2010), cette approche fut acceptée d'autant plus qu'elle présente pour avantage pour la communauté utilisatrice d'avoir une information quantitative précieuse sur la qualité de l'inversion. A titre de comparaison,

les produits référence MODIS utilisent des flags de qualité uniquement qualitatifs pour renseigner de leur inversion. Une description détaillée de la méthode est disponible dans Geiger et al. (2008).

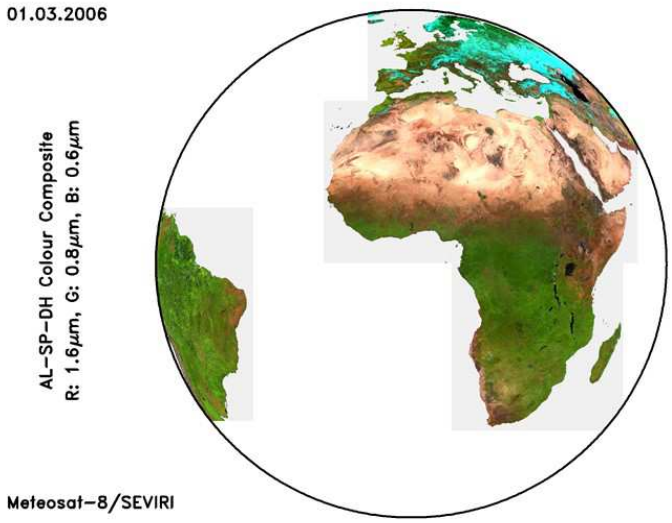


Figure 2.7: Image composite colorée à partir des albédos spectraux MSG à 0.6, 0.8 et 1.6µm le 1er mars 2006. Les zones couvertes par la neige apparaissent en couleur bleutée. Il peut être relevé l'absence de trou.

Difficultés rencontrées - L'obtention d'un algorithme robuste a nécessité un temps d'apprentissage afin de franchir quelques difficultés qui corrompaient au premier ordre les tentatives d'estimation d'albédo de surface. Avant de se lancer dans l'évaluation du produit il a fallu suivre la qualité de ce dernier et résoudre au cas par cas les embûches rencontrées. Il est difficile de classifier ces embûches selon un ordre d'importance. Je listerai ci-après quelques exemples de problèmes à franchir dans les différentes étapes de l'algorithme de calcul (voir schéma de l'algorithme, Figure 2.6).

Traitement des données d'entrées – Le calcul de l'albédo de surface se fait dans la projection originale de la grille MSG/SEVIRI qui n'est pas une grille régulière et dont les pixels possèdent des formes plus ou moins distordues. Les champs atmosphériques de pression, vapeur d'eau, etc., sont re-projetés sur cette grille. L'incertitude de géolocalisation sur le pixel MSG/SEVIRI se veut inférieure à 1/5ème de la taille du pixel. Pour autant, des soucis de géolocalisation dans la chaîne amont de traitement de données ont entrainé une erreur d'environ un pixel de décalage difficile à identifier. Pour vérifier la concordance spatiale des données satellitaires, le moyen trouvé fut d'analyser les restitutions sur les traits de côte où un fort contraste spatial existe (typiquement sur les Cantabriques).

Correction atmosphérique - Un autre obstacle qui vint corrompre les estimations d'albédo de surface provient des mauvaises décontaminations nuageuses. Cela est dépendant de la qualité du masque nuage qui est utilisé en entrée de l'algorithme. L'avantage d'avoir un produit basé sur de la donnée géostationnaire est de disposer de suffisamment d'observations pour pouvoir se permettre d'être sévère sur les critères de décontamination nuageuse. Ainsi une dilatation temporelle de plusieurs slots de ce masque nuage a permis de s'affranchir de la majorité des problèmes de présence de nuages fins fractionnés. L'autre levier a été d'écarter

du processus d'inversion de l'étape 2 les observations douteuses (car trop éloignées de la directionalité de surface du jour précédent). Au-delà des mauvaises détections de l'absence de nuage, il est apparu nécessaire de prendre en compte les effets d'ombrage de la surface par les nuages et de propager ces ombres sur plusieurs pixels en fonction des configurations géométriques d'illumination du Soleil. On notera que l'ombre portée des nuages sur la surface n'est ni une propriété de surface ni une propriété de nuage.

Une difficulté non envisagée mais pourtant extrêmement prédictible était l'occurrence d'éclipse solaire. Ce cas se présenta lors de la journée du 26 mars 2006 avec un produit albédo de surface qui devint très faible sur une diagonale parcourant le Brésil à la Russie en passant par le Nord Afrique.

D'autres contaminations résiduelles atmosphériques peuvent venir de la présence d'aérosols dans l'atmosphère. Pour la présence d'aérosol la problématique est qu'aujourd'hui il n'existe pas de prévision d'épaisseur optique de suffisamment bonne qualité. Pour m'en assurer, j'ai réalisé un test en prenant comme donnée d'entrée le produit aérosol modélisé par le projet MACC (Monitoring Atmospheric Composition et Climate) qui fait référence. L'albédo de surface MSG décontaminé de la présence d'aérosols via le produit MACC était alors de moins bonne qualité que le produit utilisant une valeur fixe en épaisseur optique. Des petites fluctuations temporelles rapides qui ne pouvaient pas se justifier physiquement venaient bruiter le produit. Ainsi, le choix arbitraire de l'utilisation d'une climatologie fixe de concentration d'aérosols fonction de la latitude est conservé pour le moment. Aucune solution n'a été trouvée jusqu'aujourd'hui même si le travail réalisé et qui sera montré au Chapitre 4 constitue une piste sérieuse. Les équipes développant le produit MODIS d'albédo de surface se sont confrontées à cette même difficulté avec peut-être plus d'impuissance, puisque leur produit intègre des observations sur plusieurs jours acquises sous divers niveaux de contamination atmosphérique en aérosol. L'utilisation des produits d'épaisseur optique des aérosols que développait le groupe d'aérosol de MODIS n'a pas dû avoir le bénéfice escompté (Lenoble et al., 2013). Car au final une décontamination basée sur l'analyse de l'ampleur des fluctuations des radiances brutes MODIS fut préférée comme décontamination de la présence d'aérosols (Vermote et al., 1997) même si ces mêmes auteurs la jugent loin d'être parfaite.

Inversion du modèle de FDRB - Les situations de présence de neige posent plusieurs difficultés sur la stratégie à adopter pour inverser des noyaux angulaires à partir d'observations décrivant deux états de surface bien différents au cours d'une même journée : une surface recouverte (ou pas) par la neige. A partir de l'information délivrée par le masque nuage du nombre d'observations en présence de neige, une inversion fut finalement réalisée soit à partir des observations sans neige soit avec les observations avec neige.

Intégration (spectrale) – Deux intégrations sont effectuées : une angulaire pour avoir les albédos spectraux à 0.6, 0.8 et 1.6µm et une spectrale pour avoir à partir de ces albédos spectraux (dits aussi bandes étroites) les albédos larges bandes visibles ([0.3-0.7µm]), proche infrarouge ([0.7-2.0µm]) et pour tout le spectre solaire ([0.3-2.0µm]). La bande d'absorption

dans le proche infrarouge de la neige complique le calcul des propriétés de réflectivité de surface larges-bandes. Ainsi, des conversions dites des bandes étroites vers les bandes larges ont été adaptées en fonction de cette occurrence de neige. Pour ce faire j'ai retravaillé sur les utilitaires de conversion et normalisation spectrale développés pendant la thèse de O. Samain (2006).

Evaluation – Une fois les difficultés ci-dessus résolues, j'ai évalué quantitativement la qualité de ces estimations d'albédo de surface par MSG en comparaison à MODIS. Ce dernier produit était composite sur 16 jours (aujourd'hui sur 8 jours). Comme précédemment annoncé, l'objectif ramené spécifiquement au cadre de cette étude était de regarder à quel point deux approches différentes (par exemple MODIS utilisant un modèle de FDRB différent) alimentées par deux sources de données satellitaires différentes pouvaient s'accorder autour d'un même produit de caractérisation de la surface. La confrontation des quantités satellitaires à des mesures *in situ* ne permet pas de trancher sur la qualité d'une restitution pour des raisons de représentativité de la mesure terrain par rapport à la taille du pixel satellite (5*km*x5*km* sur l'Europe avec MSG). Et le meilleur moyen de validation reste de comparer les produits satellitaires entre eux.

Les pages qui suivent présentent un article que j'ai publié dans la revue IEEE-TGRS (Institute of Electrical and Electronics Engineers - Transactions on Geoscience and Remote Sensing). La qualité des différents produits albédo de surface MSG y est examinée. L'article est divisé en trois parties : une Section I introductive suivie d'une présentation du matériel disponible et du protocole d'inter-comparaison (Section II). La Section III montre les résultats des comparaisons avec les produits équivalents MODIS et les mesures *in situ*. Les causes possibles de différences entre les produits sont discutées. Enfin, la Section IV conclue l'étude.

Carrer, D.*, Roujean, J.-L. and Meurey, C., 2010: Comparing Operational MSG/SEVIRI Land Surface Albedo Products From Land SAF With Ground Measurements and MODIS. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Volume : 48, Issue : 4, Pages : 1714-1728.*

Article 1 – Voir ci-dessous.

Comparing Operational MSG/SEVIRI Land Surface Albedo Products From Land SAF With Ground Measurements and MODIS

Dominique Carrer, Jean-Louis Roujean, and Catherine Meurey

***Abstract*—This study is devoted to an assessment of the quality performance of the Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA-SAF) albedo products, which are generated from the high frequency of observations now offered by the Meteosat Second Generation (MSG) geostationary satellite series. Land surface albedo products are compared against *in situ* measurements and the analogous products from the Collection 4 of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) in domains in European and Northern African regions. We find a good consistency with MODIS broadband shortwave and near-infrared directional–hemispherical reflectance (DHR) over midlatitude regions. Comparative statistics indicate biases below 0.01 in absolute and 5% in relative terms, and an average root-mean-square error (RMSE) around 0.03 for all situations, including in snow cases. The comparison for shortwave bihemispherical reflectance (BHR) shows an even better match over herbaceous cover with respective values for bias and RMSE of 0.007 and 0.012. Broadband visible BHR from LSA-SAF overestimates MODIS equivalent albedo product by 20%, which seems to be caused by remaining uncertainties in narrowband-to-broadband conversion, residual aerosol signals, and the use of a different bidirectional reflectance distribution function (BRDF) model. The commendable statistical results obtained over bright desert targets such as Northern Africa are worth noticing. Assuming that the MODIS product is a good reference, a relative bias of 10% can be judged satisfactory for the LSA-SAF snow-free broadband DHR values. In addition, quarter-hourly MSG observations better capture snow episodes, although some discrepancies appear for areas with high vegetation cover.**

***Index Terms*—Albedo, assessment, bidirectional reflectance distribution function (BRDF), geostationary satellite, land surface, operational processing.**

I. Introduction

LAND surface albedo is a fundamental quantity of the surface energy budget (e.g., [1] and [2]) with large implications for weather forecasting and climate modeling. Therefore, accurate assessment of surface albedo is crucial for both the meteorological and climate science communities. The expected accuracy for a global surface albedo product is assessed these days to 5% and is foreseen to become even more stringent in the short future. Product specifications are determined by all space agencies that support product development and the implementation of an operational processing chain for surface albedo. In this context, the European Meteorological Satellite Organization (EUMETSAT) maintains a number of decentralized processing centers called Satellite Application Facilities (SAFs) dedicated to various scientific topics; e.g., the Portuguese Meteorological Institute hosts the SAF on Land Surface Analysis (LSA-SAF). The overall objective of LSA-SAF is to provide value-added products for the meteorological, climatological, and environmental science communities, with the main applications in the domains of atmospheric fields reanalysis and climate modeling, environmental management and land use, agricultural and forestry applications, renewable energy resources assessment, natural hazards management, climatologic applications, and climate change detection (e.g., [1]).

Since 2005, the LSA-SAF ground segment routinely operates near real-time processing of data from the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) instrument onboard the Meteosat Second Generation (MSG) geostationary satellite series [3]. MSG is a spin-stabilized platform that has a repeat cycle of 15 min. Hitherto, the LSA-SAF project considers only observations from the SEVIRI instrument but will also include data from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR-3) onboard EUMETSAT Polar System (EPS), which was launched in October 2006. Data products from the LSA-SAF project comprise a catalogue of public access data sets (http://landsaf.meteo.pt) that includes daily bidirectional reflectance distribution function (BRDF) and land surface albedo products. The SEVIRI sensor offers a nadir resolution of 3 km in the shortwave channels VIS0.6, VIS0.8 and SWIR1.6 centered on 0.6, 0.8, and 1.6 μm, respectively. In these three SEVIRI spectral bands, LSA-SAF project generates directional–hemispherical reflectance (DHR) at solar noon as well as bihemispherical reflectance (BHR). These radiative products are combined to obtain broadband DHR and BHR products in the visible (0.3–0.7 μm), near-infrared (0.7–4.0 μm), and solar (0.3–4.0 μm) spectral domains to better meet the needs of the user communities.

The LSA-SAF program is primarily focused on providing data to drive improved weather forecast models and monitor the changes in land surface albedo for the European, African, and Southern American continents, which are the domains of

Manuscript received December 2, 2008; revised August 11, 2009. First published December 4, 2009; current version published March 24, 2010.

The authors are with the French Centre National de la Recherche Scientifique/Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique, Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques (CNRS/GAME/CNRM), 31057 Toulouse, France.

Color versions of one or more of the figures in this paper are available online at http://ieeexplore.ieee.org.

Digital Object Identifier 10.1109/TGRS.2009.2034530

0196-2892/$26.00 © 2009 IEEE

observation covered by the satellite MSG. The daily LSA-SAF land surface albedo product, or BHR, will enable improved diagnosis of the effects of human-induced changes in climate (e.g., Intergovernmental Panel on Climate Change [4]). After 10 years (1999–2008) of intense effort in research and development leading to improved operational capabilities, LSA-SAF surface albedo products have gained sufficient maturity to be placed at the disposal of the user communities. Product characteristics and methodology were presented in a recent study [5]. The DHR product has an absolute accuracy of 0.03 for values less than 0.15 and a relative accuracy of 20% beyond 0.15 [6]. The climate community insists on this level of performance over a broad range of spatial and temporal scales [7], [8]. This paper presents evaluations of the performances of the LSA-SAF surface albedo products at the end of the initial operational phase (e.g., [9]).

The validation exercise consists in determining the degree to which a model can provide the most accurate representation of reference data deemed to be sufficiently accurate. It proceeds via analyses of both spatial variability—i.e., the representation of the gradients at the continental scale—and temporal evolution over an annual cycle. These are, for instance, main criteria of assessment retained by the Committee on Earth Observation Satellites/Working Group on Calibration and Validation/Land Product Validation (CEOS/WGCV/LPV) initiative (http://lpvs.gsfc.nasa.gov/), aiming at ensuring long-term confidence in the accuracy and quality of Earth observation data and surface products from satellites. The primary source of ground reference data for validation is a set of independent field measurements. However, the assessment of moderate resolution satellite measurements such as those from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) is a difficult task because of the large ground-projected field of view: a single satellite measurement can only quantify radiative energy for a large area relative to field measurements [10]–[14]. Moreover, the scarcity of ground networks equipped with ground albedometers provides only a small sampling of limited areas on the Earth's surface. In midlatitude regions, the scale of homogeneity of the landscape is typically a hundred meters, which means that a large number of ground samples are needed to capture the mean and variance of the radiometry at the resolution of a satellite observation [11]–[15]. The alternative strategy chosen for this study was to assess the LSA-SAF land surface albedo products against MODIS ones that have already been validated, i.e., by deeming the MODIS product is the optimal reference standard in terms of permanence of the operational distribution during these last 10 years.

This paper is organized as follows. Section II describes the protocols used to validate MSG land surface albedo estimates from MODIS and with the support of ground measurements. Results of comparisons with MODIS spectral and broadband albedo values over Europe and Northern Africa are described in Section III, along with other qualitative comparisons, including time series of satellite BHR as a function of land cover type and for cold regions. The final section considers the quality and limitations of the operational LSA-SAF albedo products and highlights the implications of the study.

II. Comparison Protocols

A. MODIS Products

The first MODIS instrument onboard National Aeronautics and Space Administration (NASA)'s Terra (EOS AM-1) platform was launched on 18 December 1999, followed by a second MODIS onboard Aqua platform on 4 May 2002 [16]–[19]. MODIS is designed to observe and monitor changes on the Earth's surface and in the atmosphere. MODIS data (version 4) from Terra and Aqua are merged to create DHR and BHR products at a resolution of 500 m, delivered on a 16-day basis, retrieved at an 8-day frequency in the latest version 5 (V005). DRH and BHR of MODIS version 4 (V004) are considered here. They appear in seven nominal solar bands plus in three broad bands and are projected onto a sinusoidal grid. So far, studies have evaluated the performance of MODIS albedo products based on MODIS/Terra only [20] and shown that the ability to combine MODIS data [21] from both Terra and Aqua satellites has contributed to improvements in product quality and, particularly, its reliability.

The MODIS and LSA-SAF land surface albedo algorithms both rely on a kernel-driven approach. The MODIS science team selected the semiempirical BRDF model known as the RossThick-LiSparse-Reciprocal (RTLSR) model [16]–[18]. It is worth recalling briefly here that BRDF is defined as the ratio of the radiance scattered by a surface into a specified direction to the unidirectional (collimated) irradiance incident on a surface. Satellite measurements provide an estimate of the DHR through an integration of radiance measurements over multiple viewing geometries [19]. Moreover, BHR describes the total fraction of incoming solar energy reflected by a given target integrated over a sufficient period of time. Current algorithms for MODIS albedo products include an atmospheric correction scheme, the inversion of a linear semiempirical BRDF model, an angular integration of the BRDF, and the application of relationships to convert narrow into broadband albedo estimates [18]. A similar processing scheme was adopted by the LSA-SAF, which exploits clear-sky illuminated scenes available during a day from among the 96 potential SEVIRI observations. By comparison, cloud-screened MODIS scans with sequential multiangle observations collected during the 16-day synthesis period can only provide a maximum of 4 observations per day.

For the MODIS product, a backup algorithm is activated that selects a typical BRDF whenever less than seven observations satisfying cloud-screening tests are processed or if a robust full BRDF retrieval cannot be performed. For the LSA-SAF products, BRDF model parameters are constrained in time by persistent estimates using a recursive procedure. The definition of broadband albedo products for MODIS is similar to that for the LSA-SAF: MODIS and LSA-SAF DHR [or "black-sky albedo" (BSA)] both deliver integrants of the surface reflectance over all viewing geometries for a solar zenith angle at local noontime. Then, an integration of BSA over all directions of illumination provides an estimate of the BHR [or "white-sky albedo" (WSA)]. The true albedo combines BSA and WSA, with the proportion of each depending on the contribution of the sky irradiance [22].

Dissimilarities between MODIS and LSA-SAF albedo products concern the spectral bands available, the BRDF model used, sensor resolution and calibration, observation geometry, atmospheric correction and the length of the synthesis period, impacting the temporal resolution of the product. The BRDF models only differ in their geometric kernels while their volumetric kernels depart from a normalization factor; the meaning of the isotropic component is preserved to stand for a surface reflectance at zenith illumination and nadir view. Therefore, the MODIS and LSA-SAF BRDF products are comparable for snow-free situations. For the time being, the two sensors adopted a common strategy for not changing their respective BRDF model even for snow-covered scenarios, but the treatment shows some deviations however. The MODIS team has established a strategy to split the process in either snow-free pixels or snow pixels scenarios using the same BRDF model [18]. Differences appear only in the conversion coefficients. For instance, some outlier pixels representing the minority of a scenario may be discarded on a date and reconsidered on the following date. The consequence of this is spatial and temporal discontinuities in MODIS albedo maps. In contrast, the LSA-SAF albedo algorithm merges snow with snow-free pixels. The inner product is listed as contaminated by snow by having a single snow flag observation during the daily period of composition. For the sake of comparison with MODIS, LSA-SAF albedo values were arithmetically averaged over 16-day periods matching that of the MODIS product. Note that the MODIS albedo algorithm handles binary situations, i.e., it assumes totally snow free or snow-covered scenarios, while the LSA-SAF albedo algorithm considers partial snow situations within the MODIS 16-day periods. It is therefore expected that the largest discrepancies between the two products will be seen during the onset of snow episodes.

For the purpose of assessment, MODIS albedo maps were reprojected onto the SEVIRI grid, which is space view projection, then degraded in spatial resolution identically to the SEVIRI pixels. The resolution of the SEVIRI pixel is 3 km divided by the latitude cosine times the longitude cosine and the geolocation is better than one-fifth of the pixel size. The procedure was twofold: First, each original MODIS pixel was assigned to the nearest neighbor SEVIRI pixel. Then, an average of all MODIS albedo pixels assigned to the same SEVIRI pixel was calculated. The same procedure was applied to the MODIS quality flag. In the lack of quality information for the three MODIS broadband albedo values, the quality flag comes from the spectral channel having the largest weight in the narrowband-to-broadband conversion. High values of the MODIS quality flag correspond to low confidence in the albedo product. LSA-SAF BHRs were averaged over 16-day periods (details on the characteristic time scale of the products can be found in [5]). LSA-SAF pixels having a bad quality flag were discarded from the processing. The processing was achieved without iteration or information from prior model inversion runs. The strategy is to collect ground measurements over relatively homogenous surface types to represent as much as possible the albedo value at the pixel size of a moderate resolution sensor. The task is clearly less difficult over natural than over human-altered landscapes, but over Europe, this is problematic, as it is dominated by fragmented landscapes that vary at scales smaller than that of the satellite observations. The difficulty in identifying extensive homogeneous areas should be acknowledged as a limitation of this study. Consequently, this paper presents comparisons against ground measurements that should be primarily judged as qualitative in the sense that primary attention should be given to the timing of the albedo estimates and to a lesser extent to its intensity.

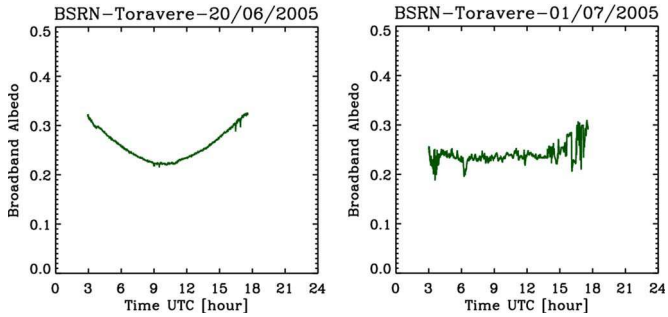


Fig. 1. Shortwave DHR measurements collected at the BSRN station of Toravere (left) on a clear day and (right) on a cloudy day.

B. Ground Measurements

The Baseline Surface Radiation Network (BSRN) (http://bsrn.ethz.ch/) is a project supported by the World Climate Research Program and the Global Energy and Water Experiment (GEWEX). Its objective is to monitor major changes in the radiation field on the Earth's surface in relationship to changes in climate. The primary uses of the data are in the validation of satellite-derived estimates of radiative fluxes and in driving and evaluating general circulation models of the atmosphere. BSRN instruments provide the highest available accuracy for measurement of solar and atmospheric radiation at high temporal resolutions of between 1 and 3 min. Currently, BSRN encompasses fewer than 40 stations located in contrasting climatic zones over the globe. This highlights the lack of conventional ground-based information and the need for global wall-to-wall satellite-based estimates. The albedo measured at BSRN stations is a "blue-sky albedo," which corresponds to the sum of the DHR and BHR values weighted by the proportion of down-welling direct and diffuse to global solar radiation, respectively [21]. It varies with illumination geometry and is a function of local time for clear sky conditions. For situations with vegetation above a nonbright soil, which is typical of many land areas, DHR decreases when approaching the local solar noon. The opposite scenario—with sparse vegetation over a bright sandy soil, which is typical in semiarid ecosystems—creates a peak at noontime. This is due to the enhanced proportion of bright soil in the sensor field of view. On a cloudy day, tower flux albedometers provide direct estimates of BHR. Fig. 1 shows a time series of DHR measured at the BSRN forested site of Toravere (Estonia) in summer on clear and cloudy days. The presence of snow beneath the canopy would reverse the shape of DHR from convex to concave (not shown).

FLUXNET is another global network but is focused on micrometeorological measurements at tower-equipped sites. It

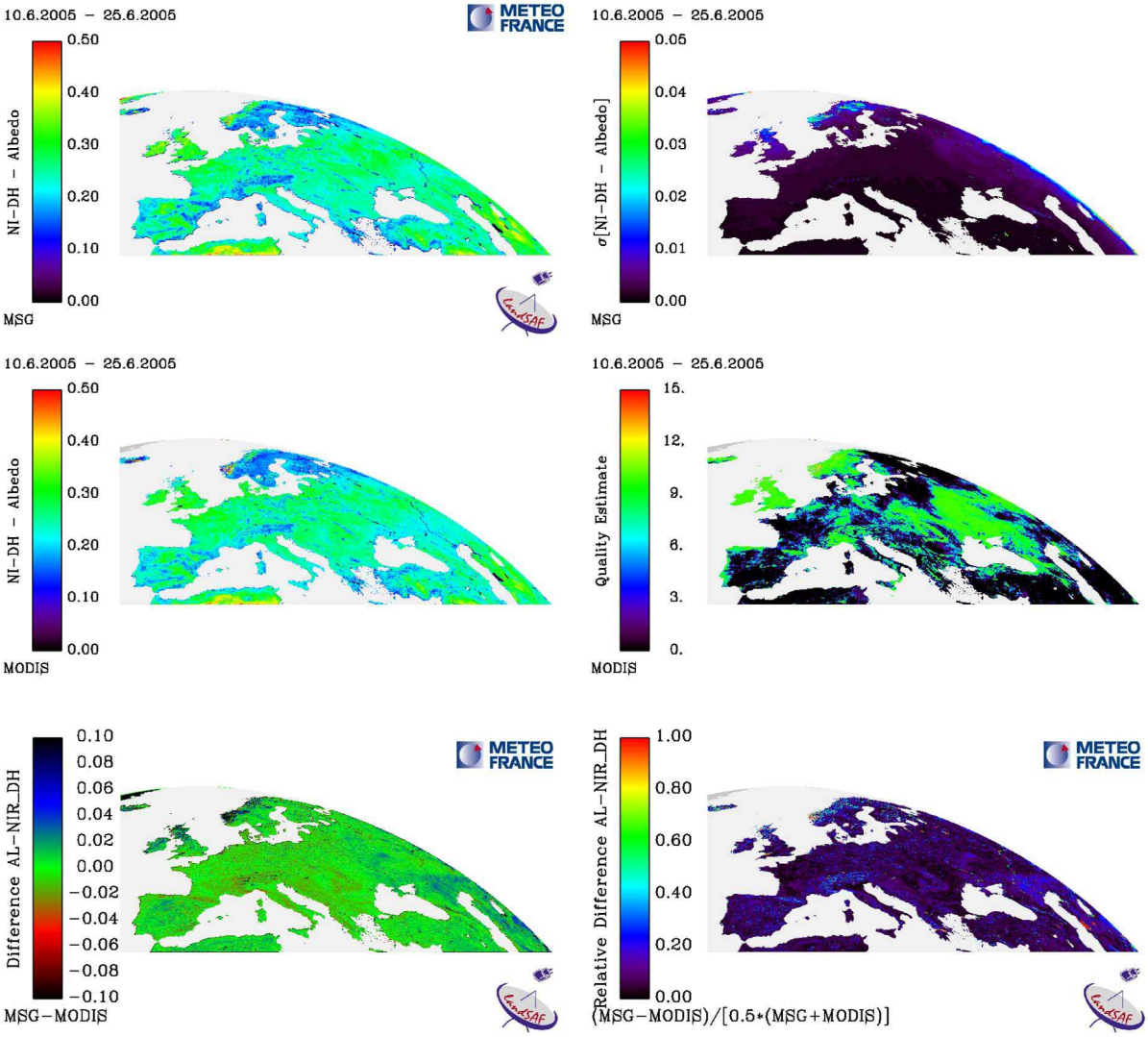


Fig. 2. Scenes of broadband near-infrared DHR for the synthesis period ranging from June 10 to June 25. Top panels: (left) LSA-SAF and (right) uncertainty estimate. Middle panels: (left) MODIS and (right) qualitative error estimate. Bottom panels: (left) absolute and (right) relative differences between LSA-SAF and MODIS.

is based on eddy covariance methods to measure the exchanges of carbon dioxide, water vapor, and energy between ecosystems and the atmosphere (http://www-eosdis.ornl.gov/FLUXNET/). Over Europe, FLUXNET is represented by the CarboEurope cluster nested measurement strategy, which was globally "the first successful effort in action in which a coherent, comprehensive integration of terrestrial and atmospheric carbon sciences has been realized at continental scale" (http://www.carboeurope.org/). CarboEurope provides atmospheric and terrestrial observations from local to regional and continental scales. The regional experiment component is important as it provides a direct link between ecological and continental scale measurements and models. The ecosystem component includes about 100 sites and is assessing in a quantitative manner the carbon fluxes of the diverse land cover types of the European continent. In particular, photosynthetically active radiation (0.4–0.7 μm) data collected at the towers supply ecosystem-level data on carbon stock changes in biomass and soil, which allows estimates of the permanence of carbon sinks.

III. Results

In this section, we present comparisons between the LSA-SAF and MODIS albedo products over contrasting environments in Europe and Northern Africa. The period selected for comparison embraces a whole year, which *a fortiori* will include snow and ice scenarios in Europe. To point out the sources of discrepancies, the exercise of comparison is extended to spectral albedo products despite differences in spectral sensitivity functions between MSG and MODIS bands. Only LSA-SAF albedo values that are issued from the operational production center are included in the analysis.

A. European Domain

Imaging Scenes: A visual inspection of the albedo, error, and difference maps in Fig. 2 reveals a well-behaved agreement between MODIS/Aqua+Terra and LSA-SAF broadband near-infrared DHR products for the 16-day period ranging from June 10 to June 25, 2005. The average difference for the whole

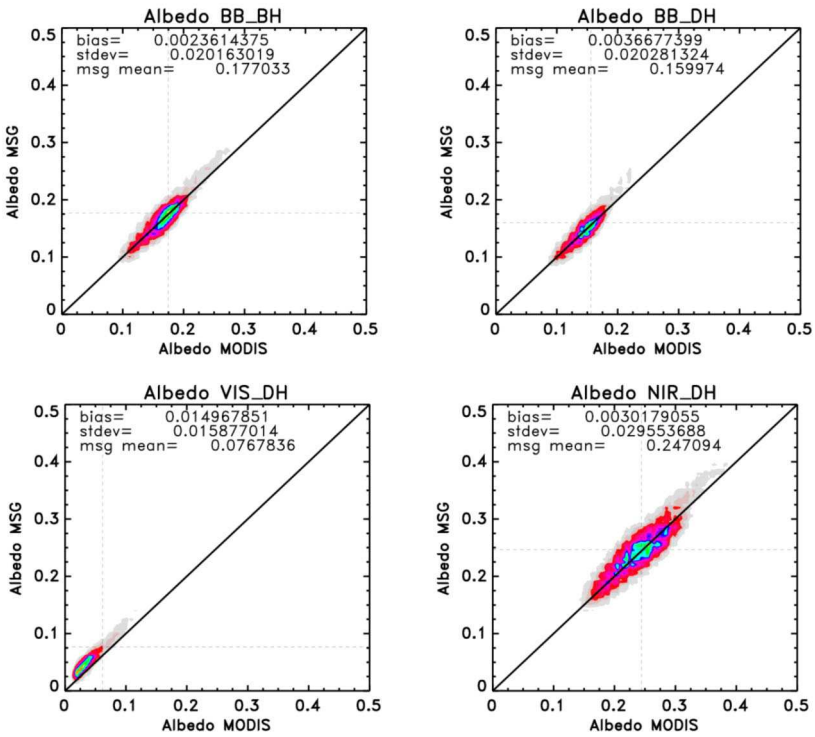


Fig. 3. Scatter plots between the LSA-SAF and MODIS broadband albedo products for the period ranging from June 10 to June 25 for the same area displayed in Fig. 2. (Top left) Total broadband BHR. (Top right) Total broadband DHR. (Bottom left) Visible broadband DHR. (Bottom right) Near-infrared broadband DHR.

maps represents less than 0.02 in absolute terms and about 10% in relative terms. We notice that differences occur in regions for which the confidence as expressed by the associated quality information is low for either one or two products. This holds true for all broadband albedo products obtained between June 2005 and September 2006, namely: visible DHR [0.4–0.7 μm]; near-infrared DHR [0.7–4.0 μm], and shortwave DHR and BHR [0.3–4.0 μm]. In fact, the broadband visible DHR from LSA-SAF often goes beyond MODIS product, which is explained by the choice of not performing an over-correction for aerosols.

LSA-SAF Versus MODIS Statistical Distributions: We perform in this section a quantitative analysis of the results by exploring the distributions of LSA-SAF and MODIS albedo estimates for the 16-day period ranging from June 10 to June 25, 2005, which corresponds to the MODIS period 161 (from the day-of-year 161 to the day-of-year 176). Standard statistics (bias and standard deviation) displayed on each graph for convenience are commented here. We only consider for this comparison the best MODIS albedo pixels, i.e., for which quality flag is equal to zero, and LSA-SAF albedo pixels having an uncertainty less than 0.1. The agreement between LSA-SAF and MODIS estimates is displayed in Fig. 3 for the DHR and BHR. These plots show that a commendable correspondence exists for both broadband near-infrared and shortwave albedo products. A clear overestimation of the LSA-SAF visible broadband DHR is conspicuous with respect to the MODIS product, with a bias of 0.015, which corresponds to 20% in relative terms. A thorough analysis of the spectral DHR and BHR estimates is also performed between MODIS and SEVIRI channels having close band centers. This concerns MODIS band 1 (0.6 μm), MODIS band 2 (0.8 μm), and MODIS band 6 (1.6 μm) (Fig. 4). For the channels centered on 0.6 and 1.6 μm, DHR shows a very small bias. At 0.8 μm, the LSA-SAF DHR provides an underestimate of about 0.017 with respect to MODIS, while the LSA-SAF BHR gives an overestimate with respect to MODIS for any spectral bands. It is worth noting that the LSA-SAF algorithm makes use of the same coefficients for the narrowband-to-broadband conversion of DHR and BHR as done for MODIS [23]. Differences in spectral sensitivities of the sensors may explain these results. Although we suspect that observed biases are more likely to be related to an effect of the angular integration. This can be due either to the utilization of different BRDF models or to differing angular sampling configurations. Due to some balancing effects between spectral bands, the biases are mitigated for short-wave broadband albedo variants (Fig. 3). These results show that the general trends obtained for any period of time between June 2005 and September 2006 are similar.

Time Series of Statistical Results: The examination of the temporal behavior of differences between LSA-SAF and MODIS albedo products within a yearly cycle is of special interest as these differences could be climatically significant. The bias and standard deviation estimated between the LSA-SAF and MODIS broadband albedo values are reported for a series of MODIS 16-day periods over an extended European domain between June 2005 and October 2006 (Fig. 5). Except for the winter period, absolute biases of total shortwave and near-infrared broadband albedo are below 0.01, which corresponds to 5% in relative terms for the whole period. The standard deviation associated with these differences was about 0.02–0.03. For a similar period, a root-mean-square error (RMSE) of 0.014

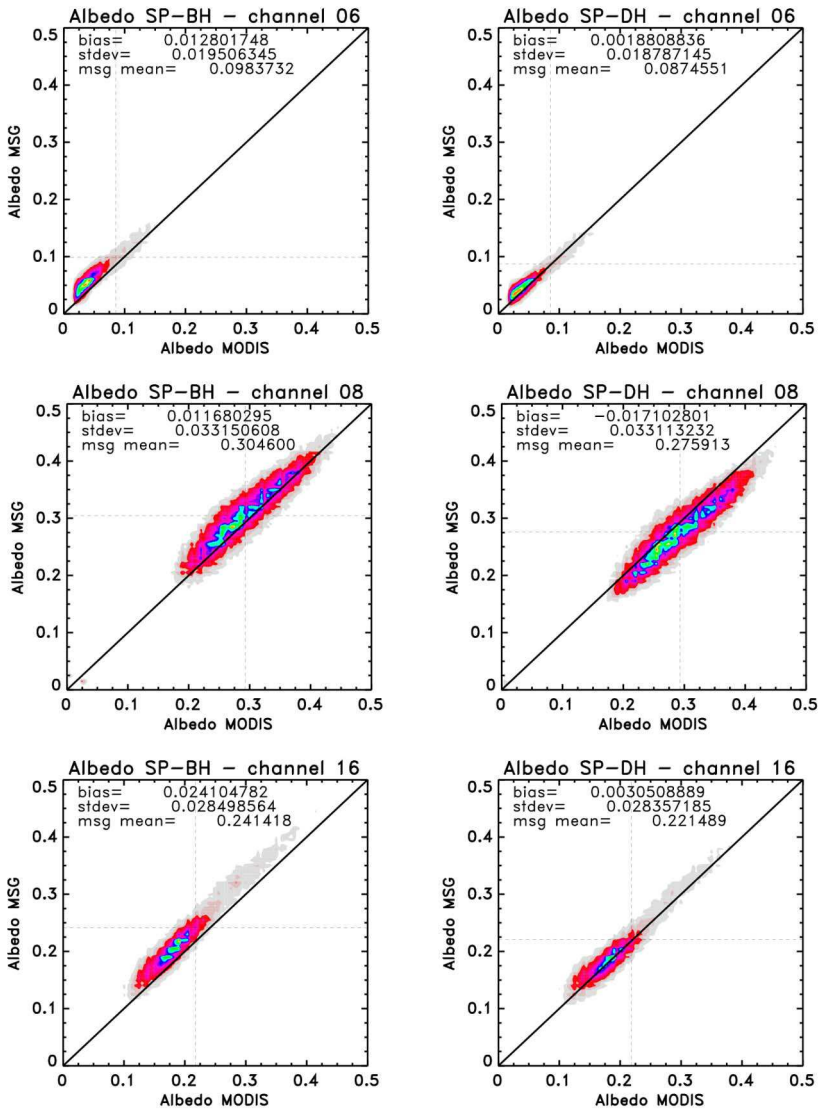


Fig. 4. Scatter plots between the LSA-SAF and MODIS (left) spectral BHR and (right) spectral DHR for the period ranging from June 10 to June 25 for the same area displayed in Fig. 2. (Top) MODIS band 1 and SEVIRI VIS 0.6 (red, 0.6 μm). (Middle) MODIS band 2 and SEVIRI VIS 0.8 (near-infrared, 0.8 μm). (Bottom) MODIS band 6 and SEVIRI IR 1.6 (middle infrared, 1.6 μm).

and a bias of -0.02 were reported for shortwave MODIS Terra-only albedo compared to Northern America SURFace RADiation Budget Network (SURFRAD) data sets collected over grasslands and crops [21]. In summer, the MODIS shortwave broadband BHR is slightly lower than LSA-SAF shortwave albedo (Fig. 5). It was found that MODIS accuracy drops during fall and winter for some reference sites [21]. As a result, MODIS and LSA-SAF albedo can be indirectly judged closer than the ground reference data from the SURFRAD network. Other comparison with field measurements over the western Tibetan Plateau shows that MODIS global land surface albedo meets an absolute accuracy requirement of 0.02 (no distinctive bias; RMSE 0.0186) [24]. Statistical differences between MODIS and LSA-SAF products are also noticeable during winter with increased bias at the end of 2005, particularly for near-infrared broadband albedo (Fig. 5). The LSA-SAF algorithm improved with time thanks to the improved cloud screening implemented in the operational system in December 2005. This change also had an impact on the quality of the near-infrared broadband albedo beyond this time. The bias for the visible broadband albedo exhibits absolute values up to 0.015, or about 20% in relative terms. Note that the aerosol optical thickness values used for a given point is held constant all year long and solely varies with latitude, around a value arbitrarily fixed at 0.2. The maximum bias for the visible broadband albedo during the summer months (July–August 2006) may show a nonnegligible effect of the treatment of aerosols. The atmospheric optical pathway being the shortest of the year, no increased bias due to geometry is expected from June to July. The lack of strong correlation between VIS-DH and NIR-DH biases is explained by the use of different quality flags, which results in the handling of different pixels in the procedure for comparison.

The discrepancies observed between SEVIRI and MODIS spectral albedo values at 0.6, 0.8, and 1.6 μm cannot be explained by the differences in spectral sensitivity of these

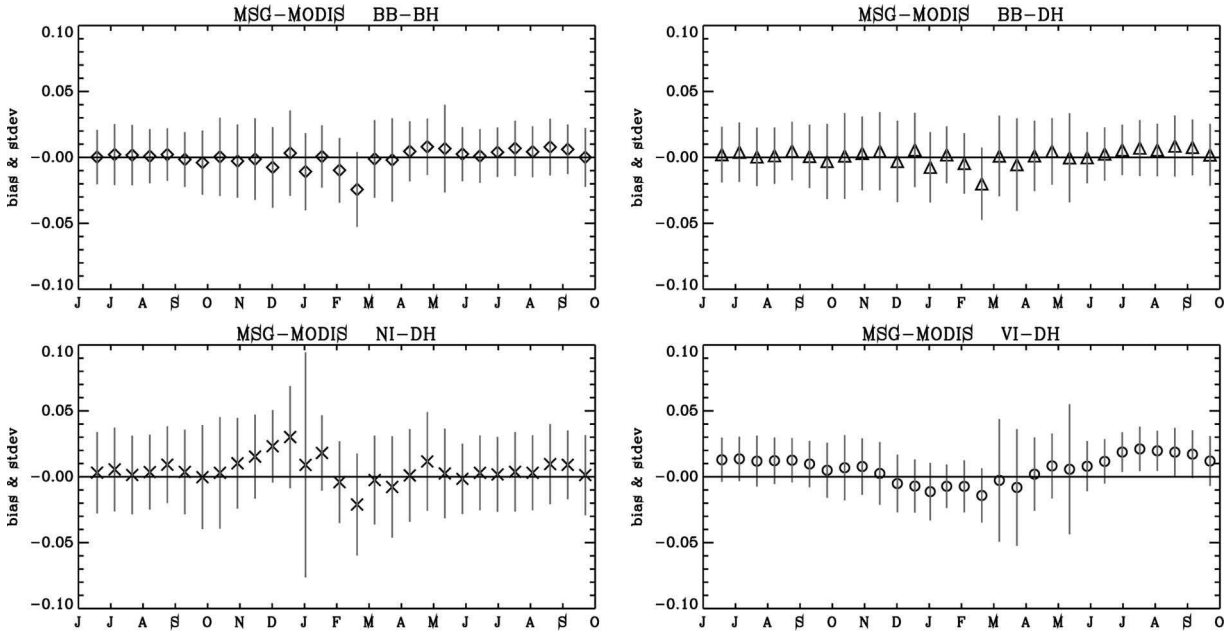


Fig. 5. Temporal evolution during the period ranging from June 1, 2005, to September 30, 2006, of the statistical results (bias and standard deviation) between LSA-SAF and MODIS broadband BHR and DHR values for the same area displayed in Fig. 2. The x-axis time label "J" refers to the first of June. The one-sided length of the vertical bars indicates the standard deviation. Top left (rhombus): Shortwave BHR. Top right (triangle): Shortwave DHR. Bottom left (cross): Near-infrared DHR. Bottom right (circle): Visible DHR.

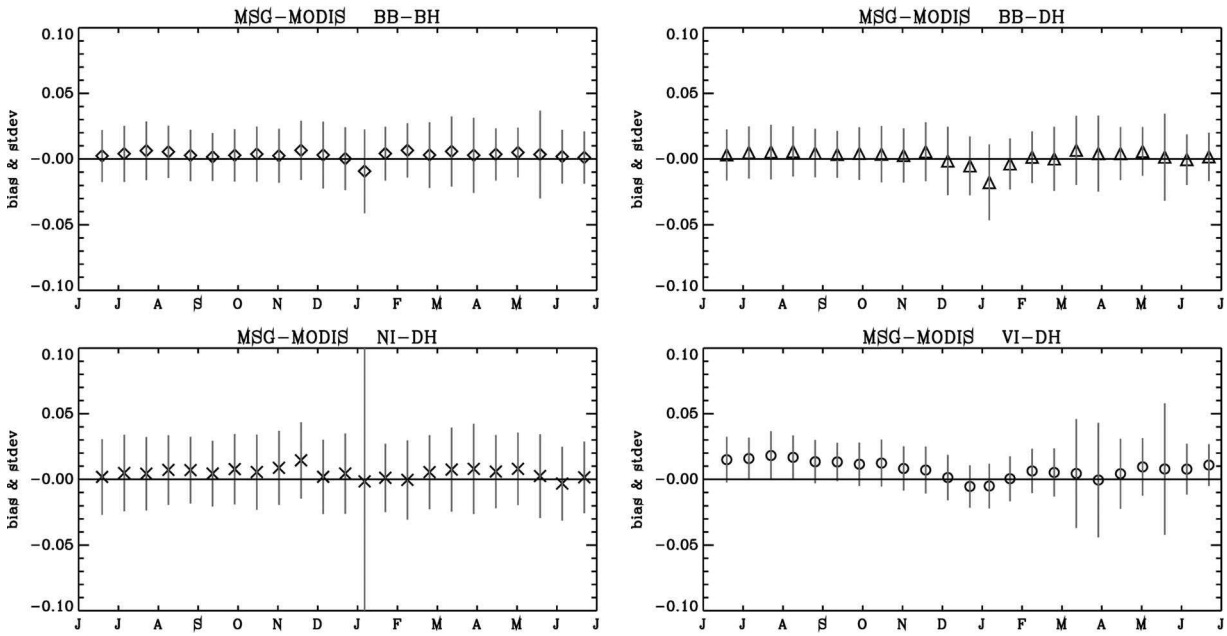


Fig. 6. Temporal evolution during the period ranging from June 1, 2005, and July 31, 2006, of the statistical results (bias and standard deviation) between MSG—using MODIS BRDF model—and MODIS broadband shortwave albedos for the same area displayed in Fig. 2. The x-axis time label "J" refers to the first of June. The one-sided length of the vertical bars indicates the standard deviation. Top left (rhombus): Shortwave BHR. Top right (triangle): Shortwave DHR. Bottom left (cross): Broadband near-infrared DHR. Bottom right (circle): Broadband visible DHR.

sensors' channels. On the other hand, if DHR values for channels centered on 0.6 and 1.6 μm compare well, a bias exists for BHR (see Section III-A2). We interpret these results as the consideration of different BRDF models and angular sampling. To support such a hypothesis, we explored the results of albedo estimates for different BRDF models. The LSA-SAF albedo initially calculated with the BRDF model of Roujean *et al.* [25] is reassessed here with the MODIS BRDF model (Fig. 6). The results showed an improvement, particularly for near-infrared DHR. The bias and standard deviation are more stable through time at the end of 2005 compared to previous results (Fig. 5). This improvement is partially due to residual cloud decontamination performed by the latest version of LSA-SAF code. Deviations are slightly reduced between SEVIRI and MODIS by examining the bias values during the summer season (Fig. 6). Agreement for the visible DHR is also improved during the summer of 2006, revealing that the choice of the BRDF model is not of minor importance and that this

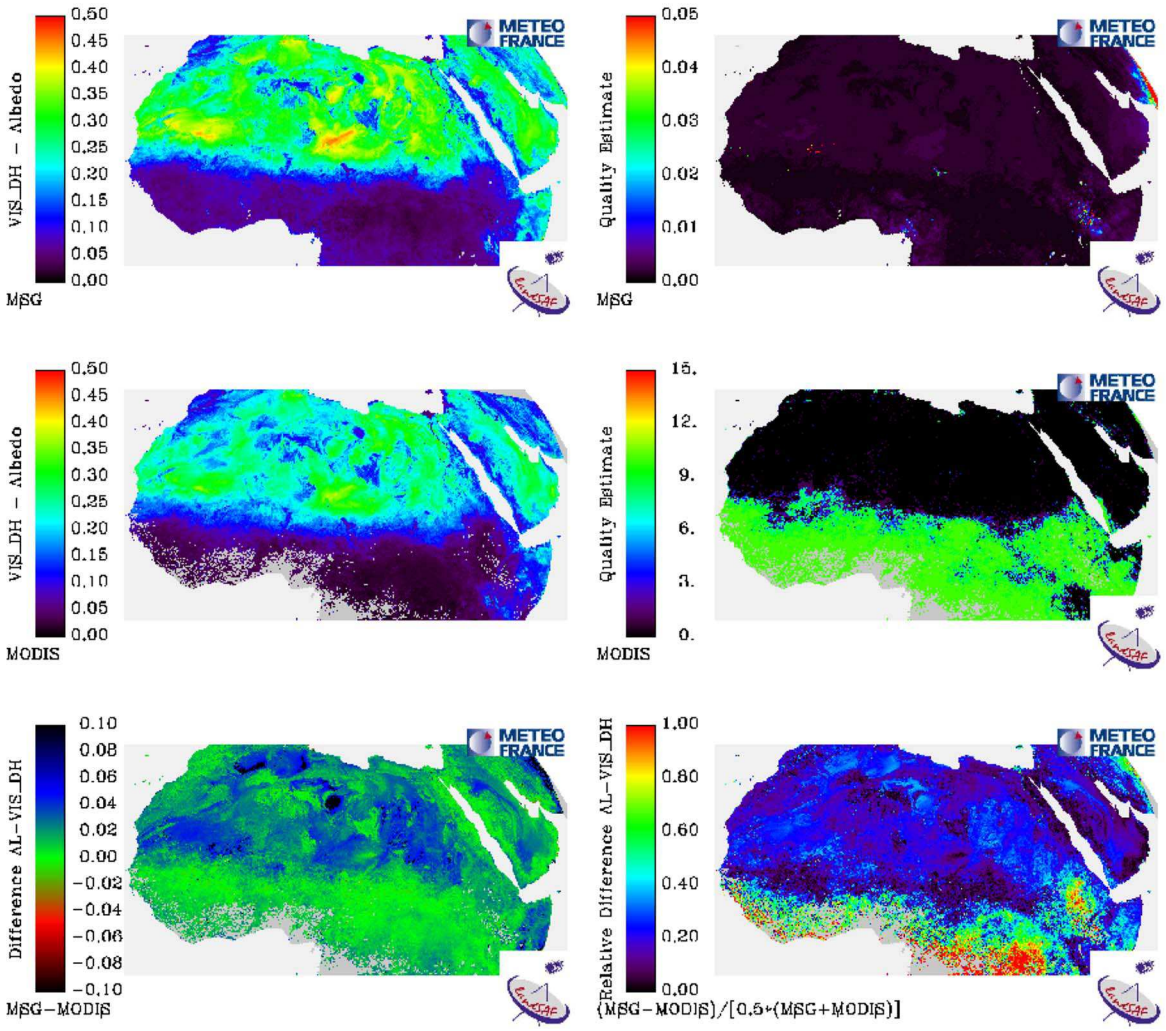


Fig. 7. Comparison of broadband visible DHR products. Top panels: LSA-SAF (left) albedo and (right) uncertainty estimate. Middle panels: (left) MODIS albedo and (right) qualitative error estimate. Bottom panels: (left) Absolute and (right) relative difference between the LSA-SAF and MODIS results.

could provide an explanation for the observed discrepancies. However, this decreases confidence in our ability to obtain absolute albedo values.

B. Northern African Domain

A comparative study between MODIS and LSA-SAF data was performed over the North African region to recover the potential sources of discrepancies over bright desert targets.

Imaging Scenes: A visual inspection reveals large similarities between LSA-SAF and MODIS products over Northern African region (Fig. 7). Statistical results are comparable to those obtained over Europe for the 16-day period from July 12, 2006, to September 13, 2006 (MODIS periods 193–251). The maps of difference (absolute and relative units) that behave similarly to in Fig. 6 for the period ranging from July 12 to July 27, 2006 (MODIS period 193), provide a good example of the overestimation of visible DHR by the LSA-SAF values with respect to the MODIS estimates.

LSA-SAF Versus MODIS Statistical Distributions: Distributions of the LSA-SAF and MODIS albedo estimates for the 16-day period from July 12 to July 27, 2006 (MODIS period 193), are presented in Fig. 8. Results lead to the recurrent conclusion that there is a good correspondence for both the near-infrared and the shortwave broadband albedo products. A clear overestimation of the LSA-SAF visible broadband DHR is noticeable with respect to the corresponding MODIS product. It is also worth mentioning that the standard deviation for the mean albedo value is less in comparison of what was obtained for Europe (Fig. 3) because the level of magnitude of surface albedo values in Africa is usually higher compared to Europe. For instance, LSA-SAF visible DHR over Northern African region shows a mean albedo value of 0.27 against 0.08 over Europe for the MODIS period 161.

Time Series of Statistical Results: The statistical estimates (bias and standard deviation) between the LSA-SAF and MODIS broadband albedos have been calculated over Northern Africa and Europe for a series of MODIS 16-day periods between June 12 and September 13, 2006. The results in absolute units are indicated in Tables I and II, respectively. These statistical results evolve slowly in time during the whole study period. A relative bias about 20% is manifest for visible DHR. For other albedo variants, satisfactory agreements prevail with a relative bias less than 10%, a maximum absolute

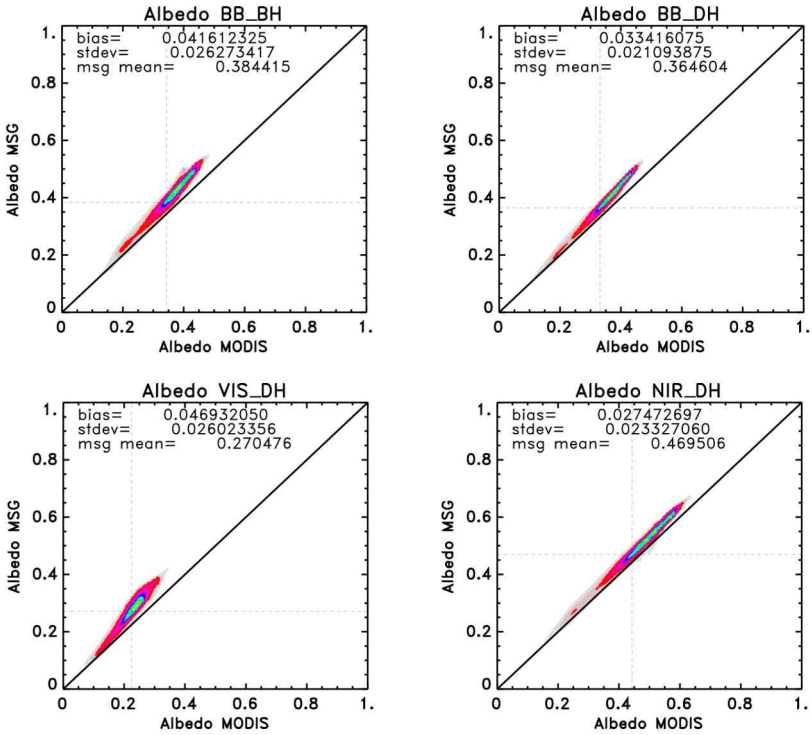


Fig. 8. Scatter plots between the LSA-SAF and MODIS albedo products for the period ranging from July 12 to July 27, 2006, for the same area displayed in Fig. 7. (Top left) Shortwave BHR. (Top right) Shortwave DHR. (Bottom left) Broadband visible DHR. (Bottom right) Broadband near-infrared DHR.

TABLE I
BIAS AND STANDARD DEVIATION (STDEV) BETWEEN LSA-SAF AND MODIS BROADBAND ALBEDO RESULTS FOR 16-DAY PERIODS FROM JULY 12 TO SEPTEMBER 13, 2006, OVER NORTHERN AFRICA

Albedo \ Period		193 (Jul. 12–Jul. 27)	209 (Jul. 28–Aug. 12)	225 (Aug.13–Aug. 28)	241 (Aug. 29-Sept. 13)
VIS-DH	*Bias*	0.047	0.046	0.044	0.043
	RMSE	0.026	0.026	0.027	0.027
NIR-DH	*Bias*	0.027	0.026	0.024	0.020
	RMSE	0.023	0.024	0.026	0.028
BB-DH	*Bias*	0.033	0.032	0.031	0.028
	RMSE	0.021	0.021	0.023	0.023
BB-BH	*Bias*	0.042	0.039	0.039	0.034
	RMSE	0.026	0.026	0.026	0.026

bias of 0.033, and an RMSE maximum of 0.023 for shortwave DHR.

Jin *et al.* [20] also compared MODIS albedo to commonly used surface albedo data sets derived from the historical global archive of Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) and AVHRR observations (e.g., [22]–[26]). The authors reported RMSE values of 0.025 and 0.047 and biases of 0.016 and −0.034, respectively, to AVHRR and ERBE for global DHR in September. The greatest discrepancies occurred over relatively bright surfaces in Eurasia and Northern Africa. In this regard, LSA-SAF shortwave albedo values observed over Northern Africa seem quite consistent with those from MODIS.

C. Per Land Cover Types Basis Comparison

We explore here the dependence of the differences between LSA-SAF and MODIS products on land cover type. For such, we reprojected onto the SEVIRI grid the 1 km Global Land Cover (GLC2000) classification with 23 classes (http://www-gvm.jrc.it/glc2000/). GLC2000 land cover database exploits about a year of data from the VEGETATION sensor onboard the SPOT4 satellite in following a bottom up approach serving as main input data set to define the boundaries between ecosystems such as forest, grassland, and cultivated systems. To avoid as little as possible heterogeneity and geolocation problems, we analyze only pixels belonging to a pure class and their neighboring pixels. For the period of June 10–25, 2005, the shortwave BHR showed the following statistical results (bias/RMSE): −0.007/0.012 over "Herbaceous cover" (GLC2000 class 13); 0.004/0.020 over "Cultivated and managed areas" (GLC2000 class 16); 0.014/0.024 over "Sparse herbaceous or sparse shrub cover" (GLC2000 class 14); and 0.011/0.023 over "Bare areas" (GLC2000 class 19). This highlights a dependence on land cover type for expressing comparison results. Statistical results are particularly improved for the "Herbaceous cover" class for which LSA shortwave albedo values are as accurate as MODIS.

Roughly 20% of the global land surface is obscured by ephemeral and seasonal snow cover [27]. The existence of

TABLE II
BIAS AND STANDARD DEVIATION (STDEV) BETWEEN LSA-SAF AND MODIS BROADBAND ALBEDO RESULTS FOR 16-DAY PERIODS BETWEEN JUNE 1, 2005, AND OCTOBER 1, 2006, OVER EUROPE

Albedo	Period	2005 (Jun. –Dec.)												
		161	177	193	209	225	241	257	273	289	305	321	337	353
VIS-DH	*Bias*	0.013	0.014	0.012	0.013	0.013	0.010	0.005	0.008	0.008	0.004	-0.001	-0.005	-0.006
	RMSE	0.017	0.017	0.02	0.018	0.017	0.018	0.021	0.025	0.022	0.023	0.021	0.020	0.021
		2006 (Jan.-Jun.)												
		001	017	033	049	065	081	097	113	129	145			
VIS-DH	*Bias*	-0.006	-0.005	-0.013	-0.003	-0.008	0.002	0.008	0.006	0.008	0.012			
	RMSE	0.019	0.021	0.023	0.047	0.044	0.028	0.025	0.050	0.021	0.020			
		2006 (Jun. -Sept.)												
		161	177	193	209	225	241							
VIS-DH	*Bias*	0.019	0.021	0.020	0.019	0.017	0.012							
	RMSE	0.017	0.018	0.020	0.024	0.023	0.021							

Albedo	Period	2005 (Jun. –Dec.)												
		161	177	193	209	225	241	257	273	289	305	321	337	353
NIR-DH	*Bias*	0.003	0.006	0.002	0.004	0.009	0.004	-0.000	0.003	0.010	0.015	0.023	0.030	0.003
	RMSE	0.031	0.032	0.030	0.029	0.030	0.032	0.039	0.042	0.034	0.032	0.027	0.039	0.088
		2006 (Jan.-Jun.)												
		001	017	033	049	065	081	097	113	129	145			
NIR-DH	*Bias*	0.018	-0.004	-0.021	-0.003	-0.008	0.001	0.012	0.002	-0.001	0.004			
	RMSE	0.028	0.031	0.039	0.035	0.038	0.035	0.037	0.034	0.030	0.034			
		2006 (Jun. -Sept.)												
		161	177	193	209	225	241							
NIR-DH	*Bias*	0.002	0.004	0.003	0.010	0.009	0.001							
	RMSE	0,032	0.032	0.030	0.034	0.030	0.032							

Albedo	Period	2005 (Jun. –Dec.)												
		161	177	193	209	225	241	257	273	289	305	321	337	353
BB-DH	*Bias*	0,002	0.004	0.000	0.002	0.005	0.001	-0.003	0.001	0.003	0.005	-0.003	0.006	-0.007
	RMSE	0,021	0.023	0.022	0.022	0.023	0.024	0.028	0.032	0.028	0.029	0.031	0.028	0.027
		2006 (Jan.-Jun.)												
		001	017	033	049	065	081	097	113	129	145			
BB-DH	*Bias*	0.002	-0.004	-0.021	0.001	-0.005	0.001	0.005	-0.000	0.000	0.003			
	RMSE	0,022	0.023	0.030	0.031	0.035	0.027	0.025	0.034	0.022	0.024			
		2006 (Jun. -Sept.)												
		161	177	193	209	225	241							
BB-DH	*Bias*	0,006	0.007	0.006	0.009	0.008	0.002							
	RMSE	0,021	0.022	0.023	0.028	0.025	0.026							

Albedo	Period	2005 (Jun. –Dec.)												
		161	177	193	209	225	241	257	273	289	305	321	337	353
BB-BH	*Bias*	0,000	0.002	0.002	0.001	0.002	-0.002	-0.004	0.000	-0.003	-0.001	-0.007	0.003	-0.011
	RMSE	0,021	0.023	0.023	0.021	0.020	0.021	0.024	0.030	0.028	0.031	0.031	0.032	0.029
		2006 (Jan.-Jun.)												
		001	017	033	049	065	081	097	113	129	145			
BB-BH	*Bias*	0.001	-0.010	-0.025	-0.001	-0.002	0.005	0.008	0.007	0.003	0.001			
	RMSE	0,024	0.025	0.029	0.029	0.032	0.023	0.021	0.034	0.023	0.024			
		2006 (Jun. -Sept.)												
		161	177	193	209	225	241							
BB-BH	*Bias*	0,004	0.007	0.005	0.008	0.006	0.000							
	RMSE	0,021	0.022	0.023	0.027	0.023	0.025							

thematic maps in land surface occupancy also allows a comparative appraisal of the products for areas covered with snow and ice. Plant functional types here grossly structure the support of comparison. Hence, the original GLC2000 classes were merged to form four elementary surface classes corresponding to different vegetation heights (assuming the general truth of tree canopy height > shrub canopy height > grass canopy height), zero inclusive, viz:

- "Tree" class merges all GLC2000 classes with tree: *high vegetation*.
- "Shrub" class merges all GLC2000 classes with shrub: *medium vegetation*.
- "Grass" class merges all GLC2000 classes with cultivated areas and herbaceous cover: *low vegetation.*
- "Bare" is the GLC2000 class 19 for bare areas: *no vegetation*.

Such a classification scheme is particularly well suited for meteorological applications, particularly because it reflects the aerodynamic roughness and outlines the role of shaded snow [28]. Snow- and ice-covered pixels are evolving rapidly in time, which yields a serious difficulty to adequately describe the snow metamorphosis from space because of frequent cloud coverage. In this respect, it is generally admitted that the satellite-derived surface albedo can be uncertain in winter. The

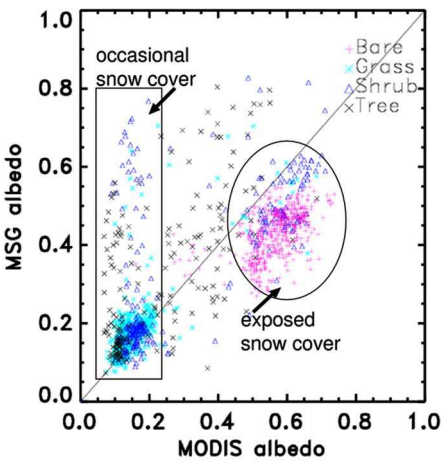


Fig. 9. Scatter plots between the LSA-SAF and MODIS shortwave bihemispherical reflectance (BB–BH) products over the same area displayed in Fig. 2 for a 16-day period centered on day 337, 2005. Symbols refer to different land cover types: (purple, +) Bare soil; (light blue, ×) Grass; (navy blue, Δ) Shrub; and (black, ×) Tree.

present analysis will refer to surface pixels totally covered by snow. First, to strengthen the quality of this choice, we consider only SEVIRI snow pixels that neighboring pixels are flagged as snow/ice by the LSA-SAF product at least once during the 16-day MODIS synthesis period. Then, we consider only MODIS pixels with a quality flag less than 9 corresponding to a "magnitude inversion" where the number of observations is between 3 and 7, and the LSA-SAF uncertainty estimate is less than 0.1. The reason for retaining a particular MODIS quality flag is because differences between satellite products merely rely on the time frequency of data acquisition.

Fig. 9 shows a scatter plot between MODIS and LSA-SAF shortwave BHR over an extended European domain during a MODIS 16-day period starting on day 337 in 2005. The studied period coincides with the onset of snowfall season over central Europe. The albedo values are organized in two clusters symbolizing the dissociation between the exposed snow areas and occasionally snow-covered areas. The corresponding mean MODIS albedo values are about 0.6 and 0.15, respectively (Fig. 9). Nevertheless, a larger dispersion of the results is observed for occasionally snow-covered areas with high albedo values being in favor of MSG. This highlights the capability of the LSA-SAF method to capture short events of snowfall, typically within 3 days, during the 16-day MODIS periods. For exposed snow areas, significant discrepancies are also noticed for "Tree" and "Shrub" classes. Several factors could explain the lower mean albedo value around 0.45 obtained for LSA-SAF product, including inaccuracy in snow BRDF representation over higher vegetation canopies, differences in geometric conditions, and the influence of the understorey vegetation. Accuracy assessment of MODIS shortwave snow DHR for homogeneous layers indicates good statistics of 0.02/0.07 for bias/RMSE relative to *in situ* measurements [29]. Indirectly, it would suggest that LSA-SAF albedo over homogeneous snow deviates from ground reference. These results also show that snow albedo is overestimated in weather forecast models over high vegetation because shaded snow is disregarded [28]. Further development seems to be required for the snow and ice LSA-SAF surface albedo products. Grain size estimates coupled with an estimate of impurity concentration (from numerical weather prediction model, or from microwave radiometer observations) could be used to improve estimation of snow's albedo [30], [31].

D. Comparison With In Situ Measurements

Data sets of *in situ* measurements—down- and up-welling short-wave radiation fluxes—were obtained from complementary sites located in contrasting environments. For the Agoufou station—representative of the Sahelian semiarid ecosystem—located in Mali, data have been made available in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project. We considered only data bounded in time by clear observations within 1 h. Ground measurement data were averaged within this time interval to reproduce DHR with same local solar noon reference angle as the SEVIRI observations. The LSA-SAF DHR product slightly overestimates the ground albedo except in early spring (Fig. 10). Compared to the 1-km-resolution MODIS product, LSA-SAF DHR is closer to the measurements despite a coarser pixel resolution. Spurious fluctuations appear to be caused by episodes of aerosol; e.g., at the beginning of March. The decrease in the albedo at the end of July could be related with summer rainfall events and subsequent vegetation growth.

Fig. 11 shows the seasonal cycles for shortwave surface albedos for three neighboring CarboEurope sites located in Germany. Beech forests, mixed shrub/tree (afforestating), and spruce forest characterize the Hainich, Mehrstedt, and Wetzstein stations, respectively. Daily averaged of field measurements are calculated to match the shortwave BHR. The low magnitude of reflectance of these dense vegetation sites contrasts with the rise in albedo during snow sequential periods. The good correspondence between satellite products and ground data is remarkable for snow-free albedo. The vertical bar represents the possible value attributed to the LSA-SAF albedo product; it outlines the domain of uncertainty, which amplifies as time elapses since the last clear date used to make the product [5]. The horizontal bar indicates the extension of the MODIS 16-day synthesis period. The chronology of snow events is also reported. For the Hainich station, the first snow event of the winter season occurs at the end of December, which is well depicted by both LSA-SAF and MODIS. During other snowfalls, the level of agreement between the two sensors is lower as it is reported in Table III with a clear distinction for snow situations. A patchy organization of the landscape regarding the snow could likely provide an explanation. At and around the tower flux, the lifetime of the snow layer is expanded below the canopy compared to the time residence on the branches. An albedometer looking downward cannot detect the changes of a snow layer located beneath the forest canopy. This seems to be confirmed by a low dynamic range of the radiometric signal during the season from an instrument positioned on the mast. The satellite is able to better depict snow in virtue of off-nadir observations. Bearing in mind that MODIS albedo data were projected onto the SEVIRI grid, the resulting MODIS product simply repeats the footprint pixel that

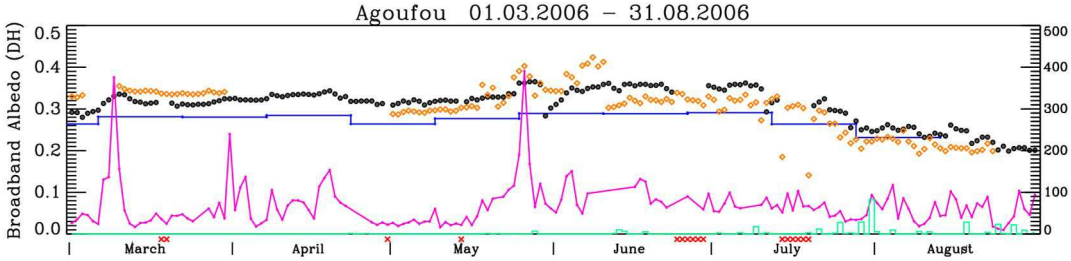


Fig. 10. Seasonal evolution of the LSA-SAF shortwave DHR (at noontime) compared to ground measurements for the AMMA site of Agoufou (Mali). The ground measurement data points are marked in orange color. Land SAF albedo products appear in black color and MODIS albedo in blue color. Crosses indicate the nonavailability of LSA-SAF products. The magenta line represents daily estimate of the aerosol optical thickness at 440 nm measured at the AERONET station, with the scale (to be multiplied by 10) given on the right y-axis. Rainfall estimates (in millimeters) from the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite are indicated in green color as a histogram.

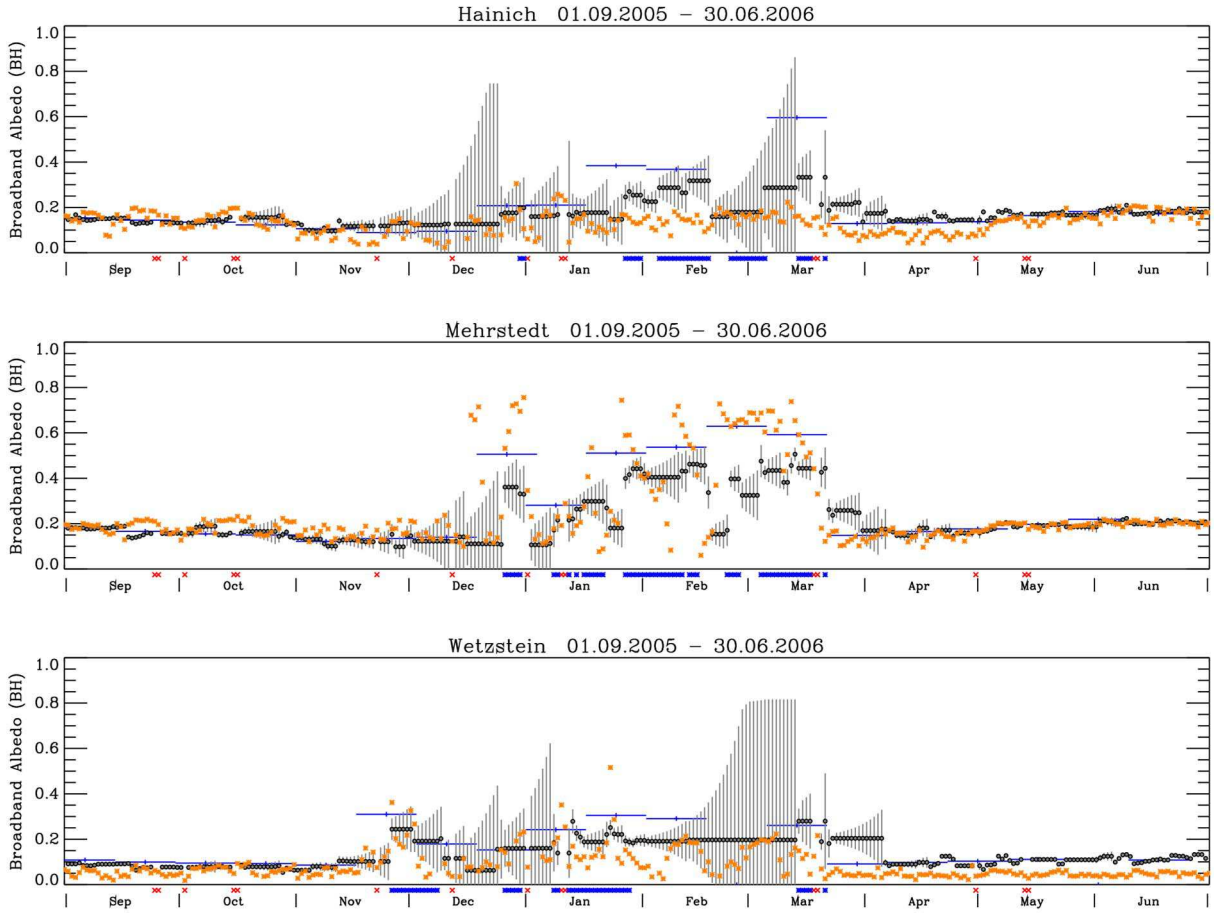


Fig. 11. Time evolution of the LSA-SAF and MODIS shortwave BHR at noontime compared to ground measurements over the period ranging from September 1, 2005, and June 30, 2006, for three CarboEurope sites located in Germany. The one-sided length of the vertical bars indicates the standard deviation. The ground measurement data points are marked in orange color. LSA-SAF appears in black color and MODIS in blue color. Red crosses indicate the nonavailability of LSA-SAF products. Blue cross indicates the occurrence of snow flag.

corresponds to the location of the tower. Since these mast measurements probably overestimate snow compared to a broader scale because of a denser presence of trees preserving snow, therefore this may explain the larger values for MODIS BHR. The station of Mehrstedt has a mixture of trees and shrubs. The magnitude of shortwave BHR shows a low intraannual variability and is above all marked by spectacular snowfall episodes (Fig. 11). Here again, a good similitude exists between LSA-SAF, MODIS, and ground reference in timing. The differences in albedo intensity could probably arise from greater snow pack ablation with distance from the tower. The moderate resolution of MODIS and the coarse-scale resolution of SEVIRI tend to support this scenario. Interestingly, the disappearance of snow both at the end of January and February are well represented in the LSA-SAF albedo products whereas MODIS fails to report such events. The last German site considered in this study is the spruce forest of Wetzstein. A snow-free albedo of a few percent is typical. Without snow, the comparison is quite satisfactory. We can observe here again the typical trend of an albedo for forested areas (as for the Hainich site) with a low seasonal

TABLE III
BIAS AND STANDARD DEVIATION (STDEV) BETWEEN LSA-SAF AND MODIS SHORTWAVE BHR RESULTS FOR 16-DAY PERIODS BETWEEN JUNE 1, 2005, AND OCTOBER 1, 2006, OVER SELECTED SITES IN EUROPE

Albedo \ Period		193 (Jul. 12–Jul. 27)	209 (Jul. 28–Aug. 12)	225 (Aug.13–Aug. 28)	241 (Aug. 29-Sept. 13)
VIS-DH	*Bias*	0.047	0.046	0.044	0.043
	RMSE	0.026	0.026	0.027	0.027
NIR-DH	*Bias*	0.027	0.026	0.024	0.020
	RMSE	0.023	0.024	0.026	0.028
BB-DH	*Bias*	0.033	0.032	0.031	0.028
	RMSE	0.021	0.021	0.023	0.023
BB-BH	*Bias*	0.042	0.039	0.039	0.034
	RMSE	0.026	0.026	0.026	0.026

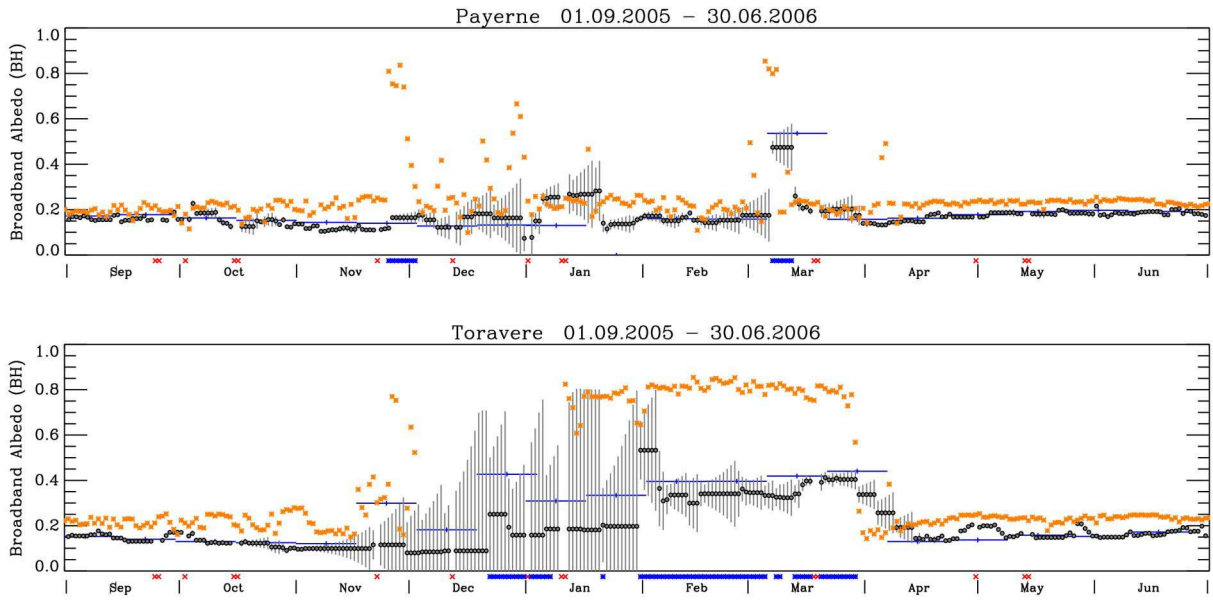


Fig. 12. Time evolution of the LSA-SAF and MODIS shortwave BHR at noontime compared to ground measurements over the period ranging from September 1, 2005, and June 30, 2006, for two BSRN stations located in Europe. The one-sided length of the vertical bars indicates the standard deviation. The ground measurement data points are marked in orange color. LSA-SAF appears in black color and MODIS in blue color. Red crosses indicate the nonavailability of LSA-SAF products. Blue cross indicates the occurrence of snow flag.

dynamic. Therefore, previous physical explanations underlining the role of shadow cast on snow layer by the forest also hold here. The satellite chronology of snowfall and snow thawing coincides in both the MODIS and SEVIRI products, with a better temporal definition in the LSA-SAF albedo estimates.

Further comparisons were performed for long-term monitoring stations located in Europe and that belong to the BSRN worldwide network. The two BSRN stations of Payerne (Switzerland) and Toravere (Estonia) represent, respectively, a wide valley with prevalent grassland and a boreal forest formed by mixed spruce and deciduous species. For Payerne, snow events are rather rare, which translates to a permanent low level of albedo all year long (Fig. 12). MODIS and LSA-SAF reveal very good agreement, and both underestimate the ground measurements. It is not surprising since the site instrumentation is confined in a valley and surrounded by mountains. Thus, satellite measurements may integrate proportions of shaded areas, particularly in the winter. As expected for prairies, snow vanishes rapidly compared to the forest zone. Indeed, the two satellites fail to reproduce the snow episode of late November. On the other hand, the LSA-SAF albedo product reveals the remarkable snowfall event of January, whereas the MODIS albedo remains unchanged. Both sensors trap the late snow event of March. Underestimation by satellite imagery may arise from a deficit of snow in the mountains whose contribution is integrated in the signal at the sensor level. The second BSRN studied, i.e., the station of Toravere, is above all marked by a high frequency of cloud coverage, which is typical of Northern Europe. This phenomenon is amplified here by the lower resolution of SEVIRI at high latitudes (60° N). For this reason, a large uncertainty exists for LSA-SAF albedo in winter, also because only a few observations can be processed because of the shorter length of the day. Because of this uncertainty, the domain of validity of the LSA-SAF albedo product encompasses the set of ground measurements. We observe a coherent timing of LSA-SAF with MODIS although this latter underestimates the snow albedo for the area during wintertime. Clearly, there exists a serious question of representation of the local measurements at a regional scale since an absolute difference about 0.5 is noticed in February and March with the persistence of a snow layer. This difference is considerably reduced after complete snow ablation. The snowmelt period in

early April typically occurs within a 5-day period. The LSA-SAF albedo product shows a smoother transition compared to MODIS. This raises the importance of the scale of heterogeneity for describing the vegetation canopy, which forms a shielding factor for snow. In addition, for BSRN stations, quite significant statistical results are obtained whether considering or not snow scenarios (Table III).

IV. Conclusion and Future Prospects

The results of this comparative study between LSA-SAF albedo variants with equivalent MODIS products demonstrate the high utility of SEVIRI-derived observations for the scientific community. The study shows a good consistency for the LSA-SAF total broadband and near-infrared broadband albedo estimates over midlatitude regions with respect to the MODIS estimates, with absolute biases below 0.01 and a standard error slightly less than 0.03. A peculiarity is that product performance is well structured per land cover type, with best statistical results obtained over herbaceous cover for which LSA-SAF shortwave albedo product is deemed as accurate as MODIS. Interestingly, no particular alteration of the results was raised over bright soils in Northern Africa. Assuming that MODIS is the most valid (unbiased) reference, a bias requirement of 10% can be considered as fulfilled for these LSA-SAF products, except for pixels flagged as snow/ice. For snow/ice surface albedo, LSA-SAF products have the advantage to track occasional events, but more investigation is needed to estimate correctly this quantity, particularly over shrub-dominated and forest land covers (i.e., there is the potential to adopt a specific snow/ice BRDF model). For the visible broadband albedo product, the overestimation clearly falls beyond the specification of around 20% in relative terms. This could be improved by revising the narrowband-to-broadband conversion approach and the use of an operational aerosol product in the atmospheric correction scheme. However, the sensitivity study shows that the origin of the discrepancies between ground measurements, MODIS, and LSA-SAF albedo estimates is plausibly due not only to the use of different BRDF models but also to the observation geometry and atmospheric effects. The assessment studies presented here should be extended with the results investigated in more detail as a function of geographic location, surface type, snow cover, precipitation, and atmospheric conditions. Nonetheless, the results presented here are instructive in the sense that the observed discrepancies are physically interpreted. The major hindrance to a definitive assessment is the disparity in scales between local ground measurements and sensor footprints in view of changing surface heterogeneity at different scales. An ideal validation exercise would require a large field campaign with measurements taken at multiple scales by field instruments, aircraft, and high-resolution satellite imagery to better assess the degree of heterogeneity. The LSA-SAF project recently entered its continuous development and operational phase, which will last until 2012. Major effort will be afforded to the implementation of the processing chains needed to exploit the data acquired by the AVHRR instrument onboard EPS satellite series. This should also help resolve some serious issues, such as those noticed here for snow albedo estimates at mid and high latitudes in the winter. Installation and collection of high-latitude and SEVIRI border-disk ground measurement sites are already being examined. Airborne BRDF campaigns are also planned for boreal ecosystems that will provide additional strong reference data; the focus will be on the study of the surface albedo and BRDF models for snow and ice media beneath tall vegetation canopies. These activities will serve to quantify the benefits of merging MSG/SEVIRI and EPS/AVHRR data and will follow further assessment of the LSA-SAF surface albedo products.

Acknowledgment

The authors would like to thank their colleagues from the Portuguese Institute of Meteorology for their participation in the development of the LSA-SAF ground segment and their contribution in the integration of the albedo algorithm into the operational system and E. Mougin and L. Kergoat (both from Centre d'Etude Spatiale de la Biosphère) for putting at our disposal the data for the station of Agoufou (Mali). The authors would also like to thank C. Rebmann and her colleagues from the Max-Planck-Institute for Biogeochemistry for putting at our disposal the ground data sets collected over major German sites of CarboEurope. The authors would also like to thank M. Chopping (Montclair University) for having a critical reading of this paper and giving useful suggestions. Finally, fruitful discussions with the NASA/MODIS team and the disposal of the satellite data sets were very appreciated. The work of two anonymous reviewers contributed to improve the readability of this paper.

References

[1] R. E. Dickinson, "Land processes in climate models," *Remote Sens. Environ.*, vol. 51, no. 1, pp. 27–38, Jan. 1995.

[2] J. Noilhan and S. Planton, "A simple parameterization of land surface processes for meteorological models," *Mon. Weather Rev.*, vol. 117, no. 3, pp. 536–549, Mar. 1989.

[3] J. Schmetz, P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkman, S. Rota, and A. Ratier, "An introduction to Meteosat Second Generation (MSG)," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 83, no. 7, pp. 977–992, Jul. 2002.

[4] J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. vanderLinden, and D. Xiaosu, Eds., "Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)," in *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. New York: Cambridge Univ. Press, 2001.

[5] B. Geiger, D. Carrer, L. Franchistéguy, J. L. Roujean, and C. Meurey, "Land surface albedo derived on a daily basis from Meteosat Second Generation observations," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 11, pp. 3841–3856, Nov. 2008.

[6] User Requirement Document, SAF/LAND/URD/5.6, Issue 5.6, 2001. [Online]. Available: http://landsaf.meteo.pt

[7] A. Henderson-Sellers and M. F. Wilson, "Surface albedo data for climatic modeling," *Rev. Geophys.*, vol. 21, no. 8, pp. 1743–1778, 1983.

[8] P. J. Sellers, "NASA/GSFC International Satellite Land Surface Climatology Project Report," NASA Goddard Flight Space Center, Greenbelt, MD, 1993.

[9] SAF/LAND/PP/1.8, Issues 1.6 SAF for Land Surface Analysis (Land SAF) Project Plan2001. [Online]. Available: http://landsaf.meteo.pt

[10] Y. Tian, C. E. Woodcock, Y. Wang, J. Privette, N. V. Shabanov, L. Zhou, Y. Zhang, W. Buuermann, J. Dong, B. Veikkanen, T. Hame, K. Anderson, M. Ozdogan, Y. Knyazikhin, and R. B. Myneni, "Multiscale analysis and validation of the MODIS LAI product over Maun, Botswana—Part 1: Sampling strategy," *Remote Sens. Environ.*, vol. 83, no. 3, pp. 414–430, 2002.

[11] W. Lucht, A. H. Hyman, A. H. Strahler, M. J. Barnsley, P. Hobson, and J.-P. Muller, "A comparison of satellite-derived spectral albedos to ground-based broadband albedo measurements modeled to satellite spatial

scale for a semidesert landscape," *Remote Sens. Environ.*, vol. 74, no. 1, pp. 85–98, Oct. 2000.

[12] Y. Tian, C. E. Woodcock, Y. Wang, J. L. Privette, N. V. Shabanov, L. Zhou, Y. Zhang, W. Buermann, J. Dong, B. Veikkanen, T. Hame, M. Ozdogan, Y. Knyazikhin, and R. B. Myneni, "Multiscale analysis and validation of MODIS LAI product over Maun, Botswana—Part 2: Uncertainty assessment," *Remote Sens. Environ.*, vol. 83, no. 3, pp. 431–441, Dec. 2002.

[13] X. Zhang, M. A. Friedl, and C. B. Schaaf, "Global vegetation phenology from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Evaluation of global patterns and comparison with in situ measurements," *J. Geophys. Res.*, vol. 111, no. G4, p. G04 017, Dec. 2006. DOI: 10.1029/2006JG000217.

[14] S. Liang, H. Fang, M. Chen, C. Walthall, C. Daughtry, J. Morisette, C. Schaaf, and A. Strahler, "Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: Methods and preliminary results," *Remote Sens. Environ.*, vol. 83, no. 1/2, pp. 149–162, Nov. 2002.

[15] H. Fang, S. Liang, H.-Y. Kim, J. R. Townshend, C. L. Schaaf, A. H. Strahler, and R. E. Dickinson, "Developing a spatially continuous 1 km surface albedo data set over North America from Terra MODIS products," *J. Geophys. Res.*, vol. 112, no. D20, p. D20 206, Oct. 2007.

[16] W. Wanner, A. H. Strahler, B. Hu, P. Lewis, J.-P. Muller, X. Li, C. B. Schaaf, and M. J. Barnsley, "Global retrieval of bidirectional reflectance and albedo over land from EOS MODIS and MISR data: Theory and algorithm," *J. Geophys. Res.*, vol. 102, no. D14, pp. 17 143–17 162, 1997.

[17] W. Lucht, C. B. Schaaf, and A. H. Strahler, "An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 38, no. 2, pp. 977–998, Mar. 2000.

[18] C. B. Schaaf, F. Gao, A. H. Strahler, W. Lucht, X. Li, T. Tsang, N. C. Strugnell, X. Zhang, Y. Jin, J.-P. Muller, P. Lewis, M. Barnsley, P. Hobson, M. Disney, G. Roberts, M. Dunderdale, C. Doll, R. d'Entremont, B. Hu, S. Liang, J. L. Privette, and D. P. Roy, "First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS," *Remote Sens. Environ.*, vol. 83, no. 1, pp. 135–148, Nov. 2002.

[19] Y. Jin, C. B. Schaaf, F. Gao, X. Li, A. H. Strahler, W. Lucht, and S. Liang, "Consistency of MODIS surface bidirectional reflectance distribution function and albedo retrievals—Part 1: Algorithm performance," *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D5, p. ACL 2-1, Mar. 2003. DOI: 10.1029/2002JD002803.

[20] Y. Jin, C. B. Schaaf, C. E. Woodcock, F. Gao, X. Li, A. H. Strahler, W. Lucht, and S. Liang, "Consistency of MODIS surface bidirectional reflectance distribution function and albedo retrievals—Part 2: Validation," *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D5, p. 4159, Mar. 2003.

[21] J. G. Salomon, C. B. Schaaf, A. H. Strahler, F. Gao, and Y. Jin, "Validation of the MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo retrievals using combined observations from the aqua and terra platforms," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 44, no. 6, pp. 1555–1565, Jun. 2006.

[22] Z. Li and L. Garand, "Estimation of surface albedo from space: A parameterization for global application," *J. Geophys. Res.*, vol. 99, no. D4, pp. 8335–8350, Apr. 1994.

[23] S. Liang, "Narrow to broadband conversion of land surface albedo—Part 1: Algorithms," *Remote Sens. Environ.*, vol. 76, no. 2, pp. 213–238, May 2000.

[24] K. Wang, J. Liu, X. Zhou, M. Sparrow, M. Ma, Z. Sun, and W. Jiang, "Validation of the MODIS global land surface albedo product using ground measurements in a semidesert region on the Tibetan Plateau," *J. Geophys. Res.*, vol. 109, p. D05 107, Mar. 2004. DOI: 10.1029/2003JD004229.

[25] J. L. Roujean, M. Leroy, and P.-Y. Deschamps, "A bidirectional reflectance model of the Earth 's surface for the correction of remote sensing data," *J. Geophys. Res.*, vol. 97, no. D18, pp. 20 455–20 468, 1992.

[26] I. Csiszar and G. Gutman, "Mapping global land surface albedo from NOAA AVHRR," *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. D6, pp. 6215–6228, 1999.

[27] E. G. Moody, M. D. King, C. B. Schaaf, and S. Platnick, "MODIS-derived spatially complete surface albedo products: Spatial and temporal pixel distribution and zonal averages," *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 47, no. 11, pp. 2879–2894, 2008.

[28] A. K. Betts, P. Viterbo, A. C. M. Beljaars, and B. J. J. M. van den Hurk, "Impact of BOREAS on the ECMWF forecast model," *J. Geophys. Res.*, vol. 106, no. D24, pp. 33593–33604, 2001.

[29] J. Stroeve, J. E. Box, F. Gao, S. Liang, A. Nolin, and C. Schaaf, "Accuracy assessment of the MODIS 16-day albedo product for snow: Comparisons with Greenland in situ measurements," *Remote Sens. Environ.*, vol. 94, no. 1, pp. 46–60, Jan. 2005.

[30] T. H. Painter, K. Rittger, C. McKenzie, P. Slaughter, R. E. Davis, and J. Dozier, "Retrieval of subpixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS," *Remote Sens. Environ.*, vol. 113, no. 4, pp. 868–879, Apr. 2009.

[31] T. Markus, D. C. Powell, and J. R. Wang, "Sensitivity of passive microwave snow depth retrievals to weather effects and snow evolution," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 44, no. 1, pp. 68–77, Jan. 2006.

Dominique Carrer received the Engineer degree from the Ecole de la Météorologie, Toulouse, France, in 2003 and the master's degree in physics from the University Paul Sabatier, Toulouse, in 2001.

He joined the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Météo-France, Toulouse, in 2005. His primary research interests are remote sensing of surface and atmospheric parameters (including land surface albedo, down-welling shortwave surface radiation flux, and aerosols).

Jean-Louis Roujean received the Ph.D. degree in environmental physics and chemistry science (speciality remote sensing) from the University Paul Sabatier, Toulouse, France, in 1991.

In 1991, he was a Centre National d'Etudes Spatiales Postdoctoral Fellow with the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Toulouse. In 1994, he was hired by the French Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). In 1999, he was appointed Head of the remote sensing group for land surface studies for 8 years at the CNRM, Météo-France, whose domains of research activities include land cover classification, radiation transfer modeling for vegetation, developments of operational methods for surface parameters mapping, data fusion, down-welling radiation calculations, and validation operations. The team is involved in programs supported by the European Union such like CYCLOPES (FP5) devoted to the fusion of optical sensors data and GEOLAND (FP6), a contribution to GMES. Also, the team takes part in the Consortium Satellite Application Facilities (SAF) on Land Surface Analysis under a EUMETSAT contract, which aims at implementing the operational distribution of surface parameters from MSG and METOP sensor systems. He has published on modeling tools to derive biophysical information from optical multiangular remote sensing with emphasis on the upscaling issue. He has conducted field experiments during HAPEX-Sahel (1992) and BOREAS (1996). He is the Principal Investigator of the Snow Reflectance Transition Experiment (SNORTEX) project in collaboration with the Finnish Meteorological Institute (FMI). His primary research interests include the modeling of surface reflectance bidirectional effects for the correction of satellite multitemporal data sets.

Catherine Meurey received a technician formation from the Ecole de la Météorologie, Toulouse, France, in 1982.

She joined the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Météo-France, Toulouse, in 2001. Her primary research interests include remote sensing of surface and atmospheric parameters (including land surface albedo and down-welling shortwave surface radiation flux).

Cette étude a montré que les produits d'albédo de surface qui sont générés à partir d'une journée d'observations du satellite géostationnaire MSG sont en relatif bon accord avec des mesures *in-situ* (malgré les problèmes de représentativité spatiale) et très proches des produits MODIS (même si ces derniers sont calculés sur des fenêtres de plusieurs jours).

Un bon accord fut trouvé entre ces produits pour les albédos directionnels-hémisphériques dans les bandes proche infrarouge ([0.7-2.0µm]) et large-bande ([0.3-2.0µm]) sur les régions de moyennes latitudes. Les statistiques de différence indiquent des biais inférieurs à 0.01 en valeur absolue et 5% en valeur relative, et des RMSE autour de 0.03 (en incluant les cas de neige). Les albédos bi-hémisphériques larges-bandes MODIS et MSG sont même encore plus en accord sur certains types de surface comme des couverts herbeux (biais et RMSE de 0.007 et 0.012 sur ce type de surface). Le seul bémol vient des performances de l'albédo visible bi-hémisphérique ([0.3-0.7µm]) du produit MSG, 20% supérieur au produit albédo MODIS équivalent. Cette surestimation en comparaison à MODIS est apparue comme pouvant être due soit à une incertitude sur la conversion des bandes étroites vers les bandes larges, soit à des contaminations résiduelles en aérosols, soit au modèle de FDRB utilisé. La piste la plus probable est identifiée à l'aide de mesures terrains comme étant une sous-estimation de la présence en aérosols. Des performances similaires furent obtenues en Afrique sur des zones brillantes. Enfin, il a été noté un meilleur potentiel de ces observations géostationnaires à capturer les évènements de neige avec toutefois la présence de biais importants (pour MSG et MODIS) sur des régions enneigées avec une végétation haute. En conclusion, si le produit MODIS est pris comme référence, le biais relatif sur le produit MSG est de 10% ; ce qui peut être jugé satisfaisant (hors cas neige).

Ainsi, à la lecture de ces résultats je disposais à ce niveau de l'étude d'un produit albédo de surface journalier pleinement cohérent avec le produit rayonnement incident instantané MSG. Ce produit avait tout de même pour avantage par rapport à l'existant (produit MODIS) de proposer une estimation rafraîchie chaque jour ; ce qui dans l'absolu permet de mieux suivre la surface qu'un produit 16 jours. Un avantage qui sera repris Chapitre 4.

2.3 ESTIMATION DE LA REPARTITION DU RAYONNEMENT ABSORBE PAR LA VEGETATION

Dans le paragraphe ci-dessus (Section 2.2), j'ai utilisé la télédétection spatiale dans le domaine optique des courtes longueurs d'ondes afin de restituer le rayonnement solaire instantané et l'albédo de surface journalier, soit le rayonnement solaire absorbé de manière instantanée par la surface. Dans ce qui suit, l'objectif est de préparer l'utilisation de cette quantité satellitaire pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone de par une meilleure connaissance des hétérogénéités horizontales et verticales du rayonnement absorbé par la végétation.

2.3.1 MOTIVATIONS ET STRATEGIE

Motivation pour étudier les hétérogénéités horizontales entre sol nu et végétation - Les différents milieux présents à la surface de la Terre se distinguent par leur aptitude à absorber de façon différenciée le rayonnement solaire incident. Sol nu et végétation ont des propriétés de réflectivité différentes notamment d'un point de vue de leur réponse spectrale. La réflectance spectrale du sol dépend de sa rugosité, de sa composition minérale, de la teneur en eau ainsi que de la présence de matière organique. Pour un type de sol donné, la présence d'eau affecte tout le spectre mais il existe deux bandes d'absorption bien marquées à 1450nm et 1900nm (voir par exemple mesures hyper-spectrales – Article 2 Figure 2, Section 2.3.2). Il existe une multiplicité de sols classifiés usuellement en fonction de leurs textures (sable, argile, limon et matière organique). Ces sols ont des couleurs différentes. En général leur réflectance augmente avec la teneur en sable et diminue avec la teneur en matière organique ; on peut se référer par exemple au terreau de couleur noire qui est très chargé en matière organique.

Concernant la partie végétative, la réflectance varie directionnellement en fonction de la structure de la canopée. La réponse spectrale varie en fonction de la teneur des feuilles en pigments chlorophylliens et en pigments bruns, en fonction de l'eau dans les feuilles, de la matière sèche et à moindre mesure de la présence de parties ligneuses (branches, troncs). Quand la feuille est en bonne santé, le rayonnement solaire est absorbé par les bandes bleue (450nm) et rouge (660nm) des pigments chlorophylliens (a et b), ce qui donne une couleur verte. Cette absorption prend le dessus sur l'absorption des carotènes à 450nm. Mais en phase de nécrose, la concentration en chlorophylle diminue plus rapidement que les caroténoïdes, ce qui se traduit par un jaunissement de la feuille (thèse O. Samain, 2006). En parallèle une déshydratation de la feuille entraîne aussi une augmentation de la réflectance dans le moyen infrarouge. Les principales bandes d'absorption de l'eau contenue dans la végétation sont à 1450, 1940 et 2500nm.

Toutefois, la limite conceptuelle entre ce qui est défini comme sol ou végétation n'est pas simple à établir. Le sol est rarement observé de manière pure (telle une roche dans des zones désertiques ou montagneuses). Souvent une couche de mousse ou de litière en décomposition persiste. Pourtant la végétation et le sol nu ont des caractéristiques très différentes du point de vue des échanges d'énergie, d'eau et de carbone (voir Section 1.3.2). La connaissance des entités albédos du sol nu et de la végétation constitue un élément important du bilan d'énergie à la surface et des processus biogéochimiques de la biosphère terrestre. C'est pourquoi la modélisation de surface des flux d'énergie et d'eau aborde généralement de manière dissociée les deux types de surface (sol nu et végétation) alors que la télédétection n'offre qu'une vision intégrée de la surface.

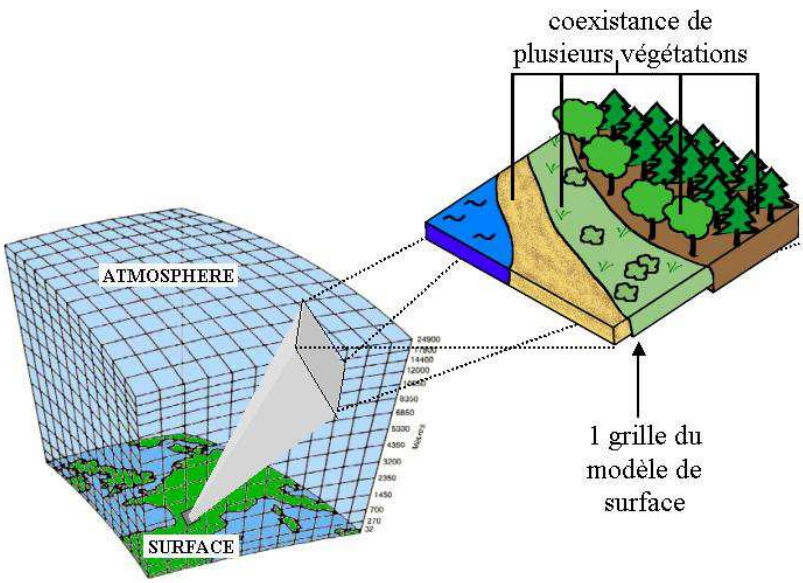


Figure 2.8: Actuellement, jusqu'à 11 types de végétations peuvent coexister au sein d'une même maille du modèle de surface ISBA. Par contre un seul type de sol est considéré par point de grille. Il est considéré ainsi que les différents types de végétations poussent sur le même sol.

L'utilisation d'albédos satellites peut même devenir un casse-tête quand un même point de grille modèle de typiquement 1*km*x1*km* se trouve modélisé en plusieurs éléments de surface pour représenter l'hétérogénéité de surface. C'est notamment le cas pour le modèle de surface de Météo France dans lequel un point de grille peut être séparé en plusieurs biomes. Dans ce modèle, on peut atteindre la coexistence au même endroit de 11 types différents de végétation (plusieurs types de forêts, d'herbes, et de cultures) au-dessus d'un même sol (voir Figure 2.8). Cela impose de calculer jusqu'à 12 bilans d'énergie séparés (pour 1 sol et 11 végétations différentes pour un point de grille donné). Ces bilans sont ensuite moyennés en fonction du pourcentage de présence des différentes entités de sol nu et de végétations et renvoyés au modèle d'atmosphère. Les paramètres physiographiques du modèle de surface de Météo France sont issus généralement d'une base de données nommée ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) détenant l'information de 520 écosystèmes type (e.g., LAI, fraction de végétation, albédo, profondeur de sol, etc.). Selon la résolution spatiale du modèle les paramètres de plusieurs écosystèmes type parmi les 520 d'ECOCLIMAP sont agrégés entre eux pour fournir les 12 types de sol et de végétations à un endroit donné.

Motivation pour étudier les hétérogénéités verticales sur la profondeur de la canopée - Pour l'étude des processus biogéochimiques, l'intérêt de pousser la connaissance du rayonnement absorbé par la végétation sur sa verticale est évidente car la photosynthèse possède une réponse non linéaire à la lumière. En l'occurrence je ne m'étendrai pas sur ce point déjà abordé (Section 1.3.2). Les modèles de transfert radiatif dans les modèles de surface sont généralement très simplifiés car datant souvent de plus 20 ans (Section 1.3.2). Il existe de nombreux modèles de transfert radiatif génériques qui pourraient représenter la complexité d'une canopée. Concernant l'importance du choix du modèle de transfert radiatif, je me suis basé sur les enseignements de l'initiative RAMI4PILPS qui consistait à faire une intercomparaison de divers codes de transfert radiatif (Widlowski et al., 2011).

Une des conclusions fortes de cet exercice d'intercomparaison est que les modèles simplifiés et les modèles de Monte Carlo 3D détaillés (DART, drat, FLIGHT, Rayspread, raytran, etc) satisfont tous deux le critère de conservation de l'énergie pour une canopée homogène aillant une orientation de feuillage uniforme. En revanche, cet accord entre modèles, notamment 3D entre eux, se détériore au fur et à mesure que la structure de la canopée se complexifie (Duthoît et al., 2008; Widlowski et al., 2011). Pour une canopée donnée, les plus larges écarts sont rencontrés pour les termes d'absorption et de transmission sous des conditions diffuses. Ainsi, la nécessité d'incorporer des transferts radiatifs 3D dans des modèles de surface dédiés plutôt à représenter l'échelle globale parait questionnable tant que la structure exacte de la canopée n'est pas explicitement connue (e.g., Ni-Meister and Gao, 2011).

Ceci étant dit, une approche pragmatique qui consisterait à incorporer un schéma simplifié de transfert radiatif multicouche dans le modèle de surface ISBA, paraît très justifiée (ce qui répond aussi à des contraintes de coût de calcul).

De plus, dans les modèles de surface le traitement de cet aspect radiatif peut être souvent imbriqué au sein même du calcul des processus du cycle du carbone. C'est par exemple le cas pour le module 'A-gs' qui représente les échanges de carbone du modèle de surface ISBA de Météo France. Ainsi, le besoin de repenser une partie des algorithmes peut se faire ressentir notamment pour viser un calcul pleinement consistant entre bilan d'énergie et cycle du carbone. Ce besoin a émergé aussi à Météo France de l'ambition d'évoluer vers une modélisation de surface avec des bilans d'énergie multiples dans le sol et la végétation. L'intérêt est de parvenir à toujours mieux décrire les processus de surface.

Objectifs et Stratégie – Un certain nombre de développements pour connaître les hétérogénéités horizontales et verticales du rayonnement solaire absorbé par la surface paraissent nécessaires si je veux prétendre à améliorer le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone. En conséquence, les objectifs de cette section sont les suivants :

- **Objectif 1 –** Cartographier par satellite la distribution du rayonnement à la surface entre les entités séparées : albédo du sol nu et albédo de la végétation.

  Cela me permettra de pouvoir utiliser ces données satellitaires d'albédo de surface dans les modèles de prévision du temps et du climat. Une fois cette décomposition sol nu/végétation effectuée, un aspect qui pourra être intéressant d'explorer est le lien éventuel qui relie l'albédo du sol au contenu en eau superficiel du sol. Au regard de la manière dont évoluent les réflectivités du sol et de la végétation, il est clairement suggéré que l'enjeu du travail de séparation entre les composantes sol nu et végétation est aussi d'avoir un jour : un proxy pour le cycle du carbone de par un accès à l'état de santé de la végétation et d'accéder à une information sur le contenu en eau de la couche superficielle de sol. Concernant ce dernier point, l'eau du sol évoluant très rapidement à la surface (fonction des précipitations, de l'évaporation et infiltration),

l'échantillonnage à haute fréquence des satellites géostationnaires semble parfaitement bien adapté pour répondre à ces contraintes.

- **Objectif 2 -** Fournir un nouveau jeu d'albédos de surface dans la base de données ECOCLIMAP.

  Cette base est utilisée par les modèles de prévision du temps et du climat pour l'initialisation des paramètres physiographiques. Comme indiqué en Section 1.3.1 les champs d'albédo dans la base ECOCLIMAP datent des années 1990 et les valeurs renseignées à l'échelle globale ont été tirées de quelques mesures *in situ* qui ne couvrent pas la diversité des types de couverts de la planète. Les valeurs d'albédo sont de plus fixes dans le temps. L'objectif est d'avoir un jeu plus précis pour chaque type de couvert à l'échelle globale et de renseigner sur le cycle moyen annuel.

- **Objectif 3 -** Apporter une description du rayonnement absorbé sur la profondeur de la végétation.

  L'intérêt est de pouvoir par la suite estimer le taux d'assimilation de carbone à différents niveaux de la canopée grâce à une approche radiative multicouche. Compte tenu des remarques précédentes (voir paragraphe précédent), j'ai choisi de rénover le module de photosynthèse 'A-gs' du modèle ISBA en lui offrant un modèle de transfert radiatif dans la végétation utilisable à grande échelle que j'ai donc dû développer.

Dans les deux parties qui suivent, je présente comment, à partir d'observations satellitaires intégrant toute la surface, il est possible d'accéder à la propriété de réflectivité de la végétation et donc par là même au flux solaire absorbé par la végétation (Section 2.3.2). Je propose une actualisation des albédos du sol nu et de la végétation dans la base ECOCLIMAP. J'illustre brièvement le lien entre le contenu en eau du sol et l'albédo du sol nu qui est une thématique très difficile. Puis j'aborde un volet plus modélisation du rayonnement au sein de la canopée afin de connaître la répartition verticale du flux solaire absorbé par la végétation (Section 2.3.3).

2.3.2 REPARTITION HORIZONTALE ENTRE LA VEGETATION ET LE SOL NU SOUS-JACENT

L'albédo de surface est défini comme le ratio du rayonnement solaire réfléchi par la surface sur le rayonnement solaire incident. La même définition s'applique aux surfaces occupées uniquement par du sol nu, ou uniquement par de la végétation ce qui constitue les albédos du sol nu ou de la végétation.

Les pages qui suivent présentent un article que j'ai publié dans la revue RSE (Remote Sensing of Environnement) dans lequel une méthode pour accéder aux albédos de la végétation et du sol nu par satellite est présentée. Le but est de répondre aux Objectifs 1 et 2 listés dans les paragraphes précédents.

L'article est organisé en plusieurs sections. La Section 2 détaille la méthode de séparation des albédos. La Section 3 présente le matériel et le protocole expérimental. La Section 4 montre le résultat de la décomposition à partir de 10 ans de données MODIS (2001-2010) et effectue la comparaison avec des produits climatologiques issus d'autres études. Elle propose également une actualisation des albédos dans la base de données ECOCLIMAP et débat du lien entre albédo du sol et humidité superficielle. Les Sections 5 et 6 résument l'étude et dressent quelques conclusions.

***Carrer, D.**, Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., and Liu, S. (2014), Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products, Remote Sensing of Environment, Vol. 140, pp. 420-432.*

Article 2 – Voir ci-dessous.

Remote Sensing of Environment 140 (2014) 420–432

Contents lists available at ScienceDirect

Remote Sensing of Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rse

Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1 km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products

Dominique Carrer *, Catherine Meurey, Xavier Ceamanos, Jean-Louis Roujean, Jean-Christophe Calvet, Siliang Liu

CNRM-GAME/UMR3589, Météo-France, Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 19 April 2013
Received in revised form 26 August 2013
Accepted 26 August 2013
Available online 8 October 2013

Keywords:
Snow-free
Vegetation albedo
Bare soil albedo
Soil moisture

ABSTRACT

Land surface albedo is considered to be a fundamental quantity for accurate assessment of the surface energy budget. Whereas satellite products usually provide total surface albedo, land surface models often require a separation of snow-free surface albedos of the vegetation canopy and the underlying bare soil. In this paper, visible (0.3–0.7 μm) and near infrared (0.7–5.0 μm) vegetation and bare soil albedos are retrieved from a decade of MODIS data at global scale by using a Kalman Filter-based method. The retrieved quantities show good agreement with those derived in previous studies. The main advantage of the proposed method over other approaches is that it provides albedo components efficiently throughout the year, thus allowing the seasonal cycles to be captured. This study also exploits the relationship linking the retrieved bare soil albedo to soil moisture in order to reinforce indirectly the quality of the albedo splitting. The proposed method makes it possible to update the bare soil and vegetation albedo fields in the ECOCLIMAP land cover map, the database of physiographic parameters used by Météo-France for climate and NWP modelling. The mean relative difference between the new and the old ECOCLIMAP shortwave albedos (0.3–5.0 μm) is −8.5% at the global scale if only albedos lower than 0.5 are considered, and 41.2% otherwise. This update of the ECOCLIMAP database will have numerous NWP and climate applications for carbon, energy, and water cycle modelling.

© 2013 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

Land surface albedo is defined as the ratio of the solar radiation flux reflected by the surface to the total incoming solar radiation flux. The same definition applies to surfaces occupied by bare soil only, or by vegetation albedo only. In case of mixed scenarios, it is assumed that part of this ratio comes from soil, and other part comes from vegetation, the weight of them being given the fraction of vegetation. Land surface albedo is therefore a fundamental quantity of the surface energy budget (e.g., Dickinson, 1995; Noilhan & Planton, 1989; Picard, Krinner, Arnaud, & Lefebvre, 2012) with large implications in weather forecasting and climate modelling. For example, Charney, Quirk, Chow, and Kornfield (1977), Sud and Fennessy (1982), and Laval and Picon (1986) have suggested that the surface plays an important role in the triggering and maintenance of droughts in the Sahel region through positive feedbacks with the hydrological cycle. Also, Pielke and Avissar (1990) found that a 4% increase in land surface albedo would result in a decrease of around 0.7 °C in the Earth's equilibrium temperature. In the light of these studies, accurate assessment of surface albedo is important for both the meteorological and climate science communities.

In the last decade, albedo products have become available by virtue of a wealth of instruments, including the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR, e.g., Csiszar & Gutman, 1999; Strugnell & Lucht, 2001), the POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER, e.g., Leroy et al., 1997), the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, e.g., Justice et al., 1998; Strahler, Muller, et al., 1999; Schaaf, 2002), the Meteosat Visible and Infrared Imager (MVIRI, e.g., Ba, Nicholson, & Frouin, 2001; Pinty et al., 2000), SPOT/VEGETATION (e.g., Samain, Roujean, & Geiger, 2007), the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager/Meteosat Second Generation (SEVIRI/MSG, e.g., Geiger, Carrer, Franchistéguy, Roujean, & Meurey, 2008; Carrer, Roujean, & Meurey, 2010), and the Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR, e.g., Taberner et al., 2010). The exploitation of data from these sensors has encouraged research work stressing the relevance of each sensor to accurately retrieve surface albedo. In this area, although it was made clear from the very beginning that directional information was important to describe the anisotropy of the surfaces, spectral properties have been increasingly considered. This vision was consistent with an enhanced spatial resolution allowing better separation of the landscape units through land cover mapping. Nowadays, the threshold requirement of 5%, which is fulfilled by most albedo products, tends to satisfy the needs of the Numerical Weather Prediction (NWP) and climate communities.

Although satellite products generally provide total surface albedo, land surface models (LSM) look for an energy budget balanced between vegetation canopy and the underlying background, either bare soil or snow. Bare soil and vegetation albedos therefore constitute indispensable

* Corresponding author.

0034-4257/$ – see front matter © 2013 Elsevier Inc. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.041

input quantities for Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) models, which are becoming increasingly complex (e.g., Carrer et al., 2013; Dai et al., 2003; Dickinson, Henderson-Sellers, & Kennedy, 1993; Sellers, Los, et al., 1996; Sellers, Randall, et al., 1996).

The use of satellite surface albedos in LSM becomes a brainteaser when a single surface model unit of typically 1 km^2 is divided into different elements. In this regard, Météo France has developed the surface modelling platform SURface Externalisée (SURFEX) (e.g., Masson et al., 2013). In SURFEX, a single surface unit is divided into different biomes (hereafter referred to as tiles) in order to account for surface heterogeneity (i.e. the variety of soil and vegetation properties). Tiles are composed of generic surface types including bare soil and various types of forest, grasslands, and crops. The physiographic parameters defining each tile in SURFEX are derived from the ECOCLIMAP land cover map (Faroux, Masson, & Roujean, 2007; Masson, Champeaux, Chauvin, Meriguer, & Lacaze, 2003). In ECOCLIMAP, 520 ecosystems, or cover types, were defined to map the parameters of LSMs such as SURFEX (e.g., leaf area index, fractional vegetation cover, albedo, soil depth, etc.), at the global scale. According to the resolution of the LSM grid, the parameters of several ECOCLIMAP ecosystems can be aggregated to provide merged multi-ecosystem physiographic information for each tile, with a maximum of 12 tiles for a single model grid cell. For example, a given forest can be depicted by a cover type (ecosystem) with up to 11 tiles of vegetation co-existing over a single tile of bare soil. More details on the tile-based approach can be found in Masson et al. (2003).

In this study, an innovative method is proposed to provide dynamic estimates of vegetation and bare soil albedos. Albedo fields from the ECOCLIMAP database are updated after application of the proposed method to MODIS data. Up to 12 distinct albedo values are prescribed for each cover type among the 520 ecosystems of ECOCLIMAP. Hereafter, the original and the updated ECOCLIMAP are referred to as ECOCLIMAP-O and ECOCLIMAP-U, respectively. We present an approach using a Kalman Filter (KF) to exploit the vegetation phenology so as to split the total surface albedo into bare soil and vegetation components. This splitting is done by optimally combining climatology information, satellite data, and a priori information. The principles of the proposed method were originally used by Cedilnik, Carrer, Mahfouf, and Roujean (2012) and are described in greater detail in the present article. Although Cedilnik et al. (2012) assessed the impact of assimilating satellite surface albedos in an NWP model, they did not detail the KF-based method, or thoroughly investigate its capabilities for bare soil and vegetation albedo retrieval. Similar albedo splitting methods have been used in a number of studies to compute an average value of bare soil and vegetation albedos on a yearly basis, yielding a climatology-based product (Houldcroft et al., 2009; Kaptue Tchuenteet al., 2011; Rechid, Raddatz, & Jacob, 2008). The approach used in this study differs from previous methods in that it updates the vegetation and bare soil albedos every time a new satellite product becomes available.

This paper is organized as follows. Section 2 details the albedo splitting method. The test data and the experimental design are presented in Section 3, along with the ECOCLIMAP-O database. In Section 4, results of applying the proposed analysis to MODIS data are shown for a 10-year period (2001–2010) and are compared with results obtained from previous studies. Section 4 investigates the updating of vegetation and bare soil albedos in the ECOCLIMAP-U database. We conclude Section 4 by exploring the correlation between the estimated bare soil albedo and the superficial soil moisture. Sections 5 and 6 summarize the study and draw some conclusions.

2. Methods

Two kinds of albedo observations are generally available: climatological albedos of vegetation, a_{veg}^{clim}, or bare soil, a_{bs}^{clim}, (typically derived from ground measurements), and satellite-derived total surface albedos a_{tot}^{sat}. In Cedilnik et al. (2012), these two types of surface information are treated using a forward KF method. The aim of the KF method is to perform regular analysis, at times i, of the vegetation albedo, a_{veg}^{a}, and the bare soil albedo, a_{bs}^{a}, components based on a minimum variance analysis scheme. These variables are embedded in the state vector $x_i^a = [a_{veg}^a; a_{bs}^a]^T$ as:

$$x_i^a = x_i^b + K_i\left[y_i - Hx_i^b\right] \tag{1}$$

and the c-covariance is established by the matrix A_i, which reads:

$$A_i^a = (\mathrm{I} - K_i H)A_i^b \ \text{ with } \ K_i = A_i^b H^T\left[HA_i^b H^T + R_i\right]^{-1}. \tag{2}$$

Superscripts (b) and (a) refer to guess and analysis, respectively, y_i is the observation vector at time i (i.e. $y_i = [a_{veg}^{\mathrm{clim}}; a_{bs}^{\mathrm{clim}}; a_{tot}^{sat}]^T$), R_i is the associated variance–covariance error matrix, I stands for the identity matrix, and K_i is called the Kalman gain. The observation error matrix R depends on the satellite product uncertainty σ_{tot}^{sat} and the uncertainty on the climatological parameters ($\sigma_{bs}^{\mathrm{clim}}$ and $\sigma_{veg}^{\mathrm{clim}}$). As the observations are assumed to be independent of the climatological parameters, the off-diagonal elements of R (i.e. the covariances between a_{veg}^{clim}, a_{bs}^{clim}, and a_{tot}^{sat}) have zero values:

$$R = \begin{bmatrix} \left(\sigma_{veg}^{\mathrm{clim}}\right)^2 & 0 & 0 \\ 0 & \left(\sigma_{bs}^{\mathrm{clim}}\right)^2 & 0 \\ 0 & 0 & \left(\sigma_{tot}^{sat}\right)^2 \end{bmatrix}. \tag{3}$$

In the standard KF technique, a linear relationship is assumed as follows:

$$y_i = Hx_i + \upsilon_i \tag{4}$$

where H is the observation operator, and υ_i is a function accounting for the uncertainties of the measurements and of the observation model, given the covariance matrix R_i. According to Eq. (4) and expressions x_i and y_i, the observation operator may be expressed as:

$$H = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \\ veg & (1 - veg) \end{bmatrix} \tag{5}$$

where veg is the vegetation fraction at the spatial resolution of the model. The vegetation fraction is a fundamental quantity. In the proposed method, it is used to split the land surface albedo into vegetation and bare soil components.

The state analysed in Eq. (1) is equivalent to the forecast state plus the analysis increment, which is equal to the innovation vector (i.e., the difference between the observations y_i and the associated simulations in the observation space Hx_i^b multiplied by the Kalman gain K_i). The Kalman gain accounts for errors in the observations and in the prognostic state (i.e. the correction will be more pronounced as more confidence is given to the observations). During the propagation step, the system evolves according to linear dynamics:

$$x_i^b = Mx_i^a + \omega_i \tag{6}$$

where M is the prognostic model operator and ω_i encompasses all modelled uncertainties. The latter errors are assumed to be normally distributed with zero mean and covariance equal to Q. Finally, for the propagation law of variances, the forecast error covariance matrix A evolves according to:

$$A_{i+1}^b = MA_i^a M^T + Q_i \ \text{ with } \ A_i^a = \begin{bmatrix} \left(\sigma_{veg}\right)^2 & 0 \\ 0 & \left(\sigma_{bs}\right)^2 \end{bmatrix} \tag{7}$$

where the diagonal elements of A_i^a are the uncertainties of the

analysed quantities a^a_{veg} and a^a_{bs}, and M is the identity matrix (i.e. the persistence hypothesis). The model error covariance matrix is expressed as $Q = A^a_i.\delta$, where δ is a function depending on the vegetation fraction *veg*. The *veg* parameter is provided by ECOCLIMAP. According to Cedilnik et al. (2012), a time scale coefficient δ_t increases the daily error by 10% in the case where no observations are available, that is to say:

$$\delta = 2^{2/(1-veg)}\delta_t - 1 \text{ for } A^{b_{[1,1]}}_{i+1}, \text{ and } \delta = 2^{2/veg}\delta_t - 1 \text{ for } A^{b_{[2,2]}}_{i+1}. \quad (8)$$

Over a densely vegetated canopy ($veg \approx 1$), the uncertainty on the retrieved vegetation albedo becomes low and fluctuations of the observation vector y_i will drive the temporal evolution of a^a_{veg}. In contrast, over a bare soil area, a^a_{bs} will absorb most of the fluctuations that exist in the observed total surface albedo.

It should be noted that the total surface albedo is not an analysed field. Nevertheless, the reconstructed quantity $a^{a'}_{tot}$ (superscript *a*' referring to pseudo-analysis) can be calculated directly as follows:

$$a^{a'}_{tot} = veg \times a^a_{veg} + (1-veg) \times a^a_{bs}. \quad (9)$$

3. Test data and experimental design

The above method requires both climatological and satellite data information. In this study, climatology-based albedos were taken from the ECOCLIMAP-O database (see Section 3.1). The satellite albedos corresponded to MODIS and SEVIRI products (see Section 3.2). Section 3.3 presents the experimental design together with the data sets involved in the retrieval procedure for vegetation and bare soil albedos.

3.1. ECOCLIMAP-O database

ECOCLIMAP is a twofold 1-km resolution global database composed of a classification map of ecosystems and an atlas of land surface parameters (Faroux et al., 2007; Masson et al., 2003). ECOCLIMAP is intended to initialize meteorological and climate models. A total of 520 ecosystems featuring areas of homogeneous vegetation types were defined by merging existing land cover maps, climate maps and satellite AVHRR data from 1994. For each ecosystem, a set of surface parameters, as the annual cycle of Leaf Area Index (LAI) or the albedo, can be extracted from look-up tables. Details on the ECOCLIMAP database are available at the project website http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/.

ECOCLIMAP is designed to supply the climate community with both bare soil and vegetation albedo for any grid point on Earth. The total albedo product is computerized as a weighted sum of the vegetation fraction.

Bare soil albedo (a^{eco}_{bs}) depends on the soil texture and on soil organic deposition (Irons, Ranson, & Daughtry, 1988). ECOCLIMAP uses an empirical formula combining the sand fraction (*fasnd*) and the fractions of woody and herbaceous vegetation types (*fwoody and fherbaceous*), which represent the deposition of organic matter, resulting in the following expression:

$$a^{eco}_{bs} = 0.10 + (0.05 + 0.30 \times fsand) \times \left[1 - 0.9(fwoody + fherbaceous)^2\right]. \quad (10)$$

The sand fraction data used in ECOCLIMAP at a global scale are derived from databases such as the Harmonized World Soil Database (FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, 2009). According to Eq. (10), soils are brighter when their surfaces are sandy or poorly organic. Note that bare soil albedo is constant for each ecosystem in ECOCLIMAP and that albedo uncertainties (σ^{eco}_{bs} and σ^{clim}_{veg}) are arbitrarily fixed at 2.

The values of vegetation albedos are assigned according to land cover type based on previous studies and from in situ measurements (Noilhan & Mahfouf, 1996). For example, a vegetation albedo of 0.10 is taken for boreal (Betts & Ball, 1997) and temperate (Gash et al., 1989) coniferous forests. Equatorial forests, however, have a vegetation albedo of 0.13 (Shuttleworth et al., 1984; Culf, Fisch, & Hodnett, 1995; Culf, Esteves, de Marques Filho, & da Rocha, 1996; Wright et al., 1996), and this increases to 0.15 for deciduous broadleaf trees (Betts & Ball, 1997). The vegetation albedo for herbaceous vegetation (either croplands or grasslands) is set to 0.20 (Shuttleworth et al., 1984; Culf et al., 1995, 1996; Grant, Prata, & Cechet, 2000). Unlike that of bare soil, vegetation albedo – and thus total surface albedo – can vary within a tile. Vegetation albedo is expressed as follows:

$$a^{eco}_{veg} = \left(\sum_{t=2}^{NTile} FracTile_t \times veg_t \times a^{eco}_{veg_t}\right) / \left(\sum_{t=2}^{NTile} FracTile_t \times veg_t\right);$$
$$a^{eco}_{tot} = veg \times a^{eco}_{veg} + \times a^{eco}_{bs}(1-veg) \text{ with } a^{eco}_{bs} = a^{eco}_{veg_{t=1}} \text{ and } veg = \sum_{t=2}^{NTile} FracTile_t \times veg_t \quad (11)$$

where $FracTile_t$ is the fraction of tile *t*, and veg_t and $a^{eco}_{veg_t}$ are the vegetation fraction and the vegetation albedo of tile *t*, respectively. Up to 12 ($NTile = 12$) different albedo values are present in ECOCLIMAP to characterize bare soil ($t = 1$) and the vegetation ($t = [2 - 12]$) of a cover type.

3.2. Satellite data sets

In order to obtain spatially complete global maps of snow-free bare soil and vegetation albedo, we included MODIS data (MCD43GF) from TERRA and AQUA in our analysis. In this regard, Moody, King, Schaaf, and Platnick (2008) developed a method to create gap-filled global maps of 8-day composite snow-free land surface albedo. The method uses high quality flagged diffuse bi-hemispherical (white sky) and direct-beam directional hemispherical (black sky) land surface albedo data derived from observations taken by the MODIS instrument aboard the NASA Terra and Aqua satellites. The spatially complete albedo is produced using an ecosystem-reliant temporal interpolation technique that retrieves missing data with 3–8% error.

Similar products are disseminated by the EUMETSAT Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA-SAF) on a daily basis. The LSA-SAF uses data from the SEVIRI sensor onboard the Meteosat Second Generation geostationary satellite (MSG). Details on the surface albedo algorithm can be found at the project website http://landsaf.meteo.pt/ or in Geiger et al. (2008) or Carrer et al. (2010).

We used these two satellite products in the KF-based method as satellite inputs (a^{sat}_{tot}). Their corresponding uncertainties (σ^{sat}_{tot}) were either taken as disseminated, in the case of LSA-SAF, or estimated in the case of MODIS. In fact, MODIS quality flags ($qflag^{MODIS}_{tot}$) yield only qualitative information, which accounts for the number of observations processed. In this respect, values of $qflag^{MODIS}_{tot}$ can either scale between 0 and 1 (for a high-quality full inversion) or be equal to 2, 3 or 4 (indication on temporally /spatially fitted /smoothed pixels) or take the value 5 (spatially fitted pixels in the region between 80°N and 90°N) or even reach 6 (to mention spatially fitted pixels due to residual cloud contamination in equatorial South America and equatorial Africa). Finally, a value of 15 indicates filled values. In order to make a quantitative quality flag available for MODIS albedo products, we converted arbitrary manner as follows:

$$\sigma^{sat}_{tot} = qflag^{MODIS}_{tot}/1000 \text{ if } qflag^{MODIS}_{tot} < 7, \text{ and } \sigma^{sat}_{tot} = 100 \text{ otherwise}. \quad (12)$$

In this way, if $qflag^{MODIS}_{tot}$ is not equal to 15, the MODIS uncertainties will vary in the range 1–6% for a surface albedo equal to 0.1.

3.3. Experimental design

3.3.1. Analysis of derived snow-free vegetation and bare soil albedos

Bare soil and vegetation albedo estimates were generated using the KF method presented in Section 2. The proposed method was fed by

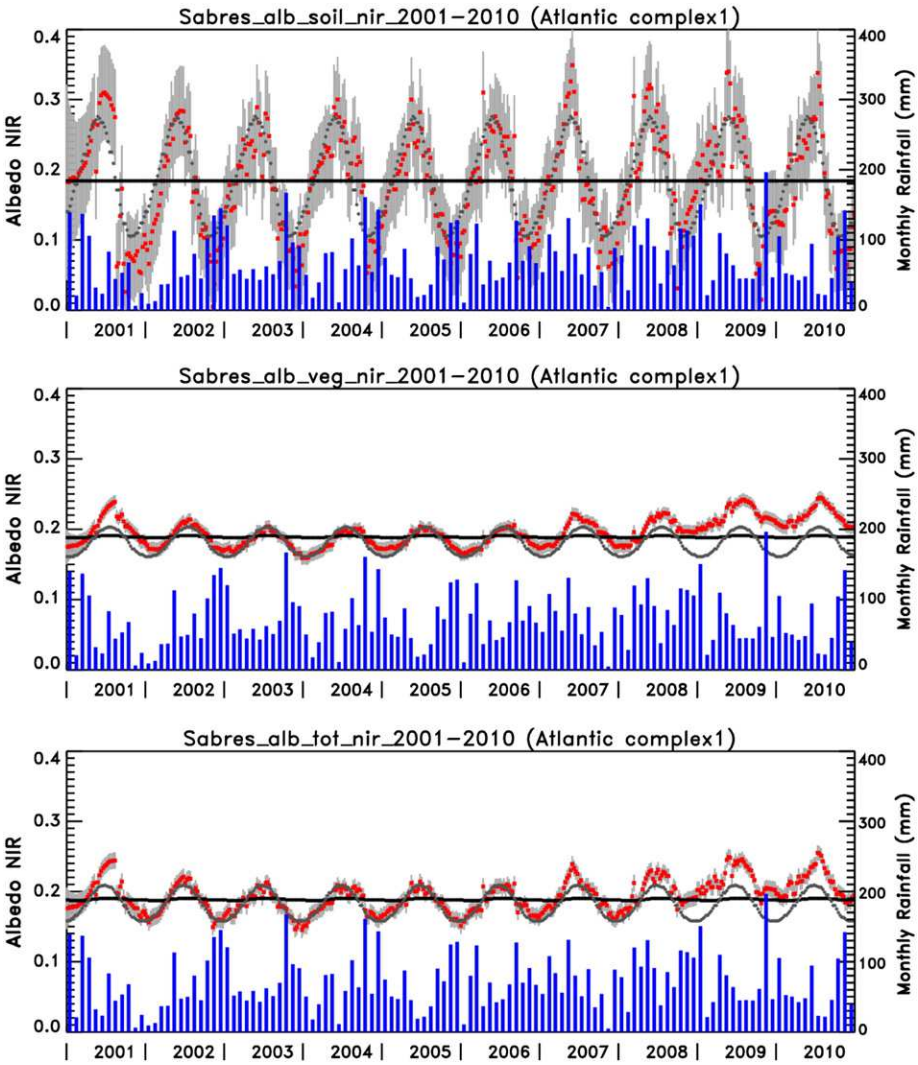


Fig. 1. Time series of (top) bare soil, (middle) vegetation, and (bottom) total NIR albedo at the Sabres station (Landes forest). The fraction of vegetation is 0.85. ECOCLIMAP-O (close to 0.2) is the black solid line, the analysis is shown by red dots, and the updated values of ECOCLIMAP-U (see Section 4.2) are shown by dark dots (following the red dots). Each red dot is shown with a vertical grey bar representing the uncertainty of the analysis. TMPA monthly rainfall is superimposed in blue.

climatological bare soil and vegetation albedos from the ECOCLIMAP-O database. The vegetation fraction (*veg*) of each element of the model grid box was also given by ECOCLIMAP-O. This parameter is static per cover type and evolves throughout the year with the fraction of presence of each tile (FracTile). In this experiment we used MODIS data at global scale for the 10-year period from 2001 to 2010. Only the total bi-hemispherical (white sky) albedo products were considered.

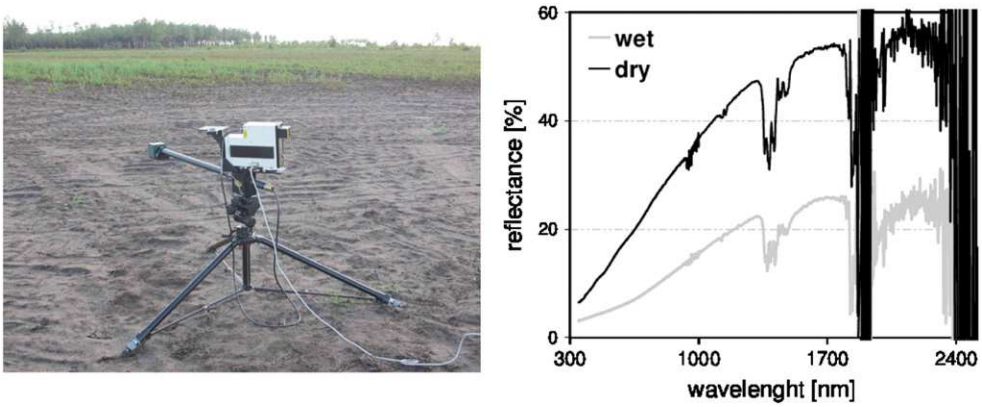


Fig. 2. Ground measurements of spectral albedo at Sabres station on 13 September 2012 at 1800 UTC over a bare soil area (fraction of sand is 85%). The target soil is shown on the left, and the wet and dry reflectances are shown on the right.

3.3.1.1. Local analysis. The vegetation and bare soil albedos produced were evaluated over three meteorological stations presenting contrasting vegetation types and coverage: the Sabres site in the French Landes forest ($veg = 0.85$; 44.15°N, −0.85°E), the Moroccan sandy desert of Tinfou (no vegetation; 30.30°N, 5.70°E), and the Malian Agoufou site ($veg = 0.40$; 15.35°N, −1.50°E). Sabres provides an interesting case study because of a major storm event that occurred on 24 January 2009, destroying 60% of the forest (1,000,000 m^3 of fallen trees). Tinfou is a sandy area where experiments have been performed by Bierwirth et al. (2008) in order to quantify the impact of surface albedo changes on dust radiative forcing. Agoufou is located in the Sahel region where climate shifts can potentially occur. Samain et al. (2008) outlined the tremendous impact of the severe drought on the seasonal cycle of surface albedo for Agoufou in 2006. These three sites were used to evaluate the accuracy and the stability of the analysed albedo obtained from the proposed method.

In addition to MODIS albedos, we performed hyper-spectral ground measurements next to the Sabres station in order to confirm the magnitude of the yearly variations of the bare soil albedo between wet (mostly during winter) and dry (mostly during summer) conditions. In situ measurements were taken on 13 September 2012 at 1800 UTC with a portable field spectroradiometer (SVC HR-1024). Several spectra were collected within the 350–2500 nm spectral range. Although MODIS-derived albedo estimates at local solar noon cannot be directly compared to ground measurements, we assumed that the magnitude of the albedo variation due to the increase of wetness was the same at noon as at 1800 UTC. Note that the Sabres station is very sandy (with a measured sand fraction of 87%).

3.3.1.2. Global analysis. The 10-year average of analysed albedos was compared with the albedos derived from the alternative method proposed by Rechid et al. (2008), which also performs the separation between vegetation albedo and underlying soil albedo using MODIS-derived total shortwave white sky albedo. While our method enables the seasonal cycle of vegetation and bare soil albedos to be represented, Rechid et al.'s (2008) method gives a single pair of yearly values for vegetation and bare soil components.

3.3.2. ECOCLIMAP-U database

An update of the albedo fields in the ECOCLIMAP database at 1 km^2 resolution was obtained using MODIS. Although the tile-based approach of ECOCLIMAP can treat more than a single vegetation type for the same grid cell, only one albedo pair was considered. The distance between the vegetation albedo of the analysed grid-cell and the associated climatological value was related to the vegetation albedo of each tile t $\left(a^{a'}_{veg_t}\right)$ inside the grid-cell by applying a weight proportional to the tile's vegetation fraction (veg_t).

$$a^{a'}_{veg_t} = a^{c\lim}_{veg} + \frac{veg_t}{veg} \times \left(a^{a}_{veg} - a^{c\lim}_{veg}\right). \tag{13}$$

For each ECOCLIMAP cover type (from 1 to 520), up to 12 new albedo values were derived for each spectral range (visible and near-infrared) corresponding to the 12 tiles. We recall here that a maximum of 12 tiles in ECOCLIMAP accounts for the variety of soil and vegetation within a cover type. This allows non-vegetated surfaces (bare soil, rocks, permanent snow) to be treated separately by LSM and accounts for the main plant functional types (tropical vs. temperate vegetation, low vs. tall vegetation, deciduous vs. evergreen trees, various types of crops, etc.) (Masson et al., 2013). The new averaged parameters per tile $\left(a^{a'}_{veg_t}\right)$ were calculated for each cover by considering all model grid cells where the cover type was present.

3.3.3. Dependence of soil albedo on superficial soil moisture

The relationship between surface albedo and surface water content has long been a subject of interest in the satellite and hydrological science communities. Satellite Remote Sensing microwave instruments such as ASCAT and SMOS (Figa-Saldaña et al., 2002; Kerr et al., 2001) make relevant information available on soil moisture. It is usually representative of the first few centimetres of the surface and the depth to which it is representative depends on the characteristics of the instrument and the type of soil. In comparison to microwave sensors, the optical sensors used in this study operated in the visible and near infrared bands, leading to a sensitivity to moisture in the first few millimetres of depth only.

Land surface models are designed to simulate the exchanges of energy, matter, and momentum between land surface and atmosphere, and make it possible to estimate the water content enclosed in a thin surface layer. Recently, Carrer et al. (2012) exploited the LSM of the SURFEX platform, named ISBA (Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere), to simulate accurate high-resolution (8 km) land, water and energy budgets over France using solar and infrared satellite incoming radiation together with atmospheric analyses for temperature, rainfall, wind speed, and humidity. The three-layer version of ISBA has a top layer thickness of 0.01 m, which is particularly suitable for investigating the potential relationship between surface wetness and albedo.

The relation between superficial soil moisture and bare soil albedo is investigated in Section 4.3. In this case, daily analysis of bare soil albedo was performed using daily LSA-SAF albedo products over France from 2006. MODIS 8-day albedo products were not suitable in this case as

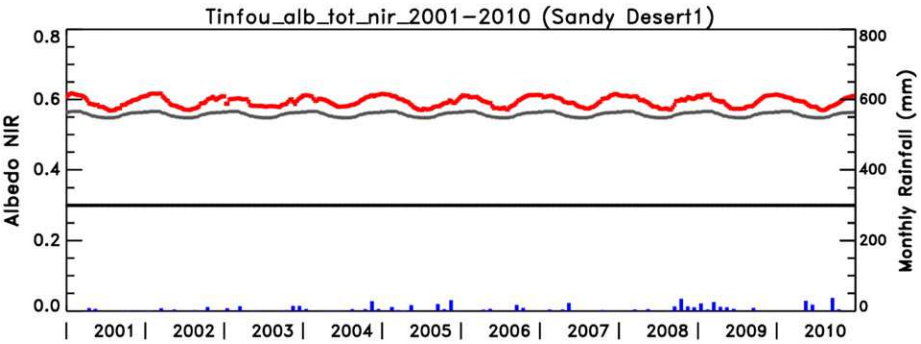


Fig. 3. Time series of NIR total albedo in the sandy desert of Tinfou (Morocco). The total surface albedo is equal to the bare soil albedo since there is no vegetation. ECOCLIMAP-O values are shown by the solid line in black (equal to 0.3), the analysis by red dots, and the updated values of ECOCLIMAP-U by dark grey dots (following the red dots, see Section 4.2). Vertical grey bars representing the uncertainty of the analysis are not visible as they are very small. TMPA monthly rainfall is superimposed in blue.

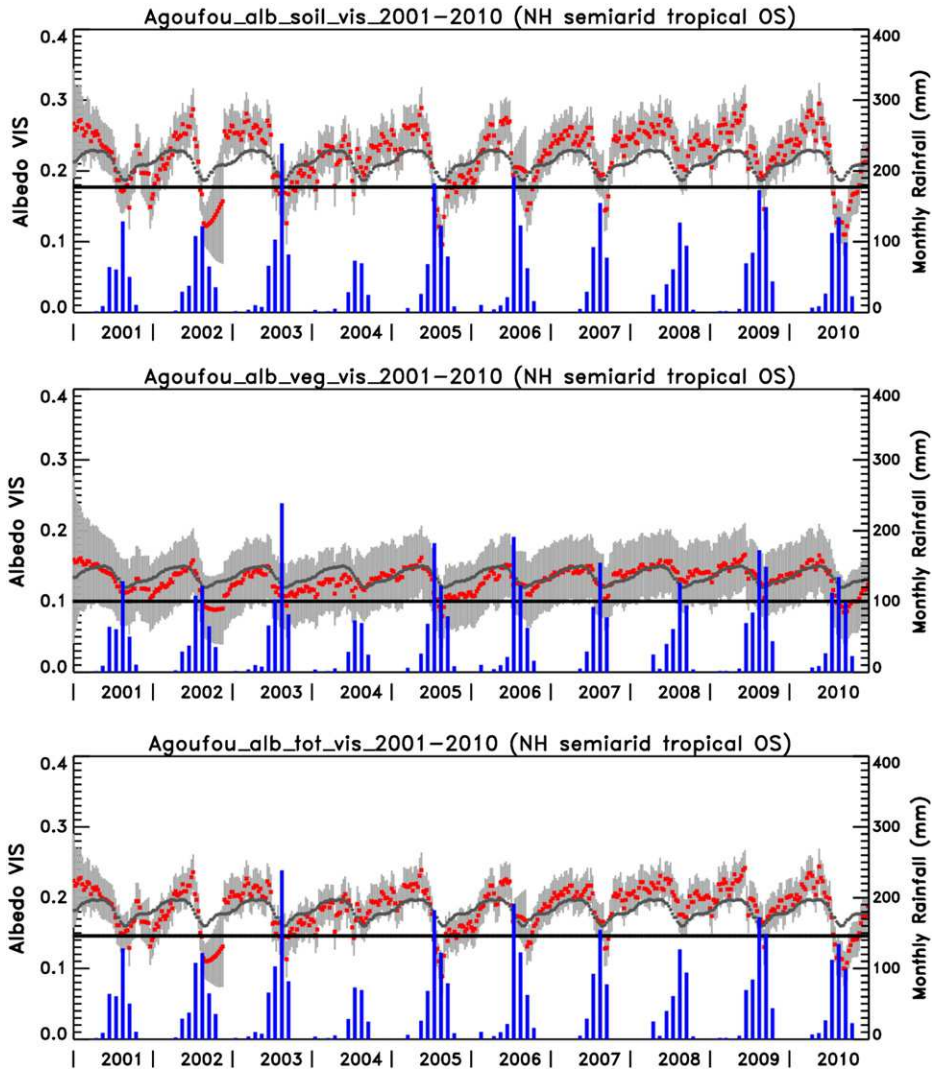


Fig. 4. Time series of (top) bare soil, (middle) vegetation and (bottom) total VIS albedo at Agoufou station (Mali). The fraction of vegetation is around 0.40. ECOCLIMAP-O is represented by the solid black line, the analysis is shown by red dots, and the updated values of ECOCLIMAP-U are shown as dark grey dots (following the red dots, see Section 4.2). Grey vertical bars represent the uncertainty of the analysis. TMPA monthly rainfall is superimposed in blue.

rainfall can rapidly evaporate or infiltrate into the ground, thus making its influence on the thin surface layer invisible by remote sensing just a few hours after a shower. Surface water content was modelled following Carrer et al. (2012).

4. Results

4.1. Analysis of snow-free vegetation and bare soil albedos

4.1.1. Local analysis

Fig. 1 shows the time series of 8-day bare soil, vegetation, and total surface albedos in the near infrared between 2001 and 2010 calculated by the proposed method for the Sabres station. Albedo values as they are currently provided by ECOCLIMAP-O are superimposed, as is the rainfall obtained from TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) (Liu, Ostrenga, Teng, & Kempler, 2012). Note that, although the ECOCLIMAP-O albedo is in agreement with the albedo analysed with the KF-based method, the annual variability is not represented by ECOCLIMAP-O. In ECOCLIMAP-O bare soil and vegetation albedos are constant for each ecosystem. The vegetation albedo at the pixel scale varies throughout the year due to slight changes in the fraction of presence of each ecosystem. These variations are generally very low (<0.01). According to Fig. 1, the amplitude of the seasonal cycle at Sabres is around 40% for total surface albedo and reaches 200% for the bare soil component only. The high fraction of vegetation at Sabres ($veg = 0.85$) induced strong uncertainty (see Eq. 7 for the calculation of analysis uncertainty) on the retrieved bare soil albedo and therefore a relatively free temporal evolution of this quantity. This was due to the low weight of the guess value a_{bs}^{b} in the KF. In contrast, the retrieved vegetation albedo over this densely vegetated area was strongly constrained by the satellite total surface albedo (e.g. the observation operator of Eq. (5) if *veg* is close to 1). Consequently, the confidence given to the analysed vegetation component was increased compared to the analysed bare soil component. Furthermore, a violent falloff of MODIS albedo occurs in the middle of 2001 in Sabres (not shown), thus resulting in high fluctuations of the analysis. This strange temporal evolution of the albedo may be related to fire events. Indeed, a very dry summer occurred in France in 2001 and numerous fires destroyed some areas of the Landes.

Fig. 2 shows the hyper-spectral albedo measurements at the Sabres station before and after the ground was artificially watered. The increase of soil wetness results in a decrease of the soil albedo by a factor of more than two. These results are in agreement with Fig. 1, in which the variation of the bare soil albedo over the seasonal cycle is very large.

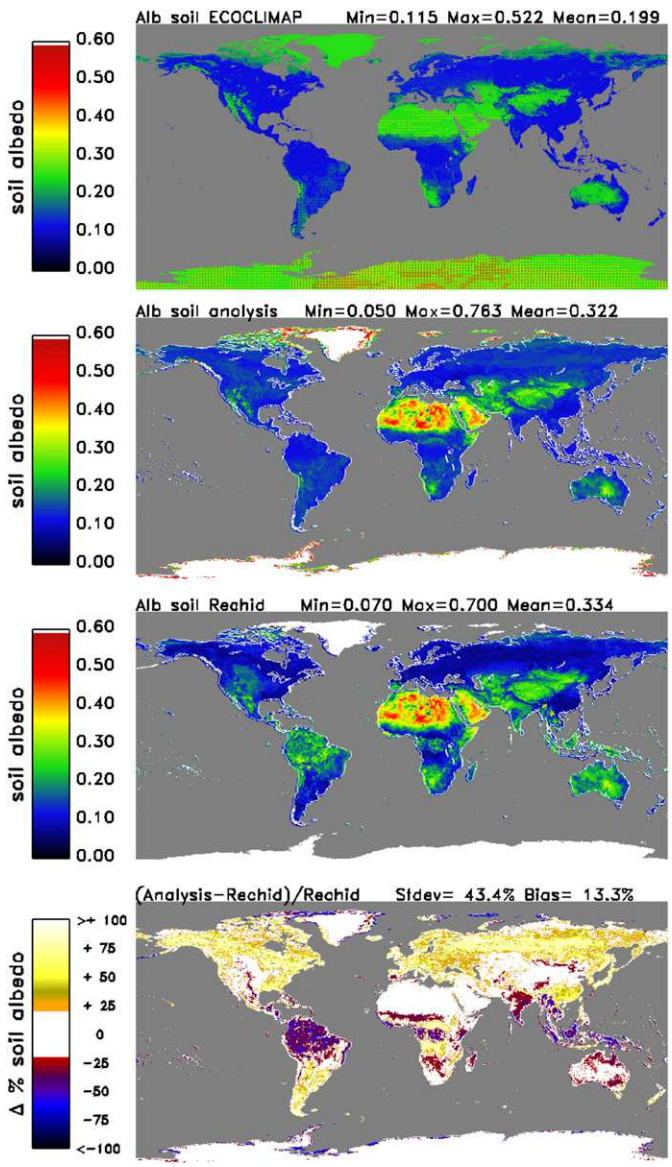


Fig. 5. Global distribution of soil albedo, from top to bottom: ECOCLIMAP-O, analysis averaged between 2001 and 2010, Rechid's estimate for a 4-year period (2001–2004), and relative difference (Δ) between analysis and Rechid's estimate.

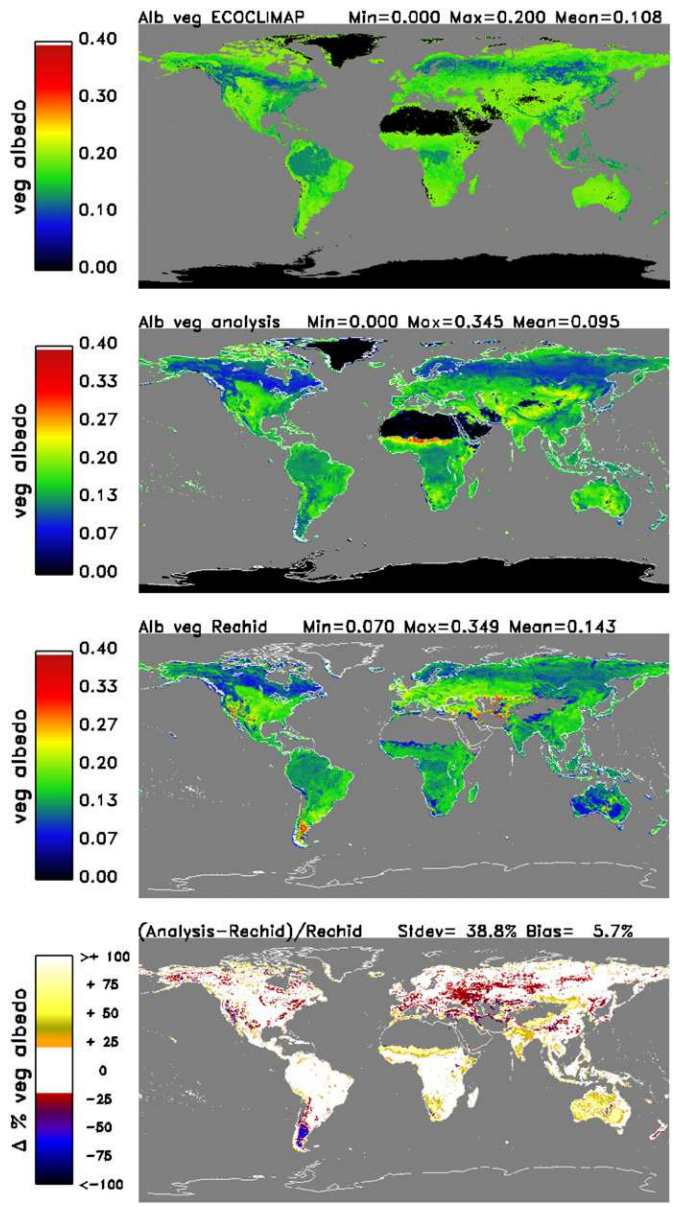


Fig. 6. As Fig. 5 but for vegetation albedo.

Fig. 3 plots the total near infrared albedo for the desert area of Tinfou (Morocco), which, in fact, is equal to the bare soil albedo due to the lack of vegetation in this case. The consequence is that the uncertainty on the retrieved bare soil albedo cannot be quantified. As can be seen, the distance between the retrieved albedo and the ECOCLIMAP-O field is close to 100% throughout the year.

Fig. 4 repeats the same experimental results by showing the visible time series corresponding to the Agoufou station in Mali ($veg = 0.40$). The amplitude of the annual cycle is around 45% between the winter and summer seasons for the bare soil component. This amplitude is halved for the vegetation albedo. The KF method combines optimally satellite measurements, climatologic and a priori informations. When satellite measurements are missing during a long period, as it is the case during autumn of 2002, the analysed state tends to the climatologic state.

4.1.2. Global assessment of the analysed albedo

4.1.2.1. Bare soil albedo and vegetation albedo. Here, global maps of analysed vegetation albedo and underlying bare soil albedo are compared to those obtained using the method presented by Rechid et al. (2008). For this, an average of the 8-day analysed albedos is taken over the 10-year period.

According to Figs. 5 and 6, strong similarities exist between the average vegetation and bare soil albedos derived by the proposed method and those shown by Rechid et al. (2008) despite the noticeable differences between the two methods. At global scale, the relative differences between the albedo provided by Rechid and the proposed method are 13.3% for bare soil and 5.7% for vegetation. Note that the two datasets cover two different periods, namely 2001–2004 in Rechid et al. (2008) and 2001–2010 in this study. Nevertheless, similar statistics were obtained when considering the 4-year period used by Rechid et al. (2008) (i.e. biases for bare soil and vegetation were found to be 13.2% and 5.7%, respectively). The largest differences for bare soil albedo (see dark pixels in Fig. 5 over the Congo or the Amazonian forests, for example) are located over densely vegetated areas where the total surface albedo is close to the vegetation albedo (see Eq. 11). In this case, retrieval errors related to bare soil albedo would have only limited impact on energy budgets simulated by LSM at the surface.

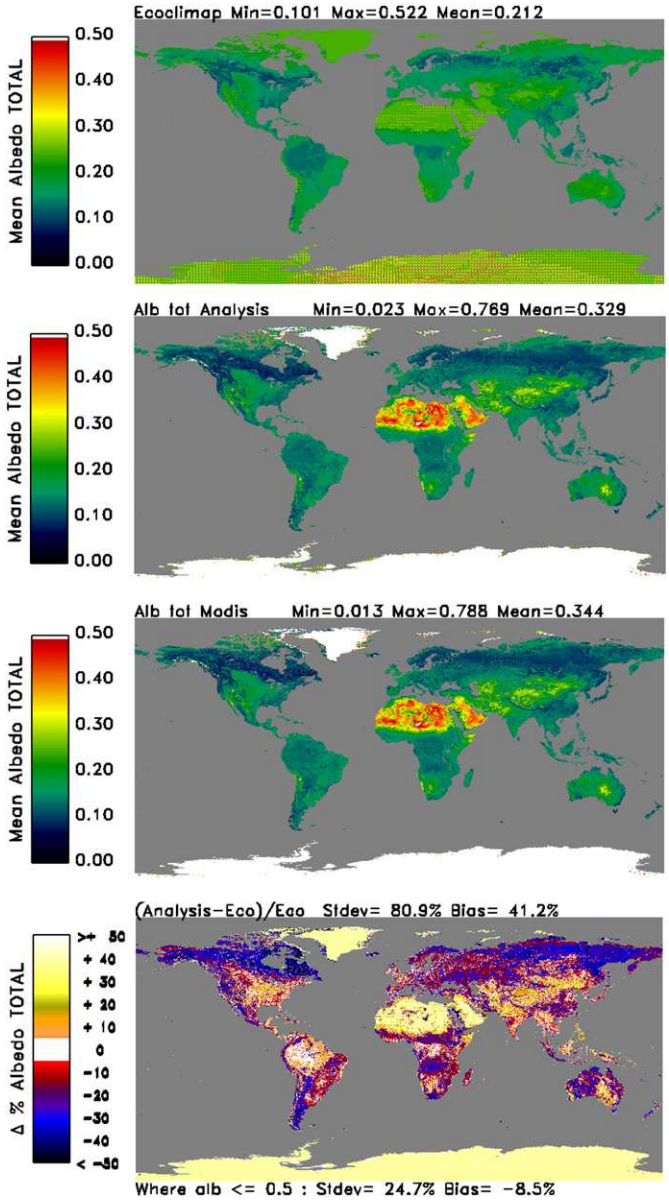


Fig. 7. From top to bottom, global distribution of total surface albedo averaged between 2001 and 2010 from ECOCLIMAP-O, the analysis, MODIS, and relative difference (Δ) between analysis and ECOCLIMAP-O.

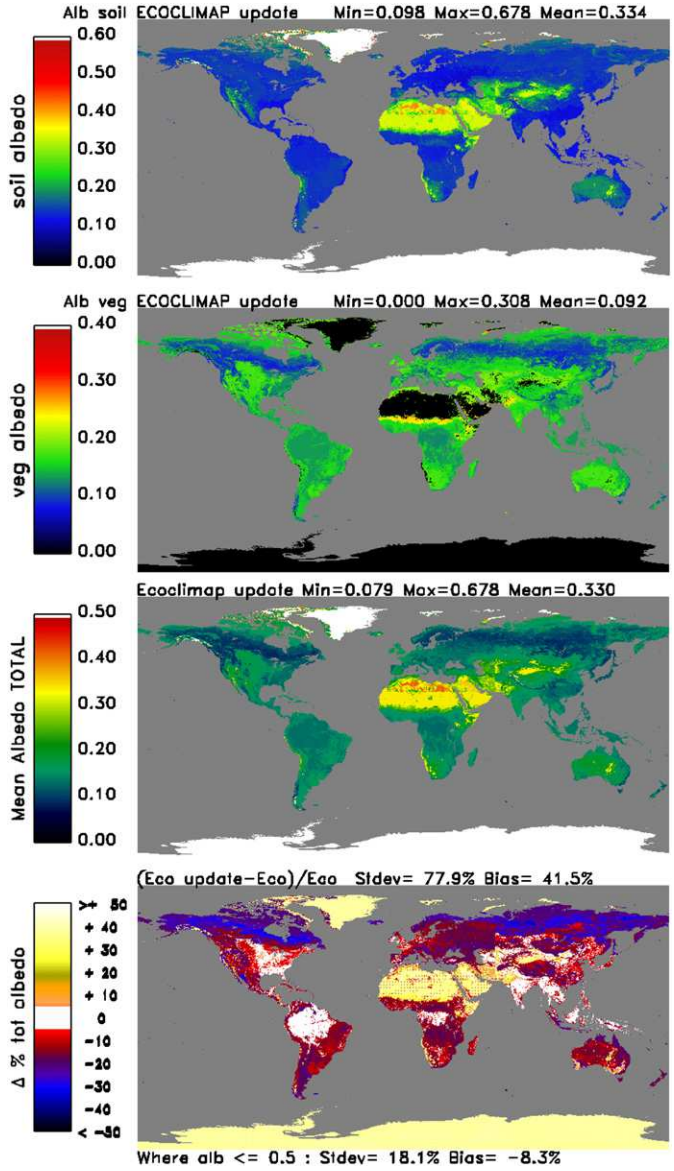


Fig. 8. Global distribution of update ECOCLIMAP-U surface albedo at 5-km resolution, from top to bottom: bare soil albedo, vegetation albedo, total surface albedo, and relative difference (Δ) between updated ECOCLIMAP-U and the reference version of ECOCLIMAP-O total surface albedos.

4.1.2.2. Total surface albedo. Fig. 7 presents a comparison between the total surface snow-free shortwave albedo from ECOCLIMAP-O and the one analysed from MODIS data with the proposed method (see Eq. 9). The relative difference is −8.5% if only albedo values lower than 0.5 (permanent snow region discarded) are considered and +41.2% otherwise. Strong differences are shown, ranging from an underestimation by ECOCLIMAP-O of −40% over the desert regions in Africa to an overestimation of +30% over high latitudes. Fig. 7 also shows the similarity of the total analysed albedo with the MODIS albedo product. This result proves that the analysed total surface albedo provides reliable results despite the potential inaccuracies in the vegetation fraction used and the individual albedo components.

4.2. ECOCLIMAP-U database

The twelve tiled albedo values of the 520 cover types in ECOCLIMAP were updated by applying the KF-based method to the 10-year time series of MODIS data and following Eq. (13). This was done for the visible and the near infrared spectral ranges and for both the vegetation and the bare soil components. These values were derived on a 10-day basis as that is the time scale of evolution of the ECOCLIMAP physiographic parameters.

The whole set of updated albedo values could not be analysed in detail. Instead, we verified that ECOCLIMAP-U aggregated total surface albedo was in agreement with the average analysed albedos presented in Section 4.1. Fig. 8 shows the updated values for the ECOCLIMAP-U bare soil, vegetation, and total albedos. The 520 cover types appear to be representative enough to encompass the Earth's albedo (except, apparently, over Africa). The relative difference between ECOCLIMAP-U and ECOCLIMAP-O total surface albedo is −8.3% when the comparison is limited to albedos lower than 0.5. This figure is in agreement with the difference between the 10-year analysed albedo and ECOCLIMAP-O (−8.5% error, see Section 4.1). Table 1 presents statistics for bare soil, vegetation, and total albedo between ECOCLIMAP-O, analysed,

Table 1
Statistics of difference between ECOCLIMAP-O ('Eco'), ECOCLIMAP-U ('EcoUpdate'), analysed ('Ana'), and MODIS bare soil ('Soil'), vegetation ('Veg'), and total ('Tot') albedos for visible, near-infrared, and total shortwave spectral ranges. Statistics were calculated at the global scale for a 10-year period (2001–2010). Statistics for shortwave albedo values lower than 0.5 (<0.5) are also distinguished.

2001–2010		(EcoUpdate-Eco)/Eco %		(EcoUpdate-Modis)/Modis %		(Ana-Eco)/Eco %		(Ana-Modis)/Modis %	
		Sdev (all)	*Sdev (<0,5)*	*Sdev (all)*	*Sdev (<0.5)*	*Sdev (all)*	*Sdev (<0.5)*	*Sdev (all)*	*Sdev (<0.5)*
		Bias (all)	**Bias (<0.5)**	**Bias (all)**	**Bias (<0.5)**	**Bias (all)**	**Bias (<0.5)**	**Bias (all)**	**Bias (<0.5)**
Visible	Veg	*16.90*	*15.90*			*24.80*	*26.70*		
[0.3–0.7 μm]		**−15.50**	**−22.80**			**−15.10**	**−21.90**		
	Soil	*131.50*	*23.50*			*138.00*	*35.50*		
		97.30	**12.70**			**95.10**	**9.80**		
	Tot	*143.80*	*20.90*	*43.53*	*33.31*	*148.40*	*30.60*	*4.46*	*7.08*
		77.70	**−15.90**	**6.42**	**11.13**	**77.10**	**−16.10**	**0.11**	**3.23**
Near-infrared	Veg	*10.90*	*11.70*			*15.20*	*17.40*		
[0.7–5 μm]		**−7.50**	**−11.00**			**−7.10**	**−10.20**		
	Soil	*31.60*	*20.40*			*39.00*	*32.30*		
		25.40	**9.40**			**24.80**	**8.30**		
	Tot	*37.10*	*20.40*	*31.05*	*33.19*	*40.80*	*26.70*	*3.87*	*7.54*
		15.10	**−5.7**	**2.86**	**6.14**	**15.00**	**−5.90**	**−0.19**	**0.62**
Shortwave	Veg	*11.10*	*11.00*			*9.90*	*17.20*		
[0.3–5 μm]		**−9.4**	**−13.70**			**−3.00**	**−12.90**		
	Soil	*70.00*	*19.20*			*50.10*	*29.70*		
		54.20	**10.20**			**17.80**	**8.60**		
	Tot	*77.90*	*18.10*	*29.58*	*26.47*	*80.90*	*24.70*	*3.00*	*4.56*
		41.50	**−8.30**	**2.66**	**5.77**	**41.20**	**−8.50**	**−0.26**	**1.08**

ECOCLIMAP-U, and MODIS for visible, near infrared and total shortwave surface albedo. These statistics were calculated at the global scale for the 10-year period. The level of correction of ECOCLIMAP-U is very high and is three times higher in the visible than in the near-infrared domain.

Large boxes are defined over the five continents in Fig. 9 to study the ECOCLIMAP-U total albedo in comparison with the ECOCLIMAP-O values. ECOCLIMAP-U is successful in reproducing the marked albedo annual cycles, which were strongly mitigated in the original version. The mean relative difference between the two versions of ECOCLIMAP can reach 30% over Siberia and North Africa. Likewise, the ECOCLIMAP-U values are superimposed on the time series for Sabres, Tinfou, and Agougou in Figs. 1, 3, and 4. At these stations, the updated albedos are generally close to the analysed albedo, except for the bare soil in Agoufou. This is explained by the existence of a single ECOCLIMAP cover type to characterize the North African desert in the latitude band 10°N–30°N. This coarse representation does not encompass the variety of soil properties that can be found in this vast region of Africa. Therefore, results only depict gross properties and trends. This can be observed in Fig. 8, where a homogeneous update of ECOCLIMAP bare soil albedo of around 0.35 (yellow colour) covers a large area of North Africa whereas the analysed bare soil albedo ranges from 0.2 to 0.5 over the same region in Fig. 5.

Table 2 shows a comparison between the albedo of a typical bare soil and different vegetation species derived from both the original and the updated ECOCLIMAP databases. Measured albedo values found in the literature are also shown for comparison (Aguiar & Page, 1999; Campbell & Norman, 1998; Davies and Idso, 1979; Oke, 1987; Scharmer & Greif, 2000). Although it is not straightforward to draw conclusions about the value added by ECOCLIMAP-U for all species, the bare soil albedo proves to be half as large in the updated version, which appears to be in better agreement with measured values of bare soil albedo found in the literature. Also, the values for conifer and broadleaf forest albedos in the updated version are in better agreement with derived measured vegetation albedos.

4.3. Relationship between bare soil albedo and superficial soil moisture

In addition to the validation above, an additional assessment was made by examining the relation between the retrieved bare soil surface albedo and the soil moisture. Changes in soil moisture content modify the absorbance and reflectance characteristics of the soil. For instance, the increase in soil moisture content increases the fraction of incident solar radiation that is absorbed by bare soils. Soil moisture absorbs the incident radiation and decreases the albedo of bare soil.

Roxy, Sumithranand, and Renuka (2010) observed a repeated exponential relation between the surface albedo and the soil moisture at the Thiruvananthapuram station, India. In particular, they found that the bare soil albedo could be expressed as a function of soil moisture as follows:

$$a_{bs}^{a} = p_0 + (p_1 - p_0) \cdot \exp[-SWI/p_2] \text{ with} \quad (12)$$
$$SWI = \left(w_g - w_{wilt}\right) / \left(w_{fc} - w_{wilt}\right)$$

where a_{bs}^{a} is the analysed bare soil albedo, and *SWI* is the Soil Water Index (SWI) that depends on the water content in the ground (w_g), at field capacity (w_{fc}) and at wilting point (w_{wilt}). p_0, p_1, and p_2 are regression coefficients. According to Roxy et al. (2010), coefficients p_0 and p_1 represent the albedos of the wet bare soil and the dry bare soil, respectively. The correlation (r^2) of the exponential regression between albedo and soil moisture was found to be around 0.3 in Roxy et al. (2010). It should be underlined that this correlation level is not very high, which stresses the difficulty of the topic and questions the appropriateness of an exponential relation. In fact, Weidong et al. (2002) showed that, after a critical point related to soil hydrodynamic properties, soil reflectance could increase with soil moisture for some soils. Nonetheless, similar exponential relations have been derived by Hoffer and Johannsen (1969), Lobell and Asner (2002) and Wang et al. (2005).

In order to further evaluate the consistency of the proposed method, we examined the impact of water content variations on the analysed bare soil shortwave albedo. In particular, we investigated whether there was a relation similar to the one observed by Roxy et al. (2010). A daily analysis was chosen for this experiment because of the potentially rapid evaporation and infiltration. In consequence, analysis was performed on daily LSA-SAF albedo products, which were calculated from each SEVIRI image in the 96 slots (one every 15 min) available for a single day. In fact, the LSA-SAF products are more appropriate to isolate any soil moisture dependence than other albedo products such as those from MODIS.

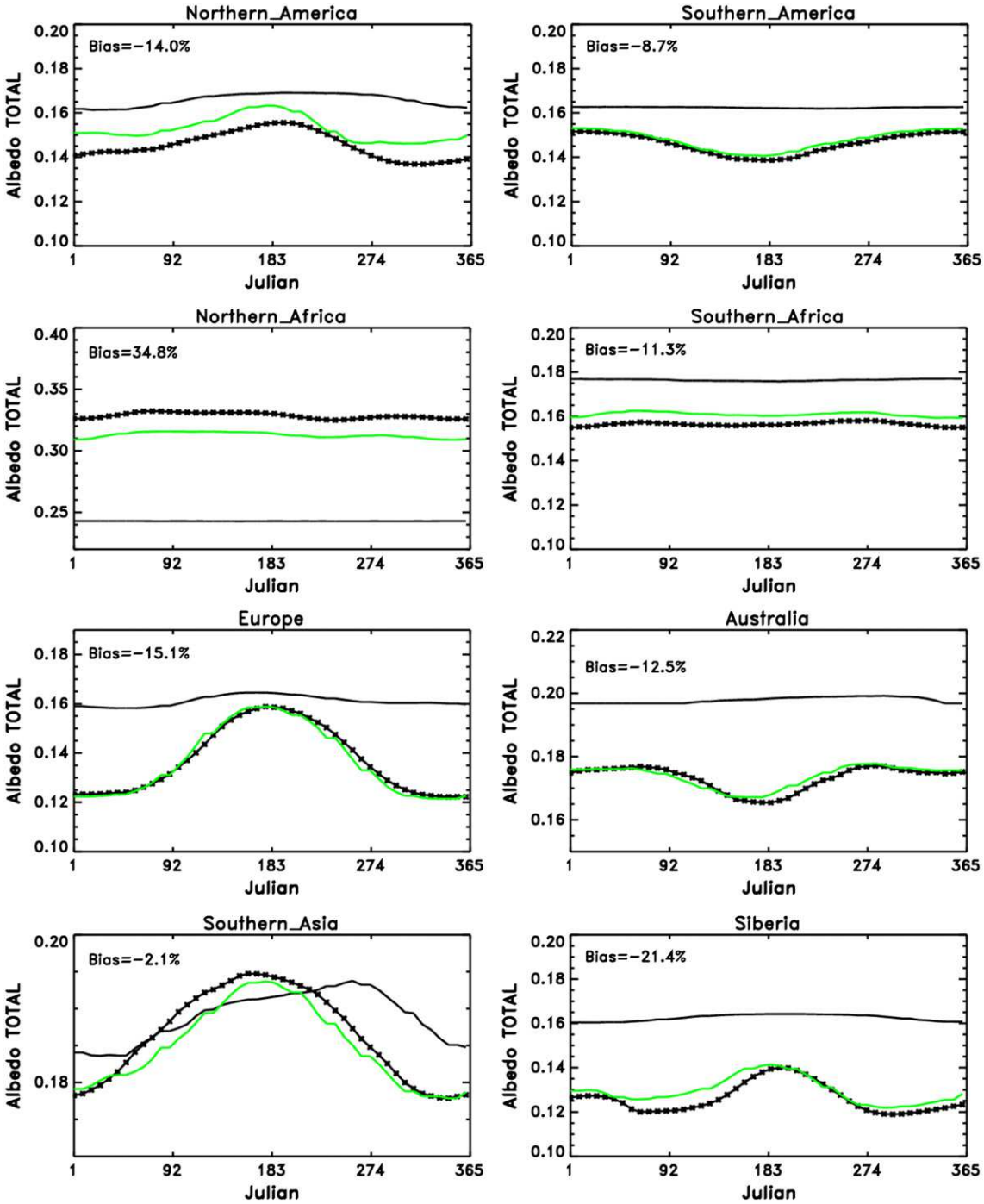


Fig. 9. New annual mean of the ECOCLIMAP-U snow-free land albedo cycle (green line) in comparison with the analysed albedo from MODIS data averaged over the whole period 2001–2010 (dotted black line) and the current ECOCLIMAP-O surface (solid black line). The annual bias (Analysis-ECOCLIMAP-O) is indicated at the left top corner.

Fig. 10 shows the relation between daily bare soil albedo and SWI at local solar noon during 2006 over France. SWI was taken from Carrer et al. (2012). In this experiment we only considered bare soil albedos related to a good quality analysis (i.e. covariance $A^a[2,2] > 0.02$, see Eq. 2) and over poorly vegetated areas (i.e. LAI less than 2). Regressions were calculated to fit the resulting clouds of points with Eq. (12) for different types of soil according to various ranges of sand fraction (i.e. 0–0.25, 0.25–35, 0.35–0.45, 0.45–0.55, and 0.55–1). Fig. 10 shows the decrease of bare soil albedo with surface wetness following an approximately exponential function. Moreover, there appears to be some dependence on the soil texture as the albedo becomes higher for larger concentrations of sand regardless of the SWI. Since regression was not constrained when using the 3-variable system in Eq. (12), we made the assumption that the wettest bare soil albedo had the same value (0.08, which is a typical value for wet dark soil, see Table 1) whatever the texture. Nevertheless, it should be noted that the dispersion of albedo values for a given SWI is generally large, for a number of reasons that will be discussed in the next section. Also, we investigated how strongly albedo reacted to a rain event occurring after a more or less long dry period. This amounts to examining the vertical dispersion for a given

Table 2
Typical values for a variety of vegetation albedos and bare soil albedos are listed from numerous literature sources (Aguiar & Page, 1999; Campbell & Norman, 1998; Davies & Idso, 1979; Oke, 1987; Scharmer & Greif, 2000) and compared to original and updated ECOCLIMAP values. More details are available at http://agsys.cra-cin.it/tools/solarradiation/help/Albedo.html.

Tile/biome	ECOCLIMAP-O (original)	ECOCLIMAP-U (updated)	Typical albedo values	
	Alb. range FracTile > 80%	Alb. range FracTile > 80%	Biome	Range
Bare soil	**0.23–0.52**	**0.10–0.43**	**Wet/ dry dark soil**	**0.08/0.13**
Rocks	0.23–0.49	0.21–0.34	**Dry sand**	**0.35**
Permanent snow	0.23–0.52	0.36–0.72	Snow	0.40–0.95
Deciduous broadleaf trees	0.14–0.16	0.10–0.17	Deciduous forest	0.10–0.20
Coniferous trees	0.10–0.12	0.07–0.14	Coniferous forest	0.05–0.15
Evergreen broadleaf trees	0.12–0.14	0.10–0.15	Rain forest	0.12
C3 crops	0.14–0.18	0.13–0.23	Maize	0.18–0.22
C4 crops	0.17–0.19	0.16–0.18	Wheat	0.16–0.26
Irrigated crops	0.17–0.19	0.12–0.20		
Natural herbaceous (temperate–polar)	0.18–0.22	0.12–0.26	Grass	0.17–0.28
Swamp herbaceous	0.18–0.20	0.11–0.44	Dry grass	0.28–0.32
Tropical grassland	0.18–0.20	0.13–0.22	Savannah	0.16–0.21

SWI in Fig. 10 (the albedo increment occurring for a given narrow range of SWI). We observed that the surface changes seemed to be linearly linked to the number of dry days between two rain events (see Fig. 11). The amplitude of this albedo gap was found to be poorly dependent on the SWI (not shown).

5. Discussion

In this article, bare soil and vegetation albedos were retrieved using satellite total albedo products and a KF-based method. According to the results obtained for meteorological stations, the shape of the seasonal cycle seems rather stable throughout the years. Nevertheless, particular patterns can be identified. For example, the impact of the 2009 storm in Sabres is perceptible when the annual cycles are compared. While the inter-annual variability is low between 2001 and 2008, a different pattern emerges from the beginning of 2009 (see Fig. 1). This results in albedo variations up to 25%. At the spatial scale of the Landes forest, the total surface broadband albedo has increased by 10% (not shown) since January 2009. In Agoufou, the satellite-derived rainfall estimates from the TMPA indicate a drought in 2004. This drought is correlated with the relatively steady increase of albedo from late 2003 to early 2005. This impact on surface albedo is consistent with the findings of Samain et al. (2008). Note that ECOCLIMAP-U provides an average seasonal cycle of albedos but the inter-annual variability is not characterized. The very large differences with ECOCLIMAP-O at the global scale indicate that this limitation is of secondary importance in comparison with the mean annual bias.

Remaining discrepancies are probably due to the difference of methodology between the proposed method and Rechid et al.'s (2008) method, and in particular to the different vegetation fractions that are used in the two studies. Because the vegetation fraction is a key parameter in ECOCLIMAP and is used to compute many physiographic parameters (Masson et al., 2003), it has a notable impact on the physiographic information of the database. The vegetation fraction in ECOCLIMAP was defined using AVHRR data for 1992–93 and may be incorrect in some places nowadays. This may lead to incorrect splitting between bare soil and vegetation components (see the Sahel region in Fig. 6). Nevertheless, the total surface albedo obtained in this study from the weighted sum of the retrieved vegetation and bare soil albedos is found to be close to the satellite total albedo input. Ideally, in order to produce these new land surface parameters from remote sensing data, the proposed method should consider dynamic satellite vegetation fractions instead of the static ECOCLIMAP vegetation fractions.

An additional assessment of the proposed method was carried out by examining the relation between the retrieved analysed bare soil surface albedo and the superficial soil moisture. Seeing the final results presented, this topic is not a straightforward issue. The limitations that exist are due to the physics. For example, dry season albedo is controlled by the amount of litter and standing dead phytomass hiding the bright soils (Samain et al., 2008). Thus, rainfall anomalies not only have a direct effect on albedo through plant growth but also cause a delayed effect due to the above-normal amounts of dry phytomass that can persist until the arrival of the next winter season. These reasons make consistent fluctuations of bare soil albedo according to its wetness difficult to detect from orbit.

6. Conclusions

The merit of this study is to provide updated vegetation and bare soil albedo components for both visible and near-infrared spectral ranges by using a 10-year period of MODIS data at global scale. The retrieved quantities are accurate according to previous studies (Rechid et al., 2008). The proposed method gives encouraging results over densely vegetated areas such as the French Landes forest, where the Sabres station is located. In this challenging case study, ground measurements of bare soil albedo taken next to the Sabres station confirm the results obtained from satellite data. The retrieved albedo shows that the magnitude of the seasonal cycles can be quite pronounced (see, for example, Fig. 9 over Europe). The advantage of the KF method in comparison to that of Rechid et al. (2008) is that it provides albedo estimates throughout the year, every time a new satellite product is available.

These albedo products are used to update the albedo characteristics of the ecosystems defined in the ECOCLIMAP global land cover map. The resulting total surface albedo of ECOCLIMAP-U is close to the analysis, which is itself close to the satellite albedo product. The improvement in the ECOCLIMAP albedos is up to 40% over African desert areas and 8.5% at the global scale if high albedo values (>0.5) are discarded.

The relationship between bare soil and water content of the surface layer was investigated. A weak correlation was found between this albedo component and soil moisture. Also, a dependence on the soil texture (sand fraction) was revealed. This result is encouraging given the difficulty of the topic and indirectly seems to confirm the quality of the splitting over the area of study. However the question of albedo dependence on soil moisture remains an open issue. This point needs further investigation as an expression relating surface wetness and albedo would be very useful for climate applications.

NWP and climate simulations may benefit from using the albedo components produced by the proposed method. The impact of the use

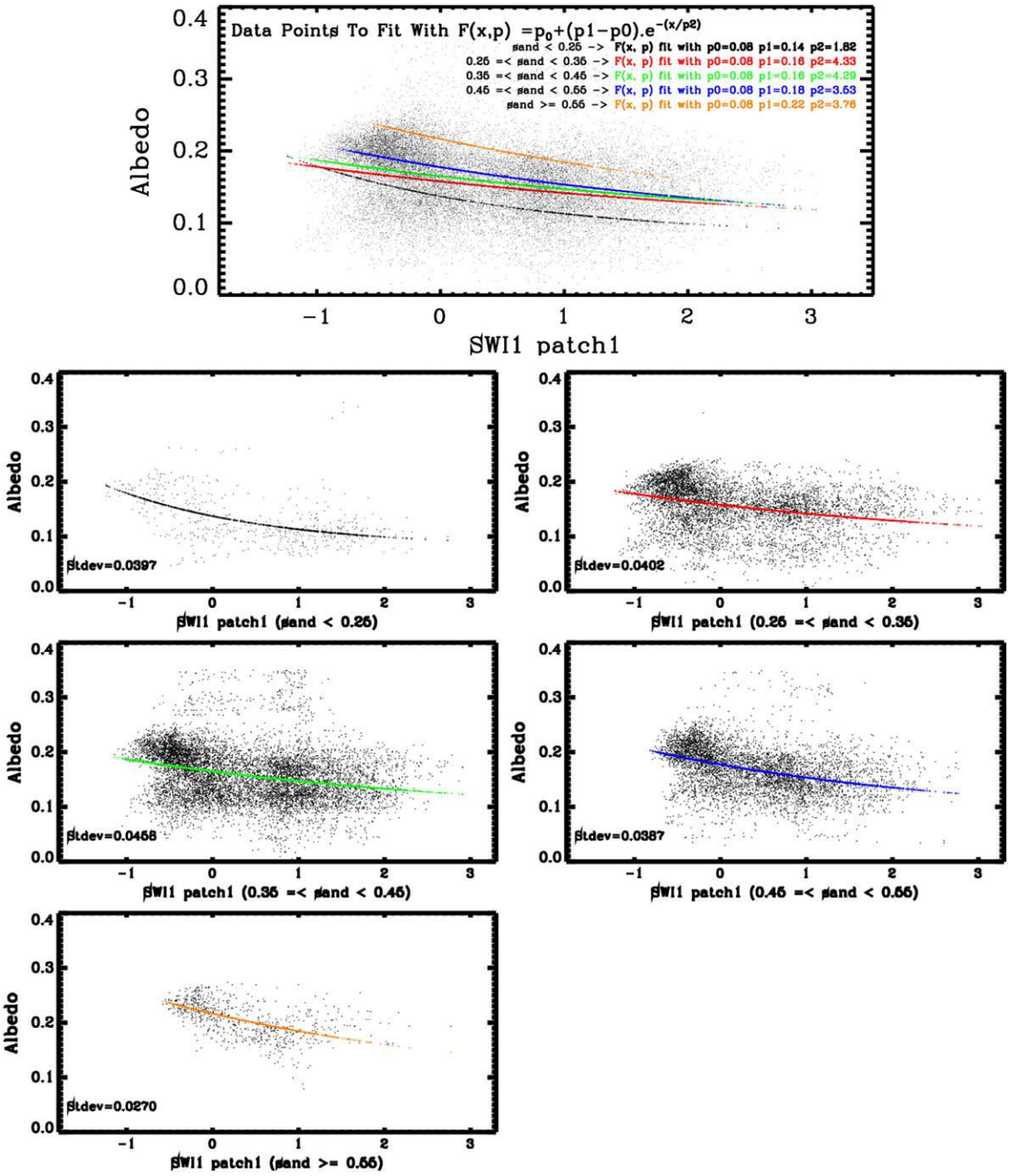


Fig. 10. Relationship between daily bare soil albedo and simulated Soil Water Index (SWI) at local solar noon during 2006 over France. Only good quality analyses (covariance greater than 0.05) of bare soil albedo are shown over non-dense vegetated areas (LAI less than 2). Solid line regressions are calculated for different types of soil according to various intervals of sand fraction (0–0.25, 0.25–35, 0.35–0.45, 0.45–0.55, and 0.55–1).

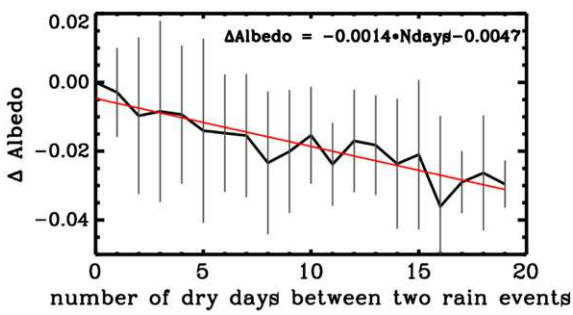


Fig. 11. Albedo decrease according to the number of dry days between two rain events. Vertical bars represent standard deviation. Data of Fig. 10 (2006 over France) were used to build the statistics.

of this updated ECOCLIMAP albedo on the energy and carbon budgets will be the topic of a forthcoming study.

Acknowledgements

One of us (Xavier Ceamanos) was supported by the LSA-SAF project, which is funded by EUMETSAT. We would like to thank our colleague Stéphanie Faroux for her assistance in the implementation of the improvements in the ECOCLIMAP platform. We thank Fondation Eau, Neige et Glace, Météo-France and CNRS for funding the purchase of the SVC spectroradiometer. We are also very grateful to Diana Rechid for putting the data sets of her study at our disposal. Finally, fruitful discussions with the NASA/MODIS team and the access to their satellite data sets were greatly appreciated.

References

Aguiar, R., & Page, J. (1999). ESRA handbook. chapter 3. In W. Palz, J. Greif, & J. Scharmer (Eds.), *European solar radiation atlas* (3rd ed.) (Brussels, Belgium).

Ba, M. B., Nicholson, S. E., & Frouin, R. (2001). Satellite-derived surface radiation budget over the African continent—Part II: Climatologies of the various components. *Journal of Climate*, *Vol. 14*(no. 1), 60–76 (Jan.).

Betts, A. K., & Ball, J. H. (1997). Albedo over the boreal forest. *Journal of Geophysical Research*, *102D*, 28,901–28,909.

Bierwirth, E., Wendisch, M., Ehrlich, A., Heese, B., Otto, S., et al. (2008). Spectral surface albedo over Morocco and its impact on the radiative forcing of Saharan dust. *Tellus*, *61B*. http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0889.2008.00395.x.

Campbell, G. S., & Norman, J. M. (1998). *An introduction to environmental biophysics* (2nd ed.)New York, NY, USA: Springer.

Carrer, D., Lafont, S., Roujean, J. L., Calvet, J. C., Meurey, C., Le Moigne, P., et al. (2012). Incoming solar and infrared radiation derived from METEOSAT: Impact on the modelled land water and energy budget over France. *Journal of Hydrometeorology*, *13*, 504–520 (Journal of hydrometeorology, J. Hydrometeor).

Carrer, D., Roujean, J. -L., Lafont, S., Calvet, J. -C., Boone, A., Decharme, B., Delire, C., & Gastellu-Etchegorry, J. -P. (2013). A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes. *Journal of Geophysical Research — Biogeosciences*, *118*, 888–903. http://dx.doi.org/10.1002/jgrg.20070.

Carrer, D., Roujean, J. -L., & Meurey, C. (2010). Comparing operational MSG/SEVIRI Land surface albedo products from land SAF with ground measurements and MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *Vol. 48*(Issue 4), 1714–1728. http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2009.2034530 (Par: Part 1, Published: APR 2010).

Cedilnik, J., Carrer, D., Mahfouf, J., & Roujean, J. -L. (2012). Impact assessment of daily satellite derived surface albedo in a limited area NWP model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0163.1.

Charney, J. G., Quirk, W. K., Chow, S. H., & Kornfield, J. (1977). A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *34*, 1366–1387.

Csiszar, I., & Gutman, G. (1999). Mapping global land surface albedo from NOAA AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, *Vol. 104*(no. D6), 6215–6228.

Culf, A.D., Esteves, J. L., de Marques Filho, A. O., & da Rocha, H. R. (1996). Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. Amazonian deforestation and climate. In J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, & R. L. Victoria (Eds.), : John Wiley.

Culf, A.D., Fisch, G., & Hodnett, M. G. (1995). The albedo of Amazonian forest and ranchland. *Journal of Climate*, *8*, 1544–1554.

Dai, Y., et al. (2003). The common land model (CLM). *Bulletin of the American Meteorological Society*, *84*, 1013–1023.

Davies, J. A., & Idso, S. B. (1979). Estimating the surface radiation balance and its components. In B. J. Barfield, & J. F. Gerber (Eds.), *Modifications of the aerial environment of crops* (pp. 183–210). MO, USA: ASAE St. Joseph.

Dickinson, R. E. (1995). Land processes in climate models. *Remote Sensing of Environment*, *51*, 27–38.

Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., & Kennedy, P. (1993). *Bio-sphere atmosphere transfer scheme (BATS) version le as coupled to the NCAR Community Climate Model.* NCAR Tech. Note, NCAR/TN-387 + STR. Boulder, Colo: Natl. Cent. for Atmos. Res.

FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, & Norman, J. M. (2009). *Harmonized World Soil Database, Version 1.1.* FAO, Rome: IIASA, Laxenburg.

Faroux, S., Masson, V., & Roujean, J. -L. (2007). ECOCLIMAP-II: A climatologic global data base of ecosystems and land surface parameters at 1 km based on the analysis of time series of VEGETATION data. *IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing (IGARSS)* (pp. 1008–1011).

Figa-Saldaña, J., Wilson, J. J. W., Attema, E., Gelsthorpe, R., Drinkwater, M. R., & Stoffelen, A. (2002). The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for the European wind scatterometers. *Canadian Journal of Remote Sensing*, *28*(3), 404–412.

Gash, J. H. C., Shuttleworth, W. J., Lloyd, C. R., Andre, J. -C., Goutorbe, J. -P., & Gelpe, J. (1989). Micrometeorological measurements in Les Landes forest during HAPEX-MOBILHY. *Agricultural and Forest Meteorology*, *46*, 131–147.

Geiger, B., Carrer, D., Franchistéguy, L., Roujean, J. L., & Meurey, C. (2008). Land surface albedo derived on a daily basis from Meteosat Second Generation observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *Vol. 46*(no. 11), 3841–3856 2008, Nov..

Grant, I. F., Prata, A. J., & Cechet, R. P. (2000). The impact of the diurnal variation of albedo on the remote sensing of the daily mean albedo of grassland. *Journal of Applied Meteorology*, *39*, 231–244.

Hoffer, R. M., & Johannsen, C. J. (1969). Ecological potential in spectral signatures analysis. *Remote sensing in ecology*. (pp. 1–16)Athens (GA): University of Georgia.

Houldcroft, C. J., Grey, W. M. F., Barnsley, M., Taylor, C. M., Los, S. O., & North, P. R. J. (2009). New vegetation albedo parameters and global fields of soil background albedo derived from MODIS for use in a climate model. *Journal of Hydrometeorology*, *10*(1), 183–198. http://dx.doi.org/10.1175/2008JHM1021.1.

Irons, J. R., Ranson, K. J., & Daughtry, C. S. T. (1988). Estimating big bluestem albedo from directional reflectance measurements, Remote Sens. *Environ.*, *25*, 185–199.

Justice, C. O., Vermote, E., Townshend, J. R. G., Defries, R., Roy, D. P., Hall, D. K., et al. (1998). The moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *Vol. 36*(no. 4), 1228–1249 (Jul.).

Kaptue Tchuente, A. T., Roujean, J., Begue, A., Los, S., Boone, A., Mahfouf, J. -F., Carrer, D., & Badiane, D. (2011). A new characterization of the land surface heterogeneity over Africa for use in land surface models. *Journal of Hydrometeorology*, *12*, 1321–1336.

Kerr, Y., Waldteufel, P., Wigneron, J. -P., Martinuzzi, J. -M., Font, J., & Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from space: The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *39*, 1729–1735. http://dx.doi.org/10.1109/36.942551.

Laval, K., & Picon, L. (1986). Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *43*, 2418–2429.

Leroy, M., Deuzé, J. L., Bréon, F. M., Hautecoeur, O., Herman, M., Buriez, J. C., et al. (1997). Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over the land from POLDER/ADEOS. *Journal of Geophysical Research*, *Vol. 102*(no. D14), 17 023–17 037.

Liu, Zhong, Ostrenga, Dana, Teng, William, & Kempler, Steven (2012). Tropical rainfall measuring mission (TMPA) precipitation data and services for research and applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*, 1317–1325. http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00152.1.

Lobell, David B., & Asner, Gregory P. (2002). Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, *66*, 722–727.

Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguer, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, *16*, 1261–1282.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., et al. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, *6*, 929–960. http://dx.doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013.

Moody, E. G., King, M.D., Schaaf, C. B., & Platnick, S. (2008). MODIS-derived spatially complete surface albedo products: Spatial and temporal pixel distribution and zonal averages. *Journal of applied meteorology and climatology*, *47*(11), 2879–2894.

Noilhan, J., & Mahfouf, J. -F. (1996). The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Planetary Change*, *13*, 145–159.

Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, *117*, 536–549.

Oke, T. R. (1987). *Boundary layer climates.* New York, NY, USA: Routledge.

Picard, G., Domine, F., Krinner, G., Arnaud, L., & Lefebvre, E. (2012). Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior Antarctica. *Nature Climate Change*, *2*(11), 795–798.

Pielke, R. A., & Avissar, R. (1990). Influence of landscape structure on local and regional climate. *Landscape Ecology*, *4*, 133–155.

Pinty, B., Roveda, F., Verstraete, M. M., Gobron, N., Govaerts, Y., Martonchik, J. V., et al. (2000). Surface albedo retrieval from Meteosat: Part 1: Theory. *Journal of Geophysical Research*, *18*, 099-18 (112).

Rechid, D., Raddatz, T. J., & Jacob, D. (2008). Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling. *Theoretical and Applied Climatology*. http://dx.doi.org/10.1007/s00704-008-0003-y.

Roxy, M. S., Sumithranand, V. B., & Renuka, G. (2010). Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and thermal diffusivity at astronomical observatory, Thiruvananthapuram, South KeralaJ]. *Journal Earth System Science*, *119*(4), 507–513.

Samain, O., Kergoat, L., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Timouk, F., et al. (2008). Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple timescales in the Sahel. *Journal of Geophysical Research*, *113*. http://dx.doi.org/10.1029/2007JD009174 (D14119).

Samain, O., Roujean, J. -L., & Geiger, B. (2007). Use of a Kalman filter for the retrieval of surface BRDF coefficients with a time-evolving model based on the ECOCLIMAP land cover classification. *Remote Sensing of Environment*. http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2007.07.007.

Schaaf, C. B., Gao, F., Strahler, A. H., Lucht, W., Li, X., Tsang, T., et al. (2002). First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS. (2002, Nov.). *Remote Sensing of Environment*, *Vol. 83*(no. 1/2), 135–148 (2002, Nov.).

Scharmer, K., & Greif, J. (2000). *European solar radiation atlas: Fundamentals and maps.* Paris: Ecole des Mines de Paris.

Sellers, P. J., Los, S. O., Tucker, C. J., Justice, C. O., Dazlich, D. A., Collatz, G. J., et al. (1996). A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Journal of Climate*, *9*, 706–737.

Sellers, P. J., Randall, D. A., Collatz, G. J., Berry, J. A., Field, C. B., Dazlich, D. A., et al. (1996). A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *Journal of Climate*, *9*, 676–705.

Shuttleworth, W. J., Gash, J. H. C., Lloyd, C. R., Moore, C. J., Roberts, J. M., et al. (1984). Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *110*, 1143–1162.

Strahler, A. H., Muller, J. P., et al. (1999). *MODIS BRDF/albedo product: Algorithm theoretical basis document, 1999, version 5.0.*

Strugnell, N. C., & Lucht, W. (2001). An algorithm to infer continental-scale albedo from AVHRR data, land cover class, and field observations of typical BRDFs. *J. Climate*, *Vol. 14*(no. 7), 1360–1376 (Apr.).

Sud, Y. C., & Fennessy, M. (1982). A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. *Journal of Climatology*, *2*, 105–125.

Taberner, M., Pinty, B., Govaerts, Y., Liang, S., Verstraete, M. M., Gobron, N., et al. (2010). Comparison of MISR and MODIS land surface albedos: Methodology. *Journal of Geophysical Research*, *115*. http://dx.doi.org/10.1029/2009JD012665 (D05101).

Wang, K., Wang, P., Liu, J., Michael, S., Shigenori, H., & Zhou, X. (2005). Variation of surface albedo and soil thermal parameters with soil moisture content at a semi-desert site on the western Tibetan Plateau. *Boundary-Layer Meteorology*, *116*, 117–129.

Weidong, L., Baret, F., Xingfa, G., Qingxi, T., Lanfen, T., & Bing, Z. (2002). Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sensing of Environment*, *81*, 238–246.

Wright, I. R., et al. (1996). Towards a GCM surface parameterisation for Amazonia. In J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, & R. L. Victoria (Eds.), *Amazonian deforestation and climate* (pp. 474–504). : Wiley and Sons.

Cet article a permis d'avancer sur les Objectifs 1 et 2 (mentionnés ci-dessus).

Objectif 1 - J'ai développé une méthode permettant de combler l'un des fossés qu'il existe entre télédétection et modélisation de surface en permettant d'accéder de manière séparée à l'albédo de la végétation et à l'albédo du sol nu sous-jacent.

Originalité de la méthodologie proposée- Cette méthode est basée sur un filtre de Kalman. Elle utilise en entrée les albédos climatologiques du sol nu et de la végétation ainsi que l'albédo total de surface mesuré par satellite. L'information d'albédo du sol nu et de la végétation issue de la dernière inversion est également utilisée avec un poids d'autant plus important qu'elle a été réalisée à l'aide d'observations récentes. La séparation entre les deux composantes d'albédo du sol nu et de la végétation s'opère en fonction de l'évolution de la fraction de végétation présente. Plus la fraction de végétation est élevée, plus cette approche suppose que les fluctuations du signal satellitaire sont dues à des fluctuations de propriétés de végétation. Sur des forêts denses, toutes les fluctuations de signal satellitaire sont affectées à des changements d'albédo de la végétation et sur des sols désertiques à des changements d'albédo du sol nu.

Cette méthode diffère des méthodes de 'dévégétalisation' qui peuvent être rencontrées dans la littérature (Kaptue et al., 2011; Rechid et al., 2008) dans la mesure où elle propose une actualisation dynamique des deux composantes au cours du temps. Les méthodes développées par Rechid et al. (2008) et Kaptue et al. (2011) collectent sur plusieurs années et tracent sur un même graphique les données d'albédo de surface en fonction des données de fraction de végétation. L'ordonnée à l'origine (fraction de végétation égale à 0) de la droite linéaire de régression fournit l'albédo du sol nu. La valeur de la droite de régression à la fraction de végétation égale à 1 donne l'albédo de la végétation. Ces méthodes fournissent donc uniquement des estimations climatologiques pluriannuelles des deux entités.

Dans l'approche que j'ai proposé, les albédos visibles (0.3-0.7µm) et proche infrarouge (0.7-5.0µm) du sol nu et de la végétation sont estimés chaque 8 jours sur 10 ans de données MODIS à 1km à l'échelle globale. Les quantités restituées sont apparues en bon accord avec celles dérivées de ces études antérieures en moyenne pluriannuelle. Mais il a été relevé par exemple sur la station de Sabres (forêt des Landes), dont le sol est composé à 87% de sable, que l'albédo du sol pouvait évoluer fortement au cours de l'année (amplitude variation jusqu'à 200%). L'effet de sécheresses sur l'albédo du sol nu ou de la végétation en Afrique ou de tempêtes sur l'Europe a également été mis en évidence. Ainsi la capture du cycle saisonnier qui résulte de cette approche constitue une valeur ajoutée en comparaison aux approches existantes qui proposent seulement des valeurs fixes pluriannuelles.

Relation entre albédo du sol nu et humidité - J'ai également exploré à l'aide de données MSG à haute fréquence temporelle la relation qui lie l'albédo du sol nu à l'humidité superficielle du sol, ce qui renforce indirectement la validité du découplage effectué entre le sol et la végétation. Ce résultat suggère l'avantage de connaître au plus près l'évolution des propriétés de surface. Un produit MODIS pluri-journalier n'aurait pas pu aborder cet axe.

Objectif 2 - Comme discuté précédemment (voir Section 1.3.2), j'ai profité de ce travail pour actualiser la base de données physiographiques ECOCLIMAP utilisée par les modèles de prévision du temps et du climat de Météo France. En moyenne, la différence relative pour les albédos larges-bandes (visible plus proche infrarouge) entre ces deux versions de la base ECOCLIMAP (référence et actualisée à partir de MODIS) est de -8.5% à l'échelle globale en considérant uniquement les albédos inférieurs à 0.5 (soit hors zones polaires), et 41.2% sinon. Même si toute extrapolation est délicate, rappelons que Pielke et Avisar (1990) avaient estimé qu'une augmentation de 4% de l'albédo de la surface provoquerait une diminution de 0,7°C de la température d'équilibre de la Terre.

Ainsi l'accès à l'hétérogénéité horizontale du rayonnement absorbé par la surface est réalisé grâce à la caractérisation des entités séparées d'albédos du sol nu et de la végétation. La méthode développée a permis également de dériver des cycles saisonniers sur ces entités. Ce travail se démarque dès lors d'autres approches qui proposent uniquement des valeurs statiques pluriannuelles. La gamme de correction de la base ECOCLIMAP est significative et montre l'intérêt que peut constituer les programmes spatiaux pour la modélisation de la surface. Cette actualisation des albédos visible et proche infrarouge de la base ECOCLIMAP rencontre aujourd'hui de nombreuses applications pour la modélisation du cycle du carbone, d'énergie et de l'eau avec déjà des retours positifs.

2.3.3 REPARTITION VERTICALE AU SEIN DE LA CANOPEE

Après m'être penché sur la répartition du rayonnement absorbé en surface sur une dimension horizontale (répartition sol nu-végétation), je me suis intéressé à la dimension verticale du parcours du rayonnement dans le couvert végétal. Afin de poursuivre la stratégie énoncée (voir Objectif 3 -Section 2.3.1), j'ai travaillé à développer un modèle de transfert radiatif multicouche dans la canopée.

La diffusion de la lumière dans la canopée résulte de l'interaction complexe d'un groupe de photons avec les feuilles puis le sol sous-jacent. L'ampleur des interactions vient principalement de quatre ingrédients (e.g., Ross, 1981) : (i) de l'architecture du feuillage ; (ii) des propriétés optiques des feuilles ; (iii) des propriétés de réflectivité du sol sous la canopée ; (iv) et des conditions atmosphériques. La théorie du transfert radiatif peut fidèlement reproduire l'atténuation du rayonnement sur la verticale de la canopée. Celle-ci se fait de manière non linéaire en fonction de la nature directe ou diffuse du rayonnement incident, des effets de trouées dans le couvert ou du groupage des feuilles.

Les pages qui suivent présentent une partie d'un article publié dans la revue JGR-B (Journal of Geophysical Research : Biogeosciences) dans lequel j'ai présenté un modèle de transfert radiatif au sein de la canopée (Section 2.1) ainsi que son évaluation en comparaison à des modèles de transfert radiatif 3D et des mesures *in-situ* (Section 3.1). Le deuxième volet de

cet article concerne l'importance de la prise en compte de cette représentation verticale pour la modélisation du cycle du carbone et sera abordé dans le prochain chapitre.

***Carrer, D.**, J.-L. Roujean, S. Lafont, J.-C. Calvet, A. Boone, B. Decharme, C. Delire, and J.-P. Gastellu-Etchegorry (2013), A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes, J. Geophys. Res. Biogeosci., 118.*

Article 4 Sections 2.1 et 3.1 - Voir chapitre suivant Section 3.3.2.

Je résumerai dans ce paragraphe les développements et les évaluations concernant le modèle de transfert radiatif multicouche présenté dans les Section 2.1 et 3.1 du papier.

Description du modèle - Ce dernier adopte une approche multicouche qui permet de représenter comment le rayonnement solaire incident frappe la végétation dans sa dimension verticale. La transmission de la lumière diminue généralement du sommet au bas de la canopée de manière non linéaire avec une extinction plus prononcée sur la partie supérieure du couvert (Ni et al., 1997). Ainsi, la première réflexion a porté à la fois sur la définition des niveaux verticaux du modèle et sur le nombre de ces niveaux. Une étude de sensibilité a été menée en augmentant progressivement le nombre de couches jusqu'à 100 pour évaluer l'impact du nombre de couches sur la réponse non linéaire de la photosynthèse à la lumière. Il en est ressorti qu'un modèle à 10 couches avec une discrétisation plus resserrée au sommet qu'en bas de la canopée était suffisant. L'erreur associée à cette discrétisation de seulement 10 couches a été discuté notamment en montrant que même pour la structure de végétation la plus simple possible (gaz de feuilles uniforme homogène), les modèles complexes 3D de type DART font au moins 25% d'erreur sur la quantité de rayonnement transmis (plus de 100% d'erreur avec 3 couches). Plus le soleil est rasant plus cette sensibilité au nombre de couches est importante. Compte tenu de la complexité d'une canopée réelle et des limites pour l'appréhender dans son ensemble, je me suis limité à 10 couches.

Afin de prendre en compte les hétérogénéités de structure sur la verticale j'ai considéré un modèle composé d'une certaine architecture pour les 3 couches supérieure et d'une autre pour les 7 couches inférieures. Les paramètres (facteur de groupage ou clumping, orientation de feuille, hauteur du houppier, etc) de ces deux architectures varient en fonction du type de végétation présente. Enfin suivant la formulation de Dufrêne et al. (2005), des trouées furent introduites afin de permettre à une partie des feuilles situées dans la profondeur de la canopée d'être éclairée par une quantité plus importante de lumière (voir illustration Figure 2.9). Cette répartition non régulière du rayonnement au sein d'un même niveau de canopée entre des feuilles à l'ombre et au soleil a généralement pour effet d'accroître encore plus la limitation du processus de photosynthèse de la canopée.

Comme nous l'avons vu, la fraction de rayonnement diffus a une influence importante sur le processus de photosynthèse. A une fraction de diffus atmosphérique au sommet de la canopée, a été ajoutée une fraction de diffus qui augmente sur la profondeur de la canopée de par la diffusion des éléments du feuillage. J'en ai dérivé des fonctions de transmittances directe et diffuse où interviennent notamment les caractéristiques des éléments de feuille

(orientation, albédo de simple diffusion, etc) et d'architecture du houppier (formulations tirées de Kucharik et al., 1999). La somme pondérée par la fraction de diffus sur la verticale de la canopée des transmittances directes et diffuses combinée aux albédos de la végétation et du sol nu sous-jacent a permis d'avoir accès au rayonnement absorbé dans le PAR ([0.4-0.7µm]) et le PIR ([0.7-2.0µm]) à chacun des niveaux.

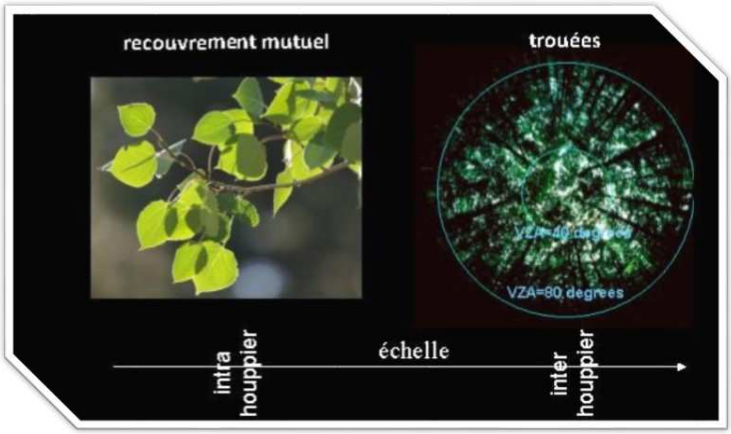


Figure 2.9: Deux éléments clés pour le transfert radiatif dans la canopée : le recouvrement mutuel des feuilles (ou 'clumping') et les trouées.

Evaluation - J'ai ensuite évalué la qualité de ce modèle multicouche. Ses performances apparurent comparables voire légèrement meilleures que celles obtenues avec les modèles de Wilt ou Norman sans qu'aucune calibration des coefficients du modèle n'ait été nécessaire. Il fut également confronté aux résultats de l'exercice RAMI (Widlowski et al., 2011) et à des mesures terrains sur la forêt d'Oak Ridge effectuées à plusieurs niveaux (Baldocchi et al., 1984). Le biais à l'échelle journalière sur le PAR fut évalué à environ 30% au sommet de la canopée et à quelques pourcents en bas.

Les raisons permettant d'expliquer les biais observés peuvent être nombreuses. Par exemple Baldocchi et al. (1985) avaient observé sur Oak Ridge une orientation de feuille plus érectophile en haut qu'en bas de la canopée et qui évoluait au cours de la journée. Au final même si une surestimation de 25% environ fut relevée sur l'année 2006, la fraction de PAR absorbé (nommée FAPAR) par la végétation issue de ce transfert radiatif multicouche est apparue cohérente spatialement avec celle estimée par satellite à l'aide de MODIS (voir Figure 2.10, tirée de l'Article 4).

Ainsi après avoir traité de la répartition horizontale du rayonnement entre la végétation et le sol nu, j'ai développé un modèle de transfert radiatif multicouche pour donner accès à la dimension verticale du rayonnement dans la végétation. Toutefois, la difficulté liée à la façon de renseigner l'architecture de la végétation à grande échelle m'a conduit à adopter une approche simplifiée. Cette approche simplifiée est évidemment porteuse d'incertitudes (de l'ordre 25% d'erreur sur la quantité de flux absorbé par la végétation). Par ailleurs, j'ai aussi montré que cette erreur ne se répartit pas de manière homogène sur la verticale et était plus importante sur la partie haute du couvert où l'extinction du rayonnement est généralement la plus élevée.

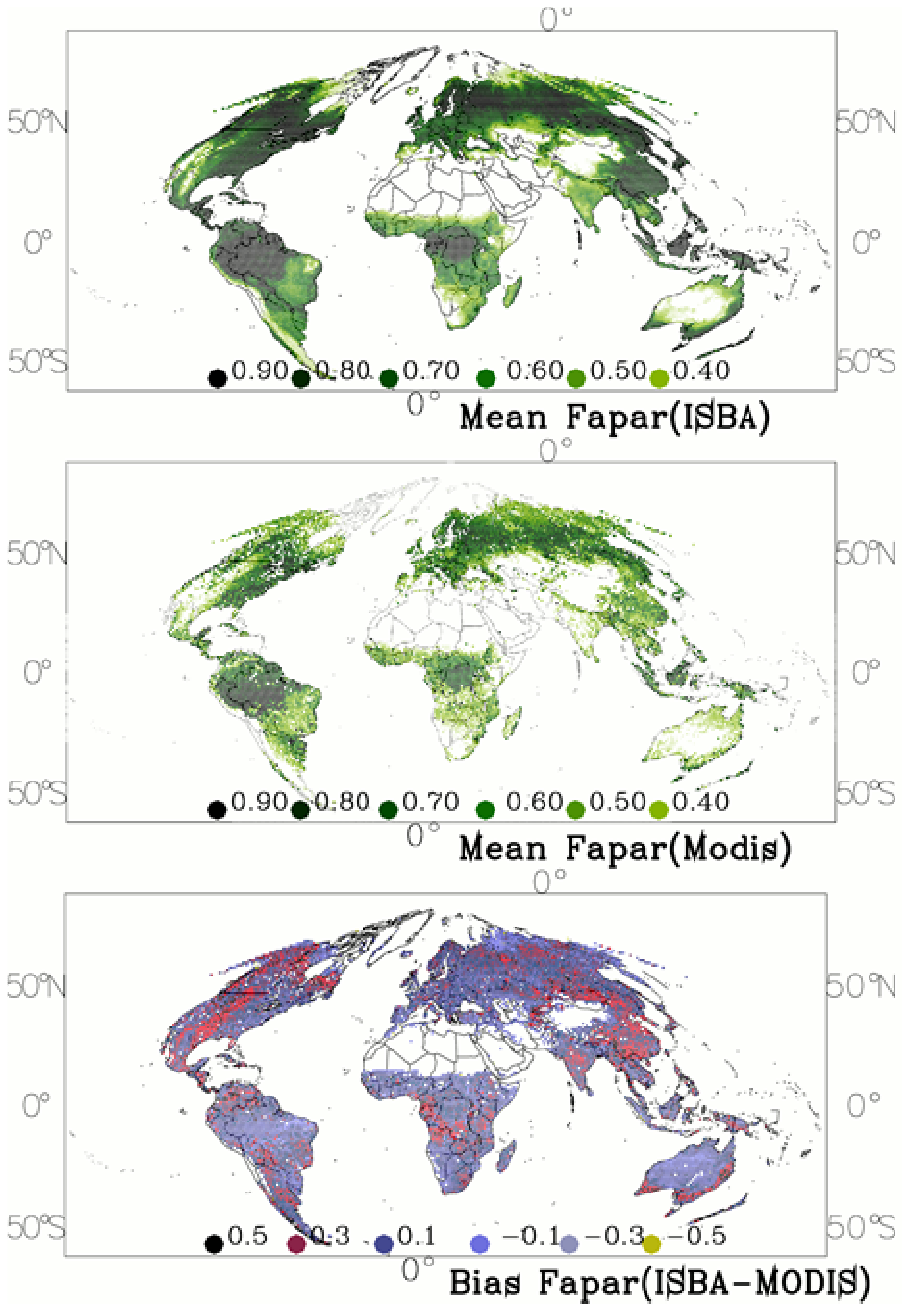


Figure 2.10: FAPAR moyen durant les mois d'été (JJA). De haut en bas: simulé par ce transfert radiatif inclus dans le modèle ISBA, MODIS (MOD15A3), et la différence entre les estimations issues du nouveau transfert radiatif et MODIS (figure tirée de l'Article 4, voir Section 3.3.2).

2.4 DISCUSSION ET CONCLUSION DU CHAPITRE 2

2.4.1 DISCUSSION

Je me suis employé au cours de ce chapitre à estimer par satellite le flux solaire incident instantané et l'albédo de surface journalier. L'utilisation des données MSG/SEVIRI à haute fréquence temporelle a montré son potentiel pour le suivi recherché du flux solaire absorbé par la végétation. La qualité des produits albédos de surface journaliers est généralement satisfaisante avec de l'ordre de 10% d'erreur **sauf pour l'albédo visible à 0.6µm**. **Une des causes principales de cette incertitude est une mauvaise décontamination atmosphérique due à la méconnaissance du contenu en aérosols de l'atmosphère.** En fait, la même limitation affecte la restitution du rayonnement solaire incident (non montré ici) et sera illustrés dans le Chapitre 4. Le biais en moyenne annuelle sur le rayonnement solaire incident instantanné est lui de l'ordre de 4% indépendamment des situations rencontrées (ciel clair ou nuageux). Cela signifie que si 100Wm^2 arrivent en valeur moyenne annuelle sur une surface d'albédo 0.1, l'incertitude sur le flux absorbé (de 90W.m^2) sera d'environ 2.6Wm^2, soit moins de 3% ($\partial F^{\downarrow}(1-\alpha) - F^{\downarrow}\partial\alpha$).

De manière générale, il mérite d'être souligné ici la **très bonne consistance** entre les variables restituées par satellite de flux incident, d'albédo de surface, d'albédos du sol et de la végétation dans les différentes bandes spectrales et cela malgré :

- des approches différentes : utilisation de différents noyaux, de différentes conversions larges-bandes tenant compte des caractéristiques spectrales différentes des instruments, application de différentes méthodes dites de 'dévégétalisation' (filtre de Kalman vs. droite de régression entre fraction de végétation et albédo), etc.

- l'exploitation de différents jeux de données satellitaires (MODIS vs. MSG) ayant différentes résolutions spectrales, spatiales et temporelles.

La différence entre les albédos ondes-courtes bi-hémisphériques (les plus utilisés) MSG et MODIS est inférieure à 0.01 en valeur absolue sur les moyennes latitudes. Ceci correspond à une spécification de 10% qui est aussi respectée en valeur relative sur les zones plus brillantes (nord de l'Afrique). L'accord entre les produits dépend cependant du type de surface. Par exemple sur des couverts herbeux, on relève un très bon accord alors que sur les forêts des latitudes nord celui-ci se dégrade. La différence d'échantillonnage angulaire en est partiellement la cause. MSG qui observe moins à la verticale de la cible que MODIS possède des effets d'ombrages de arbres plus marqués pour les hautes latitudes. L'échantillonnage angulaire de MODIS avec des observations uniquement au nadir n'est pas pour autant directionnellement meilleur que MSG pour l'estimation de l'albédo dans ces zones là (abstraction faite de la résolution spatiale). Sur les zones enneigées, des différences importantes ont été relevées que ce soit pour MODIS ou MSG en comparaison avec des mesures *in situ*. Ceci met en avant la nécessité de développer des noyaux de FDRB

spécifiques à la neige et la glace. Enfin, l'élément le plus ennuyeux de cette étude est la surestimation de l'albédo MSG visible de 20% qui le place largement hors spécifications. Parmi les causes possibles de cette surestimation, l'absence de correction pour la présence d'aérosols explique le mieux cet effet. En effet, la présence non décontaminée d'aérosols dans l'atmosphère induit des radiances calculées en surface plus fortes.

En supposant la connaissance de l'albédo de surface acquise, j'ai essayé d'affiner la restitution des propriétés de réflectivité de la surface en explorant la connaissance des caractéristiques séparées du sol nu et de la végétation. Il a été relevé une incertitude à l'échelle globale et annuelle de 13.3% et 5.7% pour ces deux entités respectives si on se réfère aux différences induites par les différentes méthodes de "dévégétalisation" du signal satellite. L'avantage de l'approche de restitution dynamique que j'ai développée est de disposer d'une estimation continue de ces entités au lieu d'une simple climatologie pluriannuelle. Cela ouvre la voie à une meilleure caractérisation de l'évolution des propriétés de la végétation (sa santé) et du sol (son humidité superficielle, comme cette étude a pu le mettre en avant). La génération à venir d'instruments de type Sentinel-3 (polaire avec 21 bandes spectrales de 400 à 1020nm) ou MTG (METEOSAT Troisième Génération - géostationnaire avec 8 bandes de 400 à 2200nm) aura certainement beaucoup à offrir pour cela. Cette résolution spectrale accrue nous permettra par exemple de mieux caractériser la teneur en chlorophylle et aboutira certainement sur le développement d'indicateurs nouveaux plus élaborés qu'un simple NDVI pour décrire l'état éco-physiologique ou de stress de la végétation en cas de sécheresse.

Cette consistance générale sur ces produits de surface est le fruit du travail algorithmique réalisé depuis la fin des années 1980, début des années 1990. Pour se donner une idée du chemin parcouru, il peut être rappelé le travail de thèse de F. Cabot (1995). A l'époque, celui-ci avait mis en évidence les fortes incertitudes sur le bilan d'énergie associées à la méconnaissance de l'albédo de surface. Pour mémoire, la Figure 2.11, extraite de ce travail, montre la différence entre les albédos satellitaires de Staylor et Wilber (1990) et de Pinker et Laszlo (1992). L'incertitude moyenne était alors de 61% soit de 0.13 en valeur absolue. Les différences étaient de 0.3 à 0.5 sur les déserts et d'environ 0.1 sur les forêts denses. En parallèle certains modélisateurs de l'atmosphère ou du climat (Henderson-Sellers et Wilson 1983) évoquaient le besoin d'une estimation de cette quantité… à 1% près !

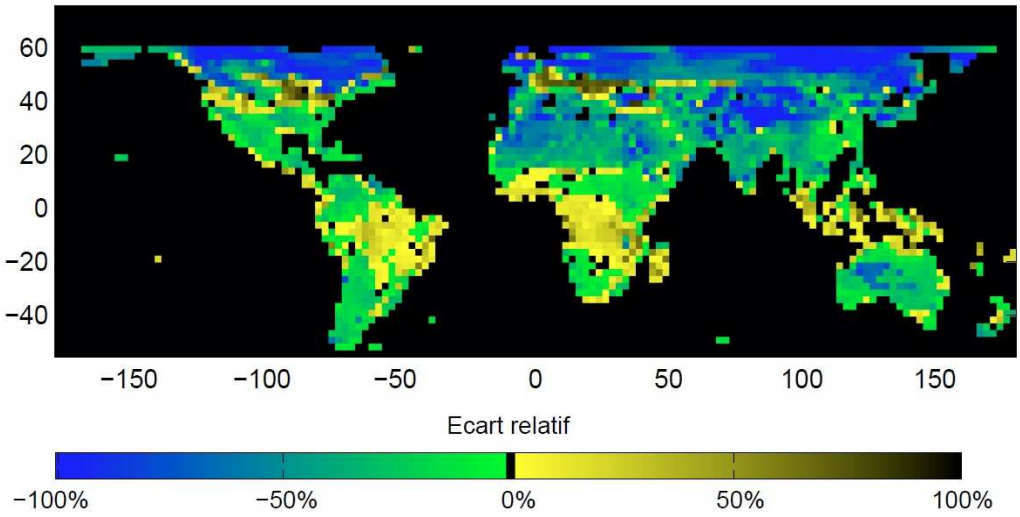


Figure 2.11: Exemple d'incertitude sur la détermination de l'albédo de surface au milieu des années 1990. Ici est tracé l'écart relatif entre les estimations d'albédo de surface issues de deux méthodes qui faisaient alors référence (Pinker et de Staylor) pour le mois de juillet 1987.

La base de données ECOCLIMAP, utilisée à Météo France pour l'initialisation des propriétés physiographiques de surface dans les modèles de prévision du temps et du climat, date de cette époque. Elle exploitait des données de NDVI satellites de 1992-93 pour établir sa classification de surface. Les albédos affectés à chaque type de surface résultaient généralement de campagnes de mesures *in situ*. On peut dire qu'avec du recul cette base de donnée était relativement précise pour l'époque compte tenu de son erreur moyenne sur l'albédo de 8.5% (hors pôles). Il est intéressant de mettre ce chiffre en regard du travail de Pielke et Avisar (1990) qui évaluèrent, comme nous l'avons déjà mentionné, que 4% de changement d'albédo de surface induirait 0.7°C de changement de la température d'équilibre de la planète. Même si toute extrapolation serait hasardeuse, cela donne une idée des incertitudes qui pèsent encore actuellement sur le bilan d'énergie modélisé par les modèles de prévision du temps et du climat.

Enfin j'ai montré que la cartographie du rayonnement solaire absorbé par la surface à l'aide de données satellitaires cache de fortes incertitudes sur la connaissance de sa répartition à la surface. La connaissance de l'albédo de surface se fait à 10% près (sur une échelle de temps journalière). Celle-ci supposée acquise, il a été montré qu'il peut être dérivé un albédo de la végétation à 5.7% (sur une échelle de temps pluriannuelle). Le rayonnement solaire incident qui vient frapper cette partie végétative de la surface est apparu accessible à 4% (sur une échelle de temps instantanée). Néanmoins, il a été montré que si l'on souhaite accéder à la répartition du rayonnement dans la végétation, cela ne suffit pas. L'architecture de la canopée et la nature directe ou diffuse du rayonnement incident sont des facteurs pouvant engendrer de fortes incertitudes. La végétation est hétérogène et complexe à représenter. Cette complexité vient autant des groupages et trouées à l'échelle des feuilles que des distributions à plus

grande échelle des agrégats de végétation plus ou moins clairsemés. Même en considérant la végétation la plus facile à représenter, c'est-à-dire comme étant un gaz uniforme de feuilles, l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif de Monte Carlo 3D avec 10 couches ne permet pas d'avoir moins de 25% d'erreur sur la répartition verticale du rayonnement dans le couvert. La confrontation à des profils observés de rayonnement absorbé par la végétation dans la forêt d'Oak Ridge a également mis en évidence que la complexité des canopées (avec des propriétés optiques non régulières, des angles d'orientation de feuilles non uniformes sur la profondeur du couvert et pouvant évoluer rapidement d'une heure à l'autre) devait être prise en compte même si elle est très compliquée à représenter correctement dans les modèles.

2.4.2 CONCLUSION

Pour conclure, **la connaissance à grande échelle du rayonnement absorbé à l'échelle instantanée par la végétation** à l'aide de données satellitaires et de l'utilisation de la théorie du transfert radiatif **est aujourd'hui difficilement accessible avec une précision meilleure que 25%.** Cette difficulté résulte des incertitudes sur les estimations du rayonnement solaire incident (à 4% près) et de l'albédo de surface (à 10% près). On notera que ces valeurs sont des moyennes annuelles et sur de vastes domaines ce qui peut gommer des disparités importantes. Par ailleurs, en supposant cet albédo de surface parfaitement connu, il a été évalué que l'accès à l'albédo de la végétation se fait aux échelles globale et pluriannuelle à 5.7% d'imprécision. Si on regardait à l'échelle journalière, l'imprécision sur cet albédo de la végétation serait probablement supérieure aux 10% d'imprécision sur l'albédo de surface. Cependant cette incertitude n'a pu être évaluée qu'à l'échelle pluriannuelle par manque de produit équivalent. **Mais la principale source d'incertitude (25% et plus selon la nature du couvert) vient de la difficulté à représenter le chemin parcouru par le rayonnement dans le couvert végétatif qui possède une architecture difficile à appréhender à grande échelle**. Cette erreur de 25% est comparable aux différences constatées entre le FAPAR modélisé à l'échelle globale par le modèle de transfert radiatif ici développé et le FAPAR satellitaire MODIS. Cette incertitude de 25% souligne une difficulté à franchir pour parvenir à développer des modèles de surface à bilans d'énergie multiples pour le sol et la végétation.

Il peut être rappelé pour clore ce chapitre que l'albédo de surface large bande n'est pas une propriété pure de surface (voir Section 2.1.2) mais dépend de la présence d'aérosols qui va modifier la directionalité du signal incident à la surface. La problématique de la restitution de l'albédo de surface est que la présence d'aérosol affecte le signal en surface bien au-delà d'une perturbation de directionalité. Et enfin, même si cette étude s'attache aux terres émergées il peut être relevé qu'aucun produit satellite ne s'aventure aujourd'hui à l'estimation de l'albédo sur mer. En fait l'albédo de la mer sert souvent de variable d'ajustement pour calibrer les modèles de prévision du temps ou du climat. On comprend le défi qu'il reste à relever quand on connaît la précision actuelle autour de 10% de l'albédo de surface et la valeur théorique comprise entre 1 et 5% de l'albédo de la mer. Je ferai donc la même

remarque que F. Cabot en 1995 qui évoquait une barre de spécification 5% difficile à atteindre.

3 IMPACT DU RAYONNEMENT SOLAIRE ABSORBE PAR LA SURFACE SUR LA MODELISATION DES FLUX D'ENERGIE, D'EAU ET DE CARBONE

Sommaire

3.1 Contexte 106

3.2 Incertitudes sur les flux d'energie et d'eau provenant de l'incertitude sur le flux solaire absorbé en surface 108

3.2.1 Estimation des incertitudes venant du rayonnement solaire incident 108

3.2.2 Estimation des incertitudes liées à l'albédo de surface 129

3.2.2.1 Mode offline 129

3.2.2.2 Mode online à l'échéance de quelques heures 131

3.2.2.3 Mode online à l'échéance de plusieurs décennies 133

3.3 Incertitudes sur les flux de carbone provenant de l'incertitude sur le flux solaire absorbé par la vegetation 136

3.3.1 Présentation du processus de photosyntèse 137

3.3.2 Evaluation de l'impact d'une représentation verticale du rayonnement dans la canopée 139

3.4 Discussion et Conclusion du Chapitre 3 161

3.4.1 Discussion 161

3.4.2 Conclusion 163

La Section 1.3.1 avait introduit les points de blocage qui devaient être résolus pour accéder à une estimation fine du rayonnement absorbé par la surface et plus particulièrement par la végétation. Il s'agissait principalement de réduire les incertitudes sur la détermination du rayonnement incident et de l'albédo de surface. J'ai abordé cette problématique dans le Chapitre 2 en essayant de tirer parti de la télédétection spatiale. En Section 1.3.2 j'avais aussi identifié quelques contraintes nécessitant notamment des développements méthodologiques pour pouvoir effectuer un suivi des flux échangés à la surface. J'ai ainsi développé des approches permettant d'accéder aux albédos du sol nu et de la végétation et également à la répartition verticale du rayonnement dans la végétation. A l'issue du chapitre précédent il est ressorti une meilleure connaissance du rayonnement solaire absorbé par la surface et de ses hétérogénéités même si des incertitudes persistent.

L'objectif du Chapitre 3 est à présent de quantifier l'apport que peut apporter cette connaissance sur l'estimation des flux d'énergie, d'eau et de carbone.

3.1 CONTEXTE

Les éléments clés à considérer ont été listés en Section 1.3. Pour rappel, le rayonnement absorbé par la surface est une pondération entre l'albédo de surface et le rayonnement solaire incident. Des sources d'incertitudes sur le suivi des flux échangés à la surface peuvent naturellement provenir de la méconnaissance d'un de ces deux éléments ou des deux. Les modèles ISBA[1], ou ISBA-A-gs[2] couplé au nouveau module de transfert radiatif multicouche (Section 2.3.3), peuvent servir à modéliser la surface et à quantifier l'apport d'une meilleure estimation du rayonnement absorbé par la surface. Je vais donc les utiliser pour la possibilité de modéliser l'ensemble des flux à la surface (énergie, eau et carbone).

Plusieurs configurations peuvent permettre cette évaluation. La configuration dite offline présente l'avantage par rapport à l'utilisation d'une configuration en mode couplé d'utiliser en entrée des données plus précises (champs atmosphériques de température, humidité, pression, vent, rayonnements visible et infrarouge provenant de modèles atmosphériques, de données satellitaires, ou d'observations *in situ*). Néanmoins, il faut garder à l'esprit que ce mode de fonctionnement empêche d'introduire des rétroactions entre la surface et l'atmosphère ce qui peut limiter dans certains cas la pertinence des tests d'incertitudes qui seront réalisés en mode offline. Trois séries de tests seront réalisées. Les

[1] ISBA : modèle de surface de Météo France. Il calcule les flux d'énergie et d'eau à la surface (voir Section 1.2.1.2).

[2] ISBA A-gs : module du modèle ISBA qui permet le calcul des flux de carbone à la surface dus à la présence de végétation (voir Section 1.2.1.3).

deux premières seront consacrées à l'étude des flux d'énergie et d'eau et la troisième à l'étude des flux de carbone.

Section	Rayonnement solaire incident	Albédo de surface	Modèle
3.2.1	SAFRAN vs. LSA-SAF vs. FLUXNET	ECOCLIMAP (version d'origine)	ISBA
3.2.2 (a) **3.2.2 (b)** **3.2.2 (c)**	SAFRAN ALADIN ARPEGE-Climat	ECOCLIMAP (version d'origine) **vs.** Analyse journalière à partir produit LSA-SAF **vs.** ECOCLIMAP (version actualisé à l'aide de MODIS)	ISBA
3.3.2	WFGEI FLUXNET PRINCETON	ECOCLIMAP (version d'origine)	ISBA-A-gs Schéma d'origine **vs.** Nouveau transfert radiative dans la canopée

Tableau 3.1: Liste des expériences réalisées dans le Chapitre 3

La première série de tests visera à évaluer l'apport que peut constituer la connaissance par satellite du rayonnement solaire incident. Pour référence je prendrai l'analyse SAFRAN (Durand et al., 1993, 1999 ; Le Moigne, 2002) présentée en Section 1.3.1 qui est une analyse horaire à haute résolution (8*km*x8*km*) sur la France combinant les données d'un réseau d'observation densifié incluant environ 600 stations et des données modèles. J'utiliserai également les mesures *in situ* indépendantes de 6 stations FLUXNET (Flux Network ; http://daac.ornl.gov/FLUXNET/fluxnet.shtml) réparties sur la France.

La deuxième série de tests s'intéressera à évaluer l'apport de l'albédo satellitaire. Cela se fera à l'aide du modèle de surface ISBA dans les configurations offline puis couplée. Pour le mode couplé j'évaluerai l'apport soit sur de la prévision du temps à courte échéance en utilisant chaque jour l'albédo de surface satellitaire MSG, soit sur de la prévision climatique en utilisant l'actualisation de la base de donnée ECOCLIMAP (présentée Section 2.3.2). Les modèles atmosphériques seront ALADIN pour la prévision du temps et ARPEGE-Climat pour la prévision du climat présentés en introduction.

Enfin dans la troisième série de tests, j'utiliserai le modèle ISBA dans sa version LAI interactif (avec l'option 'A-gs') et le nouveau transfert radiatif dans la canopée (voir Section 2.3.3). L'objectif est de quantifier l'importance d'une meilleure représentation verticale du rayonnement dans la végétation sur les flux de carbone. Cette étude utilisera les données

d'entrée de référence observées *in situ* du réseau FLUXNET, les données sur site WFGEI (Freely Accessible Sources of Meteorological Data) basées sur les réanalyses ERA-Interim (Weedon et al., 2011; Weedon et al., 2010; Dee et al., 2011; Mitchell et Jones, 2005; Rudolf et al., 2011) du ECMWF, et les forçages à l'échelle globale de l'Université de Princeton (Sheffield et al., 2006).

Pour récapituler, une série d'expériences est réalisée afin de jauger l'apport que peut avoir la cartographie de la dynamique du rayonnement absorbé par la surface (voir Chapitre 2) pour la modélisation des flux d'énergie, d'eau et de carbone. En Section 3.1.1, la sensibilité au rayonnement solaire incident est testée. En Section 3.1.2, la sensibilité à l'albédo de surface est évaluée. Et enfin en Section 3.2.2, la sensibilité à la répartition verticale du rayonnement est abordée. La liste de ces expériences est indiquée en grisé dans le Tableau 3.1.

3.2 INCERTITUDES SUR LES FLUX D'ENERGIE ET D'EAU PROVENANT DE L'INCERTITUDE SUR LE FLUX SOLAIRE ABSORBE EN SURFACE

L'apport que peut constituer la connaissance du rayonnement solaire incident et de l'albédo de surface pour le suivi des flux d'énergie et d'eau est discuté ci-après.

3.2.1 ESTIMATION DES INCERTITUDES VENANT DU RAYONNEMENT SOLAIRE INCIDENT

Les modèles de surface de type ISBA sont utilisés pour suivre l'évolution de variables biophysiques de surface (hydrologiques ou environnementales). Le principal avantage du modèle ISBA est qu'il est capable de reproduire les bilans d'énergie et d'eau avec un simple jeu d'équations. Pour piloter ce modèle, les variables atmosphériques usuelles telles que la température de l'air, l'humidité de l'air, les précipitations et la vitesse du vent, ainsi que des estimations de rayonnements solaires et infrarouges incidents sont requises. Ces quantités peuvent provenir d'observations *in situ*, de simulations atmosphériques ou de données satellitaires.

En France, une analyse de ces variables atmosphériques nommée SAFRAN a été développée initialement sur les zones de montagne puis étendue sur tout le territoire avec une résolution spatiale de 8*km*x8*km* (Durand et al., 1993, 1999 ; Le Moigne, 2002). Ce jeu de données atmosphériques fait référence pour forcer le modèle ISBA sur la France (Quintana-Segui et al., 2008 ; Szczypta et al., 2011 ; et Vidal et al., 2009). Par ailleurs, les données satellitaires MSG peuvent fournir des estimations en temps réel des rayonnements incidents solaires (et infrarouges) avec une résolution spatiale d'environ 5*km*x5*km* sur l'Europe (voir Section 2.2.2).

Les pages qui suivent présentent un article publié dans la revue JHM (Journal of Hydrometerology) qui étudie l'impact de l'incertitude sur le rayonnement solaire incident

instantané à l'échelle fine de *8km*x*8km* sur l'estimation annuelle des flux d'énergie et d'eau à la surface. Après une présentation du matériel (Section 2), je compare la qualité des rayonnements SAFRAN et LSA-SAF en comparaison à des observations *in situ* FLUXNET (Section 3). Puis, j'évalue l'impact sur la simulation des flux d'eau et d'énergie d'une incertitude de forçage radiatif (Section 3). La version standard du schéma de surface ISBA avec 3 couches dans le sol est utilisée pour ce faire. La Section 4 conclue l'étude.

Carrer, D., *Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Meurey, C., Le Moigne, P., and Trigo, I. (2012), Incoming solar and infrared radiation derived from METEOSAT: impact on the modelled land water and energy budget over France, Journal of hydrometeorology, Journal of hydrometeorology, J. Hydrometeor, 13, 504–520.*

Article 3 – Voir ci-dessous.

Incoming Solar and Infrared Radiation Derived from METEOSAT: Impact on the Modeled Land Water and Energy Budget over France

D. CARRER, S. LAFONT, J.-L. ROUJEAN, J.-C. CALVET, C. MEUREY, AND P. LE MOIGNE

CNRM/GAME, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

I. F. TRIGO

Instituto de Meteorologia, Lisbon, Portugal

(Manuscript received 25 May 2011, in final form 29 September 2011)

ABSTRACT

The Land Surface Analysis Satellite Applications Facility (LSA SAF) project radiation fluxes, derived from the Meteosat Second Generation (MSG) geostationary satellite, were used in the Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) land surface model (LSM), which is a component of the Surface Externalisée (SURFEX) modeling platform. The Système d'Analyze Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (SAFRAN) atmospheric analysis provides high-resolution atmospheric variables used to drive LSMs over France. The impact of using the incoming solar and infrared radiation fluxes [downwelling surface shortwave (DSSF) and longwave (DSLF), respectively] from either SAFRAN or LSA SAF, in ISBA, was investigated over France for 2006. In situ observations from the Flux Network (FLUXNET) were used for the verification. Daily differences between SAFRAN and LSA SAF radiation fluxes averaged over the whole year 2006 were 3.75 and 2.61 W m^{-2} for DSSF and DSLF, respectively, representing 2.5% and 0.8% of their average values. The LSA SAF incoming solar radiation presented a better agreement with in situ measurements at six FLUXNET stations than the SAFRAN analysis. The bias and standard deviation of differences were reduced by almost 50%. The added value of the LSA SAF products was assessed with the simulated surface temperature, soil moisture, and the water and energy fluxes. The latter quantities were improved by the use of LSA SAF satellite estimates. As many areas lack a high-resolution meteorological analysis, the LSA SAF radiative products provide new and valuable information.

1. Introduction

Land surface models (LSMs) used to monitor biophysical variables in hydrological and/or environmental applications require detailed information on the characteristics of the incoming solar or infrared irradiance. Together with atmospheric variables like air temperature, air humidity, precipitation, and wind speed, reliable hourly estimates of downwelling surface shortwave (DSSF) and longwave (DSLF) radiation fluxes are needed to drive the LSMs. These two quantities can be provided by interpolated in situ measurements, atmospheric simulations, or derived from high-temporal-resolution satellite observations.

At a global scale, atmospheric reanalyses, such as the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim Re-Analysis (ERA-I), provide meteorological data for such applications (Simmons et al. 2006). In France, a mesoscale atmospheric analysis system devoted to mountainous regions was built in the 1990s to provide the atmospheric forcing to a snow model for the forecast of avalanche hazards (Durand et al. 1993, 1999): Système d'Analyze Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (SAFRAN). More recently, the SAFRAN analysis was extended to cover the whole of France in order to drive the Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) LSM model (Noilhan and Planton 1989) with meteorological data (Le Moigne 2002).

Geostationary satellites provide information that enables frequent, routine, and cost-effective estimates of both DSSF and DSLF radiations for use by agricultural

Corresponding author address: Dominique Carrer, Météo-France, 42, Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX, France.
E-mail: dominique.carrer@meteo.fr

DOI: 10.1175/JHM-D-11-059.1

© 2012 American Meteorological Society

and other applications, at a resolution that cannot be practically matched by ground-based measurements (Diak et al. 2000). Satellite determination of shortwave radiation essentially depends on the solar zenith angle, on cloud coverage, and to a lesser extent on atmospheric absorption and surface albedo (Geiger et al. 2008). Thermal– infrared irradiance is the result of atmospheric absorption, emission, and scattering within the entire atmospheric column, although the radiation reaching the surface is essentially emitted within the first hundred meters of the atmosphere (Zhao et al. 1994). Under clear-sky situations, DSLF depends on the vertical profile of temperature and gaseous absorber concentration—mainly water vapor and CO_2. The cloud contribution mainly occurs in the atmospheric windows (8–13 μm) and mainly depends on cloud-base properties (height, temperature, and emissivity). The resolution scale of a remote sensing instrument is relevant because it allows a better identification, for instance, between broken clouds, which cast shadow and edge effects, and thin clouds like cirrus.

Narrow-band International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) as well as broadband Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) data have been used to estimate surface radiation fluxes using a variety of techniques (Pinker et al. 2005; Wielicki et al. 1996). Also, the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) Land Surface Analysis Satellite Applications Facility (LSA SAF) project ensures the operational dissemination of DSSF and DSLF products from the Meteosat Second Generation (MSG) geostationary satellite (http://landsaf.meteo.pt). The particularity here is that DSSF and DSLF are fully consistent with other products such as land surface albedo, land surface temperature, snow cover, leaf area index, and vegetation cover fraction (Trigo et al. 2011). The target accuracy, as specified within the EUMETSAT network for the DSSF and DSLF products, is 10%; in the case of DSSF values below 200 W m^{-2}, an absolute error of 20 W m^{-2} is used instead. These values are considered for both clear and cloudy conditions, despite the differences in respective algorithm performance. Note that an optimum precision of 5% is targeted, which is closer to Global Climate Observing System (GCOS) specifications. Nevertheless, such specifications may be stringent for cloudy conditions, triggering a significant DSSF decrease.

The objective of this study is to compare the incoming solar and longwave radiations from SAFRAN with the corresponding satellite-derived LSA SAF DSSF and DSLF estimates, respectively, and to assess the impact on LSM simulations of the uncertainties of the radiative atmospheric forcing. Land surface models are designed to simulate the exchanges of energy, matter, and momentum between the land surface and the atmosphere. The LSA SAF products, as a result of the short repeat cycles of the MSG geostationary satellite, are particularly well suited for such impact studies over Europe.

The LSM used in this study is the three-layer version of the ISBA model (Noilhan and Mahfouf 1996). ISBA is imbedded into Surface Externalisée (SURFEX) (Martin et al. 2007; Le Moigne 2009; Salgado and LeMoigne 2010), which is the surface modeling platform of Météo-France. SURFEX can be used offline, forced by atmospheric analyses (or by local meteorological observations), or online, coupled with an atmospheric model. SURFEX is used for operational and research applications, either offline (e.g., Gibelin et al. 2006) or online (e.g., Sarrat et al. 2009). In this study, SURFEX is used offline and there is no feedback from the surface to the atmosphere. The radiative atmospheric forcing comes from the SAFRAN system or from the LSA SAF satellite data.

The paper is organized as follows: section 2 presents the datasets and the ISBA simulations. An intercomparison of radiation products and an evaluation of their impact on ISBA simulations are made in section 3. The conclusion section summarizes the added value of the use of LSA SAF products for LSM applications.

2. Presentation of atmospheric forcing datasets

a. SAFRAN analysis

SAFRAN was primarily designed to provide consistent atmospheric forcings in the context of a marked topography with the presence of snow (e.g., Durand et al. 1993, 1999). SAFRAN was extended to low-altitude zones in order to develop hydrological applications over France. SAFRAN considers 615 homogeneous climatic zones usually smaller than 1000 km^2. For each zone, SAFRAN estimates one value of the key meteorological variables (2-m air temperature and air humidity, 10-m wind speed, incoming radiation, and cloudiness) at several altitude levels sliced by 300 m, which means an adjustment of atmospheric profiles according to the topography. SAFRAN also performs a 6-h analysis of the synoptic network. All variable fields follow an optimal interpolation between the initial guess, conventional observations, and metrics from the geographic distribution (e.g., Gandin 1965). The first guess comes from the large-scale operational weather prediction model Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) (Courtier et al. 1991) or from the ECMWF operational archives. First-guess vertical profiles are extrapolated from the lowest atmospheric level to the surface in order to prepare continuous profiles for each 300-m slice where analysis is performed. All vertical profiles

(air temperature, air humidity, and cloudiness) and surface wind are linearly interpolated to an hourly time step. Finally, a vertical interpolation of the analyzed variables is performed to account for the surface orography computed on the SAFRAN output grid. SAFRAN output grid has an 8-km horizontal resolution and uses a Lambert-II projection. It is also at this stage that solar radiation and longwave radiation fluxes are calculated using a radiative transfer scheme (Ritter and Geleyn 1992). Hitherto, no satellite information was considered.

The SAFRAN incoming solar radiation was compared by Vidal et al. (2009) to ground stations distributed over France. The daily scores in terms of bias and root-mean-square error (RMSE) were around -3.7 and 41 W m^{-2}, respectively, over the 1986–2007 period. These daily scores are consistent with the hourly scores given by Quintana-Seguí et al. (2008). At the hourly time step, the RMSE for 2004/05 was assessed to 93 W m^{-2}, which corresponds to 60% of its mean value. Vidal et al. (2009) noticed the lack of observations available to the radiation transfer scheme in the southern part of Massif Central, which leads to an overestimation of solar radiation and an underestimation of infrared radiation. Coastal areas present some biases too. SAFRAN also appears to underestimate the daily maximum of incoming solar radiation (Quintana-Seguí et al. 2008). Over France, only two well-instrumented stations are equipped with an IR sensor. The RMSE for DSLF at the hourly time step in these two stations is moderate (33 and 42 W m^{-2}) and bias important (-8 and -32 W m^{-2}) relative to the shortwave (Quintana-Seguí et al. 2008).

b. *LSA SAF operational products*

The LSA SAF project is supported by EUMETSAT and by National Meteorological Services. The LSA SAF consortium is led by the Portuguese Meteorological Institute. DSSF and DSLF estimates are derived from the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) instrument on board MSG. They are operationally disseminated since September 2005 (http://landsaf.meteo.pt) with a temporal frequency of 30 min at the full SEVIRI spatial resolution over the whole MSG disk. The SEVIRI sensor has a nadir resolution of 3 km in the shortwave channels VIS0.6, VIS0.8, and SWIR1.6, centered on 0.6, 0.8, and 1.6 μm, respectively.

The method used to estimate DSSF is derived from Frouin et al. (1989). Main inputs of DSSF are cloud characteristics (cloud mask, cloud type, and cloudiness) and the total precipitable water. Cloud characteristics are determined using a method developed by the Nowcasting and Very Short Range Forecasting Satellite Application Facility (NWC-SAF) (http://www.meteorologie.eu.org/safnwc/) and implemented in the LSA SAF processing chain. Water vapor is provided by the ECMWF numerical weather prediction (NWP) model. Climatology is currently used for ozone concentration and aerosol properties. Two distinct algorithms are handled to treat clear- and cloudy-sky situations. With the occurrence of clouds, the downwelling radiation reaching the ground is considerably reduced. DSSF is thus strongly anticorrelated with top-of-atmosphere (TOA) reflectance values: the brighter the clouds, the more radiation is reflected in direction of the satellite and the less radiation reaches the surface. In this case, TOA albedo is first calculated from the observed directional reflectance values by applying a broadband conversion and an angular dependence model. In the clear-sky method, DSSF is estimated with an empirical parameterization for the effective transmittance of the atmosphere as a function of the concentration of atmospheric constituents. A detailed description of the algorithm, and validation results, are given in Geiger et al. (2008). These authors report a standard deviation of differences (SDD) for instantaneous DSSF measurements between satellite and six European ground measurement stations in the order of 40 W m^{-2} (clear sky), 110 W m^{-2} (cloudy sky), and 85 W m^{-2} (both cases) for the 2004/05 period. The mean bias between instantaneous satellite and in situ radiation fluxes is less than 10 W m^{-2}. Daily averaged estimates of DSSF present SDD less than 45 W m^{-2} for all situations. A product evaluation by Ineichen et al. (2009) led to similar results.

DSLF estimates make use of a combination of satellite information on clouds and of NWP fields. The adopted algorithm to compute DSLF for the period under analysis in this paper consists of a hybrid method based on two different bulk parameterization schemes (e.g., Prata 1996; Josey et al. 2003). Inputs are the ECMWF forecasts for the 2-m temperature, dewpoint temperature, and the total column water vapor. Two cloud products (cloud mask and effective cloudiness) from NWC-SAF are used, thereby making fully consistent the segregation of cloudy pixels between DSSF and DSLF derivations. The verification of DSLF product is a difficult task as this quantity is not extensively measured by weather stations. The validation of this product (Trigo et al. 2010 and also in the report available on the LSA SAF website: http://landsaf.meteo.pt) is based on 10 ground observations. The comparison against in situ measurements suggests that the LSA SAF algorithm generally underestimated DSLF. The instantaneous bias is often close to -10 W m^{-2} but could be up to -30 W m^{-2}. The RMSE is about 30 W m^{-2}. The underestimation of DSLF product is particularly apparent for clear-sky cases, with biases of the order of -10 to -20 W m^{-2}. Cloudy pixels also exhibited negative biases, but higher dispersion

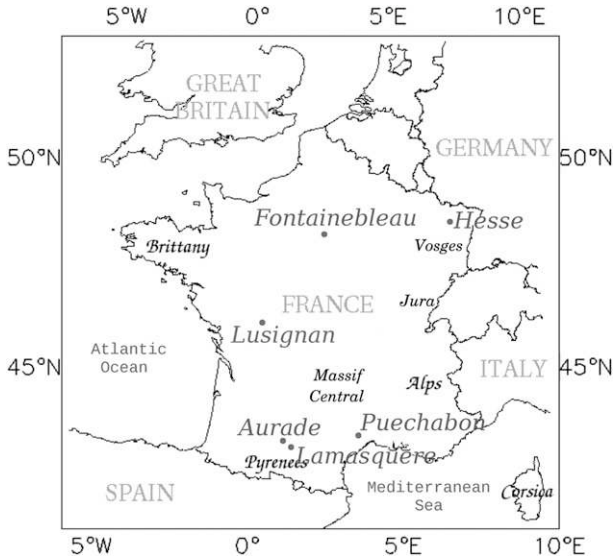


FIG. 1. Map of France and location of FLUXNET stations.

than in clear cases. The accuracy of LSA SAF DSLF product compares well with performance of Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES)-based DSLF obtained by Diak et al. (2000) (RMSE of 20 W m^{-2} for half-hourly average from two pyrgeometer measurements).

To compare the LSA SAF products with SAFRAN (section 3a), they were reprojected and averaged from the original SEVIRI grid to the regular 8-km grid of SAFRAN in Lambert-II.

c. Ground measurements

Flux Network (FLUXNET; http://daac.ornl.gov/FLUXNET/fluxnet.shtml) is a global network focusing on micrometeorological measurements at tower-equipped sites. Water, carbon, and energy fluxes are measured with the eddy-covariance method (Baldocchi et al. 2001).

In situ observations in 2006 were extracted for six French sites ranging from single vegetation types to a mixture of species (see Fig. 1): Auradé (maize; Béziat et al. 2009), Fontainebleau (deciduous broadleaf trees; Michelot et al. 2010), Hesse (deciduous broadleaf trees; Granier et al. 2008), Lamasquère (maize; Béziat et al. 2009), Lusignan (temperate grassland), and Puechabon (deciduous broadleaf trees; Rambal et al. 2004).

These FLUXNET stations include observations of incoming solar radiation and are used, in this study, to provide the ground truth reference to assess the LSA SAF products. Moreover, the consistency of the impact assessment on LSM simulations could be verified from these six independent ground stations by comparing modeled and measured energy fluxes.

TABLE 1. Mean, bias, and SDD of daily incoming solar (DSSF) and infrared (DSLF) radiation between SAFRAN and LSA SAF over France in 2006.

Statistics Field	Mean LSA SAF	Bias (SAFRAN − SAF)	SDD
DSSF (W m^{-2})	143.95	3.57	34.21
DSLF (W m^{-2})	314.65	2.61	17.21

d. Model simulations

The representation of the soil–vegetation–atmosphere exchanges in the SURFEX platform uses the ISBA parameterization scheme (Noilhan and Planton 1989). The goal in implementing SURFEX is to gather all developments conducted in surface modeling at Météo-France for the generic surfaces units (soil–vegetation, urban areas, sea surface, and lakes) (http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/). Besides, SURFEX yields the necessary interface between the atmospheric and hydrological modeling. The ISBA parameters, and the fraction of surface types, are mapped using the ECOCLIMAP database (Masson et al. 2003), which includes a land cover classification in association with sets of surface parameters that are primarily useful for the achievement of climate studies.

At each time step, an ISBA surface grid box is forced by surface atmospheric variables (air temperature, air specific humidity, horizontal wind components, atmospheric pressure, liquid and solid precipitation, and incoming direct and diffuse shortwave and longwave radiation). In addition to surface radiation variables, ISBA simulates the momentum and sensible and latent heat fluxes. These fluxes serve as lower boundary conditions to calculate the atmospheric radiative and turbulent properties.

The main advantage of the ISBA parameterization is that it is capable of accurately reproducing the energy and water budgets with a simple set of equations as confirmed by the Project for the Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS; Henderson-Sellers et al. 1993; Chen et al. 1997) or Calvet et al. (1999).

In this study, we consider the three-layer version of the ISBA model in which the deepest soil layer may provide water to the root zone through capillary rises only. The thickness of the top layer is 0.01 m. The two other layers have a varying thickness over France that depends on the soil water holding capacity. The depths of second and third layers in ECOCLIMAP (Masson et al. 2003) have maximum values of 2.5 and 3 m, respectively. ISBA simulations will concern the ground temperature and water content of the top layer (TG1 and WG1) and the second layer (TG2 and WG2). Although a multilayer scheme for snow is available in ISBA, a one-layer configuration (see

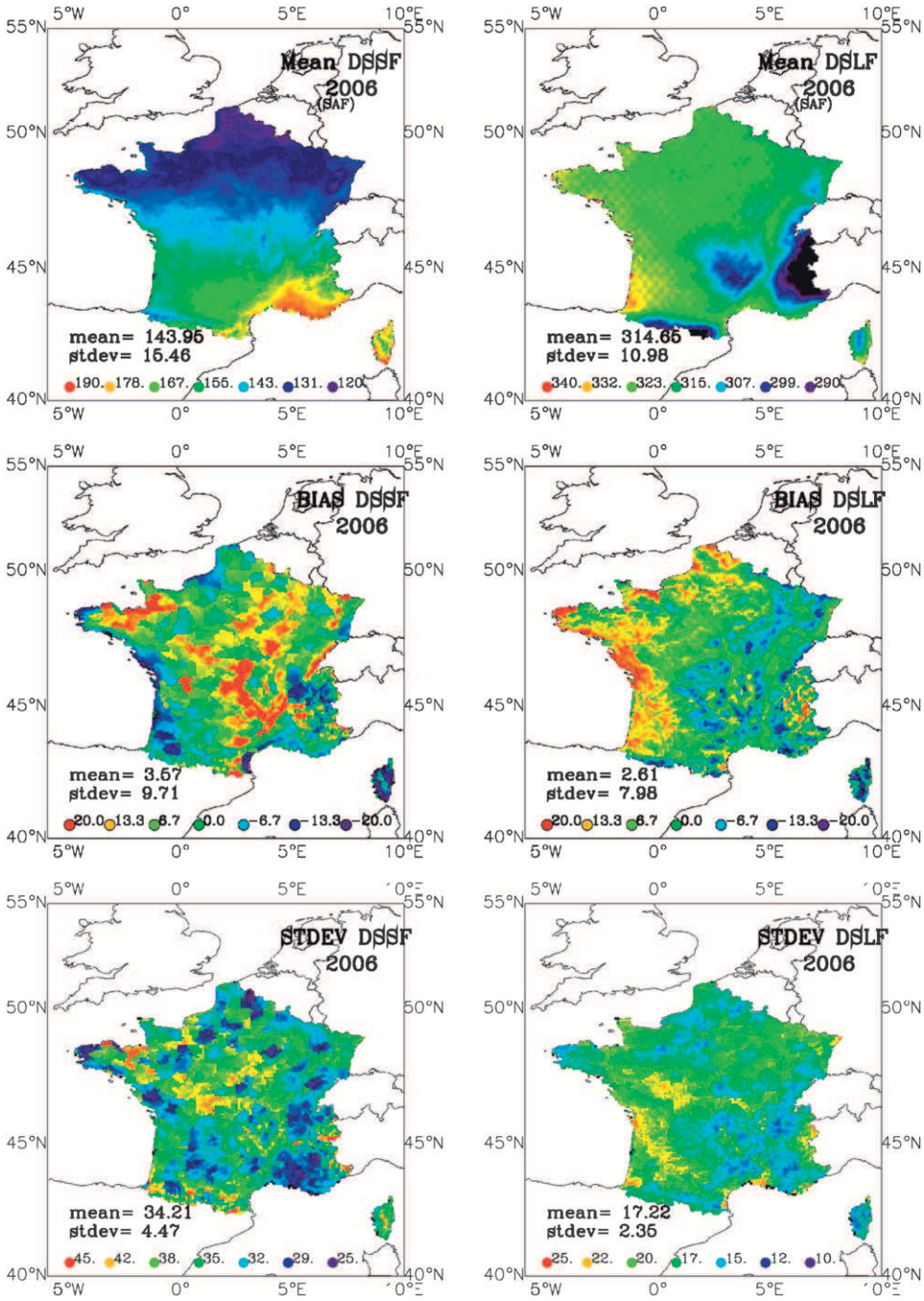


FIG. 2. Yearly 2006 mean statistics for (left) DSSF and (right) DSLF (W m^{-2}): (top to bottom) mean (SAF), bias (SAFRAN − SAF), and SDD. The means and standard deviations for the 8602 grid points listed correspond to differences of daily averaged values for the whole year.

Douville et al. 1995) is retained here as it is appears appropriate for the time period and area of the study. From 1 January to 31 December 2006 with a time step of 15 min (or 900 s), no fewer than four ISBA simulations were performed over France on a Lambert-II grid having a 8-km resolution: 1) forced by SAFRAN (hereinafter referred to as "reference"), or forced by SAFRAN except for MSG-derived 2) DSSF, 3) DSLF, or 4) DSSF and DSLF (hereinafter referred to as DSSF, DSLF, and DSSF + DSLF, respectively). It is worth mentioning that the ISBA model was spun up twice in offline mode with the SAFRAN atmospheric forcing of 2005; after

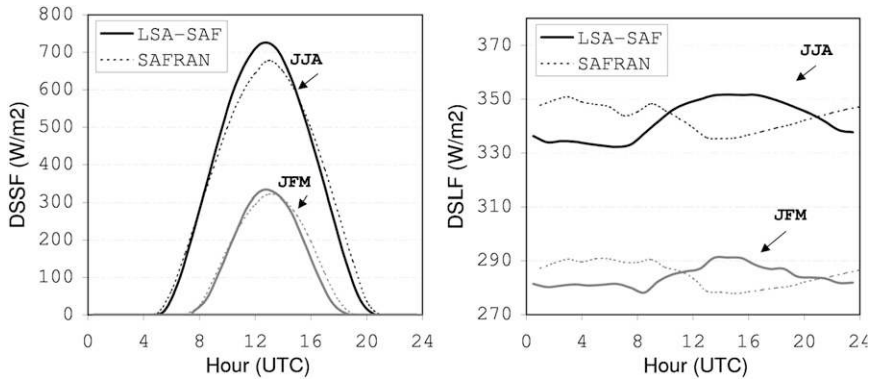


FIG. 3. Diurnal cycle of SAFRAN and LSA SAF (left) DSSF and (right) DSLF corresponding to quarterly average values: summertime (JJA) and wintertime [January–March (JFM)] in 2006.

that the soil reaches an equilibrium state that can serve for initialization.

3. Comparison of the radiation products and impact assessment

a. LSA SAF vs SAFRAN

A comparison between the LSA SAF and SAFRAN radiation products was performed over France for the whole year 2006. In what follows, all statistics are daily scores on a yearly or monthly basis between daily averaged values.

Table 1 displays quantitative statistics of the comparison between the LSA SAF and SAFRAN radiation products over France in 2006. On a daily basis, the mean bias is 3.75 W m^{-2} for DSSF and 2.61 W m^{-2} for DSLF, which represents 2.5% and 0.8% of their mean value, respectively. Even though these statistics included nighttime values, the discrepancies for the quantity DSSF (which is equal to zero during nighttime) appeared to be more important than for DSLF. In terms of cumulative DSSF, such a difference represents 2.5% of the 52 541 W m^{-2} of cumulative solar radiation that reached the France territory in 2006. The SDD of daily averaged values represent 34 and 17 W m^{-2}, respectively. For DSSF, the standard deviation is high on a daily time scale, while the bias is low (3.75 W m^{-2}) on a yearly basis. This reveals that LSA SAF and SAFRAN are able to estimate the yearly accumulated DSSF quantities, while large discrepancies may occur for cumulative daily incoming flux values. Somewhat interestingly, this latter feature is not the fact of a particular time of the year and hence SDD is not linked to the season.

Bias and SDD values averaged over France are shown in Fig. 2. This set of figures enhances the climate zoning used in the SAFRAN analysis, which explains the spatial discontinuity of the statistical scores. For instance, the incoming longwave radiation from SAFRAN shows values 20 W m^{-2} larger than the LSA SAF DSLF along the western coastline of France. On the other hand, SAFRAN DSLF values lower than the LSA SAF DSLF, of about 10 W m^{-2}, are observed at the foothills of Massif Central, over the Pyrenees, and over the Alps. The DSSF biases are often negative over coastal areas (-15 W m^{-2}). Positive biases are observed over Massif Central (up to 20 W m^{-2}) in the center of France. These findings are consistent with the Quintana-Seguí et al. (2008) results (see section 2a). SDD of DSLF values over the Alps exceed 20 W m^{-2} at some locations. These same areas have low values of bias. Such results indicate

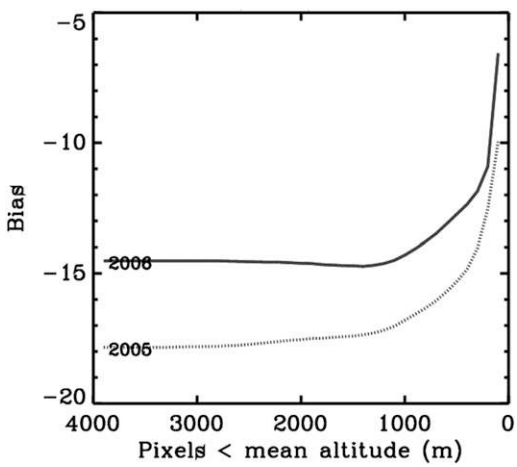


FIG. 4. LSA SAF − SAFRAN difference in incoming solar radiation (expressed in W m^{-2}) as a function of the altitude (m) for 2005 and 2006. I would like to reduce a the size of the figure 4 (20% smaller).

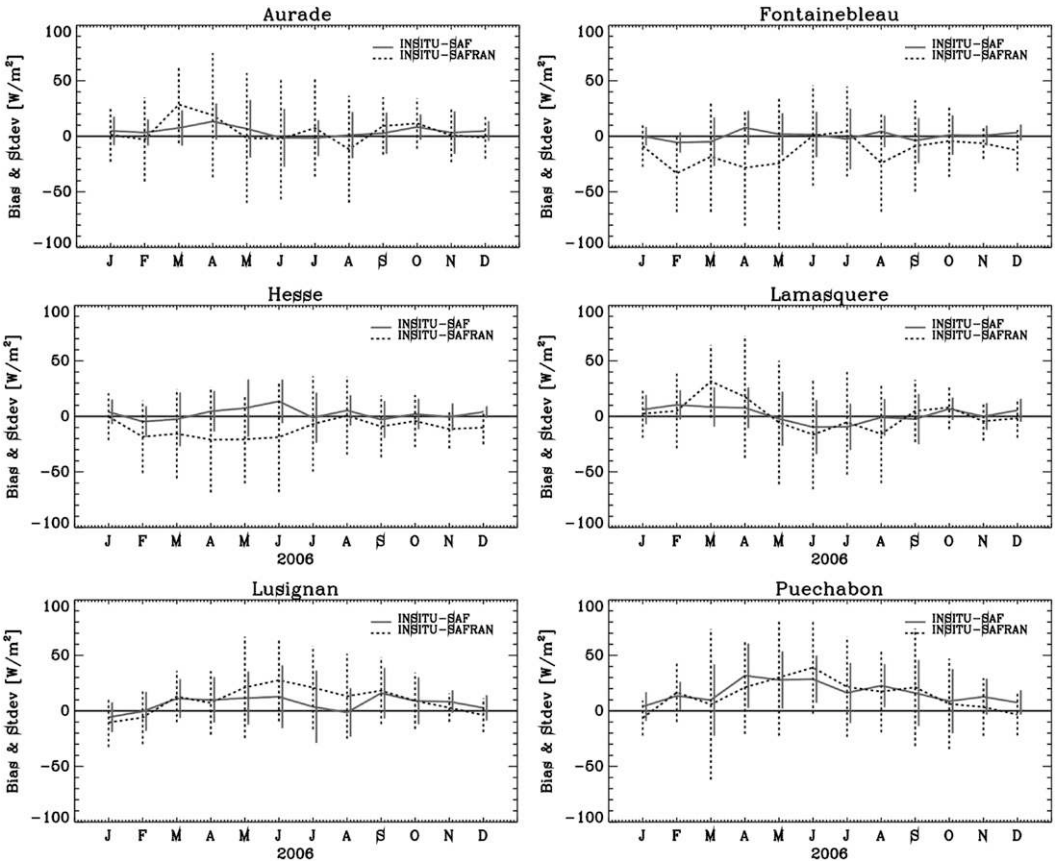


FIG. 5. The 2006 statistical comparison in of solar radiation between in situ measurement and LSA SAF (solid line) and SAFRAN (dotted line) for the six FLUXNET stations located in France. Vertical bars represent standard deviations.

day-to-day sizeable deviations between LSA SAF and SAFRAN radiation fluxes, whereas a common yearly trend is well depicted.

Although biases on DSSF and DSLF are very low on a daily basis (see Table 1), significant discrepancies occur during the daily cycle. Figure 3 shows average diurnal cycles at summertime and at wintertime. At summertime [June–August (JJA)], a difference of about 50 W m^{-2} is observed between the two DSSF products at midday. This is consistent with the results of Quintana-Seguí et al. (2008) and Szczypta et al. (2011) regarding the SAFRAN underestimation of the daily maximum DSSF. As far as DSLF is concerned, Fig. 3 reveals that the two products are anticorrelated, with a LSA SAF DSLF maximum at 1500 UTC, whereas SAFRAN indicates a minimum at the same time. In summer, convective clouds usually appear at 1500 UTC, and this process tends to trigger the DSLF maximum seen by the LSA SAF product. Nevertheless it would not explain the behavior during the winter months. Finally, Fig. 4 shows the difference between the LSA SAF and the SAFRAN DSSF averaged over the years 2005 and 2006 as a function of the elevation. It appears that the bias increases sharply from sea level up to 1000 m, and stabilizes for higher elevations. Although the bias is higher for 2006 than for 2005, a similar response of the bias to the elevation is observed for the two years.

TABLE 2. Bias and SDD of daily incoming visible radiation (DSSF) between SAFRAN and in situ measurements and between LSA SAF and in situ measurements in 2006 for six FLUXNET stations over France.

Statistics	SAFRAN DSSF		LSA SAF DSSF	
Stations	Bias (W m^{-2})	SDD (W m^{-2})	Bias (W m^{-2})	SDD (W m^{-2})
Puechabon	14.39	38.88	16.62	22.19
Aurade	4.85	37.49	4.40	16.96
Fontainebleau	−13.71	37.63	0.33	15.79
Hesse	−11.30	32.75	2.42	16.40
Lamasquere	1.68	35.22	1.68	16.97
Lusignan	9.40	28.35	6.45	20.07
Mean estimate	0.88	35.05	5.31	18.06

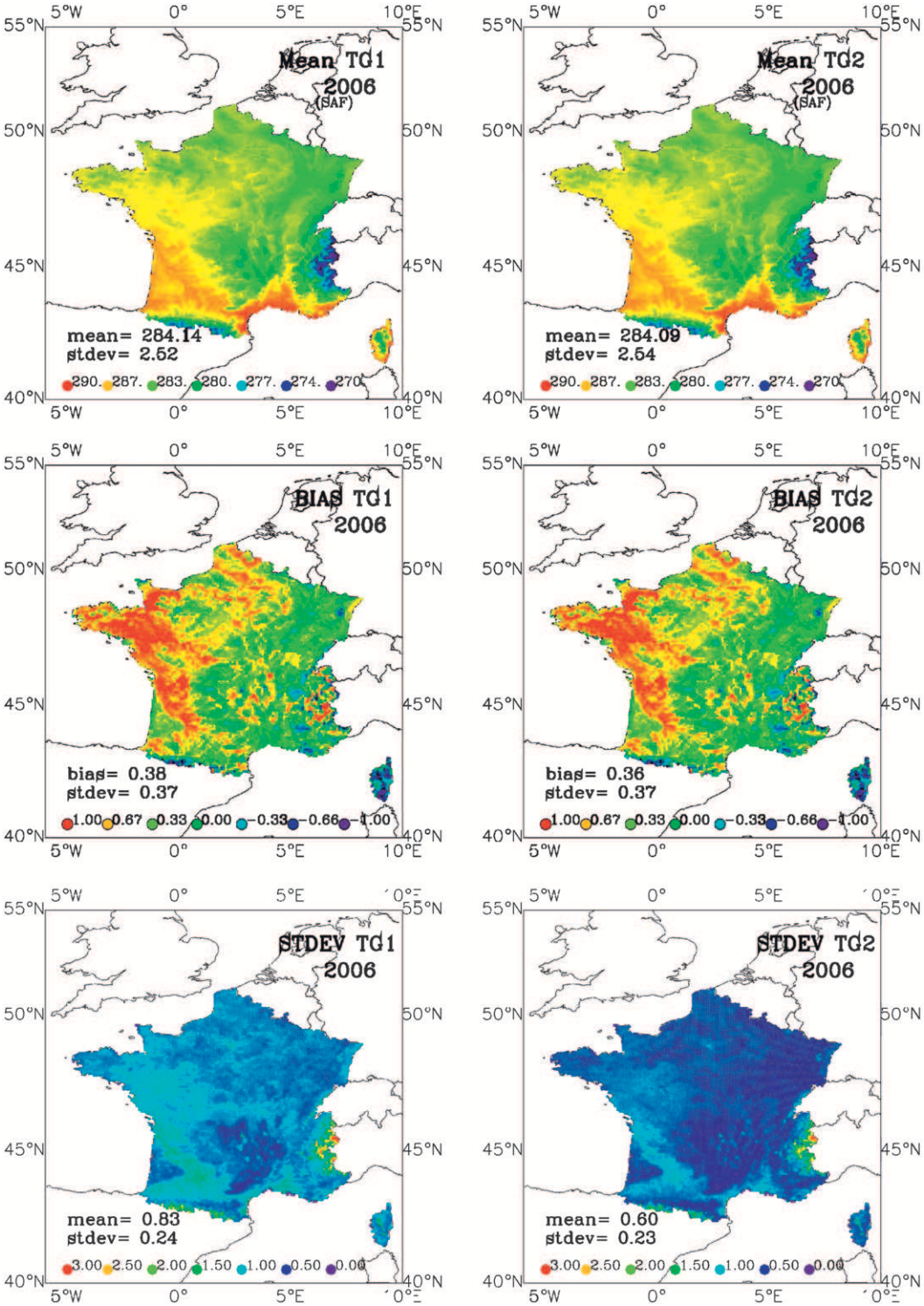


FIG. 6. Impact assessment on (left) surface temperature (TG1) and on (right) soil temperature (TG2) due to using the LSA SAF radiative forcing (DSSF + DSLF) vs of SAFRAN. Statistics correspond to differences of daily averaged values for 2006. (top to bottom) Mean value with LSA SAF forcing, bias (SAFRAN − LSA SAF), and SDD (K).

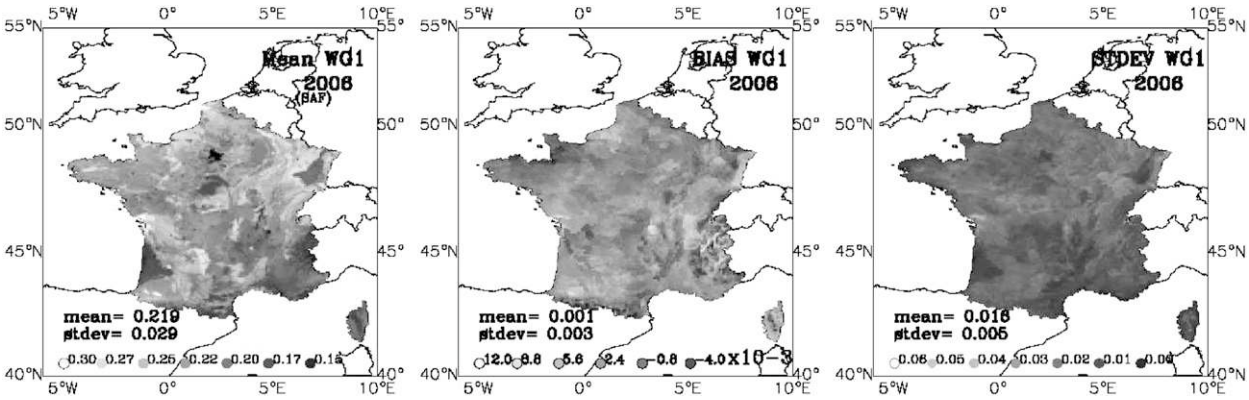


FIG. 7. As in Fig.6, but for surface soil moisture (WG1) ($m^3\ m^{-3}$).

Although SAFRAN and LSA SAF are generally quite consistent, significant discrepancies can be noticed over certain regions and on an hourly basis. A part of the discrepancies can be due to the hourly interpolation of the 6-h analysis of SAFRAN fields.

b. *LSA SAF and SAFRAN vs FLUXNET*

The FLUXNET stations used in this study only measure the shortwave radiation components. Figure 5 presents time series of statistics (bias and SDD) between ground measurements and SAFRAN or LSA SAF data for DSSF over the six FLUXNET sites (see Fig. 1). These statistics between FLUXNET daily observations and daily averaged SAFRAN data have been calculated on a monthly basis in order to display possible seasonal trends. Except for Puechabon, no seasonal effects are evident. LSA SAF seems to be slightly less biased than SAFRAN and, also, presents lower SDD values. For example, a difference of about 30 W m^{-2} between the two SDD is observed for the Fontainebleau site from February to May 2006. On a yearly basis, for the six FLUXNET stations in 2006, the bias (SDD) scores of daily averaged SAFRAN and LSA SAF data are 0.88 (35) and 5.31 (18) W m^{-2} (Table 2). Since negative and positive values of the bias in different stations may balance each other (-13.71 W m^{-2} in Fontainebleau and 14.39 W m^{-2} in Puechabon for SAFRAN), it is relevant to consider the bias of absolute values. The mean absolute biases of SAFRAN and LSA SAF data are 9.22(6.6%) and 5.31(3.8%) W m^{-2}, respectively. On average in 2006 for the six FLUXNET stations, the LSA SAF scores with respect to SAFRAN are better by 3.91(2.8%) W m^{-2} and 17(12.1%) W m^{-2} for the absolute bias and for the daily SDD, respectively.

In Otkin et al. (2005), the mean bias errors at 23 stations are plotted versus the station elevation. The comparison suggests that satellite-derived surface insolation is systematically overestimated for stations at lower elevations (300 m) and underestimated at higher-elevation sites. Such a dependency could not be assessed in this study, as all the investigated stations had an elevation lower than 300 m. Nevertheless, such dependence could exist with regard to the shape of the difference between both fluxes (SAFRAN and LSA SAF) as a function of the elevation (Fig. 4).

c. *Impact on ISBA simulations*

In this section the impact on LSM simulations from using either SAFRAN or LSA SAF radiation forcings is

TABLE 3. Difference statistics between simulations using SAFRAN or LSA SAF radiative forcing (DSSF +DSLF) for estimation of surface temperature (TG1), soil temperature of the root zone, and surface water content (WG1). Statistics are averaged daily differences for 2006 over France domain.

Statistic Field	Mean LSA SAF	Bias (SAFRAN − SAF)	SDD
TG1 (K)	284.14	0.38	0.83
TG2 (K)	284.09	0.36	0.60
WG1 ($m^3\ m^{-3}$)	0.219	0.001	0.016

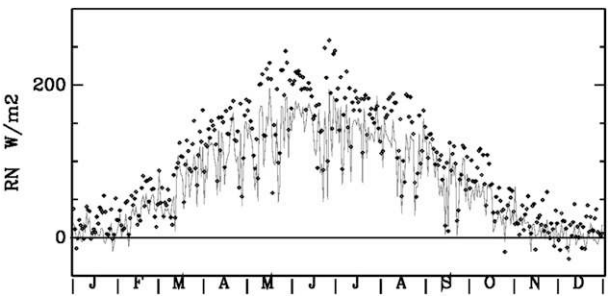


FIG. 8. Seasonal variations in 2006 of the daily RN over the FLUXNET station of Aurade from ground measurements (dots) and ISBA using SAFRAN radiative forcing (line).

examined with two diagnostic variables (surface and soil temperature and soil water content). The simulated energy balance with SURFEX is also analyzed: net radiation (RN), sensible heat flux (H), and latent heat flux (LE). The model simulations were compared with the ground measurements from the six FLUXNET French sites described above.

1) TEMPERATURE

Figure 6 shows the mean values of surface temperature (TG1) and soil temperature (TG2) over France produced by ISBA using the LSA SAF forcing for 2006. For a grassland site in southwestern France, Albergel et al. (2010) found that TG2 was a good estimation of soil temperature at a depth of 20 cm. Also shown are the mean bias and SDD using either SAFRAN or LSA SAF as radiative forcing (DSSF + DSLF). It comes out that the average impact over the year of using the LSA SAF incoming radiation can locally exceed 1 K. Higher temperature values are obtained with SAFRAN over western France. Lower values are found over the Pyrenees and also in Corsica.

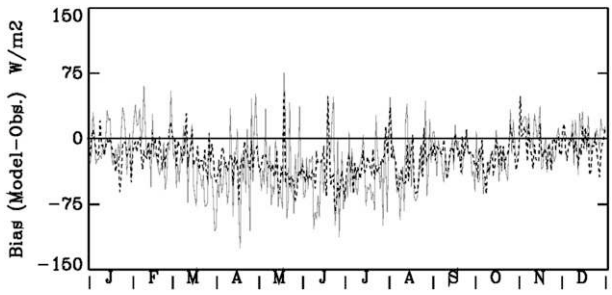


FIG. 9. As in Fig. 8, but for based on ISBA simulations using either SAFRAN or LSA SAF radiative forcing: between SAFRAN and ground measurement (gray line), and between LSA SAF forcing (DSSF + DSLF) and ground measurements (black dotted line).

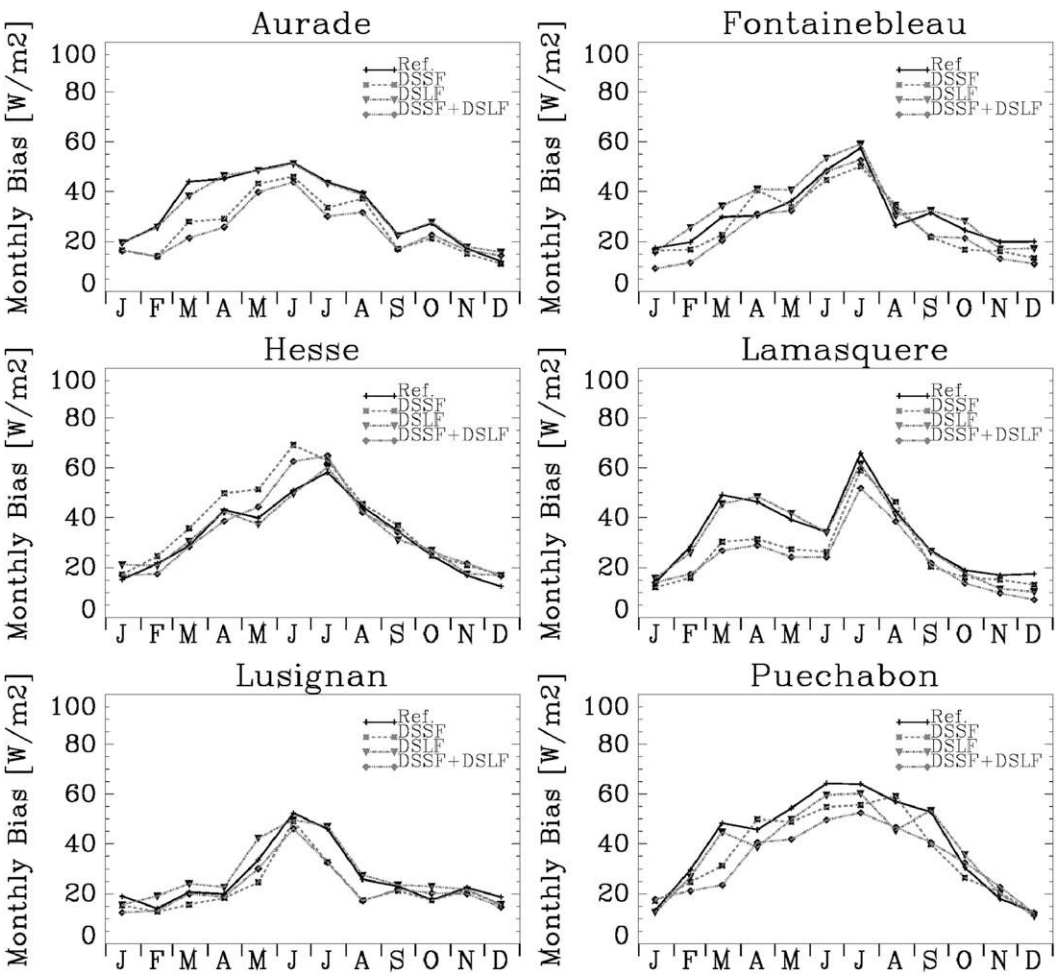


FIG. 10. Variation of monthly absolute bias of RN for six FLUXNET stations based on ISBA simulations using various radiative forcings: SAFRAN forcing (Ref.), LSA SAF solar incoming flux (DSSF), LSA SAF infrared incoming flux (DSLF), and LSA SAF solar and infrared incoming flux (DSSF + DSLF).

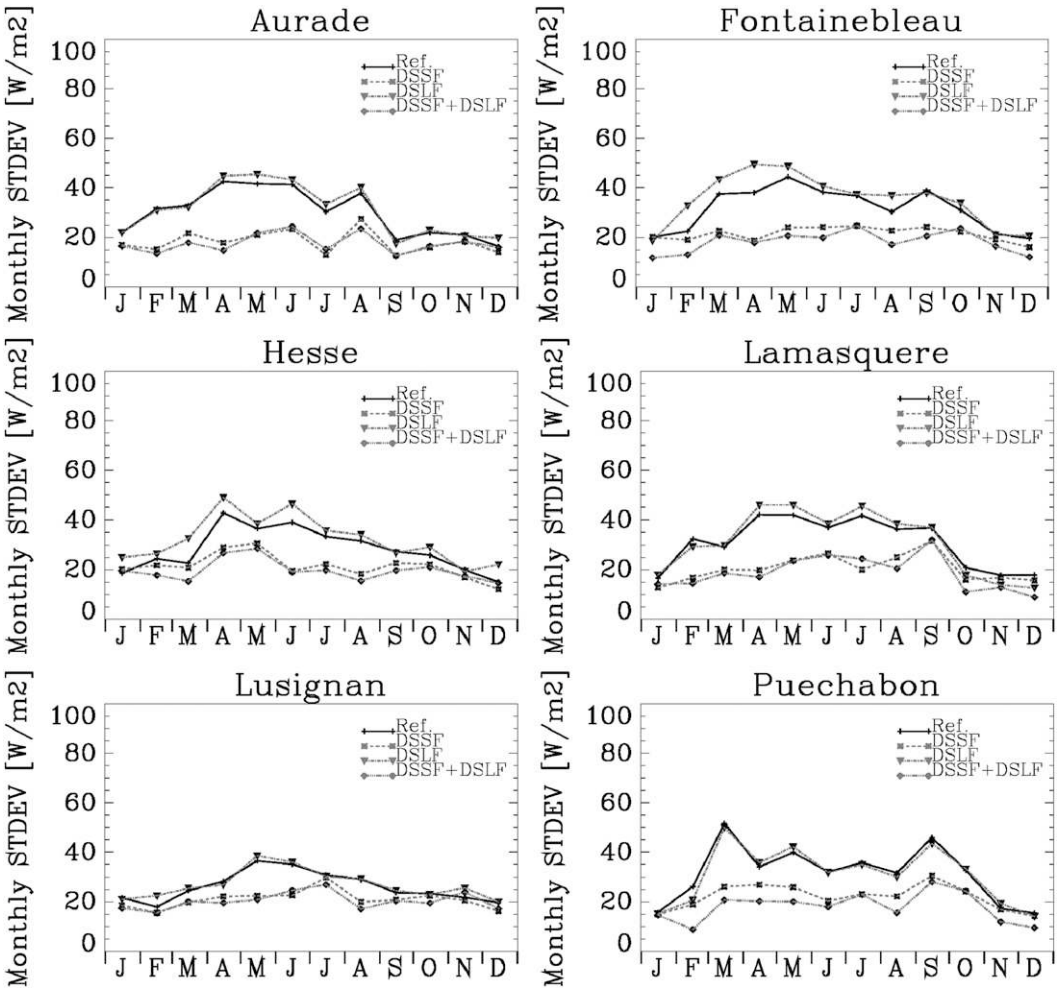


FIG. 11. As in Fig. 10, but for SDD.

The impact at the surface (TG1) is similar to the impact in the soil (TG2). This is consistent because TG2 characterizes the soil diurnal temperature cycle driven by TG1 fluctuations. Although SDD is lower for TG2 because of the thermal inertia of the soil, the TG1 SDD reaches 3 K over mountainous areas. A comparison of instantaneous temperatures (not shown) also revealed significant differences mainly due to differences in cloudiness: maximum differences fell within the ranges (−10 K to 15 K) for TG1 and (−3 K to 7 K) for TG2.

2) SOIL WATER CONTENT

Figure 7 displays statistical results for the surface soil water content (WG1) using the same protocol as for temperature. The impact of using the satellite forcing is less than 5% over the major part of France. Establishing a close link between difference on radiative forcing and impact on water content or temperature is not straightforward. Impact on the root-zone soil moisture was negligible. Table 3 summarizes the impact on TG1, TG2, and WG1 variables. On average for 2006 over France, the use of the LSA SAF forcing (instead of SAFRAN) induces a difference of 0.38 K/0.36 K/0.001 $m^3\ m^{-3}$ for the TG1/TG2/WG1 daily values, respectively. Consequently, a mean difference of 2.5% on DSSF and 0.8% on DSLF forcing (section 2a) affects the averaged values over one year of TG1/TG2/WG1 by 3.5%/3.3%/0.5%.

3) RN

The seasonal cycle of the daily averaged RN is shown in Fig. 8 for the reference ISBA simulation over the Aurade site in 2006. Simulated RN values with ISBA and in situ measurement indicate that RN reaches a maximum in summer, as could be expected. The wintertime RN is small or is even slightly negative. The large bias during summer in Aurade station could have multiple causes, amongst which is the uncertainty on the atmospheric forcing. Cedilnik et al. (2011, manuscript

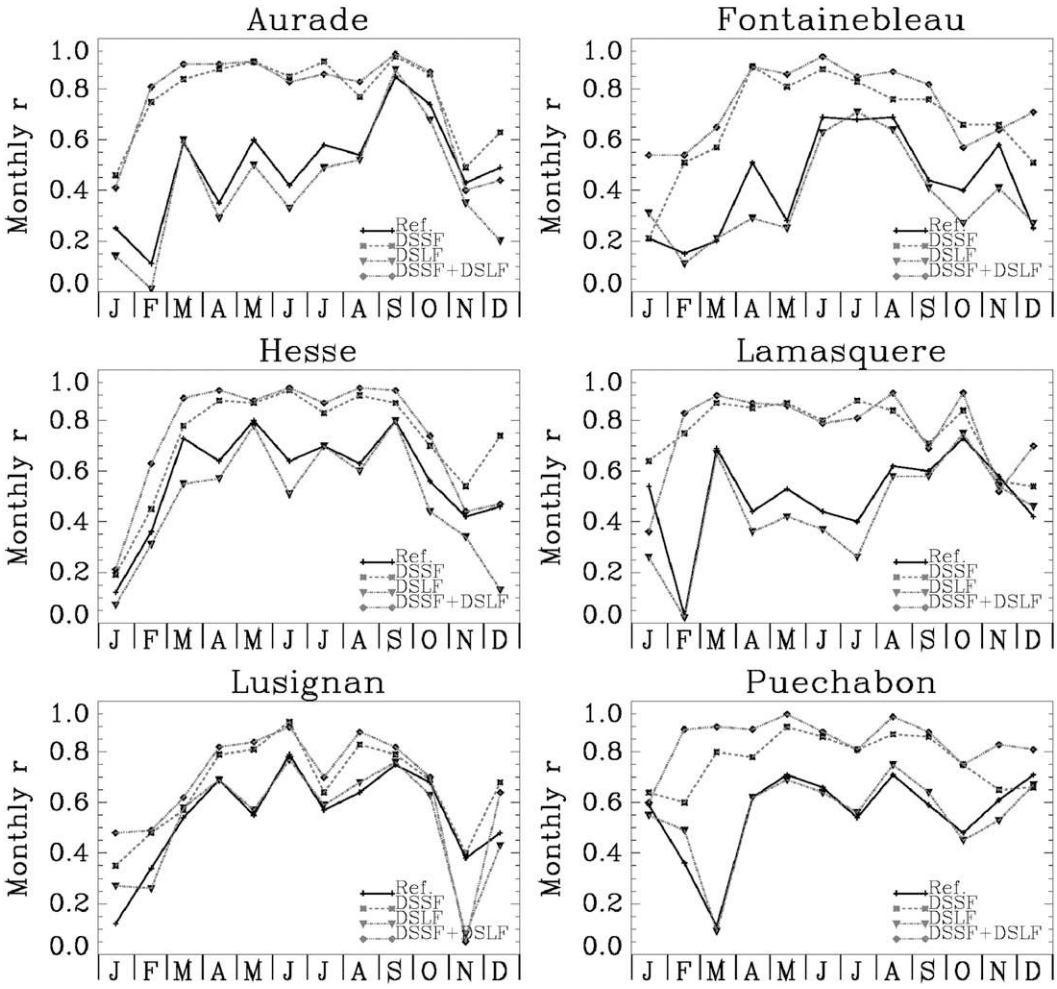


FIG. 12. Variations in 2006 of the correlation (r) of daily RN over six FLUXNET stations based on ISBA simulations using various radiative forcings: SAFRAN forcing (Ref.), LSA SAF solar incoming flux (DSSF), LSA SAF infrared incoming flux (DSLF), and LSA SAF solar and infrared incoming flux (DSSF + DSLF).

submitted to *J. Appl. Meteor. Climatol.*) examined the impact on short-range forecasts of daily satellite-derived albedos in a limited-area NWP model over Europe. From comparisons against three measuring flux tower stations in France, it appears that model biases in surface net radiation are significantly reduced when using the surface albedo observed by satellite for the current day. Figure 9 shows the temporal evolution of the bias for RN based on ISBA simulations using SAFRAN forcing, and using the LSA SAF radiative forcing (DSSF and DSLF), with respect to the in situ observations of RN. A visual inspection permits us to notice lower bias values when the LSA SAF radiation forcing is used by ISBA. The magnitude of the reduction of this bias often exceeds 50% for days having a significant daily bias (not shown).

Figure 10 depicts the monthly bias (in absolute units) of RN between in situ observations and the ISBA simulations using four radiative forcings: SAFRAN, LSA SAF DSSF and SAFRAN DSLF, LSA SAF DSLF and SAFRAN DSSF, and both LSA SAF DSLF and DSSF. The use of the satellite DSSF improves the RN simulations at all sites except for Hesse, where the bias increases. Improvements are significant for Lamasquere in the spring as the monthly bias decreases from 50 to 30 W m^{-2}. The satellite DSLF product has a small positive or ever so slightly negative impact on simulated RN. The combination of the two satellite forcings gives slightly better results than the use of DSSF alone, even if the main factor for the bias reduction is the use of DSSF.

Figure 11 presents the SDD score of daily differences of RN, averaged on a monthly basis. There is a seasonal evolution of the SDD that can rise up to 40 W m^{-2} in summer and is around 20 W m^{-2} in winter. The use of

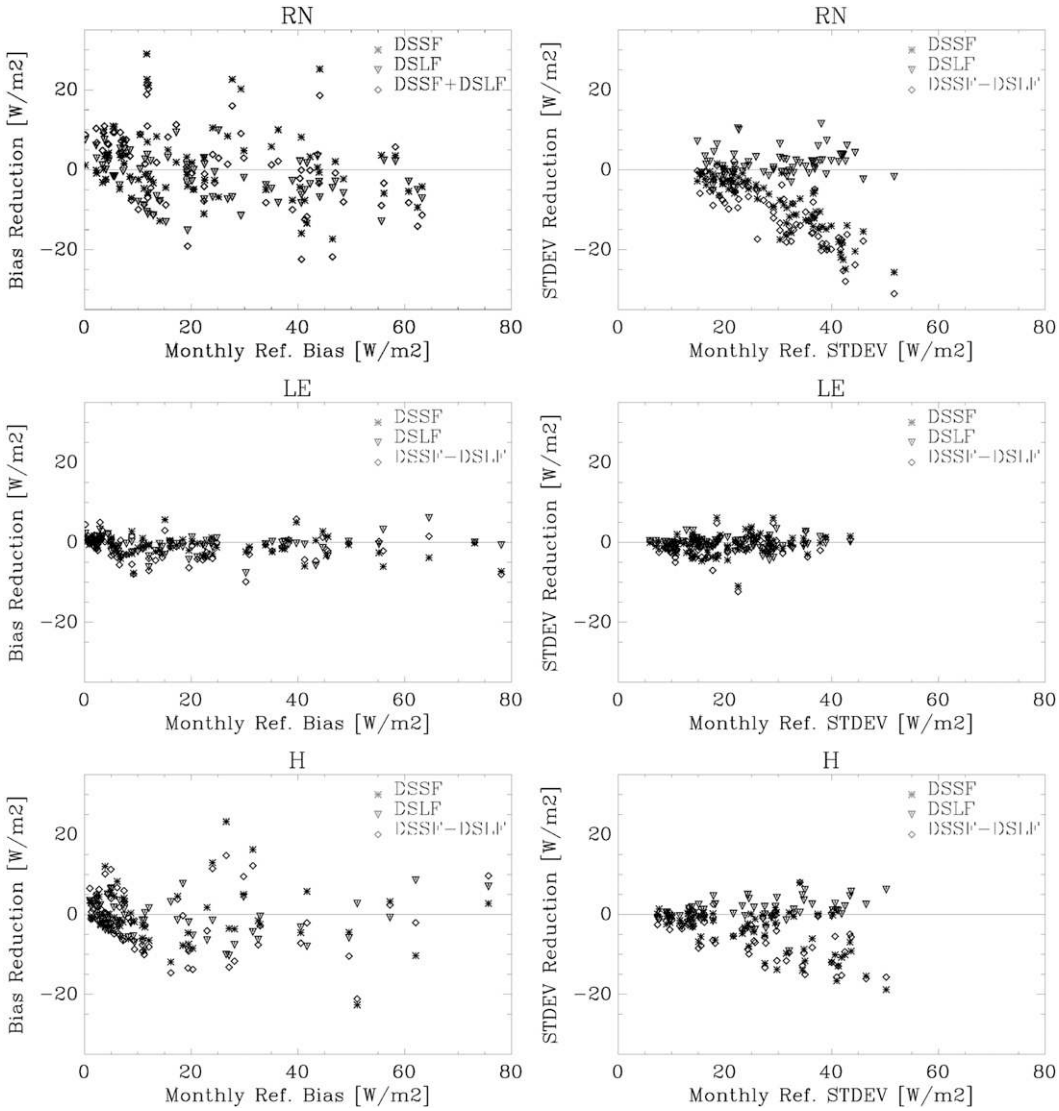


FIG. 13. Bias (absolute value) and SDD statistical scores between FLUXNET measurement and simulated energy fluxes with ISBA. Reduction (y axis) of the statistical scores due to the use of LSA SAF satellite forcing are compared to statistics obtained with SAFRAN forcing (x axis). Monthly averaged daily bias and SDD of RN, *LE*, and *H*. One point represents 1 of the 12 monthly statistical scores for one of the six FLUXNET stations (see Figs. 11 and 12 for RN). Satellite forcings are LSA SAF solar incoming flux (DSSF), LSA SAF infrared incoming flux (DSLF), and LSA SAF solar and infrared incoming flux (DSSF + DSLF).

the LSA SAF DSSF product tends to reduce the summertime high SDD values, and the SDD is relatively stable all along the year—around 20 W m^{-2}.

The monthly averaged correlation scores (r) of the daily RN values are presented in Fig. 12. Similar conclusions as before can be drawn: if winter months are discarded, the use of the LSA SAF DSSF product induces a significant improvement of r, which is often greater than 0.8. For example, the correlation jumps from 0.5 to 0.8 from March to August at Aurade because of the LSA SAF DSSF. The impact of the DSLF product is less marked and can be negative in some cases. The low correlation obtained during winter months is simply due to RN values observed at this season—close to zero or slightly negative (see Fig. 8).

Figures 13 and 14 summarize these results. If the LSA SAF DSSF product is used, monthly averaged daily SDD values can decrease up to 20 W m^{-2}, and 10 W m^{-2} on average for 2006 (see Table 4). Also, the correlation is higher, particularly in situations where the correlation values were poor in the reference case (Fig. 14). Table 5 presents yearly statistics. It should be noticed that the use

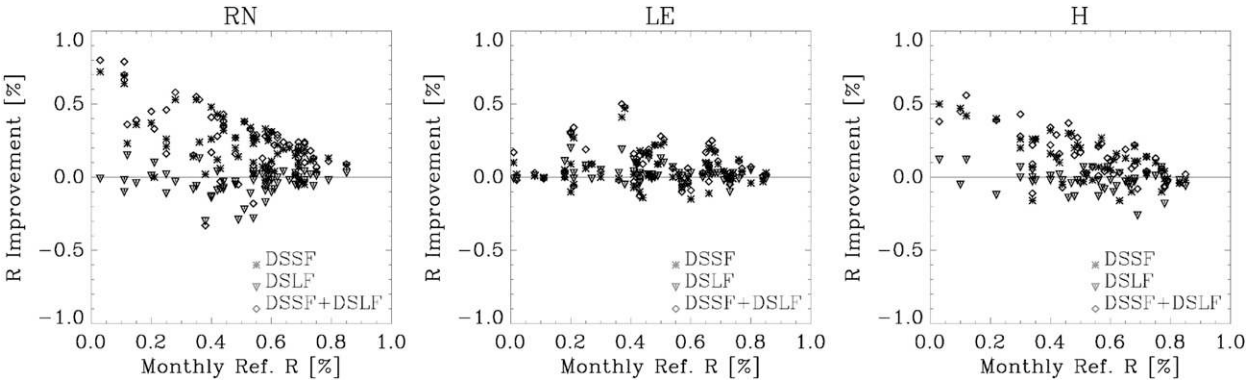


FIG. 14. Correlation (r) between FLUXNET measurement and simulated energy fluxes with ISBA. Improvement (y axis) of the R statistical score due to the use of LSA SAF satellite forcing is compared to the R obtained with SAFRAN forcing (x axis). The daily R of RN, LE, and H are monthly averaged. One point represents one of the 12 monthly statistical scores for one of the six FLUXNET stations (see Fig. 13 for RN). Satellite forcing are LSA SAF solar incoming flux (DSSF), LSA SAF infrared incoming flux (DSLF), and LSA SAF solar and infrared incoming flux (DSSF + DSLF).

of the DSSF and DSLF products induces a 0.88 to 0.96 increase of the RN correlation score.

4) LE AND H HEAT FLUXES

Figures 13 and 14 also show the impact of the use of satellite forcing on LE and H. The impact is positive, even if it is less significant than for RN. The SDD of the simulated H flux decreases by up to 15 W m^{-2} and the correlation markedly improves when the LSA SAF DSSF product is used (Fig. 13 and 14). Considering the six FLUXNET stations, the correlation scores of daily H and LE heat fluxes in 2006 increase from 0.66 to 0.71, and from 0.58 to 0.62, respectively (Table 5).

The DSLF product has no significant impact on the scores. Table 5 summarizes these statistics for 2006 at the six stations. The energy partitioning between H and LE depends on the fraction of vegetation and on soil moisture. If the latter are not correctly represented in the model, then large discrepancies may occur through a comparison with ground-measured fluxes. This is potentially the reason why the impact on heat fluxes (H or LE) is moderate in comparison with the impact on RN. Another potential reason is that the eddy-covariance technique does not always produce perfect energy closure (Twine et al. 2000). In the presented work, no closure correction is done. The inability of the eddy-covariance technique to achieve energy budget closure at several FLUXNET sites was reported by Wilson et al. (2002). Kucharik et al. (2006) argued that observations could be adjusted to force energy. Based on the observed energy partitioning, Kucharik and Twine (2007) attributed approximately 64%–72% of the imbalance to LE. To investigate this issue, the same closure correction was applied by partitioning the energy imbalance into sensible and latent heat fluxes according to the observed ratio of H and LE (Kucharik and Twine 2007). A poor impact was noticed (see Table 6).

4. Conclusions

The paper presents a comparison between SAFRAN and LSA SAF shortwave (DSSF) and longwave (DSLF) incoming radiations. Mean statistics over France and for the year 2006 show that SAFRAN and LSA SAF are quite consistent. The mean average bias in the 2006 year is 3.75 W m^{-2} for DSSF and 2.61 W m^{-2} for DSLF, which represent 2.5% and 0.8% of their average values, respectively. For 2006, the average daily SDD for DSSF and DSLF values are 34 and 17 W m^{-2}, respectively. Significant discrepancies could be noticed locally. The comparison indicates an important day-to-day evolution of these statistics. Also, SAFRAN underestimates the incoming solar radiation at midday (around 50 W m^{-2})

TABLE 4. Bias and SDD for 2006 of measured and simulated RN flux on a daily basis at six FLUXNET sites over France. Two forcings are used for the simulations: SAFRAN forcing and LSA SAF DSSF forcing.

	RN (SAFRAN forcing)		RN (LSA SAF forcing)	
Statistics Stations	Bias (W m^{-2})	SDD (W m^{-2})	Bias (W m^{-2})	SDD (W m^{-2})
Puechabon	−32.05	39.45	−33.37	28.65
Aurade	−22.94	34.72	−22.07	23.12
Fontainebleau	−8.30	38.47	−19.40	28.71
Hesse	−25.44	33.02	−35.95	28.50
Lamasquere	−19.37	38.73	−18.74	28.64
Lusignan	−8.45	32.10	−6.96	25.54
All	−19.42	36.08	−22.75	27.20

TABLE 5. The 2006 mean bias, SDD, and correlation coefficient (r) of simulated energy fluxes compared on a daily basis with in situ measurement over the six stations. Radiative forcings are SAFRAN (reference), LSA SAF solar incoming flux (DSSF), LSA SAF infrared incoming flux (DSLF), and LSA SAF solar and infrared incoming flux (DSSF + DSLF). No closure correction is applied.

Statistic	Bias (W m^{-2}) (SAFRAN − SAF)			SDD (W m^{-2})			r		
Simulation	RN	H	LE	RN	H	LE	RN	H	LE
Reference	−19.4	5.3	1.5	36.1	34.7	28.2	0.88	0.66	0.58
DSLF + DSSF	−23.6	3.3	0.6	23.5	30.4	26.8	0.96	0.73	0.64
DSSF	−22.7	2.7	1.3	27.2	30.7	27.0	0.94	0.71	0.62
DSLF	−20.2	3.3	0.71	36.1	36.0	28.07	0.87	0.66	0.59

in comparison with LSA SAF. Statistics of differences of incoming solar radiation also increase with altitude, especially from 0 to 200 m. Finally, an analysis of the daily DSLF cycle questions the representation of the diurnal cycle in SAFRAN: the maximum of incoming infrared radiation is observed at 1500 UTC with MSG–SEVIRI, whereas SAFRAN indicates a minimum at the same time. In summer, convective clouds usually appear around 1500 UTC, which tends to cast confidence in the LSA SAF product. Nevertheless, it should be stressed that this behavior also appears at wintertime, when it cannot be caused by convective clouds. Absolute value of bias (SDD) of SAFRAN daily incoming solar radiation over validation stations are around 9.22 (35) W m^{-2} during 2006. The LSA SAF DSSF product is more accurate on a daily basis, with bias and SDD values of 5.31 and 18 W m^{-2}, respectively. The lack of measurement of downward longwave radiation did not allow a proper assessment of this variable.

The impact on LSM simulation of radiation discrepancies between SAFRAN and LSA SAF was examined. The performance of SAFRAN analysis related to the presented study compares well with results obtained by Quintana-Seguí et al. (2008), Szczypta et al. (2011), and Vidal et al. (2009). This 8-km-resolution atmospheric analysis over France is accurate enough to obtain an LSM-derived net radiation with a mean monthly bias generally lower than 30 W m^{-2}. Nevertheless, the use of LSA SAF radiative forcing improves the simulation of the surface energy fluxes. When satellite data are considered, SDD of net radiation (RN) simulated with SURFEX model can decrease by 20 W m^{-2} for monthly averaged SDD. The bias is slightly reduced and the correlation (r) is strongly improved on a monthly basis (up to 0.4). The use of satellite DSSF or DSFL forcings have also a positive impact on the simulated sensible heat flux and a moderate impact on the simulated latent heat flux. Discrepancies between SAFRAN and the LSA SAF incoming solar radiation could explain, in some places, 25 W m^{-2} of the daily RN bias. The SDD of the sensible heat flux (H) over validation stations could decrease by 15 W m^{-2} and the correlation score slightly increase. This study shows the importance of continuous in situ measurement, in particular the existence of the FLUXNET network, for the verification of gridded atmospheric surface variables.

The use of the satellite radiative forcing has a significant impact on simulated surface and soil temperatures (up to 1 K on the yearly mean over western France). The impact on the simulated surface soil water content is not negligible: up to 5%. On average for 2006, over the France domain, a mean difference of 2.5% on DSSF and 0.8% on DSLF forcing affected the averaged values of TG1/TG2/WG1 by 3.5%/3.3%/0.5%, repectively. In conclusion, the DLSF and DSSF products appear to be of better quality than the radiative forcing derived from the SAFRAN analysis, with a similar spatial and temporal resolution. The SAFRAN analysis exists only over France, whereas the LSA SAF provides a uniform coverage over Europe, Africa, and South America. A lot of areas lack a high-resolution meteorological forcing. The LSA SAF products provide new and valuable information.

TABLE 6. As in Table 5, but a closure correction is applied.

Statistic	Bias (W m^{-2}) (SAFRAN − SAF)			SDD (W m^{-2})			r		
Simulation	RN	H	LE	RN	H	LE	RN	H	LE
Reference	−19.4	−6.9	−13.7	36.1	36.1	34.8	0.88	0.67	0.58
DSLF + DSSF	−23.6	−8.9	−14.6	23.5	30.4	32.1	0.96	0.75	0.63
DSSF	−22.7	−9.5	−13.9	27.2	31.3	33.1	0.94	0.73	0.63
DSLF	−20.2	−6.1	−14.6	36.1	37.0	34.6	0.87	0.67	0.59

Acknowledgments. This study was performed in the framework of the EUMETSAT LSA SAF activities and of the French GICC CarboFrance Project ''Impact des extrêmes climatiques sur les flux de carbone.'' S. Lafont was supported by the GEOLAND2 project, which is cofunded by the European Commission within the GMES initiative in FP7. The authors thank E. Ceschia, A. Granier, A. Michelot, and S. Rambal for providing the FLUXNET data. We also feel particularly indebted to the anonymous reviewers for their helpful suggestions and comments, which improved the readability of the manuscript.

REFERENCES

Albergel, C., J.-C. Calvet, A.-L. Gibelin, S. Lafont, J.-L. Roujean, C. Berne, O. Traullé, and N. Fritz, 2010: Observed and modeled gross primary production and ecosystem respiration of a grassland in southwestern France. *Biogeosciences,* **7,** 1657–1668.

Baldocchi, D. D., and Coauthors, 2001: FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **82,** 2415–2434.

Béziat, P., E. Ceschia, and G. Dedieu, 2009: Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. *Agric. For. Meteor.,* **149,** 1628–1645.

Calvet, J.-C., and Coauthors, 1999: MUREX: A land-surface field experiment to study the annual cycle of the energy and water budgets. *Ann. Geophys.,* **17,** 838–854.

Chen, T. H., and Coauthors, 1997: Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *J. Climate,* **10,** 1194–1215.

Courtier, P., C. Freydier, J.-F. Geleyn, F. Rabier, and M. Rochas, 1991: The Arpège project at Météo France. *Proc. ECMWF Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models,* Vol. 2, Reading, United Kingdom, ECMWF, 193–232.

Diak, G. R., W. L. Bland, J. R. Mecikalski, and M. C. Anderson, 2000: Satellite-based estimates of longwave radiation for agricultural applications. *Agric. For. Meteor.,* **103,** 349–355.

Douville, H., J. F. Royer, and J. F. Mahfouf, 1995: A new snow parameterization for the Météo-France climate model, Part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate Dyn.,* **12,** 21–35.

Durand, Y., E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre, and E. Martin, 1993: A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.,* **18,** 65–71.

——, G. Giraud, E. Brun, L. Merindol, and E. Martin, 1999: A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.,* **45,** 469–484.

Frouin, R., D. W. Lingner, C. Gautier, K. S. Baker, and R. C. Smith, 1989: A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface. *J. Geophys. Res.,* **94,** 9731–9742.

Gandin, L. S., 1965: *Objective Analysis of Meteorological Fields* (in Russian). Isreal Program for Scientific Translations, 242 pp.

Geiger, B., C. Meurey, D. Lajas, L. Franchistéguy, D. Carrer, and J.-L. Roujean, 2008: Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations. *Meteor. Appl.,* **15,** 411–420.

Gibelin, A.-L., J.-C. Calvet, J.-L. Roujean, L. Jarlan, and S. O. Los, 2006: Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products. *J. Geophys. Res.,* **111,** D18102, doi:10.1029/2005JD006691.

Granier, A., N. Bréda, B. Longdoz, P. Gross, and J. Ngao, 2008: Ten years of fluxes and stand growth in a young beech forest at Hesse, North-eastern France. *Ann. For. Sci.,* **65,** 704, doi:10.1051/forest:2008052.

Henderson-Sellers, A., Z.-L. Yang, and R. E. Dickinson, 1993: The project for intercomparison of land–surface parameterization schemes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **74,** 1335–1349.

Ineichen, P., C. Barroso, B. Geiger, R. Hollmann, A. Marsouin, and R. Mueller, 2009: Satellite Application Facilities irradiance products: Hourly time step comparison and validation over Europe. *Int. J. Remote Sens.,* **30,** 5549–5571.

Josey, S. A., R. W. Pascal, P. K. Taylor, and M. J. Yelland, 2003: A new formula for determining the atmospheric longwave flux at ocean surface at mid-high latitudes. *J. Geophys. Res.,* **108,** 3108, doi:10.1029/2002JC001418.

Kucharik, C. J., and T. E. Twine, 2007: Residue, respiration, and residuals: Evaluation of a dynamic agroecosystem model using eddy flux measurements and biometric data. *Agric. For. Meteor.,* **146** (3–4), 134–158.

——, C. Barford, M. El Maayar, S. C. Wofsy, R. K. Monson, and D. D. Baldocchi, 2006: A multiyear evaluation of a Dynamic Global Vegetation Model at three AmeriFlux forest sites: Vegetation structure, phenology, soil temperature, and CO_2 and H_2O vapor exchange. *Ecol. Modell.,* **196,** 1–31.

Le Moigne, P., 2002: Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN (Description of the analysis of near-surface atmospheric fields over France with Safran system). CNRM/GAME Tech. Note 77, 30 pp.

——, Ed., 2009: SURFEX scientific documentation. Centre du Groupe de Météorologie à Moyenne Echelle Tech. Note 87, 211 pp. [Available online at http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/.]

Martin, E., and Coauthors, 2007: Le code de surface externalisé SURFEX de Météo-France. *Extended Abstracts, Ateliers de Mod´elisation de l'Atmosphère,* Toulouse, France, 4 pp.

Masson, V., J. L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate,* **16,** 1261–1282.

Michelot, A., T. Eglin, E. Dufrêne, C. Lelarge-Trouverie, and C. Damesin, 2010: Comparison of seasonal variations in water-use efficiency calculated from the carbon isotope composition of tree rings and flux data in a temperate forest. *Plant, Cell Environ.,* **34,** 230–244, doi:10.1111/j.1365-3040.2010.02238.x.

Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.,* **117,** 536–549.

——, and J. F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parametrisation scheme. *Global Planet. Change,* **13,** 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7.

Otkin, J., M. C. Anderson, J. R. Mecikalski, and G. R. Diak, 2005: Validation of GOES-based insolation estimates using data from the U.S. Climate Reference Network. *J. Hydrometeor.,* **6,** 460–475.

Pinker, R. T., B. Zhang, and E. G. Dutton, 2005: Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science,* **308,** 850–854.

Prata, A. J., 1996: A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **122,** 1121–1151.

Quintana-Seguí, P., and Coauthors, 2008: Analysis of near surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteor. Climatol.,* **47,** 92–107.

Rambal, S., R. Joffre, J. M. Ourcival, J. Cavender-Bares, and A. Rocheteau, 2004: The growth respiration component in eddy CO_2 flux from a *Quercus ilex* Mediterranean forest. *Global Change Biol.,* **10,** 1460–1469.

Ritter, B., and J. F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.,* **120,** 303–325.

Salgado, R., and P. Le Moigne, 2010: Coupling of the FLake model to the Surfex externalized surface model. *Boreal Environ. Res.,* **15,** 231–244.

Sarrat, C., and Coauthors, 2009: Mesoscale modeling of the CO_2 interactions between the surface and the atmosphere applied to the April 2007 CERES field experiment. *Biogeosciences,* **6,** 633–646.

Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2006: ERA-I: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter,* No. 110, ECMWF, Reading, United Kingdom, 25–35.

Szczypta, C., J. Calvet, C. Albergel, G. Balsamo, S. Boussetta, D. Carrer, S. Lafont, and C. Meurey, 2011: Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalysis over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.,* **15,** 647–666, doi:10.5194/hess-15-647-2011.

Trigo, I. F., C. Barroso, P. Viterbo, S. C. Freitas, and I. T. Monteiro, 2010: Estimation of downward longwave radiation at the surface combining remotely sensed data and NWP data. *J. Geophys. Res.,* **115,** D24118, doi:10.1029/2010JD013888.

——, and Coauthors, 2011: The Satellite Application Facility for Land Surface Analysis. *Int. J. Remote Sens.,* **32,** 2725–2744.

Twine, T. E., and Coauthors, 2000: Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. For. Meteor.,* **103,** 279–300.

Vidal, J.-P., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon, and J.-M. Soubeyroux, 2009: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.,* **30,** 1627–1644, doi:10.1002/joc.2003.

Wielicki, B. A., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison, R. B. Lee III, G. L. Smith, and J. E. Cooper, 1996: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **77,** 853–868.

Wilson, K. B., and Coauthors, 2002: Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. *Water Resour. Res.,* **38,** 1294, doi:10.1029/2001WR000989.

Zhao, W., W. R. Kuhn, and S. R. Drayson, 1994: The significance of detailed structure in the boundary layer to thermal radiation at the surface in climate models. *Geophys. Res. Lett.,* **21,** 1631–1634.

L'option d'utiliser les rayonnements solaires et infrarouges incidents issus soit de SAFRAN soit du projet LSA-SAF pour forcer le modèle de surface ISBA, a été évaluée pour l'année 2006 sur la France par comparaison à des observations *in situ* du réseau FLUXNET. Les différences journalières moyennes entre les rayonnements SAFRAN et LSA-SAF sont de 3.75 et 2.61W.m^{-2} pour les composantes solaires et infrarouges respectivement, représentant 2.5% et 0.8% de leurs valeurs moyennes. Les données satellitaires LSA-SAF présentent un meilleur accord avec les mesures *in situ* FLUXNET que l'analyse de haute qualité SAFRAN. Les statistiques de différence (biais et déviation standard) sont réduites de 50%.

La valeur ajoutée de ces produits satellitaires LSA-SAF a ensuite été évaluée pour simuler avec le modèle ISBA la température de surface, l'humidité du sol, et les flux d'eau et d'énergie. En terme d'impact, j'ai relevé sur la France en moyenne sur 2006 qu'une différence moyenne de 2.5% sur le rayonnement solaire incident et 0.8% sur le rayonnement infrarouge affectent en moyenne les valeurs de température de surface ou dans le sol, et l'humidité superficielle de surface de respectivement 2.5%, 3.3% et 0.5%. Il a été montré que les données de rayonnement solaire LSA-SAF permettent d'obtenir une augmentation nette des corrélations sur le rayonnement net modélisé en comparaison aux mesures du réseau FLUXNET (jusqu'à 0.4 d'augmentation de la corrélation par rapport à l'utilisation de SAFRAN). L'impact est positif mais moins important sur la restitution des flux de chaleur latente et sensible (augmentation de la corrélation de quelques pourcents). La partition de l'énergie entre H et LE dépend de la fraction de végétation et de l'humidité du sol. Si ces dernières grandeurs ne sont pas correctement représentées par le modèle alors d'importantes erreurs peuvent apparaître sur l'estimation des composantes du bilan d'énergie. Cela peut expliquer pourquoi l'impact sur les flux H et LE est modéré en comparaison à l'impact sur Rn. Toutefois une autre raison potentielle est que la mesure *in situ* par eddy-covariance des flux ne permet pas toujours la fermeture du bilan d'énergie observé (Wilson et al., 2002). L'application d'une méthode empirique de fermeture suggérée par Kucharik et Twine (2007) n'a eu qu'un impact faible.

L'utilisation des données MSG permet d'atteindre une qualité de rayonnement solaire incident au minimum comparable à ce que peut proposer une analyse de type SAFRAN pourtant évaluée par le passé comme étant de très bonne qualité. Il est fait la preuve qu'un produit satellitaire de rayonnement solaire incident constitue une bonne alternative sur des régions faiblement dotées en observations.

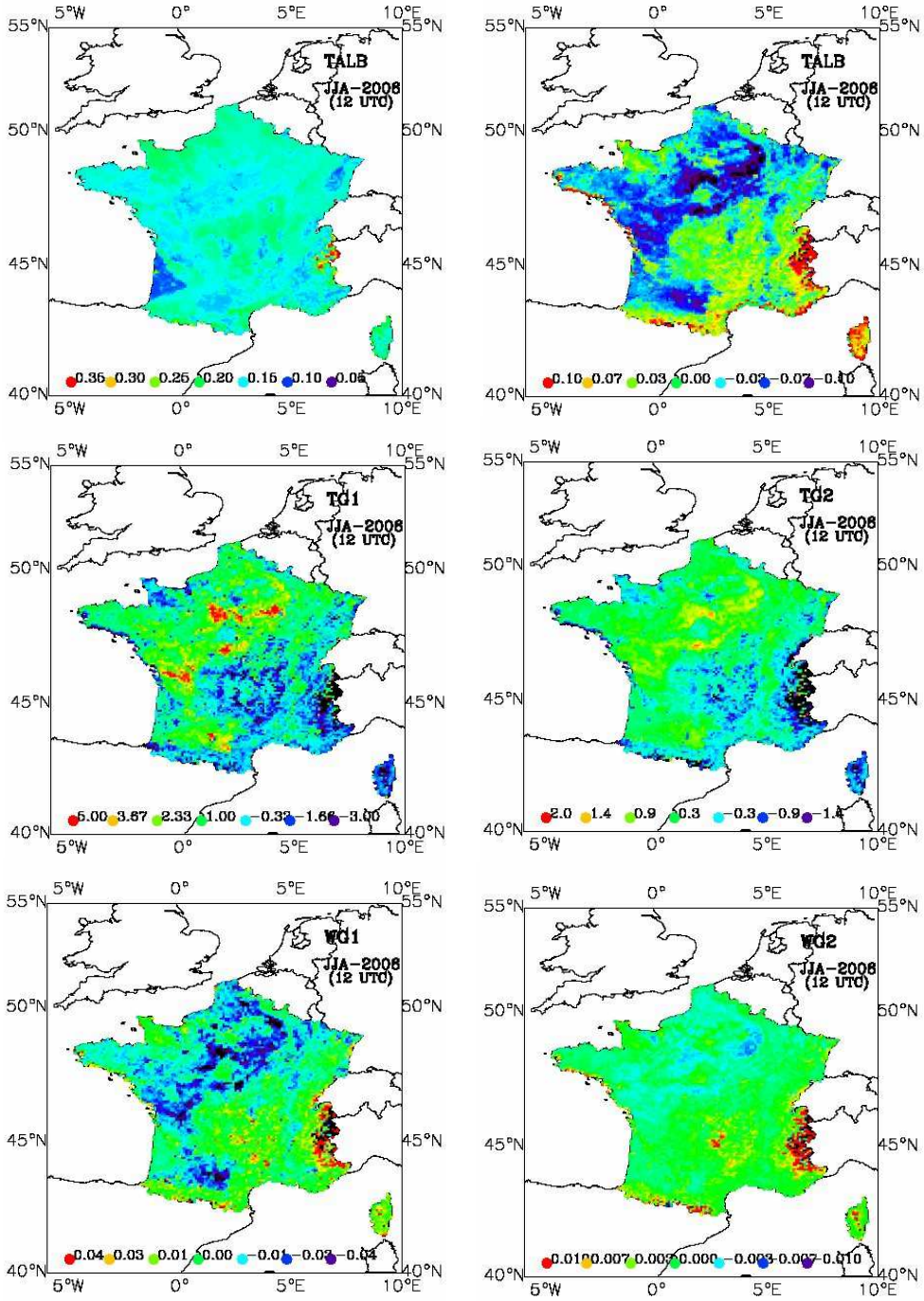
Au regard du bilan d'énergie, les impacts de l'utilisation des données satellitaires se sont révélés également positifs. Toutefois, il existe des incertitudes annexes de modélisation (liées à des incertitudes d'humidité du sol et de fraction de végétation) et de mesures *in situ* (car le bilan d'énergie n'est pas fermé) qui font qu'il est encore trop tôt pour pouvoir se prononcer sur une valeur ajoutée sur la quantité modélisée d'eau évaporée (LE). La valeur ajoutée pour l'estimation du rayonnement net absorbé par la surface est en revanche sans ambiguïté. Ce résultat met en valeur à lui seul l'intérêt que peut constituer la restitution du rayonnement solaire incident par satellite.

3.2.2 ESTIMATION DES INCERTITUDES LIEES A L'ALBEDO DE SURFACE

Une des difficultés de l'utilisation des données satellitaires dans les modèles de surface est de parvenir à croiser de manière optimale les dimensions spatiales et temporelles entre modèle et satellite, et aussi d'accorder les représentations parfois conceptualisées des communautés télédétection et modélisation. Comme mentionné plus haut, des représentations séparées pour le sol nu et pour la végétation sont généralement utilisées par les modèles de surface tels que ISBA alors que l'observation satellite offre une vision intégrée de la surface. C'est en partie pour cela que je me suis intéressé dans le Chapitre 2 à la "dévégétalisation" du signal albédo de surface. Cette méthode basée sur l'utilisation d'un filtre de Kalman permet de combiner diverses sources d'informations (climatologiques, modèles et satellitaires) afin de proposer une analyse à la fréquence souhaitée des albédos de surface (sol nu et végétation) qui peuvent ensuite être injectés dans les modèles.

3.2.2.1 MODE OFFLINE

J'ai dans un premier temps quantifié l'impact de l'utilisation de cet albédo satellite dans le modèle de surface ISBA en mode offline. Deux expériences ont été réalisées avec la version standard de ISBA forcée en mode offline par les variables atmosphériques de l'analyse SAFRAN (voir présentation de cette analyse Section 3.1.1) à 8*km*x8*km* de résolution: une expérience de référence utilisant les albédos climatologiques issus de la base ECOCLIMAP et une expérience d'assimilation au pas de temps journalier de l'albédo satellite LSA-SAF à l'aide du filtre de Kalman présenté en détail dans Carrer et al. (2014) (voir également note interne ; Carrer, 2008). L'utilisation de l'albédo satellite pendant les mois d'été permet de corriger l'albédo climatologique par exemple trop fort sur la ville de Paris et trop faible en périphérie (voir Figure 3.1 (a)). Un albédo plus faible renvoie moins d'énergie vers l'atmosphère et induit une température de surface plus chaude. Nous pouvons constater sur l'été 2006 un gradient de température de surface entre ville et périphérie qui peut être accentué de plus de 10°C uniquement en modifiant les valeurs d'albédo. Typiquement, une variation d'albédo sur la France de +/–0.1 peut induire en mode forcé selon l'intensité du rayonnement solaire incident des changements de température de surface de –3°K à +6°K, d'humidité superficielle de surface de +/-0.04$m^3.m^{-3}$ et de contenu en eau de la zone racinaire jusqu'à 0.01$m^3.m^{-3}$ (voir Figure 3.1 (b) et (c)). Ainsi l'impact en mode offline sur la France peut être relativement important. Les questions soulevées ci-après sont (1) de savoir si ces résultats sont transposables à la configuration online et (2) quelle est l'importance à plus ou moins longue échéance temporelle de ces changements d'albédo.



(a) Albédo de surface ISBA moyen en Juin-Juillet-Août (JJA) issu de la base de données ECOLIMAP (à gauche) et différence par rapport à une analyse issue des données satellitaires LSA-SAF (à droite).

(b) Différences maximales sur JJA de température superficielle de surface (TG1) et de température de la zone racinaire (TG2) simulées par ISBA en degrés.

(c) Différences maximales sur JJA de contenu d'eau superficielle (WG1) et de contenu en eau de la zone racinaire (WG2) simulés par ISBA en $m^3.m^{-3}$.

Figure 3.1: Albédos moyens ISBA climatologiques et différence par rapport à l'analyse effectuée à partir de données LSA-SAF **(a)** et impact de l'utilisation de ces albédos analysés sur la température du sol **(b)** et le contenu en eau du sol **(c)**.

3.2.2.2 MODE ONLINE A L'ECHEANCE DE QUELQUES HEURES

L'impact sur la prévision du temps de l'utilisation de données d'albédo journalières en lieu et place de données climatologiques sera ici abordé. La visite scientifique de quelques mois en 2010 de J. Cedilnik du Service de Météorologie Slovène (que j'ai supervisé) a permis d'étudier l'effet de la même actualisation à l'échelle journalière de l'albédo dans le modèle atmosphérique de prévision du temps à fine échelle ALADIN.

La Figure 3.2 (tirée de Cedilnik et al., 2012) montre une comparaison moyenne sur l'Europe de l'Est entre les albédos de référence climatologiques et ceux analysés à partir des données LSA-SAF sur l'année 2007. Mais cette figure illustre surtout l'impact de ces albédos analysés sur la température de surface et les précipitations convectives.

En mode couplé à ALADIN, l'impact de l'utilisation de l'albédo satellitaire est moins perceptible **l'été** (moins de 0.2°C pour plus de 0.1 de changement d'albédo de surface). Un moyen de juger de l'intérêt d'une caractérisation à court terme de l'albédo de surface est de regarder l'impact sur les scores à 2 mètres de température et d'humidité. Or ces derniers restèrent inchangés l'été même si le flux incident énergétique y est maximal. A cette période de l'année, la couche limite est mélangée sur une hauteur plus ou moins importante et la différence de flux énergétique renvoyée n'est que peu visible sur des scores à 2 mètres ; et peu importe si la différence d'albédo de surface est significative. Le seul cas où ces différences à 2 mètres sont vraiment marquées en été est lorsqu'il y a déclenchement de précipitations convectives (de par le différentiel énergétique induit par la différence d'albédo).

En revanche, **l'hiver,** un changement de flux à la surface impacte directement les premiers niveaux au-dessus du sol car la couche limite atmosphérique est plus stable, et cela même si la quantité de rayonnement solaire incident est faible. Ainsi, l'utilisation de l'albédo satellite permet de réduire le biais froid du modèle ALADIN l'hiver, et conduit à de meilleurs scores de prévision des températures à 2 mètres l'hiver et aux inter-saisons (voir Figure 3.3 tirée de Cedilnik et al., 2012).

A titre de comparaison Montmerle et al. (2007) avaient quantifié l'impact sur les scores de prévision du temps du modèle ALADIN que constitue l'assimilation de radiances satellitaires brutes au sommet de l'atmosphère issues de satellites en orbites polaires (Advanced Microwave Sounding Unit - AMSU-A, AMSU-B ; High-Resolution Infrared Sounder - HIRS) et géostationnaire (MSG/SEVIRI). Les moyenne et haute troposphères furent mieux décrites grâce à l'assimilation de données brutes MSG/SEVIRI au sommet du modèle de transfert radiatif de l'atmosphère de ALADIN. Pourtant, les biais et RMSE sur la température à 2 mètres restèrent inchangés quelle que soit l'échéance. Ceci suggère l'intérêt d'une part d'utiliser des observations satellitaires brutes au niveau du sommet de l'atmosphère pour mieux contraindre l'état de l'atmosphère en altitude, et d'autre part d'exploiter des produits élaborés tel l'albédo de surface pour mieux décrire les échanges proches du sol.

Les prévisions de température sont généralement jugées correctes si l'écart avec l'observation est inférieur à 2°C. En moyenne sur la France à échéance de 24h cette condition était satisfaite avec un taux de 88% en 2008 avec ALADIN. Les progrès sur les scores de prévision du temps se mesurent à ce niveau par pas de 1%. Et chaque pourcent qui représente 3.65 jours de gain par an est de plus en plus difficile à gagner. Dans cette étude nous nous sommes intéressés à un domaine un peu plus large englobant les pays de l'Est. Dans la Figure 3.3 on relève par exemple entre le 10 et le 15 mars plusieurs jours où le gain sur les scores de température permet de passer sous ce seuil de 2°C. Ce genre de différence qui peut paraître minime pour des non-initiés est ainsi relativement significatif pour la communauté prévision du temps.

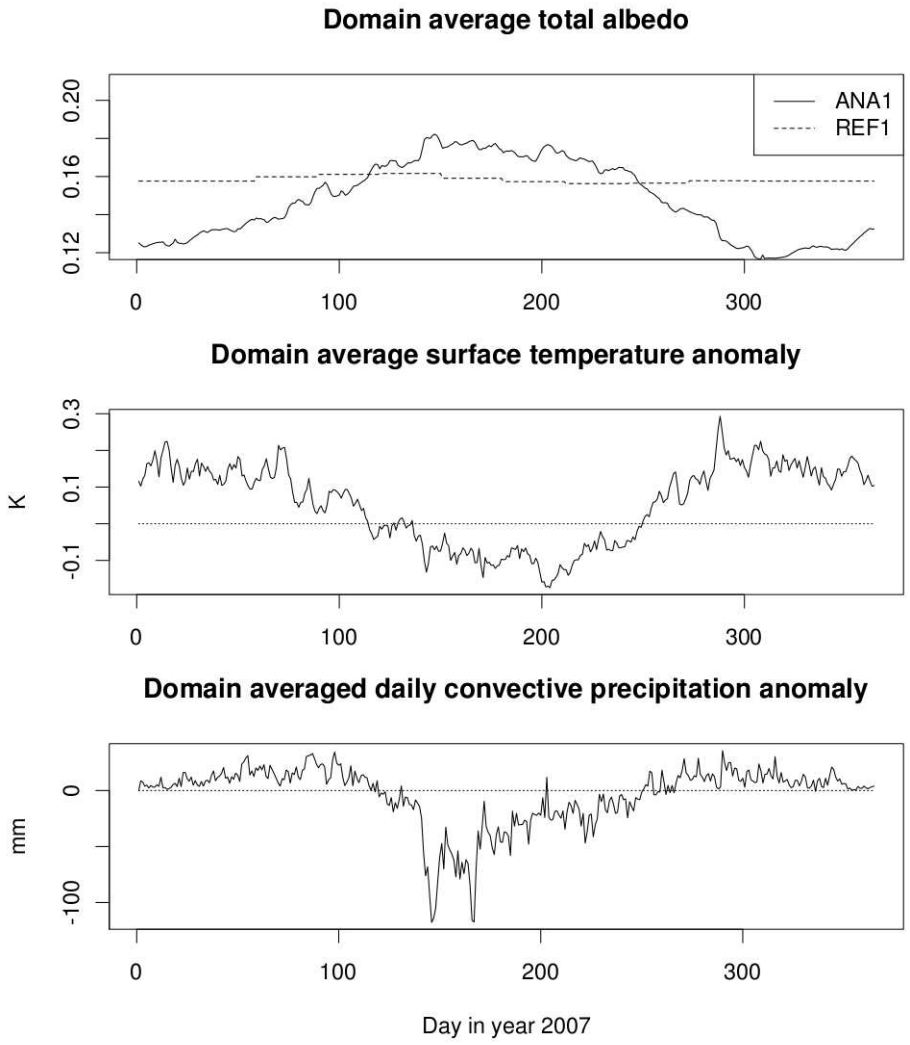


Figure 3.2: De haut en bas : évolution moyenne sur l'Europe de l'Est pour l'année 2007 de l'albédo de surface ('ANA1' pour une simulation avec l'albédo de surface dérivé de MSG et 'REF1' pour la simulation de référence à partir de l'albédo climatologique), de l'anomalie de température de surface, et de l'anomalie de précipitation convective avec le modèle ALADIN.

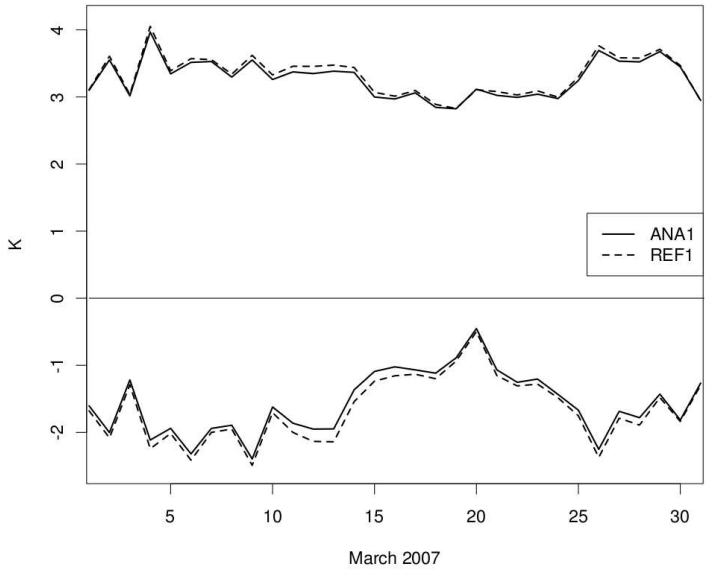


Figure 3.3: Score de biais (courbes du bas) et de RMSE (courbe du haut) sur la température à 2m à 12h d'échéance pour l'expérience de référence avec les albédos climatologiques (REF1) et pour l'expérience avec les albédos analysés à partir des données LSA-SAF (ANA1). En abscisse figurent les 31 jours du mois de Mars 2007.

3.2.2.3 MODE ONLINE A L'ECHEANCE DE PLUSIEURS DECENNIES

Le dernier point que je souhaitais aborder est l'impact que pouvaient avoir les incertitudes sur l'albédo de surface sur des échéances plus longues de l'ordre de plusieurs dizaines d'années. En collaboration avec les équipes du climat de Météo France (B. Decharme et H. Douville), deux expériences ont été réalisées à l'aide du modèles ARPEGE-Climat (Déqué et al., 1994 ; Déqué et al., 1995 ; Gibelin et al., 2003 ; Salas y Mélia et al., 2005) à l'échelle mondiale (résolution T127) sur la période 1979-2010 : une avec les albédos climatologiques ECOCLIMAP et une avec les nouveaux albédos ECOCLIMAP issus de 10 ans de données satellitaires MODIS présentés en Section 2.3.2 (Carrer et al., 2014).

La Figure 3.4 montre les précipitations moyennes sur 30 ans fournies par la simulation de référence et la différence qu'apporte ce changement d'albédo. Ces différences moyennes sur plus de 30 années sont significatives puisque des écarts d'environ 20% sont affichés sur de vastes domaines. Le point intéressant est que ces corrections permettent de réduire une partie des biais existants en comparaison au jeu spatialisé d'observations nommé GPCC (Global Precipitation Climatology Center). GPCC récolte les observations pluviométriques à l'échelle du globe et fournit ensuite, à partir de ces observations et des sorties de modèles météorologiques, de longues séries de précipitations au pas de temps mensuel sur une grille de 0.5°. GPCC est naturellement disponible que sur continent. L'effet le plus notable est sans doute une suppression des biais dans la zone sahélienne sur les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre (voir Figure 3.5). Ces mois ont été choisis pour couvrir toute la saison humide de cette région. Si nous prenons une moyenne sur une boîte sahélienne ([0.5°-20°N ; 20°W-50°E]), la correction d'albédo sur continent permet de passer d'un albédo de 0.20 à environ 0.24 pour une correction autour du millimètre en précipitation. En fait, ce changement induit un réchauffement moins important de la surface ce qui provoque un déclenchement moindre

des précipitations convectives tel que montré par Cedilnik et al. (2012). L'aspect intéressant qui découle également de cela est une saison humide plus tardive d'environ un mois en phase avec les séries observées (Figure 3.6). Même si le timing des précipitations est amélioré, nous relevons cependant Figure 3.6 que le modèle sous-estime l'intensité des précipitations au cœur de la saison humide. Les raisons à cela peuvent être multiples dont le schéma de convection utilisé par les modèles de climat.

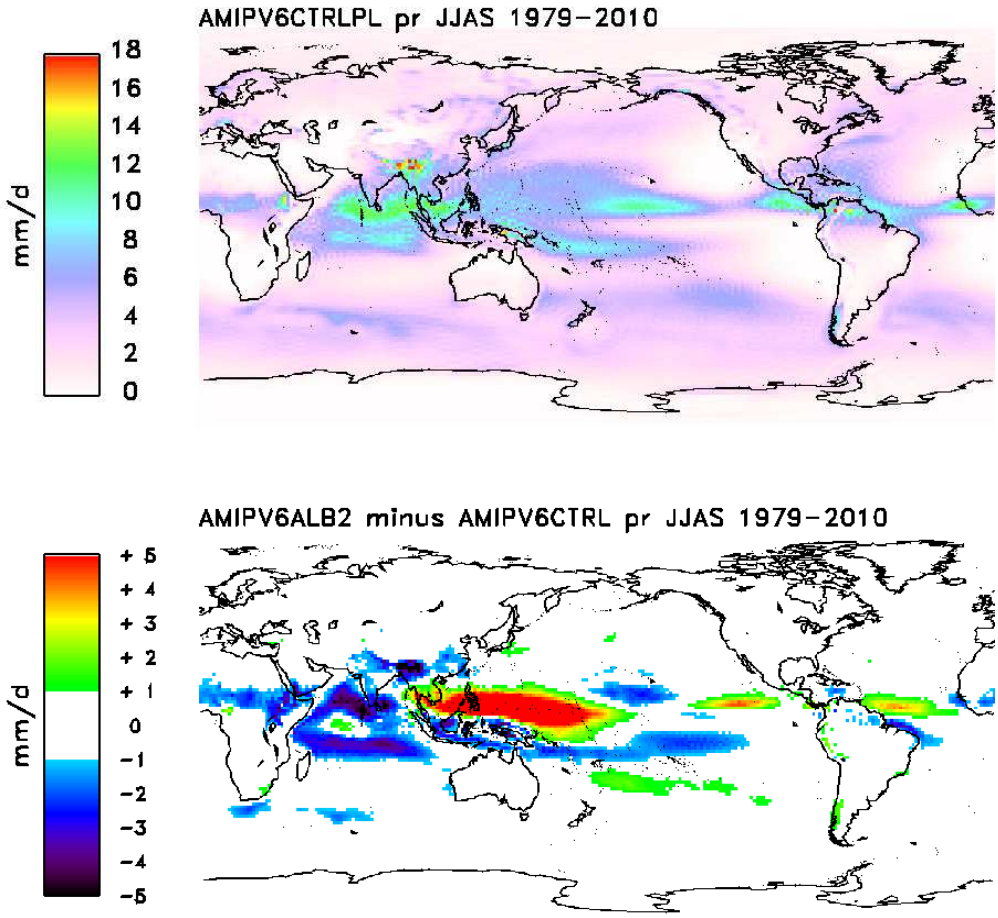


Figure 3.4: Moyennes en mm/jour de 1979 à 2010 sur les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre : des précipitations issues de la simulation de référence avec les albédos ECOCLIMAP d'origine, 'AMIPV6CTRLPL' (en haut), et de la différence de cette simulation avec la simulation avec les nouveaux albédos ECOCLIMAP, 'AMIPV6ALB2' (en bas).

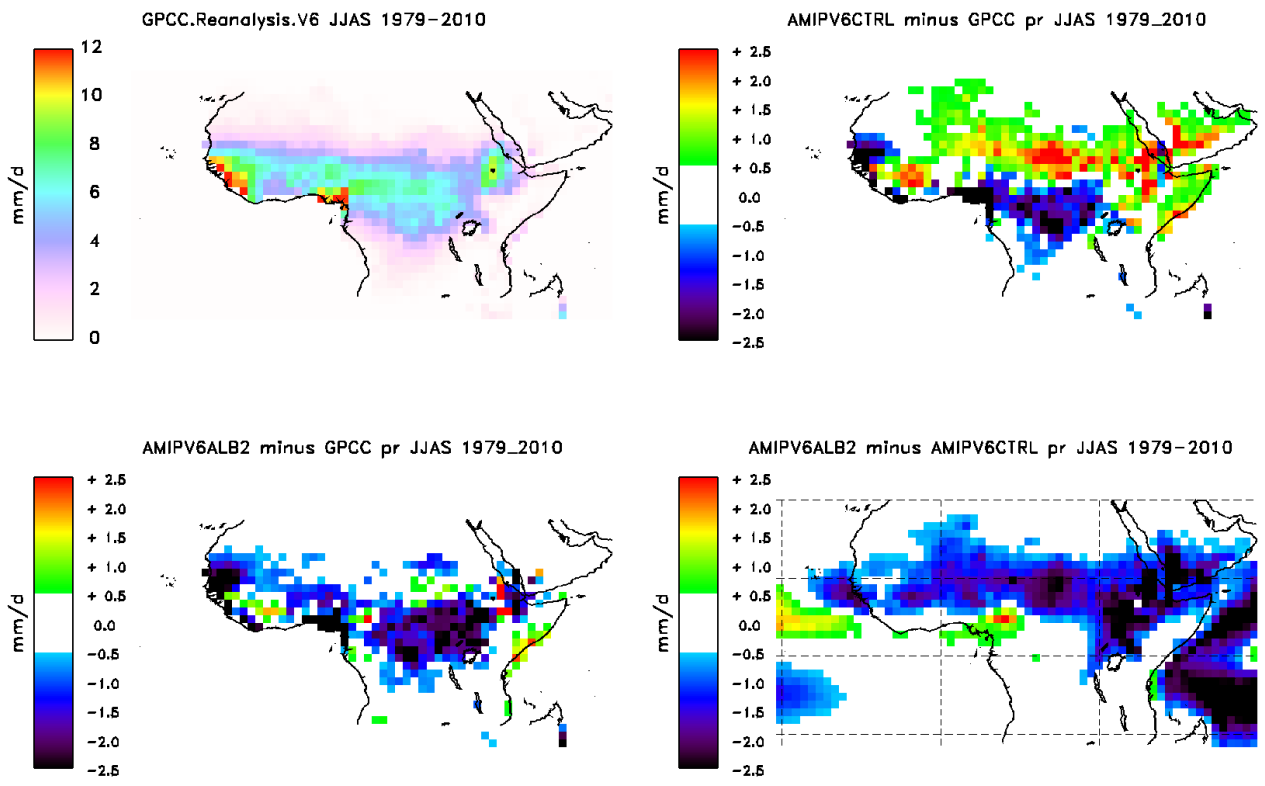


Figure 3.5: Moyennes en mm/jour de 1979 à 2010 sur les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre : des précipitations GPCC observées (en haut à gauche), de la différence entre la simulation de référence avec les albédos ECOCLIMAP d'origine et les observations GPCC (en haut à droite), de la différence entre la simulation avec les nouveaux albédos ECOCLIMAP et les observations GPCC (en bas à gauche), et l'anomalie entre les deux expériences (en bas à droite).

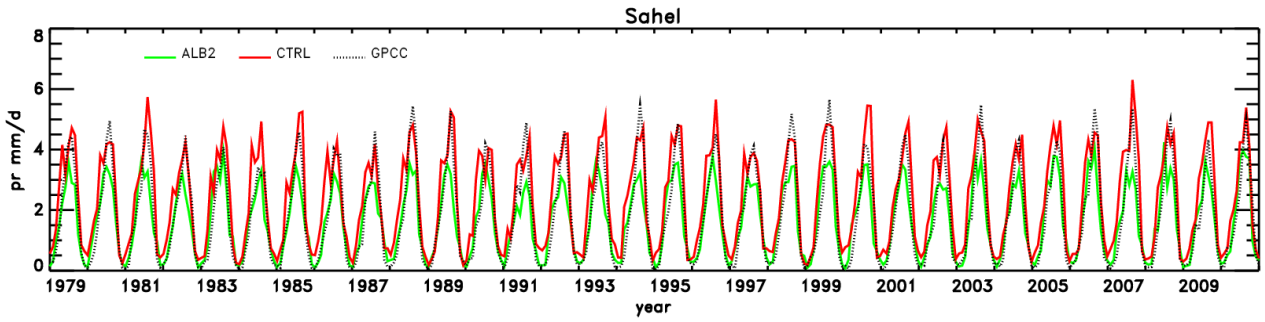


Figure 3.6: Série temporelle des précipitations (mm/jour) sur surfaces continentales de 1979 à 2010 moyennées sur une boite Sahel élargie : précipitations GPCC observées (pointillés noirs), simulation de référence avec les albédos ECOCLIMAP d'origine (ligne rouge - CTRL) et simulation avec les nouveaux albédos ECOCLIMAP (ligne verte - ALB2).

Quoiqu'il en soit, l'impact constaté sur les précipitations suggère une boucle de rétroaction positive sur la désertification de cette zone observée depuis la fin les années 1990 : plus désertification il y a, plus l'albédo de surface augmente, moins de précipitations convectives sont activées et plus la désertification s'opère. Ceci parait cohérent avec les études menées par Charney et al. (1977), Sud et Fennessy (1982), et Laval et Picon (1986) qui montrèrent le rôle important de la surface sur le déclenchement ou le maintien de sécheresses dans la région sahélienne. Et l'effet direct de sécheresses au Sahel sur l'albédo de surface a été montré à l'aide de données satellites MSG par Govaerts et al. (2008). Enfin comme relevé par Zhang et Delworth (2006), des connexions sont apparues avec la mousson indienne. L'axe que je trouverais intéressant à creuser est de savoir s'il existe une relation entre cette eau non précipitée et l'excédent au-delà du méridien 90°E sur la Malaisie et les Philippines (voir Figure 3.4).

L'impact constaté sur les températures de surface d'un changement d'albédo de surface est moins perceptible en mode couplé en situation instable l'été sur l'Europe qu'en mode offline. Pour autant l'importance de connaître avec précision l'albédo de surface a été démontrée pour la prévision du temps ou du climat sur de courtes et moyennes échéances. Cela joue notamment sur l'ampleur des précipitations convectives. Dans la course à la précision des modèles atmosphériques, nous avons vu que l'albédo de surface permet d'améliorer les scores à échéance de quelques heures et peut éventuellement compléter l'assimilation de radiances brutes au sommet de l'atmosphère. Nous avons aussi abordé le rôle qu'il pouvait jouer sur la mise en place de la saison humide dans la région sahélienne. Ainsi, pour prévoir l'évolution à venir du climat sur des zones sensibles comme le Sahel, il est crucial de parvenir à développer un modèle dynamique d'évolution de l'albédo du sol nu et de l'albédo de la végétation.

3.3 INCERTITUDES SUR LES FLUX DE CARBONE PROVENANT DE L'INCERTITUDE SUR LE FLUX SOLAIRE ABSORBE PAR LA VEGETATION

La végétation influe sur les bilans d'énergie, d'eau et de carbone du système Terre au travers des échanges qui se produisent entre la basse atmosphère et la biosphère continentale. Dans la continuité de la Section 2.3.3, cette partie aborde comment le rayonnement solaire absorbé à plusieurs niveaux de la canopée se répartit entre des feuilles à l'ombre et au soleil pour créer des assimilations nettes (An) de carbone à l'ombre et au soleil et alimenter la production primaire brute de carbone (GPP) de la canopée (ou photosynthèse).

L'objectif principal est de quantifier à quel point le suivi des flux de carbone peut dépendre de la connaissance de la répartition du rayonnement absorbé sur la verticale de la canopée.

3.3.1 PRESENTATION DU PROCESSUS DE PHOTOSYNTESE

Six molécules d'eau et six molécules de gaz carbonique sont transformées sous l'effet du rayonnement solaire absorbé par les feuilles en une molécule de matière organique (ou glucide) et six de dioxygène libre. Dès lors ce rayonnement solaire capté par la végétation a, au-delà de son rôle dans le bilan d'énergie et d'eau de la Terre, un impact majeur sur le cycle du carbone.

Efficacité du processus de photosynthèse - La photosynthèse est responsable de la conversion d'environ 50 $PgC.an^{-1}$ de CO_2 atmosphérique en biomasse, ce qui représente environ 10% du carbone atmosphérique. L'efficacité de la végétation à échanger du dioxyde de carbone et de la vapeur d'eau via ses stomates de par ce processus est complexe mais conditionnée au premier ordre par la température résultant du bilan d'énergie à la surface. La concentration en CO_2 atmosphérique influence aussi le processus de photosynthèse via la conductance de la canopée (Calvet et al., 2008; Ceulemans et Mousseau, 1994; Fitter et Hay, 2002; Schlesinger, 1997) qui joue sur la transpiration de la végétation et les flux d'eau. De prime abord, l'augmentation observée de la concentration de CO_2 atmosphérique tend à doper la photosynthèse des plantes qui ferment partiellement leurs stomates et dès lors limitent les échanges d'eau par effet anti-transpirant. Toutefois, Betts et al. (1997) ont aussi montré que cet effet d'origine physiologique est en partie compensé par un changement structurel de la végétation qui induit une augmentation de la surface de feuilles transpirantes.

Les estimations actuelles suggèrent que les changements d'occupation des sols conduisent à une émission de 1.7 $PgC.an^{-1}$ principalement due à la déforestation aux tropiques (Laurila, 2002) faiblement contrebalancée par une assimilation plus importante (d'environ 0.1 $PgC.an^{-1}$) dans les régions boréales et tempérées ce qui produit une source nette de 1.6 $PgC.an^{-1}$ (Houghton, 1995). Mais l'impression fournie par ces estimations globales est trompeuse : la réalité est que, la répartition des sources et puits de carbone autour du globe est encore méconnue et source de débats dans la communauté. Le changement amorcé du climat qui s'accompagne d'une modification des propriétés de surface mais également de la quantité de rayonnement solaire incident ne facilite pas l'identification et la quantification des sources et puits de carbone.

Composantes du cycle du carbone - Par le biais du processus de photosynthèse, la végétation stocke du carbone sous forme de biomasse dans les feuilles ou dans la matière ligneuse. Puis, lors de la décomposition de cette biomasse le processus de séquestration du carbone se poursuit dans le sol. Cette séquestration peut excéder le millier d'années pour les forêts. Les échanges de carbone entre la biosphère terrestre et l'atmosphère sont le résultat du bilan entre trois flux (voir partie droite Figure 3.7) : la production primaire brute (ou GPP qui représente le carbone assimilé par photosynthèse), la respiration autotrophe (le flux de carbone émis par la plante pour assurer sa croissance et le maintien de ses tissus) et le flux de respiration hétérotrophe (le flux de carbone émis lors de la décomposition de la matière

organique morte par les micro-organismes du sol). En fonction de cet équilibre entre séquestration et émission, la végétation peut agir comme un puits ou une source de carbone.

Interaction morphologie/physiologie de la végétation avec les flux d'énergie et de carbone - Sous des conditions optimales en nutriments et de confort en température et en eau, la base de la modélisation du cycle du carbone se situe à petite échelle au niveau de l'interaction du rayonnement avec la feuille. Seule la partie du spectre solaire située dans le domaine compris entre 0.4 et 0.7µm dit photosynthétiquement actif (PAR) est utilisée par la feuille pour son processus de photosynthèse. Le PAR équivaut généralement à un peu moins de la moitié du rayonnement solaire incident. L'interaction du PAR avec la feuille évolue selon l'intensité du rayonnement qui vient traverser la profondeur du couvert vegétal. L'absorption du rayonnement par le couvert dépend des collisions multiples avec les éléments de feuille et dès lors des caractéristiques individuelles et collectives de ces éléments (orientation, densité, trouées, forme, etc.). La physiologie des feuilles est aussi déterminante (DeWit, 1965; Jarvis, 1976). Cette physiologie dépend en pratique du stade de maturité de la végétation qui lui-même résulte des conditions de stress thermique et hydrique. En fonction du stade de maturité, la feuille aura une réponse spectrale différente qui conditionne, indirectement via son albédo, sa température (elle-même dérivée du bilan d'énergie) et les stress subis. Dit autrement, bilan d'énergie et d'eau influent sur l'architecture et les propriétés de la végétation de par le stress qu'ils peuvent opérer. La végétation stressée répercute ces changements de propriétés sur les échanges d'énergie, d'eau et de carbone notamment en modifiant la quantité de rayonnement absorbé utilisé comme variable clé du calcul des bilans.

Importance du diffus - Enfin, la partition d'énergie solaire entre les composantes diffuses et directes est également cruciale car des conditions diffuses laissent plus facilement pénétrer la lumière jusqu'aux basses couches du couvert. Ainsi une part plus importante du rayonnement est généralement absorbée par la canopée en condition diffuse que directe. Comme souligné en Section 1.3.2, c'est une problématique importante de nos jours car la fraction de diffus serait en augmentation. Mercado et al., (2009) ont estimé que l'augmentation de diffus de 1960 à 1999 aurait entraîné de par cet effet un excédent de 9.3% de captation de carbone par la végétation.

En résumé, le processus d'assimilation du carbone par la végétation est gouverné par son état de stress (dérivé des bilans d'eau et d'énergie), la concentration en CO_2 atmosphérique, le caractère diffus ou direct du PAR, la capacité photosynthétique des feuilles ainsi que des autres facteurs qui contrôlent la distribution du flux solaire dans le feuillage.

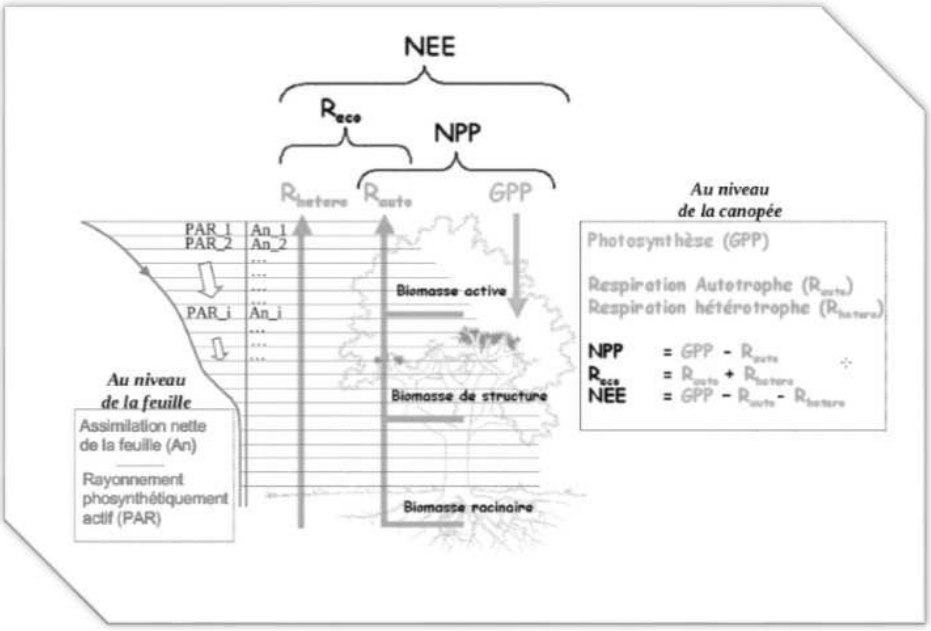


Figure 3.7: Principaux éléments du bilan carboné d'un écosystème.

3.3.2 EVALUATION DE L'IMPACT D'UNE REPRESENTATION VERTICALE DU RAYONNEMENT DANS LA CANOPEE

Le schéma de végétation interactive ISBA-A-gs modélise les processus décrits dans le paragraphe précédent. L'objectif de cette section est d'évaluer l'impact d'une meilleure représentation verticale du rayonnement absorbé par la canopée pour la représentation du cycle du carbone.

Pour ce faire, la représentation très simplifiée du transfert radiatif du modèle ISBA-A-gs sera remplacée par le schéma de transfert radiatif multicouche développé en Section 2.3.3 et couplé au module de photosynthèse. En effet, la réponse en photosynthèse à la lumière dans le schéma d'origine de ISBA-A-gs est traitée selon une approche dite "Big Leaf" datant du début de la modélisation du cycle du carbone à Météo France (description détaillée disponible en annexe B de Calvet et al., 1998). Ce contexte offre donc un bon cadre d'étude pour évaluer l'importance de la prise en compte des hétérogénéités de lumière sur la verticale de la canopée.

Les pages qui suivent présentent le deuxième volet de l'article que j'ai publié dans la revue JGR-B (Journal of Geophysical Research : Biogeosciences). L'étude est organisée en 5 parties. La Section 2 de l'article présente le couplage entre le module de photosynthèse de ISBA-A-gs et le nouveau modèle multicouche de transfert radiatif dans la canopée. Les fonctions de transmittance dans la végétation et diverses courbes de réponse à la lumière sont évaluées en Section 3. Une estimation de la GPP planétaire simulée par le schéma ISBA-A-gs est montrée pour la première fois avec le schéma ISBA-A-gs. La Section 4 discute des différents résultats aux regards d'études antérieures. La Section 5 résume et conclut l'étude en dégageant plusieurs perspectives de travail.

Carrer, D., *J.-L. Roujean, S. Lafont, J.-C. Calvet, A. Boone, B. Decharme, C. Delire, and J.-P. Gastellu-Etchegorry (2013), A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes, J. Geophys. Res. Biogeosci., 118.*

Article 4 - Voir ci-dessous.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: BIOGEOSCIENCES, VOL. 118, 888–903, doi:10.1002/jgrg.20070, 2013

A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes

Dominique Carrer,[1] Jean-Louis Roujean,[1] Sébastien Lafont,[1] Jean-Christophe Calvet,[1] Aaron Boone,[1] Bertrand Decharme,[1] Christine Delire,[1] and Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry[2]

Received 20 August 2012; revised 6 May 2013; accepted 11 May 2013; published 17 June 2013.

[1] Vegetation attributes impact the Earth's carbon, water, and energy budgets by controlling the exchanges between the lower atmosphere and the continental biosphere. One of the most important factors is the distribution of the absorbed fraction of solar radiation within vegetation as it constrains the photosynthesis rate. The Interactions Surface-Biosphere-Atmosphere, CO_2-responsive (ISBA-A-gs) interactive vegetation model developed at Meteo-France is particularly well designed to simulate the vegetation fluxes. A new radiation transfer scheme for the canopy has been designed and implemented in ISBA-A-gs, which adopts a self-shading approach. This means that the incoming solar fluxes at the top of the canopy will hit a number of canopy layers prior to reaching the soil background. The photosynthesis model calculates the net assimilation of CO_2 of each canopy layer using the absorbed photosynthetically active radiation (PAR) flux of the layer. Integration is carried out to obtain a quantitative estimate of the total net assimilation for the whole canopy layer by summing the contribution of each canopy sublayer. Assessment of the vegetation transmittance and canopy light response is then performed. Quantitative estimates of the impact on gross primary production (GPP) in local stations are presented. Also, global estimates of the fraction of absorbed PAR modeled with ISBA-A-gs are shown. This study demonstrates the added value of the upgraded canopy radiation transfer model for the simulation of GPP.

Citation: Carrer, D., J.-L. Roujean, S. Lafont, J.-C. Calvet, A. Boone, B. Decharme, C. Delire, and J.-P. Gastellu-Etchegorry (2013), A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, *118*, 888–903, doi:10.1002/jgrg.20070.

1. Introduction

[2] Vegetation surfaces play a key role in the Earth's energy balance and have a major impact on the global carbon cycle. For instance, photosynthesis is responsible for the conversion of about 50 PgC yr^{-1} of atmospheric CO_2 into biomass, which represents about 10% of the atmospheric carbon. Current estimates suggest that land use changes lead to the emission of 1.7 PgC yr^{-1} in the tropics [*Laurila*, 2002], mainly due to deforestation, and to a small amount of uptake (about 0.1 PgC) in temperate and boreal areas—thereby producing a net source of around 1.6 PgC yr^{-1} [*Houghton*, 1995]. Despite the fact that these aforementioned numbers exist, the distribution by latitude of carbon sources and sinks remains a core question, being matter of debate for a broad scientific community. In this regard, a better representation of vegetation processes in the ecological modeling is desirable.

[3] The fraction of solar radiation that is absorbed by a vegetation canopy constrains the rate of photosynthesis and the amount of carbon flux either fixed or released to the atmosphere by this same canopy layer. Radiation absorption is inferred from the knowledge of the characteristics of a collimated radiation beam impinging on the surface, which is then scattered in several directions. Clearly, such phenomenon results from complex nonlinear radiation transfer processes determining the amount of radiation that is transmitted through the vegetation. The radiation regime depends primarily on the structural properties of the vegetation, i.e., the leaf orientation and distribution, the leaf area density, the gap size within the canopy, the crown or plant stand shape. Also, the physiology of the leaves associated with the magnitude of the single-scattering albedo determines how much light a single leaf ingests after it was hit by a series of photons. This depends on the growing stage of the vegetation and can be formulated in terms

[1]Centre National de Recherches Météorologiques-GAME, UMR3589, Centre National de la Recherche Scientifique, Météo-France, Toulouse, France.
[2]Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphere, Toulouse, France.

Corresponding author: D. Carrer, Centre National de Recherches Météorologiques-GAME, UMR3589, Centre National de la Recherche Scientifique, 42, Météo-France, Ave. Gaspard Coriolis, FR-31057 Toulouse CEDEX, France. (dominique.carrer@meteo.fr)

©2013. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
2169-8953/13/10.1002/jgrg.20070

of wavelength dependence. The partitioning of solar radiation between diffuse and direct components is crucial because diffuse conditions let more sunlight strike the inner part of the canopy. As a result, this means more light absorption by the entire canopy. However, days with high diffuse radiation are cloudy days, associated with less thermal stress on plants. The component of diffuse radiation within the canopy is a blended contribution from the atmospheric particles (clouds, aerosols) and leaf scatters, the latter depending on the structural organization of the vegetation canopy and on the spectral properties of the leaves. It was established that the prescription of a diffuse radiation component is critical for properly capturing the photosynthesis rate of plant stands [*Mercado et al.*, 2009].

[4] The process of carbon assimilation by vegetation is driven by the atmospheric CO_2 concentration, the characteristics of incident photosynthetically active radiation (PAR), the photosynthetic capacity of the leaves, and also some other factors that control the distribution of solar radiation over the leaves [*DeWit*, 1965; *Jarvis*, 1976]. The CO_2 fluxes exchanged between the surface and the atmosphere are closely linked to the surface energy and water budgets of the surface. For this reason and bearing in mind that the atmospheric CO_2 concentration influences the canopy conductance [*Calvet et al.*, 2008; *Ceulemans and Mousseau*, 1994; *Fitter and Hay*, 2002; *Schlesinger*, 1997, and references therein], soil vegetation atmosphere transfer (SVAT) models used in climate and weather prediction models are by necessity becoming increasingly complex [e.g., *Dai et al.*, 2003; *Sellers et al.*, 1996].

[5] It is worthwhile to mention here the lessons learned from the RAMI4PILPS initiative, which consists in an intercomparison of various radiative transfer (RT) codes in order to give rise to meaningful approaches [*Widlowski et al.*, 2011]. One of the main outcomes of this intercomparison effort is that both simplified and detailed 3D modeling closely satisfies the criterion of energy conservation for homogeneous canopies having uniform foliage orientation. This satisfactory model-to-model agreement generally deteriorates as the plant canopy contains a more complex structure [*Duthoît et al.*, 2008; *Widlowski et al.*, 2011]. For a given canopy, the largest deviations occur for the simulated canopy absorption and transmission terms in diffuse illumination conditions. However, the necessity for including complex 3D RT codes into SVAT models devoted to global scale studies still appears questionable as the exact structure of the canopy is not explicitly known [e.g., *Ni-Meister and Gao*, 2011]. These outcomes seem to be in favor of a pragmatic approach for which future SVAT models will incorporate RT codes simple to calibrate in trading accuracy for speed.

[6] The RT code within the canopy of the ISBA-A-gs (Interactions Surface-Biosphere-Atmosphere, CO_2-responsive) land surface model (LSM) was defined according to a self-shading approach [*Calvet et al.*, 1998]. Both expressions of direct and diffuse terms of transmittance corresponded to a random canopy and were available from visible until midinfrared radiation [*Roujean*, 1996]. Originally, a relatively low atmospheric turbidity was prescribed, and the diffuse fraction had no dependence on the cloudiness. At each level of the canopy, attenuated PAR was computed and a photosynthesis model derived from *Jacobs* [1994] served to estimate the leaf net assimilation *(An)*. Furthermore, integration was performed in order to obtain an average quantity for the entire vegetation canopy. The complex nonlinear photosynthesis response of the exposed leaves justified such an approach in the original version of ISBA-A-gs. Gaussian quadrature weights were fixing the contribution of each canopy sublayer [*Goudriaan*, 1986]. Consequently, this way of handling modeled canopy photosynthesis did not necessarily match the corresponding PAR absorption for the whole canopy. A detailed description of the original vegetation RT scheme within the canopy can be found in Appendix B of *Calvet et al.* [1998].

[7] The objective of the present study is to yield coherent improvements in the ISBA-A-gs radiative modeling along several directions and to evaluate their impact on photosynthesis. In this respect, this work resembles a recent study conducted with the Community Land Model version 4 (CLM4) [e.g., *Bonan et al.*, 2011] aimed at investigating the use of a better description of the radiation beam within the canopy to reduce the substantial overestimation of carbon uptake of CLM4 at the global scale. The results from a multilayer canopy model on the photosynthesis module are considered because it prevails in the estimates of gross primary production (GPP). Moreover, this paper presents a proof-of-concept for the Land Surface Model (LSM) simulation of the fraction of absorbed PAR (FAPAR), which could have many applications for LSM benchmarking and in the field of assimilation of satellite-derived products in upcoming years.

[8] The present manuscript is organized as follows: section 2 presents the coupling between the ISBA-A-gs photosynthesis module and a new multilayer vegetation RT model. This latter will be referred hereafter as NEW, whereas the reference version of the RT module used hitherto in ISBA-A-gs will be named REF. The experimental designs for the different simulations are detailed in this same section. Vegetation transmittance functions and various canopy light-response curves of the new multilayer canopy model are assessed in section 3, which also contains a presentation of annual estimates of globally modeled FAPAR with ISBA-A-gs. Evaluation of GPP at the global scale with the ISBA-A-gs model is shown for the first time. Section 4 discusses these results according to previous related studies. This points out the value-added brought by the use of a multilayer vegetation radiative transfer model for GPP modeling and the outcomes issued from a diagnostic analysis of the variable FAPAR. Section 5 summarizes and concludes the study in stressing its future perspectives.

2. Materials and Methods

2.1. Radiative Transfer Model

[9] This section is devoted to the presentation of a vegetation canopy embedded in a multislice model for the purpose of its implementation in the RT scheme of the ISBA-A-gs model. Light diffusion of solar radiation within a vegetation canopy is the outcome of complex interactions of a group of photons traveling deeply in the whole foliage slab bypassing through it or hitting phytoelements. The bottom part is bounded by the soil background, which forms a semireflective and impervious surface. The outputs of such vegetative systems depend merely on four ingredients [e.g., *Ross*, 1981]: (i) the architecture of individual plants and the canopy shape; (ii) the optical properties of phytoelements; (iii) the reflective properties of the ground underneath the canopy, and (iv) the atmospheric conditions.

These element properties can be well depicted using the RT theory. In order to mimic the vertical heterogeneity of vegetation canopies (e.g., the forest crown versus trunk layers), two sets of canopy parameters are used, one for the top layer and one for the bottom layer. Our portrait of the canopy is applicable for any vegetation type, inclusive low vegetation, as far significant vertical profiles of leaf density and properties are present [*Lantinga et al.*, 1999]. Each stratum is sliced into several layers of leafy material. The calculation of the associated vegetation transmittance functions is detailed here below.

2.1.1. Vertical Grid Within Canopy

[10] Theoretical studies [*Ni et al.*, 1997] and also ground measurements [*Roujean*, 1999] led to the conclusion that the relative proportion of light transmittance decreases from top to bottom of the canopy in a nonlinear fashion with sharpest variations obtained at the top of the canopy. Hence, the definition of the vertical grid for the vegetation canopy should be thinner at the top than at the bottom. By adopting a Gauss vertical profile [e.g., *Goudriaan*, 1986], the grid definitions for 10 levels in normalized height units are 0.99, 0.93, 0.84, 0.72, 0.57, 0.43, 0.28, 0.16, 0.07, and 0.00.

2.1.2. Diffuse Fraction

[11] The ratio between diffuse and direct radiation is a fundamental attribute. At least for the top of canopy, it depends to a large extent on the atmospheric compounds (aerosols and clouds). Note that the angular distribution of the leaves is a less essential variable when diffuse radiation is prominent. As a matter of fact, larger diffuse component enhances the light distribution within the canopy and increases the assimilation rate [*Goudriaan*, 1977]. In this study, the diffuse radiation at a given canopy level is the sum of the incoming atmospheric diffuse component ($\mathrm{fd_{sky}}$) and the diffuse radiation arising from multiple-scattering interactions at each canopy sublayer ($\mathrm{fd_{veg}}$). The influence of the atmosphere is obviously lesser for a sublayer approaching the soil background.

[12] The initial value of the diffuse fraction is driven by a clearness index, *Kt*, which shows a decay with the cloudiness [*Erbs et al.*, 1982]. Under clear-sky conditions, the estimation of diffuse fraction is slightly different from *Erbs et al.* [1982], which suggested a constant value of 0.165. Instead, we stipulate here that the diffuse fraction will only depend on the aerosol optical depth. This latter was arbitrarily fixed here to 0.1 in order to enhance the impact of diffuse light on the photosynthesis in the presence of a standard atmosphere with a low aerosol burden. The clearness index is defined as:

$$\mathrm{Kt} = \mathrm{Rg}/(C_s\mu_s) \tag{1}$$

for $Kt \leq 0.22$, $\mathrm{fd_{sky}} = 1 - 0.09\mathrm{Kt}$,

$$0.22 < \mathrm{Kt} < 0.8,\ \mathrm{fd_{sky}} = 0.9511 + (-0.1604 + (4.388 + (-16.64 + 12.34 \times \mathrm{Kt})\mathrm{Kt})\mathrm{Kt})\mathrm{Kt},$$

$$Kt \geq 0.8,\ \mathrm{fd_{sky}} = (1 - \exp(-\tau))/(1 - (1 - \mu_s)\exp(-\tau)),$$

where μ_s is the cosine of the solar zenith angle, C_s is the solar constant assumed to be equal to 1368 W/m^2, Rg is the global solar radiation, and τ is the aerosol optical depth.

[13] Once the radiation beam has entered the canopy, the multiple-scattering component becomes a fast-growing function of the foliage mass iteratively supplied by the different sublayers. This can be formulated by introducing an elementary leaf slab positioned at a depth x from the top. The corresponding optical thickness is $(1 - x)$ leaf area index (LAI), with LAI being the ratio "Leaf area" per "Horizontal ground area." After it was crossed by the direct part of light, the resulting diffuse fraction will read:

$$\mathrm{fd_{veg}}(x) = \frac{1 - \exp^{-\Omega_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup}}\mathrm{LAI}(1-x)}}{1 - (1 - \mu_s)\exp^{-\Omega_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup}}\mathrm{LAI}(1-x)}} \tag{2}$$

where Ω is the clumping index, a quantity to be developed in the next section.

[14] Consequently, the total diffuse fraction fd of the light reaching the layer below the depth x reads:

$$\mathrm{fd} = \min\left[1; \left(\mathrm{fd_{sky}} + \mathrm{fd_{veg}}\right)\right] \tag{3}$$

2.1.3. Clumping Index

[15] Ω represents the level of aggregation of the phytoelements within the canopy. It is an intrinsic property of a canopy that may vary under environmental stress factors and with plant growth. It is also expected to vary along a vertical profile within the canopy. In this work, Ω yields a distinct parameterization for the direct ("dr") and diffuse ("df") radiation components. Two different parameterizations of Ω are used to depict the light efficiency, which will have different impact if the considered leaf layer belongs to the top ("sup") or bottom ("inf") part of the canopy. Viz:

$$\begin{aligned} \Omega_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup/inf}} &= \frac{1}{1 + \sigma_{\mathrm{sup/inf}} \exp^{-k_{\mathrm{sup/inf}}\left(\cos^{-1}(\mu_s)\right)^{d_{\mathrm{sup/inf}}}}} \\ \Omega_{\mathrm{df}}^{\mathrm{sup/inf}} &= \frac{1 + 0.5 \times \sigma_{\mathrm{sup/inf}}}{1 + \sigma_{\mathrm{sup/inf}}} \end{aligned} \tag{4}$$

where μ_s is the cosine of the solar zenithal angle, and $\sigma_{\mathrm{sup/inf}}$, $k_{\mathrm{sup/inf}}$, $d_{\mathrm{sup/inf}}$ are coefficients that are expressed as a function of the geometry of the crown and the ratio between the height and the diameter of the crown [*Kucharik et al.*, 1999] (Table 1). Note that *Kucharik et al.* [1999] obtained a calibration of equation (4) based on Monte Carlo simulations.

2.1.4. Completion of Transmittance Function

[16] Finally, all parameterizations contribute to the definition of direct and diffuse transmittance functions that allow a thorough examination of the impact of the radiation regime for the entire vegetation canopy.

[17] At this stage, distinct formulations for direct and diffuse transmittance function are to be defined. The light path within the canopy is sliced in N elementary foliage slabs characterized by their thickness Δx. At a level indexed i, the two transmittance factors will read:

$$\begin{aligned} T_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup/inf}}(\Delta x_i) &= \exp\left(-g_{\mathrm{sup/inf}} b_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup/inf}} \Omega_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup/inf}} LAI\ \Delta x_i/\mu_s\right) \\ T_{\mathrm{df}}^{\mathrm{sup/inf}}(\Delta x_i) &= \exp\left(-b_{\mathrm{df}}^{\mathrm{sup/inf}} \Omega_{\mathrm{df}}^{\mathrm{sup/inf}} LAI\ \Delta x_i\right) \end{aligned} \tag{5}$$

where b is the foliage-scattering coefficient [*Roujean*, 1996] of the layer (Table 1), and g is the ratio "leaf cross section, per leaf area." The latter depends on the incident direction and on the leaf angle distribution. Various model distribution functions for leaf normal inclination were proposed by *DeWit*

Table 1. Values of the Coefficients Used in the Calculation of the Transmittance Function in the PAR Spectrum[a]

Coefficients of the Transmittance Function	
$b_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup/inf}}$	$1-\frac{1-\sqrt{1-\mathrm{SSA}_{\mathrm{sup/inf}}}}{1+2\mu_s\sqrt{1-\mathrm{SSA}_{\mathrm{sup/inf}}}}$ where SSA is the single-scattering albedo of the leaf of the layer. Arbitrary fixed to 0.15 in the PAR domain
$b_{\mathrm{df}}^{\mathrm{sup/inf}}$	$1-\frac{1-\sqrt{1-\mathrm{SSA}_{\mathrm{sup/inf}}}}{1+\sqrt{1-\mathrm{SSA}_{\mathrm{sup/inf}}}}$ where SSA is the single-scattering albedo of the leaf of the layer. Arbitrary fixed to 0.15 in the PAR domain
g_{sup} and g_{inf}	0.5 value characterizing spherical distribution of leaves is used.
k_{sup} and k_{inf}	2.tan(zc)with zc = 50° angle of inclination of the crown1 value is used.
σ_{sup} and σ_{inf}	$\frac{\Omega_{\max}-\Omega(\theta)}{\Omega(\theta)\exp\left(-k(\theta)^d\right)}$ where values of $\Omega_{\max}$ and $\Omega(\theta=0)$ potentially permit to derive this σ coefficient.Values between 1 (crop type) and 4 (forest type) are used.
d_{sup}	$-0.461.\chi_{\mathrm{sup}}+3.8$ with $\chi_{\mathrm{sup}}=2.$ ratio between height and diameter of the crown
d_{inf}	$-0.461.\chi_{\mathrm{inf}}+3.8$ with $\chi_{\mathrm{inf}}=7.$ ratio between height and diameter of the crown

[a]A detailed description of the equations is given in *Kucharik et al.* [1999].

[1965] and *Bunnik* [1978] for mostly horizontal leaves (planophile), mostly erectophile leaves (erectophile), mostly leaves at 45° (plagiophile), mostly horizontal and vertical leaves (extremophile), or for all possible inclinations (uniform). We opted for a uniform distribution, as it appears appropriate for satellite applications from moderate to coarse scale resolution where randomness is probably prevalent. For this leaf angle distribution, g does not depend on the incident light direction.

[18] Accounting for the diffuse fraction seems particularly relevant for vegetation functional models. The diffuse illumination tends to amplify the photosynthesis due to an enhanced efficiency of light absorption since more leaves will be hit by photons in this case. The transmittance at depth i could be derived as being equal to the product of the transmittance of each depth l of thickness $\Delta x_l = x(l) - x(l-1)$ from the top of the canopy to the attained depth i:

$$T_i = \prod_{l=1}^{i}\left[(1-\mathrm{fd}(x_{l-1}))T_{\mathrm{dr}}^{\mathrm{sup/inf}}(\Delta x_l) + \mathrm{fd}(x_{l-1})T_{\mathrm{df}}^{\mathrm{sup/inf}}(\Delta x_l)\right)\right] \quad (6)$$

2.2. Photosynthesis Integration

[19] Light absorption by the photosynthetic pigments shows peaks mostly in the blue and in the red spectral bands, which are located at the extreme positions of the PAR range [400–700 nm]. The energy contained in the PAR represents about half the solar energy (Rg) received at the Earth's surface [*Ross*, 1975; *Goudriaan*, 1977]. The coupling between the photosynthesis module and the NEW multilayer vegetation RT model is detailed hereafter.

2.2.1. Vegetation Radiative Transfer Modeling

[20] The absorbed PAR radiation (aPAR) from the top of the canopy to the depth i (N being the lowermost canopy level) reads:

$$\begin{aligned} &\text{if } i \neq N \quad \mathrm{aPAR}_i = \left(1-\alpha_{\mathrm{veg}}\right)(1-T_i)\,0.48\mathrm{Rg} \\ &\text{if } i = N \quad \mathrm{aPAR}_{i=N} = \left(1-\alpha_{\mathrm{veg}}\right)(1-T_{i=N})\,0.48\mathrm{Rg} \\ &\qquad\qquad + \alpha_{\mathrm{soil}}\left(1\text{-}\alpha_{\mathrm{veg}}\right)^2(1\text{-}T_{\mathrm{df}})\,T_{\mathrm{i}=N}\times 0.48\mathrm{Rg} \end{aligned} \quad (7)$$

where α_{veg} and α_{soil} stand for the vegetation albedo and bare soil albedo, respectively. The value of 0.48 adopted here represents a widespread value of PAR/Rg at midlatitudes. It must be noted that *McCree* [1966] and *Stigter and Musabilha* [1982] reported that PAR/Rg can be greater than 0.6 under very cloudy skies. Similarly, *Tsubo and Walker* [2005] showed that PAR/Rg tends to increase as the clearness index (Kt) decreases. T_{df} is the diffuse transmittance corresponding to the upward radiation flux from the surface to the top of the canopy.

2.2.2. Sunlit/Shaded Leaves

[21] At a given a level within the canopy, all the leaves do not necessarily absorb the same amount of light. Considering the existence of sunlit leaves and shaded leaves, then the photosynthesis rate by leaves is a nonlinear function [*Duncan et al.*, 1967]. Hence, the fractions of aPAR absorbed by the sunlit and shaded leaves, $\mathrm{aPAR}_{\mathrm{sunlit}}$ and $\mathrm{aPAR}_{\mathrm{shade}}$, respectively, must be distinguished [e.g., *Dufrêne et al.*, 2005]:

$$\begin{aligned} \mathrm{aPAR}_{\mathrm{sunlit}}^i &= \frac{(1-\mathrm{fd})\,\Delta\mathrm{aPAR}_i}{\Delta\mathrm{LAI}_i.p_{\mathrm{sun}}} + \frac{\mathrm{fd}\,\Delta\mathrm{aPAR}_i}{\Delta\mathrm{LAI}_i} \\ aPAR_{shade}^i &= \frac{\mathrm{fd}\Delta\,\mathrm{aPAR}_i}{\Delta\mathrm{LAI}_i} \end{aligned} \quad (8)$$

with $\Delta\mathrm{aPAR}_i = \mathrm{aPAR}(x_i) - \mathrm{aPAR}(x_{i-1})$, $\Delta\mathrm{LAI}_i = \Delta x_i \times \mathrm{LAI}$, and p_{sun} is the mean proportion of sunlit leaves in layer i. *Dufrêne et al.* [2005] suggest to approximate p_{sun} by the total transmittance T at layer i (total means from the top to the layer i). The values of $\mathrm{aPAR}_{\mathrm{sunlit}}$ and $\mathrm{aPAR}_{\mathrm{shade}}$ are the correct quantities for light to be used by the photosynthesis model. Finally, the daily modeled FAPAR is computed from the instantaneous ISBA-A-gs estimates as:

$$\mathrm{FAPAR} = \sum\left[\mu_s x(\mathrm{aPAR}_{\mathrm{shade}} + \mathrm{aPAR}_{\mathrm{sunlit}})\right] / \sum\left[\mu_s x 0.48\mathrm{Rg}\right] \quad (9)$$

2.2.3. Leaf Net Assimilation

[22] Photosynthesis models are based on ecophysiology studies and described the properties of a single leaf. We use here the photosynthesis model of Jacobs based on the approach proposed by *Goudriaan et al.* [1985]. The integration of a photosynthesis model from leaf to canopy scale is not straightforward. This is why we will try to describe "mean leaves" that are representative of each canopy level (described in section 2.1).

[23] In order to assess the net assimilation resulting from an idealized leaf representative of a given layer of the canopy, we consider N layers of leaves mimicking the N levels. The N values of absorbed PAR are then estimated for sunlit and shaded leaves, that is $\mathrm{aPAR}_{\mathrm{sunlit}}$ and $\mathrm{aPAR}_{\mathrm{shade}}$,

Table 2. List of the 37 FLUXNET Local Stations of Conifer ("Coni"), Deciduous ("Deci"), and Tropical Forest ("Trop")

Station	Latitude	Longitude	Biome
AU-Tum	−35.66	148.15	Trop.
AU-Wac	−37.43	145.19	Trop.
BR-Sa3	−3.02	−54.97	Trop.
CA-Man	55.88	−98.48	Coni.
CA-NS1	55.88	−98.48	Coni.
CA-NS2	55.91	−98.52	Coni.
CA-NS3	55.91	−98.38	Coni.
CA-NS4	55.91	−98.38	Coni.
CA-NS5	55.86	−98.49	Coni.
CA-Qcu	49.27	−74.04	Coni.
CA-Qfo	49.69	−74.34	Coni.
CA-SF1	54.49	−105.82	Coni.
CA-SF2	54.25	−105.88	Coni.
DE-Tha	50.96	13.57	Coni.
FI-Hyy	61.85	24.29	Coni.
ID-Pag	2.35	114.04	Trop.
IL-Yat	31.34	35.05	Coni.
IT-Cpz	41.71	12.38	Trop.
IT-Ro1	42.41	11.93	Deci.
IT-Ro2	42.39	11.92	Deci.
NL-Loo	52.17	5.74	Coni.
SE-Fla	64.11	19.46	Coni.
SE-Nor	60.09	17.48	Coni.
SE-Sk2	60.13	17.84	Coni.
US-Bar	44.06	−71.29	Deci.
US-Blo	38.90	−120.63	Coni.
US-Ha1	42.54	−72.17	Deci.
US-Ho1	45.20	−68.74	Coni.
US-Ho2	45.21	−68.75	Coni.
US-Me4	44.50	−121.62	Coni.
US-MMS	39.32	−86.41	Deci.
US-PFa	45.95	−90.27	Deci.
US-Syv	46.24	−89.35	Deci.
US-UMB	45.56	−84.71	Deci.
US-WBW	35.96	−84.29	Deci.
US-WCr	45.81	−90.08	Deci.
Hesse	48.67	7.06	Deci.

respectively. These N levels within the canopy serve to formulate N average equivalent leaves having N different absorbed radiation properties. A transposition of the net assimilation from a single leaf and given level to the entire canopy has to be performed. For a given layer i, the leaf net assimilations of sunlit ($\mathrm{An}^i_{\mathrm{sunlit}}$) and shaded ($\mathrm{An}^i_{\mathrm{shade}}$) leaves are calculated through the use of the asymptotic exponential light response function [*Goudriaan et al.*, 1985]:

$$\begin{aligned} \mathrm{An}^i_{\mathrm{sunlit}} &= (\mathrm{Am}+\mathrm{Rd})\left(1-\exp\left(\frac{-\varepsilon\times\mathrm{aPAR}^i_{\mathrm{sunlit}}}{\mathrm{Am}+\mathrm{Rd}}\right)\right)-\mathrm{Rd} \\ \mathrm{An}^i_{\mathrm{shade}} &= (\mathrm{Am}+\mathrm{Rd})\left(1-\exp\left(\frac{-\varepsilon\times\mathrm{aPAR}^i_{\mathrm{shade}}}{\mathrm{Am}+\mathrm{Rd}}\right)\right)-\mathrm{Rd} \end{aligned} \tag{10}$$

where Rd is the leaf respiration, Am is the maximum net assimilation, and ε denotes the initial quantum use efficiency, quantifying the slope of the light response curve. Finally, the average leaf net assimilation (An) representative of the entire canopy is assessed after multiplying by the thickness of the layer:

$$A_n = \sum_{i=1}^{N}\left[p_{\mathrm{sun}}A^i_{n\ \mathrm{sunlit}} + (1-p_{\mathrm{sun}})A^i_{n\ \mathrm{shade}}\right]\Delta x_i \tag{11}$$

[24] Further, the canopy net assimilation will become $A_c = A_n.\,LAI$ after an integration over the whole canopy layer. Note that a similar upscaling strategy is adopted to calculate the average stomatal conductance.

2.3. Material and Design for the Simulations

2.3.1. Modeling Platform

[25] For this study, we use the original three-layer soil version of the ISBA model [*Noilhan and Mahfouf*, 1996; *Boone et al.*, 1999]. ISBA is embedded in the *Surface Externalisée* (SURFEX) modeling platform [*Martin et al.*, 2007; *Le Moigne*, 2009] of Météo-France. This version of the ISBA model is used together with its upgraded carbon flux version, ISBA-A-gs. In the ISBA-A-gs model, 12 patches are considered in order to represent generic surface types, such as various forest types, grasslands, crops, and bare soil. Most of the ISBA-A-gs parameters are assigned at the patch level. The aggregation of the subgrid model simulations is based on the patch fractions derived from the ECOCLIMAP land cover map [*Masson et al.*, 2003]. The standard values of ISBA-A-gs parameters for different vegetation types can be found in the literature [*Gibelin et al.*, 2006]. The ISBA-A-gs photosynthesis module can be driven by a satellite-derived LAI climatology using ECOCLIMAP lookup tables. The version that uses climatology of LAI is called "AST" as opposed to the "NIT" version, which is able to dynamically simulate LAI. In the modeling experiments performed in this study, initial states are obtained after a spinup period in order to reach the equilibrium state. SURFEX can be used for both operational and research applications in off-line mode [e.g., *Gibelin et al.*, 2006] or coupled with an atmospheric model [e.g., *Sarrat et al.*, 2009]. In off-line mode, SURFEX can be forced by atmospheric analyses or by local meteorological observations. In this study, the ISBA-A-gs model is used offline, and there is no feedback from the surface to the atmosphere. We consider the version 7.2 of SURFEX. The required atmospheric forcing fields are: air temperature, air-specific humidity, wind speed, atmospheric pressure, liquid and solid precipitation, and incoming direct and diffuse shortwave and longwave radiation. The observed in situ forcing at one local scale station (Hesse in France—temperate deciduous forest), WFGEI data (Freely Accessible Sources of Meteorological Data) at 36 other local stations (21 sites of conifer, 10 sites of deciduous, and 5 sites of tropical forest, see Table 2) and the global atmospheric forcing from Princeton University [*Sheffield et al.*, 2006] are used to evaluate the NEW RT model. WFGEI data result from a recent analysis of surface atmospheric variables based on the ECMWF ERA-Interim Reanalysis (*Weedon et al.*, 2011; *Weedon et al.*, 2010; *Dee et al.*, 2011; *Mitchell and Jones*, 2005; *Rudolf et al.*, 2011). The impact of using a NEW multilayer canopy model in ISBA-A-gs will be investigated in section 3 through the analysis of the carbon fluxes.

2.3.2. Local Scale Simulations

[26] The RT transmittance functions are here compared with advanced theoretical RT models involved in the RAdiation transfer Model Intercomparison (RAMI) initiative but also with the DART 3D model. The RAMI initiative benchmarks canopy reflectance models under well-controlled experimental conditions [*Widlowski et al.*, 2007]. In the RAMI initiative, validated 3D Monte Carlo models constitute reference simulations of radiation fluxes (absorption, reflection, and transmittance). They are used to assess

Table 3. Description of the RAMI Experimental Conditions Called "HOMO03_TURB"

Set of Parameters (RAMI Experiment Called "HOMO03_TURB")	
Solar zenithal angle	20° or 50°
Leaf area index	3 m^2/m^2
Height of the canopy	1 m
Scatter normal distribution	Uniform
Leaf scattering law	Bi-Lambertian
Leaf scatterer reflectance	0.0546
Leaf scatterer transmittance	0.0149
Soil scattering law	Lambertian
Soil reflectance	0.127

the accuracy and limitations of more simplified RT formulations [*Widlowski et al.*, 2011]. RAMI offers the possibility to select spectral, structural, and illumination conditions, together with the leaf inclination (erectophile, planophile, or uniform). We opted here for a standard configuration (see Table 3) where a homogeneous turbid uniform canopy is characterized by a constant probability of foliage interception irrespective of the direction of propagation in that medium. The evaluation of the proposed transmittance functions is carried out for the RAMI case study called "HOMO03_TURB." The set of parameters for this experiment is presented in Table 3: the canopy has a LAI of 3, the zenith angle is equal to 20° or 50°, and the leaf orientation is uniform. In addition, the sensitivity to the leaf orientation and the vertical grid resolution is investigated using the DART 3D model. DART is designed for scientific research, in particular related to numerical remote sensing experiments [*Gastellu-Etchegorry et al.*, 1996]. It simulates radiative transfer in the Earth-Atmosphere system, for any wavelength in the optical domain (visible, near infrared, and midinfrared). It must be noticed that DART took part of the RAMI experiment like other advanced theoretical RT models. The reliability of the RT transmittance function is also appraised through comparison with the vertical profile of PAR measured by *Baldocchi et al.* [1985] at several levels in the oak-hickory forest located near Oak Ridge, Tennessee. In a second step, in order to evaluate the performance of the NEW vegetation RT scheme in ISBA-A-gs, no less than four photosynthesis light-response studies are carried out, with respect to the number of layers within the canopy, to the diffuse fraction, to the illumination condition (solar zenith angle), and to the canopy density (LAI). Also, the sensitivity to uncertainties in the representation of leaf orientation and clumping index is discussed. In a third step, simulated GPP are compared against measurements at 37 ground stations belonging to the Flux Network (FLUXNET, (http://daac.ornl.gov/FLUXNET/fluxnet.shtml).

2.3.3. Global Simulations

[27] Global modeled FAPAR and GPP are compared to observation-based estimates [*Beer et al.*, 2010] and to MODIS satellite-derived estimates. Concerning MODIS, we used the annual product MOD17A3 that includes a cumulative annual composite of GPP values based on the light use efficiency concept. As for FAPAR, the 4 day MYD15A2 product was handled. ISBA-A-gs is forced by the atmospheric variables provided by Princeton University at 1° resolution at global scale for the year 2006. The seasonal cycle of LAI is provided by ECOCLIMAP-II. This set of simulations will be referred as "AST" in the remaining. The same simulations are then performed with a time-evolving LAI, derived directly from ISBA-A-gs simulations of carbon exchanges. These simulations will be referred to as "NIT," which stands for nitrogen dilution–based representation of leaf biomass in addition to the "AST" capability. The same

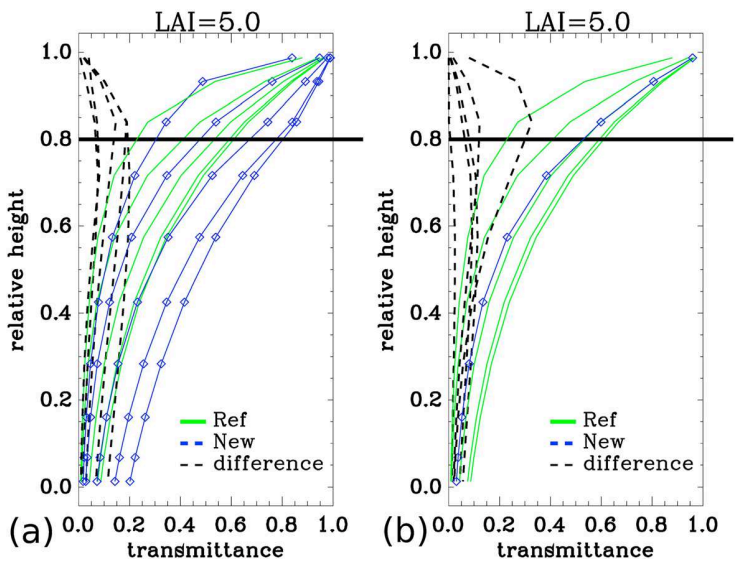


Figure 1. Vertical profile of the transmittance function for a canopy with LAI = 5 for various values of the solar zenith angle (from right to left 0°, 20°, 40°, 60°, and 80°) in case of a (a) direct illumination or (b) diffuse illumination. In blue color: NEW. In green color: REF. In black color: the absolute difference between NEW and REF ("difference"). Transmittance monotonically decreases with the zenith angle except with NEW for the diffuse case (Figure 1b).

Table 4. Comparison of FAPAR and Transmittance Quantities Between RAMI Models for a Homogeneous Turbid Uniform Canopy and the NEW Radiative Transfer Model in ISBA-A-gs

	Solar Zenithal Angle			
	20°		50°	
Model	RAMI	ISBA-A-gs	RAMI	ISBA-A-gs
FAPAR	0.80	0.72	0.89	0.82
Transmittance	0.21	0.26	0.10	0.14

representation of biophysical processes is used in "AST" and "NIT" simulations, except for constrained (from ECOCLIMAP) and unconstrained LAI.

3. Results

3.1. Evaluation of the Vegetation Transmittance Functions

[28] The values of transmittance for different levels through the canopy under different angular conditions of illumination are displayed in Figure 1a. A sigmoid-like shape is noticeable at large values of the solar zenith angle, as it could be expected. In this example, the incident beam impinging the top of the canopy is assumed to be direct, and LAI is fixed at a large value of 5 in order to display a large range of LAI distribution. In comparison, the attenuated beam in diffuse conditions ($fd_{sky} = 1$) is sizable except for high solar zenith angles (see Figure 1b). Transmittance functions in the original version of ISBA-A-gs [*Calvet et al.*, 1998] are plotted in green (Figures 1a and 1b).

[29] The dependability of NEW is now verified through a comparison with the RAMI advanced theoretical models of radiative transfer. Table 4 presents these results of comparison between RAMI and the NEW RT model for the fields of FAPAR and transmittance. These radiative quantities simulated by NEW do not match completely the results of RAMI experiments. For example, the RAMI FAPAR for the considered homogeneous turbid medium is 0.80 for a zenithal angle of 20° against 0.72 derived from NEW. The accuracy assessment of our model, with respect to RAMI, could probably be improved by optimizing the set of parameters. However, the overall objective here is to verify the adequacy of the model for further use at global scale when the properties of the canopy (geometry, structure) must be determined somewhat arbitrarily. Moreover, this comparison exercise is solely realized with a direct illumination of the canopy, whereas in practice, the diffuse atmospheric component should be accounted for. In this regard, it was noticed that the RAMI model-to-model agreements generally deteriorate as the plant canopies switch toward a more complex structure, with largest biases observed for canopy absorption and transmission simulations dealing with diffuse illumination conditions [*Widlowski et al.*, 2011]. Moreover, *Knyazikhin et al.* [2005] have shown that the radiation penetrating through the lateral sides of the canopy is influenced by the neighboring environment, especially on cloudy days. For example, a transmittance of 0.05 measured at the soil background level for a forest stand surrounded by an optically black lateral boundary could turn to 0.4 if this same forest is now isolated and receives solar light through a cloud filter. However, in practice, such illumination effects are clearly difficult to be accounted for with a high level of precision.

[30] Also, a measurement of the impact of the leaf inclination on the transmittance is sought here with the use of DART 3D RT model. For such, the "HOMO03_TURB" experiment presented during the RAMI exercise with LAI = 3 for a canopy lit by a solar zenithal angle of 20° has been reproduced from the DART model for vertical, uniform, planophile, erectophile, horizontal, and ellipsoidal leaf orientations, giving respective transmittance values of 0.53, 0.24, 0.32, 0.54, 0.07, and 0.42. We consider the first 10 vegetation layers for DART. The obtained transmittance values with NEW for a uniform leaf orientation is equal to 0.26 against 0.24 here below with DART with a 10-layer configuration. Considering now 100 layers, the DART simulations give a value of 0.21 for the total canopy transmittance as already found with the RAMI initiative for the same numerical experiment. This simple exercise shows that 10 layers in the canopy are likely not sufficient if high accuracy is searched on the transmittance factors. The sensitivity of DART to the grid size resolution is illustrated in Figure 2 for the configuration test described in Table 3. The accuracy decreases if the grid sharpness is reduced or if the solar zenithal angle amplifies. Hence, it can be affirmed that at least 10 layers seems to be required in the model if an accuracy threshold of 25% is targeted.

[31] In order to complete the evaluation of the RT transmittance function, a comparison between measured and modeled vertical profiles of PAR in the oak-hickory forest of Oak Ridge is performed at several levels within the canopy at a fully leafed period (30 September 1981). The following forest properties measured by *Baldocchi et al.* [1985] are used

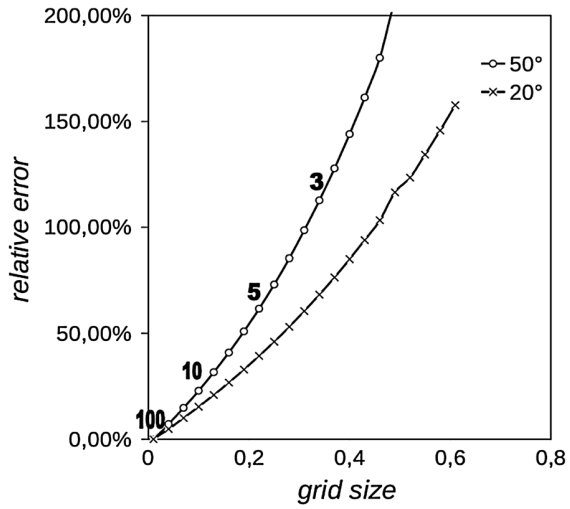


Figure 2. Relative error of the vegetation transmittance estimation given by the DART radiative transfer model versus its vertical grid size in meter for two solar zenith angles [20°, 50°]. The vegetation properties are defined according to RAMI experiment "HOMO03_TURB" (see Table 2). A turbid uniform medium of 1 m height is considered with a LAI = 3. The number of layers within the medium varies from 100 to 2 with 100, 10, 5, and 3 indicated on the upper curve.

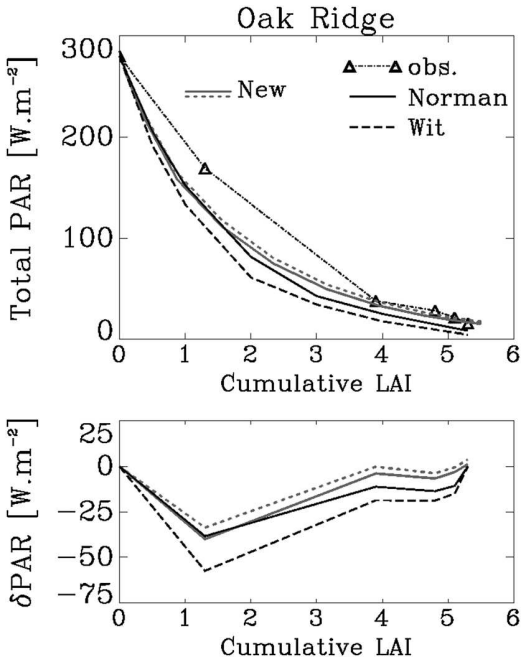


Figure 3. (top) Comparison of calculated and measured mean daily vertical profiles of PAR function of the cumulative LAI in the broadleaf forest of Oak Ridge in Tennessee, 30 September 1981: measured by *Baldocchi et al.* [1985] (black dashed line with triangles), computed with the models of Norman (black line) and de Wit (black dashed line) given by *Baldocchi et al.* [1985], and modelled with NEW using observed leaf orientations (grey line) and a constant g=0.5 (grey dashed line). (bottom) The corresponding differences (δPAR = modeled-measured).

as inputs to our RT scheme: LAI, leaf orientation below and above the crown closure at different hours, transmissivity, reflectivity, and scattering coefficient of Quercus alba and forest floor in the PAR domain and atmospheric conditions (solar elevation, incident PAR). Mean daily vertical profiles of simulated and measured total PAR are reported in Figure 3. Vertical profiles of PAR computed by *Baldocchi et al.* [1985] for the models of *Norman* [1979] and *de Wit et al.* [1965] are also superimposed. Following the example of these later two models, our RT model underestimates values of transmitted PAR in the upper canopy by about 40 W m^{-2}. In the lower canopy, our RT model shows a reasonable comparison with in situ measurements, while the two other models both slightly underestimate the measured values by 10–20 W m^{-2}. The measured variations of the leaf orientation function, g, along the day is introduced in the results of Figure 3 which also displays for the sake of comparison the constant value of $g = 0.5$ adopted by default in our RT model. In fact, the collected data sets indicate canopy layers to be more erectophile in the upper levels (crown domain) than in the lower levels, i.e., $g = 0.61$ against $g = 0.57$, respectively, in terms of daily means. Indeed, g may vary during the day [*Baldocchi et al.*, 1985, Table 2]. However, *Baldocchi et al.* [1984] also showed that the leaf orientation distribution exhibits a nonlinear evolution with depth, departing from mostly planophile in the bottom canopy strata (more than 50% of the leaves are inclined at an angle less than 10°), to more erectophile in the top canopy strata, with leaf inclination up to 70°. In this case, using our generic parameterization of the vertical PAR interception tends to underestimate the measurements, as it is clearly not designed to capture such detailed variations.

3.2. Canopy Light-Response Curves

[32] A sensitivity study of the RT model is conducted here. The atmospheric forcing from 2001 to 2007 in the deciduous broadleaf forest of Hesse located in northeastern France [*Granier et al.*, 2008] is used. The ISBA-A-gs model is driven by the imposed values of LAI (see section 2.3).

3.2.1. Sensitivity to the Number of Layers

[33] The sensitivity to the number of layers within the canopy is diagnosed here with the GPP field. The GPP is plotted as a function of the incident PAR for a canopy having LAI = 1 (see Figure 4). The dependence of GPP on temperature is avoided by limiting the variations of leaf temperature between 20°C and 25°C. We also place a disregard to shading effects. Again, it appears that at least 10 levels are necessary to minimize the dependence of the radiative transfer scheme on the number of layers. In the remaining, 10 levels within the canopy will be considered. Also, the impact of the diffuse radiation on the produced photosynthesis was investigated with results mirrored in Figure 4. Direct light appears to be less efficient than diffuse light for photosynthesis, as expected. This finding is in agreement with the

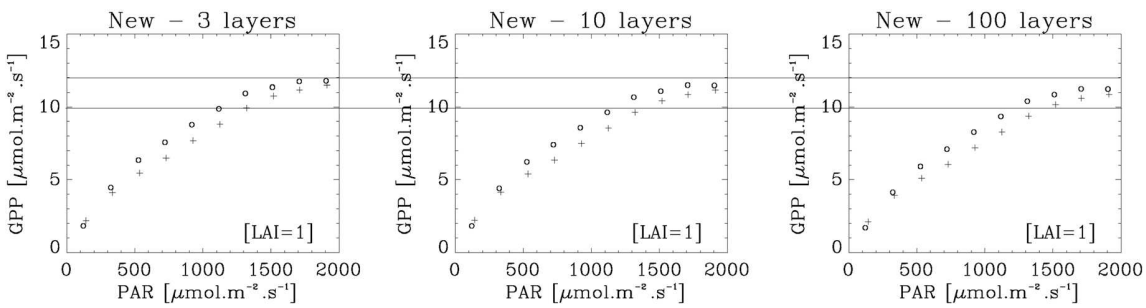


Figure 4. ISBA-A-gs-modeled light response of the GPP of a broadleaf forest to direct PAR (crosses) and diffuse PAR (circles) for NEW with LAI = 1 and sliced in different layers (3, 10, and 100 levels) with a disregard to shading. GPP dependence on temperature is avoided by limiting the leaf temperature between 20°C and 25°C.

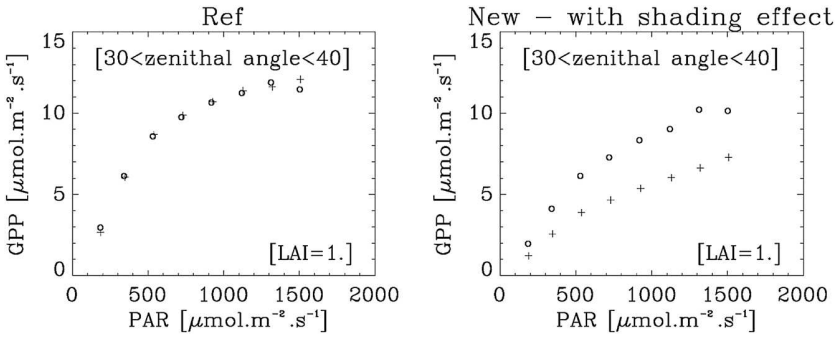


Figure 5. Light response of the GPP of a broadleaf forest to direct PAR (crosses) and diffuse PAR (circles) modeled by ISBA-A-gs with REF and NEW. LAI is fixed to 1. In contrast to Figure 4, sunlit and shaded leaves are accounted for. The GPP dependence on temperature and on solar zenith angle is avoided by limiting the leaf temperature between 20°C and 25°C and the solar zenith angle between 30° and 40°.

aforementioned sensitivity study conducted with the DART radiative transfer model (see section 3.1).

3.2.2. Sensitivity to the Diffuse Fraction

[34] In this sensitivity test, LAI at the Hesse station is fixed to 1, and only GPP values produced by leaves having a temperature between 20°C and 25°C are retained in order to avoid temperature dependence. Because diffuse effects are more critical for relatively high solar zenith angles (see next sensitivity study), only GPP values obtained at solar zenith angles between 30° and 40° are considered. While the GPP light responses to direct and diffuse PAR are similar with REF, the two curves largely differ for NEW (see Figure 5). For example, for an incident PAR of 500 μmol m^{-2} s^{-1}, REF indicates a GPP close to 9 μmol m^{-2} s^{-1} for both direct and diffuse incident solar beams. In contrast, NEW indicates GPP values around 4 μmol m^{-2} s^{-1} for a direct beam and 7 μmol m^{-2} s^{-1} for a diffuse beam.

3.2.3. Sensitivity to LAI

[35] Another interesting point is the response of the net assimilation of a leaf representing the average characteristics of the whole canopy to LAI. Here we conduct a sensitivity analysis on LAI in order to check the relationship between averaged canopy net assimilation and LAI. In this sensitivity analysis, contrary to the other simulations, the soil water content has no impact on photosynthesis (the moisture stress function applied to stomatal conductance is not activated). The LAI is fixed at constant values ranging from 0.3 to 7.0 during the 7 year period (a linear increase

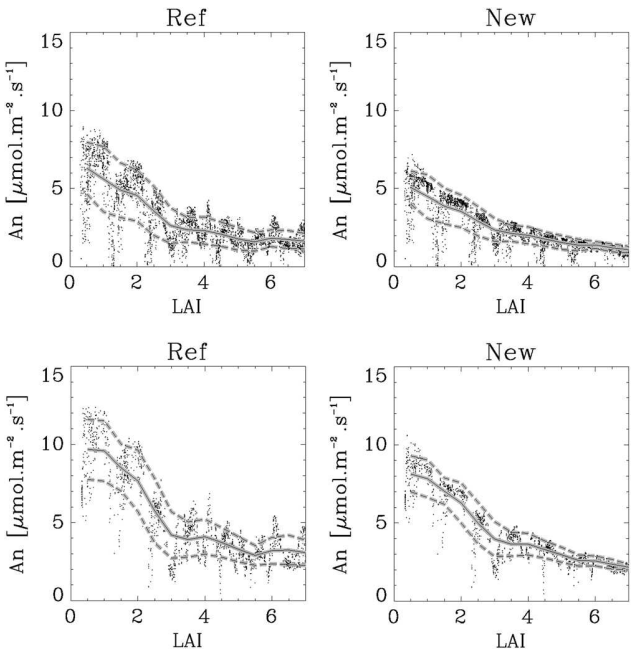


Figure 6. Dependence of leaf net assimilation (An) on LAI as simulated by ISBA-A-gs using (left) REF and (right) NEW. Only direct radiation having an incident PAR value around (top) 100 W/m^2 and (bottom) 200 W/m^2 are used. Solid and dashed gray lines represent the average and the standard deviation of the An values obtained for a given LAI.

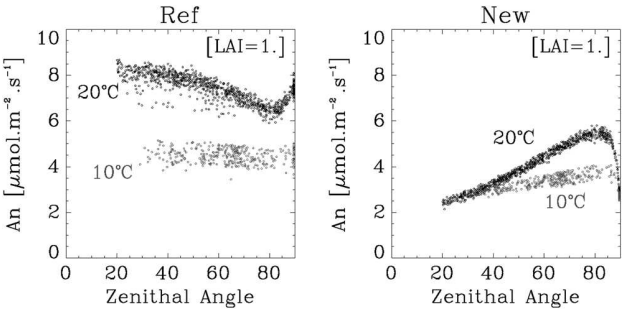


Figure 7. Leaf net assimilation (An) of a broadleaf deciduous forest simulated by (left) REF and (right) NEW, as a function of the solar zenith angle for two-leaf temperature (10°C in gray and 20°C in black). LAI is fixed to 1. Atmospheric diffuse fraction is set to zero. Only direct radiation having an incident PAR value around 100 W/m^2 is used.

from 1 January 2001 to 31 December 2007). The dependence study is performed for two PAR values of 100 and 200 W/m^2. This experiment shows that the mean leaf A_n decreases when LAI increases due to a multiplication of independent leaves while maintaining fixed an incoming radiation (Figure 6). The shape of this dependence is similar to the findings of *Bonan et al.* [2012]. An interesting outcome is the decrease of the dispersion of GPP values obtained for a given LAI with NEW. The GPP standard deviation is reduced by around 30% for low LAI values and by 50% for LAI values beyond 5 (Figure 6). It seems that the GPP simulation is more constrained by the incident PAR with NEW than with REF. This feature will be confirmed further below.

3.2.4. Dependence on Solar Zenith Angle

[36] In order to highlight the dependence of An on the solar geometry, the ISBA-A-gs model is used in a configuration avoiding all effects except anisotropy of illumination. Also, LAI is fixed to 1, stress functions are not activated, and finally only An values produced by leaves having a temperature around 20°C and 10°C are considered. The diffuse fraction is forced to be zero at the top of the canopy (direct beam only), and the incident PAR has a value of 100 W/m^2. The dependence of photosynthesis on solar zenith angle is presented in Figure 7. The leaf level assimilation is enhanced early in the morning or late in the evening compared to noontime if the NEW radiative transfer within the canopy is activated. Photosynthesis is more efficient at large solar zenith angles. The opposite behavior is observed with REF. Since the intercepted solar radiation should be the largest at low zenithal angles (early in the morning or late in the evening), the solar zenith angle impacts photosynthesis in a more realistic way with NEW than with REF. Moreover, the original dispersion of modeled GPP that can be due to a marked dependence on leaf temperature is reduced with NEW. This reduced dependency on leaf temperature appears to be linked to the additional radiative constraint, resulting from the use of NEW (see previous section).

3.2.5. Sensitivity to Leaf Orientation and Clumping Index (Ω)

[37] The geometry of the canopy is well summarized by the leaf inclination angle distribution. However, environmental conditions may lead to tilted leaves in case of heavy rain or bent leaves during heat waves. These stress factors also generally lead to transform a random canopy into a more clumped canopy with the adoption of several levels of aggregation. To anticipate such possible effects, simulations of the PAR flux inside the canopy are here performed for different leaf orientation values (g—function values between 0 and 1) and values of zenithal angles of 30° and 60°. Figure 8 shows that the relative error on FAPAR due to the uncertainty on leaf orientation reaches a maximum at the top of the canopy. Then, the error decreases rapidly with increasing canopy depth because the diffuse component is multidirectional. The phenomenon is more acute for higher values of the solar zenith angle (Figure 8). Note that CLM uses the weak planophile assumption for temperate and boreal broadleaf forests [*Bonan et al.*, 2011]. Further, the uncertainty on the clumping index Ω is also shown to have a larger impact in the top layers of the canopy but with less reduction with depth compared to leaf orientation factor (Figure 9).

3.3. GPP Estimates Over Ground Stations

[38] In this section, the impact of the multilayer canopy model on GPP estimations is assessed over dense vegetation areas in comparison with in situ measurements. Two runs of ISBA-A-gs, one with the current version of the model (REF) and one with the new parameterization (NEW), are compared over 37 stations (see Table 2).

[39] Figure 10 and Figure 11 present for the Hesse Forest (France) the GPP time series from 2001 to 2007 and the GPP response to the incident PAR, respectively, for REF and NEW in comparison to ground measurements. Statistical scores (r/bias/rmse) over the entire period are improved (by 2.5%/40.9%/13.9%, respectively) with NEW. The observed GPP increases sharply in a few days in May, at the beginning of the growing season, in relation to budburst. This rapid growing phase is hard to simulate with a radiative photosynthetic model [*Gibelin et al.*, 2006]. When the observed LAI goes beyond 5, which means vegetation has reached maturity, the daily GPP response to the incident PAR is better simulated with NEW than REF in comparison to ground measurements (Figure 11). Also,

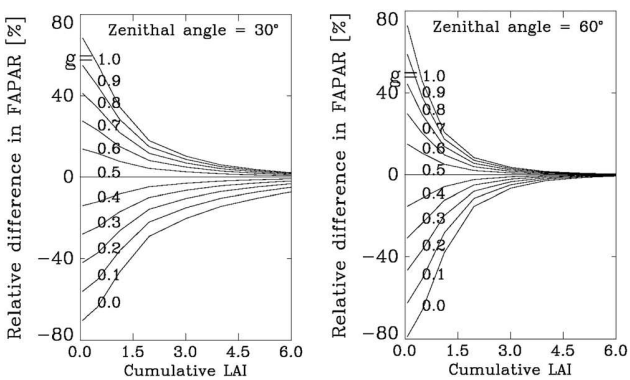


Figure 8. Relative error on FAPAR function of cumulative LAI due to leaf orientation uncertainty. Computation of FAPAR at different level inside the canopy is performed with different leaf orientation values (g function values between 0 and 1) and zenith angle of 30° and 60° ($g = 0.5$ serves as reference).

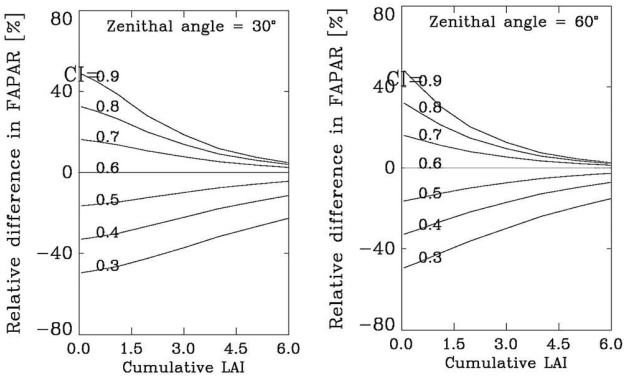


Figure 9. Relative error on FAPAR function of cumulative LAI due to Clumping Index (CI). Computation of FAPAR at different level inside the canopy is performed with CI values (between 0.3 and 0.9) and zenith angle of 30° and 60° (CI = 0.6 serves as reference).

in agreement with a previous remark (see the above sensitivity study to LAI), the NEW scheme simulates less dispersed values of GPP for a given incident radiation, which is in agreement with ground measurements. Standard deviation bars of simulated GPP are reduced (3.5 µmol m^{-2} s^{-1} compared to 4.3 with REF for a mean observed standard deviation of 3.2 µmol m^{-2} s^{-1}). These findings are also manifest if the mean daily cycle of GPP is examined. A monthly average of GPP for June is presented in Figure 12. June was chosen as it represented a long period of time associated with the absence of stress, while the Hesse forest haf already reached its maturity. In comparison with the observations, NEW better describes the daily course of GPP with a reduction of the standard deviation in comparison with observations.

[40] Figure 13 displays the comparison of statistics between simulated and observed GPP for the two model versions (REF versus NEW), over coniferous, deciduous and tropical forests (see Table 2). The statistics are computed from daily values. Each symbol represents 1 year of data at one site. The NEW scheme shows a consistent but moderate increase in correlation for all sites and years. As canopy photosynthesis is the product of A_n and LAI (section 2.2) and because the seasonal cycle of LAI is constrained in the two sets of simulations (REF and NEW), a large increase in the yearly statistical correlation scores was not expected. The RMSE between model and observations decreases with NEW. Also, the average bias is significantly reduced with NEW, especially over tropical forests (see the circles). Note that discarding data sets for stressed periods of time does not affect drastically the results (not shown).

3.4. Global FAPAR and GPP

[41] FAPAR is a biophysical variable that is directly related to photosynthesis. Figure 14 displays a global map of FAPAR from ISBA-A-gs "AST" simulations and MODIS at summertime. The ISBA-A-gs FAPAR estimates are compared to 4-daily MODIS data. We can notice the overestimation of FAPAR computed by ISBA-A-gs with a bias of 0.17 in winter, and 0.16 in summer in comparison with MODIS (see Table 5).

[42] The present work offers the opportunity to present for the first time an estimation of GPP with ISBA-A-gs at the global scale, herein for the year 2006 (see Table 6). ISBA-A-gs overestimates global annual GPP in comparison to a satellite-based product like MODIS and the observation-based estimate of *Beer et al.* [2010] using eddy covariance flux data and various diagnostic models. The small bias of GPP between MODIS and *Beer et al.* [2010] is in agreement with the findings of *Ryu et al.* [2011]. It is worth mentioning that this GPP overestimation is not an exclusive behavior of ISBA-A-gs. *Bonan et al.* [2011] also outlined similar features in using CLM4. They suggested that updated photosynthesis formulation due to radiative effects (shading effects) reduces

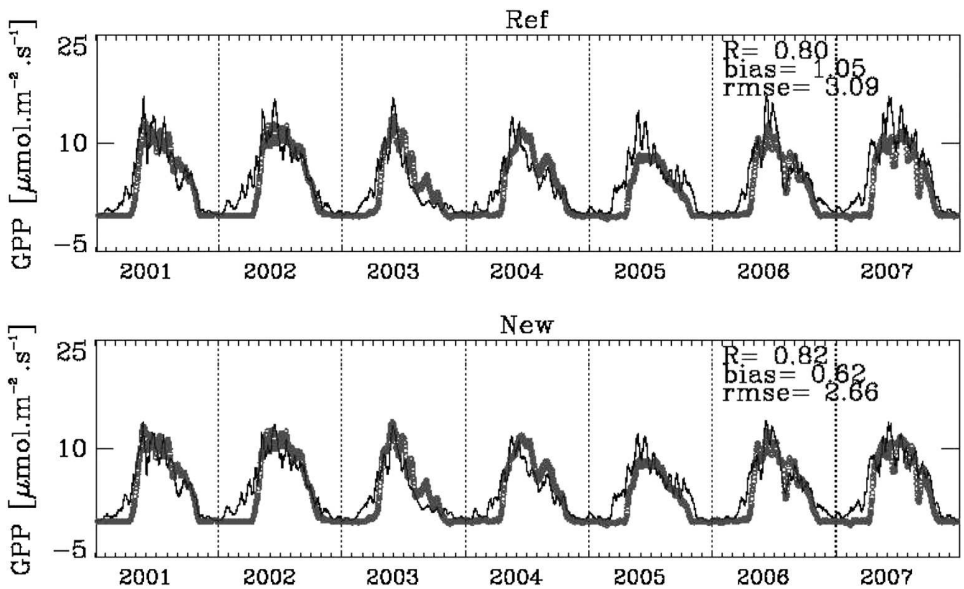


Figure 10. Daily GPP modeled by ISBA-A-gs (dark line) for the Hesse broadleaf forest using REF and NEW. Daily ground measurements of GPP are represented by the gray circles (moving averages, n = 10 days).

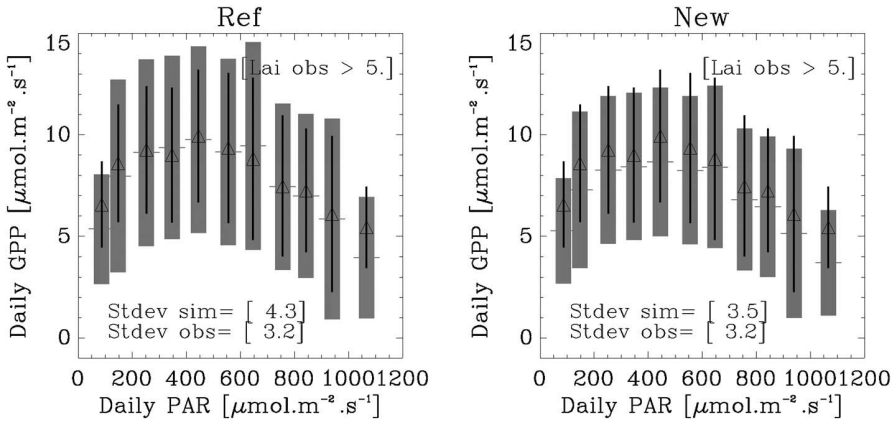


Figure 11. Daily GPP values of the Hesse forest as a function of the incident PAR based on ISBA-A-gs simulations (horizontal tick for mean, grey filled bar for standard deviation) and observations (triangle for mean, black vertical line for standard deviation. Only days having an observed LAI beyond 5 are considered. Standard (stdev) deviations are indicated for both simulations ("sim") and observations ("obs") by bins of 100 μmol quanta per square meter per second.

the 164 PgC yr^{-1} of CLM4 global GPP estimate by 10 PgC yr^{-1}. To obtain a reduction down to 132 PgC yr^{-1}, for instance, an update of the formulation for stomatal conductance is needed, which enhances the impact of the stress factors. Coming back to ISBA-A-gs model, overestimation is decreased by more than 30 PgC yr^{-1} with NEW but the bias is still significant (around 60 PgC yr^{-1}). For REF, the bias is higher with the unconstrained LAI than with the constrained LAI, that is 100 PgC yr^{-1} with NIT against 90 PgC yr^{-1} with AST. With NEW, the biases are about the same values (whatever NIT or AST) and the annual GPP becomes equal to 180 PgC yr^{-1}. Table 6 summarizes these findings and shows a comparison per biome between the modeled GPP and the estimations proposed by *Beer et al.* [2010]. In these latter, tropical forest and savannahs are the most meaningful biomes in terms of global GPP. The ISBA-A-gs estimate for tropical forest is around 60 PgC yr^{-1} for REF against 49 PgC yr^{-1} for NEW. For the sake of comparison, *Beer et al.* [2010] indicate estimates comprised between 40.8 and 43.8 PgC yr^{-1}.

4. Discussion

[43] This study proposed a new canopy RT model aiming at improving the quality of the simulations of carbon flux with ISBA-A-gs for coarse grid scales. However, this upgraded RT model contains a number of underlying assumptions to comply with global applications. The attenuation effect of light due to the presence of woody material is not accounted for. The PAR/Rg ratio is fixed at 0.48, while other values may be found in the literature. For instance, *Baldocchi et al.* [1984] showed that this ratio could decrease from 0.49 above the canopy to 0.27 at the forest floor. Moreover, the canopy is considered as a turbid medium although the option is given here for leafy material to be organized in aggregates through prescribed clumping indices. Besides, we assume the leaves to be randomly oriented and inclined. This offers a simplified vision of the canopy architecture, whereas variations of leaf inclination along the day and depth may be observed [e.g., *Baldocchi et al.*, 1984]. Furthermore, with NEW, we attempt to combine the clumping due to gap occurrence in the canopy with the shading effects. The clumping index (**Ω**) may respond to environmental stress factors (e.g., extreme air temperatures, deficit of light) and could also vary with ancillary factors like LAI dynamic, the fraction of diffuse illumination, and the vegetation type. For these reasons, an accurate assessment of the clumping at the global scale seems to be a difficulty considering the structural differences among covers types that cannot be captured well. *Chen et al.* [2003, 2012] showed that **Ω** has a significant impact on the global distribution of GPP. They found that the amount of shaded leaves is impacted by the degree of clumping and that shaded leaves contribute up to 35% to the global total GPP, with 50% reported for trees. Indeed, a misunderstanding of the effect of canopy architecture due to **Ω** could easily result in a

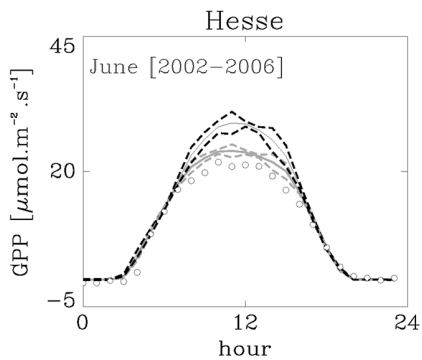


Figure 12. June averaged daily cycle of GPP in Hesse from 2002 to 2006. GPP modeled with ISBA-A-gs REF and NEW are in black and gray, respectively. Solid lines represent the monthly average; dashed lines represent the standard deviation around the mean. Ground measurements of GPP are plotted in grey circle. Statistical scores (bias/rmse) with REF, and NEW are 2.6/0.63, and 1.2/0.43 μmol m^{-2} s^{-1}, respectively.

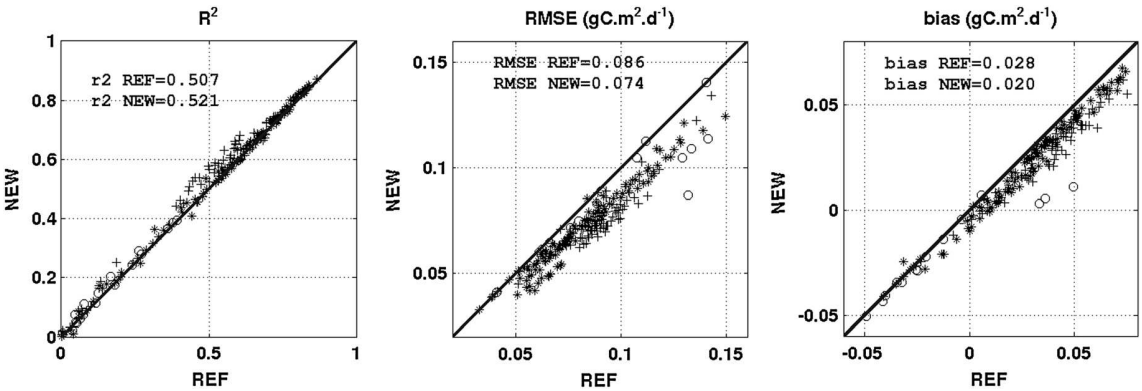


Figure 13. Annual statistical score for a comparison of simulated and observed daily GPP for 36 forested sites (see Table 2). From left to right: correlation, root mean square error, and bias. Each point represents a year for a given station (plus sign, deciduous; asterisk, conifer; open circle tropical).

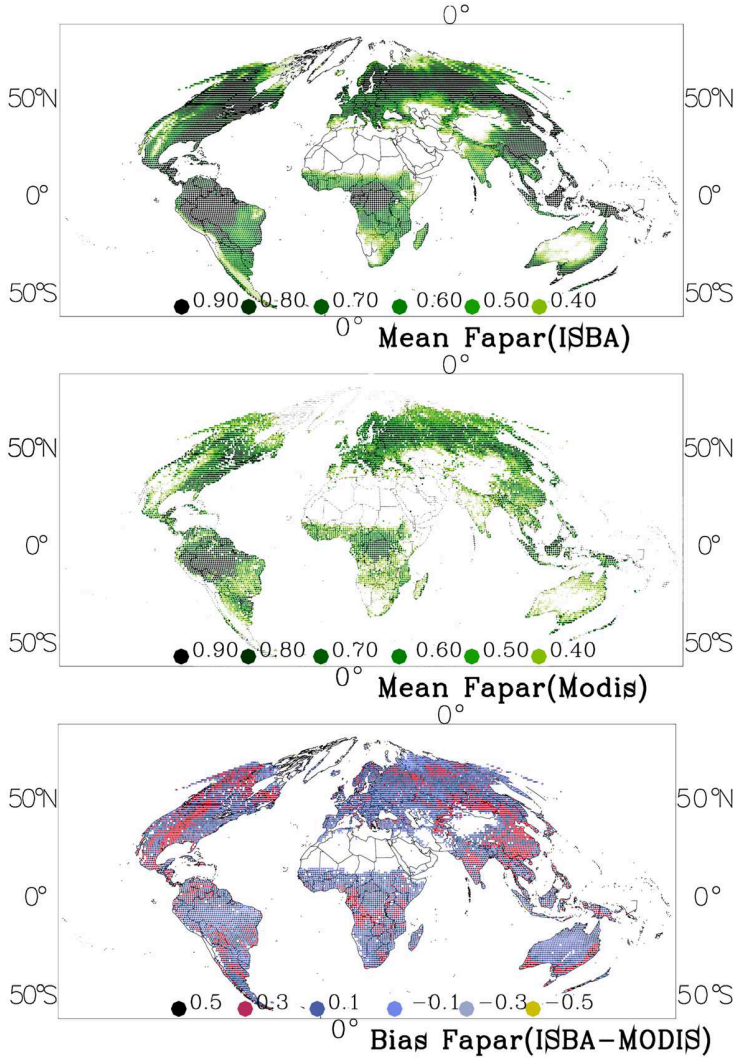


Figure 14. Mean FAPAR at summertime (JJA). From top to bottom: ISBA-A-gs, MODIS (MOD15A3), and difference between the ISBA-A-gs and MODIS estimates.

Table 5. Statistics of Difference (Bias, RMSD, and Temporal Correlation R) Between FAPAR Products From MODIS and ISBA-A-gs ("AST")[a]

		ISBA-A-gs Versus MODIS		
		JFM	JJA	2006
FAPAR	Bias	0.18	0.16	0.17
	RMSD	0.06	0.05	0.04
	R	0.12	0.27	0.51

[a]Estimates are given for winter period (JFM), summer period (JJA), and whole year 2006.

10% error in global GPP estimates. Moreover, the sensitivity tests conducted in this study show that the uncertainties on canopy vertical architecture (leaf orientation or Ω) lead to strong relative error on FAPAR estimations in the upper portion of the canopy. The same conclusion was drawn through a comparison with in situ measurements in the forest of Oak Ridge. These canopy architecture uncertainties within the vertical canopy profile result necessarily in uncertainties on the photosynthesis estimation especially in this upper portion where the light attenuation usually reach its maximum value. In this regard, this work is only a first step toward the representation of an heterogeneous canopy. Overall, not only the canopy vertical architecture should be depicted but also the different vertical atmospheric conditions within the canopy (CO_2 concentration, air temperature humidity, and wind), and the different vertical morphological (area, thickness, and area per mass), biochemical (nitrogen and chlorophyll concentrations), and physiological (ligh-satured photosynthetic rate) attributes. All of them were found to play major roles in the photosynthetic process [*Koike et al.*, 2001].

[44] The NEW RT model in ISBA-A-gs tends to decrease the simulated global terrestrial GPP. For 2006, this quantity decreases from 221 to 180 PgC yr^{-1}. This new GPP value is still high with respect to other estimations. Indeed, the GPP values that were reported in the literature range from 107 to 167 PgC yr^{-1} [*Cramer et al.*, 2001; *Knorr and Heimann*, 2001]. Various intermediate values were proposed: 123 PgC yr^{-1} [*Beer et al.*, 2010], 129 PgC yr^{-1} [*Demarty et al.*, 2007], 133 PgC yr^{-1} [*Ruimy et al.*, 1996], 109 PgC yr^{-1} [*Zhao et al.*, 2005], and 111 PgC yr^{-1} [*Yuan et al.*, 2010]. Refining the simulation of water stress conditions or revisiting the parameters of the photosynthesis model could lead to further improvement in the GPP simulations of ISBA-A-gs.

[45] The photosynthesis parameters of ISBA-A-gs are also affected by uncertainties. The recent global database of plant traits [*Kattge et al.*, 2011] shows that the specific leaf area ("SLA") parameter, which describes the allocation of leaf area per unit of leaf mass (closely related to canopy leaf nitrogen), presents a large range of values for a given plant functional type (PFT). In contrast, a single value per PFT is used in ISBA-A-gs as it is done in most vegetation models. Another potential source of discrepancy is the lack of an efficient temperature limitation through the mesophyll conductance, and the fact that there is an approximation for the modeled temperature of the leaf due to a single energy budget for both bare soil and vegetation in ISBA. Finally, and as already pointed by *Zhao et al.* [2006], the quality of the atmospheric forcing, could induce notable differences in global GPP estimations, even up and beyond to 20 PgC yr^{-1}.

5. Summary and Conclusion

[46] The use of a new multilayer canopy radiative transfer model (NEW) was investigated in order to obtain better estimates of FAPAR and GPP with ISBA-A-gs. It was shown that at least 10 levels in the canopy are necessary to simulate accurate vegetation transmittance functions. This finding was in agreement with a sensitivity study conducted with the DART radiative transfer model. The canopy light-response curves to the diffuse radiation and to the zenithal angle became more realistic with the use of NEW. The GPP estimation was more constrained by the value of incident PAR with NEW than with REF. The spread of the modeled GPP with NEW was closer to the spread of in situ GPP observations. For example, lower temperature dependence was noticed in relation to the additive radiative constraint resulting from the use of a multicanopy layer model. This result was obtained by thoroughly examining daily cycles of both modeled and in situ GPP. A consequence of these properties triggered by the use of NEW is a reduced sensitivity of the simulations to uncertainties in the incoming radiation.

[47] A proof of concept for LSM simulation of FAPAR was presented. This should find numerous applications in the upcoming years for LSM benchmarking and in the field of assimilation of satellite-derived products. Global mapping of clumping using multiangular satellite data [*Roujean and Lacaze*, 2002; *Chen et al.*, 2005] or those of *He et al.* [2012] using MODIS data for 2006 would also certainly be a way to calibrate the coefficients of the RT model and to improve estimations of the modeled FAPAR.

[48] The NEW RT scheme will find an application with a forthcoming upgraded multiple energy version of ISBA-A-gs, in which bare soil and vegetation will be handled separately in terms of both turbulent and radiative fluxes. The

Table 6. GPP for Biomes of the World Estimated by ISBA-A-gs With a Constrained ("AST") or Unconstrained LAI ("NIT"), Observation-Based Estimate by *Beer et al.* [2010], and for MODIS Product

Biome	REF GPP (PgC yr^{-1})		NEW GPP (PgC yr^{-1})		MODIS	*Beer et al.* [2010] GPP (PgC yr^{-1})
	AST	NIT	AST	NIT		
Tropical savannahs and grasslands	56.5	57.9	45.9	42.8		31.3–29.8
Temperate and boreal forests	48.5	47.4	43.5	41.4		18.2–21.4
Tropical forests	60.3	61.4	49.5	49.3		40.8–43.8
Temperate grasslands and shrublands	14.1	14.2	13.6	13.4		8.5–14.0
Other	32.3	40.3	27.7	32.6		22.8–16.2
Total	211.67	221.21	180.16	179.47	114.70	121.7–125.2

use of a multiple-energy budget would affect the leaf temperature response of NEW and would consequently modify the GPP simulations. To move onward, distinguishing estimates of LAI_{sunlit} and LAI_{shade} integrated over the whole vegetation canopy layer could serve to calculate two energy budgets, one for shaded and one for sunlit leaves, and thereby to deliver two temperatures of the vegetation, i.e., $T\text{veg}_{sunlit}$ and $T\text{veg}_{shade}$. Such estimates would permit a better description of temperature dependence of photosynthesis at the canopy level. *Dai et al.* [2004] showed that previous two-stream-big-leaf models developed by *Collatz et al.* [1992], *Sellers et al.* [1992, 1996], *Bonan* [1996], de *Pury and Farquhar* [1997], *Dickinson et al.* [1998], and *Dai et al.* [2003] could be improved in treating separately sunlit and shaded leaves, in terms of radiation absorption and calculation of leaf temperatures, stomatal conductance, and fluxes (water, CO_2, and sensible heat).

[49] Finally, a significant outcome is that the annual global terrestrial GPP simulated by ISBA-A-gs presents a clear overestimation. For 2006, this quantity is comprised between 210 and 221 PgC yr^{-1}, against a value of 123 PgC yr^{-1} given by *Beer et al.* [2010]. The use of NEW decreases this overestimation by 30–40 PgC yr^{-1}, but annual GPP biases remain still sizable at the global scale. *Bonan et al.* [2011] pointed out the same overestimation characteristics with CLM4 and suggested revisiting the parameters of their photosynthesis model. In this perspective, the exhaustive global database of plant traits from TRY [e.g., *Kattge et al.*, 2011] would probably be very useful.

[50] **Acknowledgments.** One of us (Sébastien Lafont) was supported by the GEOLAND2 project, which was cofunded by the European Commission within the GMES initiative in FP7. We acknowledge the PI of the in situ measurement (FLUXNET network) made available through the fluxdata.org website. We would like also to thank our colleague Stéphanie Faroux for assisting us in the implementation of these improvements in the SURFEX platform. We are also very grateful to Denis Baldocchi for putting at our disposal the data sets that were acquired at Walker Branch Watershed in Oak Ridge. Finally, fruitful discussions with the NASA/MODIS team and the disposal of the satellite data sets were very appreciated.

References

Baldocchi, D. D., D. R. Matt, B. A. Hutchison, and R. T. McMillen (1984), Solar radiation within an oak-hickory forest: An evaluation of the extinction coefficients for several radiation components during fully-leafed and leafless periods, *Agric. For. Meteorol.*, *32*, 307–322.

Baldocchi, D. D., B. A. Hutchison, D. R. Matt, and R. T. McMillen (1985), Canopy radiative transfer models for spherical and known leaf inclination angle distributions: A test in an oak-hickory forest, *J. Appl. Ecol.*, *22*, 539–555.

Beer, C., et al. (2010), Terrestrial gross carbon dioxide uptake: Global distribution and co-variation with climate, *Science*, *329*(5993): 834–838, doi:10.1126/science.1184984.

Bonan, G. B. (1996), A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide, *NCAR Tech. Note, NCAR/TN-4171STR*, 150 pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.

Bonan, G. B., P. J. Lawrence, K. W. Oleson, S. Levis, M. Jung, M. Reichstein, D. M. Lawrence, and S. C. Swenson (2011), Improving canopy processes in the Community Land Model version 4 (CLM4) using global flux fields empirically inferred from FLUXNET data, *J. Geophys. Res.*, *116*, G02014, doi:10.1029/2010JG001593.

Bonan, G., K. Oleson, R. Fisher, G. Lasslop, and M. Reichstein (2012), Reconciling leaf physiological traits and canopy flux data: Use of the TRY and FLUXNET databases in the Community Land Model version 4, *J. Geophys. Res.*, *117*, G02026, doi:10.1029/2011JG001913.

Boone, A., J.-C. Calvet, and J. Noilhan (1999), Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method, *J. Appl. Meteorol.*, *38*, 1611–1630.

Bunnik, N. J. J. (1978), The multispectral reflectance of shortwave radiation of agricultural crops in relation with their morphological and optical properties, *Meded. Landbouwhogesch. Wageningen*, 175 pp.

Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso, and J.-P. Wigneron (1998), An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites, *Agric. For. Meteorol.*, *92*, 73–95.

Calvet, J.-C., A.-L. Gibelin, E. Martin, P. Le Moigne, H. Douville, and J. Noilhan (2008), Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern France, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 397–406.

Ceulemans, R., and M. Mousseau (1994), Effect of elevated atmospheric CO_2 on woody plants, *New Phytol.*, *127*, 425–446.

Chen, J. M., J. Liu, S. G. Leblanc, R. Lacaze, and J.-L. Roujean (2003), Multi-angular optical remote sensing for assessing vegetation structure and carbon absorption, *Remote Sens. Environ.*, *84*, 516–525.

Chen, J. M., C. H. Menges, and S. G. Leblanc (2005), Global mapping of foliage clumping index using multi-angular satellite data, *Remote Sens. Environ.*, *97*, 447–457.

Chen, J. M., G. Mo, J. Pisek, J. Liu, F. Deng, M. Ishizawa, and D. Chan (2012), Effects of foliage clumping on the estimation of global terrestrial gross primary productivity, *Global Biogeochem. Cycles*, *26*, GB1019, doi:10.1029/2010GB003996.

Collatz, G. J., M. Ribas-Carbo, and J. A. Berry (1992), Coupled photosynthesis—stomatal conductance model for leaves of C4 plants, *Aust. J. Plant Physiol.*, *19*, 519–538.

Cramer, W., et al. (2001), Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO2 and climate change: Results from six dynamic global vegetation models, *Global Change Biol.*, *7*(4), 357–373, doi:10.1046/j.1365-2486.2001.00383.x.

Dai, Y., et al. (2003), The Common Land Model (CLM), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *84*, 1013–1023.

Dai, Y., R. E. Dickinson, and Y.-P. Wang (2004), A two-big-leaf model for canopy temperature, photosynthesis, and stomatal conductance, *J. Clim.*, *17*, 2281–2299.

Dee, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 553–597.

de Pury, D. G. G., and G. D. Farquhar (1997), Simple scaling of photosynthesis from leaves to canopy without the errors of bigleaf models, *Plant Cell Environ.*, *20*, 537–557.

Demarty, J., F. Chevallier, A. D. Friend, N. Viovy, S. Piao, and P. Ciais (2007), Assimilation of global MODIS leaf area index retrievals within a terrestrial biosphere model, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L15402, doi:10.1029/2007GL030014.

DeWit, C. T. (1965), Photosynthesis of leaf canopies, *Agric. Res. Rep., 663*, Cent. for Agric. Publ. and Doc., Wageningen, Netherlands.

Dickinson, R. E., M. Shaikh, R. Bryant, and L. Graumlich (1998), Interactive canopies for a climate model, *J. Clim.*, *11*, 2823–2836.

Dufrêne, E., H. Davi, C. François, G. le Maire, V. Le Dantec, and A. Granier (2005), Modelling carbon and water cycles in a Beech forest. Part I: Model description and uncertainty analysis on modeled NEE, *Ecol. Model.*, *185*, 407–436.

Duncan, W. G., R. S. Loomis, W. A. Williams, and R. Hanau (1967), A model for simulating photosynthesis in plant communities, *Hilgardia 38*(4), 181–205.

Duthoît, S., V. Demarez, J.-P. Gastellu-Etchegorry, E. Martin, and J.-L. Roujean (2008), Assessing the effects of the clumping phenomenon on BRDF and FAPAR of a maize crop based on 3D numerical scenes using DART code, *Agric. For. Meteorol.*, *148*, 1341–1351.

Erbs, D. G., S. A. Klein, and J. A. Duffie (1982), Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly average global radiation, *Sol. Energy*, *28*, 293–302.

Fitter, A. H., and R. K. M. Hay (2002), *Environmental Physiology of Plants*, 3rd ed., Academic, Great Britain.

Gastellu-Etchegorry, J. P., V. Demarez, V. Pinel, and F. Zagolski (1996), Modelling radiative transfer in heterogeneous 3-D vegetation canopies, *Remote Sens. Environ.*, *58*, 131–156.

Gibelin, A.-L., J.-C. Calvet, J.-L. Roujean, L. Jarlan, and S. O. Los (2006), Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products, *J. Geophys. Res.*, *111*, D18102, doi:10.1029/2005JD006691.

Goudriaan, J. (1977), *Crop Micrometeorology: A Simulation Study*, Pudoc, Wageningen, Netherlands.

Goudriaan, J. (1986), A simple and fast numerical method for the computation of daily totals of crop photosynthesis, *Agric. For. Meteorol.*, *38*, 249–254.

Goudriaan, J., H. H. van Laar, H. van Keulen, and W. Lovwerse (1985), Photosynthesis, CO_2 and plant production, in *Wheat Growth and Modeling*, *NATO ASI Ser., Ser. A*, vol. *86*, edited by W. Day and R. K. Atkin, Vol. *86*, pp. 107–122, Plenum, New York.

Granier, A., N. Bréda, B. Longdoz, P. Gross, and J. Ngao (2008), Ten years of fluxes and stand growth in a young beech forest at Hesse, North-eastern France, *Ann. Sci.*, *65*, 704, doi:10.1051/forest:2008052.

He, L., J. M. Chen, J. Pisek, C. B. Schaaf, and A. H. Strahler (2012), Global clumping index map derived from the MODIS BRDF product, *Remote Sens. Environ.*, *119*, 118–130, 0034–4257, doi:10.1016/j.rse.2011.12.008.

Houghton, R. A. (1995), Land-use change and the carbon cycle, *Global Change Biol.*, *1*(3), 275–287.

Jacobs, C. M. J. (1994), Direct impact of atmospheric CO2 enrichment on regional transpiration, PhD thesis, Agric. Univ., Wageningen, Netherlands.

Jarvis, P. G. (1976), The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, *273*, 593–610.

Kattge, J., et al. (2011), TRY—A global database of plant traits, *Global Change Biol.*, *17*, 2905–2935, doi:10.1111/j.1365-2486.2011.02451.

Knorr, W., and M. Heimann (2001), Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling: 1. A comprehensive sensitivity analysis with a new photosynthesis and energy balance scheme, *Global Biogeochem. Cycles*, *15*(1), 207–225, doi:10.1029/1998GB001059.

Knyazikhin, Y., A. Marshak, and R. B. Myneni (2005), Three-dimensional radiative transfer in vegetation canopies and cloud-vegetation interaction, in *Three-Dimensional Radiative Transfer in the Cloudy Atmosphere*, edited by A. Marshak and A. Davis, pp. 617–652, Springer.

Koike, T., M. Kitao, Y. Maruyama, S. Mori, and T. T. Lei (2001), Leaf morphology and photosynthetic adjustments among deciduous broad-leaved trees within the vertical canopy profile, *Tree Physiol.*, *21*, 951–958.

Kucharik, C., J. M. Normal, and S. T. Gower (1999), Characterization of radiation regimes in nonrandom forest canopies: theory, measurements, and a simplified modeling approach, *Tree Physiol.*, *19*, 695–706.

Lantinga, E. A., M. Nassiri, and M. J. Kropff (1999), Modelling and measuring vertical light absorption within grass-clover mixtures, *Agric. For. Meteorol.*, 71–83.

Laurila, T. (2002), Vaisala News Articles, Retrieved December 2010, from Carbon Cycles of the Ecosystems of the World.

Le Moigne, P. (2009), SURFEX scientific documentation, *Note Cent. Groupe Meteorol. Moyenne Echelle*, *87*, 211 pp., Cent. Natl. de Rech. Météorol., Météo-France, Toulouse, France. [Available at: http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/, last access: July 2010), CNRM, Toulouse, 211 pp.

Martin, E., et al. (2007), Le code de surface externalisé SURFEX de Météo-France, paper presented at Ateliers de Mod'elisation de l'Atmosphère, Cent. Natl. de Rech. Météorol., Toulouse, France, 16–18 Jan.

Masson, V., J. L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze (2003), A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, *J. Clim.*, *16*, 1261–1282.

McCree, K. J. (1966), A solarimeter for measuring photosynthetically active radiation, *Agric. Meteorol.*, *3*, 353–366.

Mercado, L. M., N. B. Bellouin, S. Sitch, O. Boucher, C. Huntingford, M. Wild, and P. M. Cox (2009), Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink, *Nature*, *458*, 1014–1018.

Mitchell, T. D., and P. D. Jones (2005), An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *Int. J. Climatol.*, *25*, 693–712.

Ni, W., X. Li, C. E. Woodcock, J. L. Roujean, and R. E. Davis (1997), Transmission of solar radiation in boreal conifer forests: Measurements and models, *J. Geophys. Res.*, *102*, 29,555–29,566.

Ni-Meister, W., and H. Gao (2011), Assessing the impacts of vegetation heterogeneity on energy fluxes and snowmelt in boreal forests, *J. Plant Ecol.*, *4*, 37–47.

Noilhan, J., and J. F. Mahfouf (1996), The ISBA land surface parametrisation scheme, *Global Planet. Change*, *13*, 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7.

Norman, J. M. (1979), Modelling the complete crop canopy, in *Modification of the Aerial Environment of Plants*, edited by B. J. Barfield and J. F. Gerber, Am. Soc. of Agric. Eng., St. Joseph, Mich.

Ross, J. (1975). Radiative transfer in plant communities, in *Vegetation and the Atmosphere*, edited by J. L. Monteith, pp. 13–55, Academic, London.

Ross, J. (1981), *The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands*, Springer, New York.

Roujean, J.-L. (1996), A tractable physical model of shortwave radiation interception by vegetative canopies, *J. Geophys. Res.*, *101*(D5), 9523–9532.

Roujean, J.-L. (1999), Measurements of PAR transmittance within boreal forest stands during BOREAS, *Agric. For. Meteorol.*, *93*, 1–6.

Roujean, J.-L., and R. Lacaze (2002), Global mapping of vegetation parameters from POLDER multiangular measurements for studies of surface-atmosphere interactions: A pragmatic method and its validation, *J. Geophys. Res.*, *107*(D12), 4150, doi:10.1029/2001JD000751.

Rudolf, B., et al. (2011), New GPCC Full Data Reanalysis version 5 provides high quality gridded monthly precipitation data, *GEWEX News*, *21*(2), 4–5.

Ruimy, A., G. Dedieu, and B. Saugier (1996), TURC: A diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity, *Global Biogeochem. Cycles*, *10*(2), 269–285, doi:10.1029/96GB00349.

Ryu, Y., et al. (2011), Integration of MODIS land and atmosphere products with a coupled-process model to estimate gross primary productivity and evapotranspiration from 1 km to global scales, *Global Biogeochem. Cycles*, *25*, GB4017, doi:10.1029/2011GB004053.

Sarrat, C., et al. (2009), Mesoscale modelling of the CO2 interactions between the surface and the atmosphere applied to the April 2007 CERES field experiment, *Biogeosciences*, *6*, 633–646.

Schlesinger, W. H. (1997), *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*, Academic Press, San Diego, California, paperback ISBN 0-12-625155-X.

Sellers, P. J., J. A. Berry, G. J. Collatz, C. B. Field, and F. G. Hall (1992), Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme, *Remote Sens. Environ.*, *42*, 187–216.

Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo, and L. Bounoua (1996), A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation, *J. Clim.*, *9*(4), 676–705.

Sheffield, J., G. Goteti, and E. F. Wood (2006), Development of a 50-year high-resolution global data set of meteorological forcings for land surface modeling, *J. Clim.*, *19*, 3088–3111.

Stigter, C. J., and V. M. M. Musabilha (1982), The conservative ratio of photosynthetically active to total radiation in the tropics, *J. Appl. Ecol.*, *19*, 853–858.

Tsubo, M., and S. Walker (2005), Relationships between photosynthetically active radiation and clearness index at Bloemfontein, South Africa, *Theor. Appl. Climatol.*, *80*, 17–25.

Weedon, G. P., S. Gomes, P. Viterbo, H. Österle, J. C. Adam, N. Bellouin, O. Boucher, and M. Best (2010), The WATCH forcing data 1958–2001: A meteorological forcing dataset for land surface and hydrological models. *WATCH Tech. Rep., 22*, 41 pp., Centre for Ecology & Hydrology, UK, [Available at http://www.eu-watch.org/locations].

Weedon, G. P., S. Gomes, P. Viterbo, W. J. Shuttleworth, E. Blyth, H. Österle, J. C. Adam, N. Bellouin, O. Boucher, and M. Best (2011), Creation of the WATCH forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century, *J. Hydrometeorol.*, *12*, 823–848, doi:10.1175/2011JHM1369.1.

Widlowski, J.-L., et al. (2007), The third RAdiation transfer Model Intercomparison (RAMI) exercise: Documenting progress in canopy reflectance modelling, *J. Geophys. Res.*, *112*, D09111, doi:10.1029/2006JD007821.

Widlowski, J. L., et al. (2011), RAMI4PILPS: An intercomparison of formulations for the partitioning of solar radiation in land surface models, *J. Geophys. Res.*, *116*, G02019, doi:10.1029/2010JG001511.

Yuan, W. P., et al. (2010), Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data, *Remote Sens. Environ.*, *114*(7), 1416–1431, doi:10.1016/j.rse.2010.01.022.

Zhao, M. S., F. A. Heinsch, R. R. Nemani, and S. W. Running (2005), Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set, *Remote Sens. Environ.*, *95*(2), 164–176, doi:10.1016/j.rse.2004.12.011.

Zhao, M. S., and S. W. Runnings (2006), Sensitivity of moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) terrestrial primary production to the accuracy of meteorological reanalyses, *J. Geophys. Res.*, *111*, G01002.

Couplage transfert radiatif / photosynthèse - Pour résumer, le schéma de végétation interactive ISBA-A-gs a été conçu pour simuler les flux de CO_2 au travers de la végétation. L'objectif du couplage entre transfert radiatif et module de photosynthèse est de représenter au mieux la réponse non linéaire de la photosynthèse à la lumière en estimant une assimilation nette d'une feuille moyenne à plusieurs niveaux de la canopée. J'ai donc relié le module de transfert radiatif à 10 couches que j'ai développé en Section 2.3.3 à la photosynthèse de la végétation. Ce module de transfert radiatif propose, entre autres, des estimations de la fraction de diffus atmosphérique et également de diffus dans la végétation, ce qui permet de moduler les quantités de rayonnement transmis jusqu'aux basses couches de la végétation. L'assimilation nette de CO2 pour chacune des couches de la canopée est calculée en envoyant au modèle de photosynthèse élaboré par Jacobs (1994) (basé sur l'approche de Goudrian et al., 1985) le rayonnement absorbé par des feuilles à l'ombre et au soleil. La partition entre feuilles à l'ombre et au soleil est estimée en introduisant des trouées dans la végétation pour permettre aux rayons du soleil de pénétrer plus profondément. Pour ce faire, j'ai utilisé la méthode proposée par Dufrênes et al. (2005). La prise en compte de ces deux contributions (des feuilles à l'ombre et des feuilles au soleil, nommée « shading ») est importante car elle accroît la limitation non linéaire de la photosynthèse à la lumière. Les quantités d'assimilation nette de carbone de feuilles au soleil et à l'ombre sur les 10 couches ont ensuite été sommées pour donner l'assimilation de carbone de la canopée. A signaler que le passage de l'échelle de la feuille à celle de la canopée n'est pas trivial ; des incertitudes persistent à ce niveau.

Apport pour la photosynthèse - Ce travail de réécriture d'une partie du modèle de photosynthèse accompli, j'ai ensuite effectué une évaluation des courbes de réponse à la lumière. J'ai ainsi relevé que la réponse au diffus et la dépendance angulaire zénithale sont mieux représentées en utilisant le modèle de transfert radiatif multicouche. Contrairement à ce que donne la version d'origine, la photosynthèse produite en utilisant ce nouveau schéma multicouche est plus importante en condition diffuse qu'en condition directe (ainsi que l'ont également montré Mercado et al., 2009), ou pour un soleil rasant que pour un soleil au nadir. Une plus forte dépendance à la température est également constatée ce qui entraîne une sensibilité moindre aux incertitudes sur les forçages de type radiatif.

J'ai également confronté la GPP simulée avec ISBA-A-gs en mode offline aux observations issues de 37 sites forestiers de mesures répartis sur le globe (avec 4 années de données en moyenne par site) et aux estimations de Beer et al. (2010) qui font référence. Pour les estimations sur sites j'ai utilisé soit les forçages observés soit les analyses WFGEI. Pour les estimations à l'échelle mondiale j'ai utilisé les forçages de l'université de Princeton à 1° de résolution. C'est la première fois qu'une estimation de GPP a été montrée à l'échelle globale avec ISBA-A-gs. En comparaison à des mesures *in situ*, la productivité primaire brute (GPP) à l'échelle globale simulée avec la version d'origine du modèle ISBA-A-gs est apparue largement surestimée. Les forêts tropicales sont assez logiquement les plus impactées par l'introduction de cette représentation verticale du rayonnement dans la canopée (voir cercles Figure 13 de l'Article 4). L'utilisation du modèle multicouche de transfert radiatif a permis de

réduire l'estimation de la GPP planétaire d'environ 30 PgC.an^{-1} (soit de 15%). Pourtant la surestimation reste encore conséquente avec ISBA-A-gs (autour de 60 PgC.an^{-1}).

Pistes d'amélioration – La surestimation de la GPP par le modèle ISBA-A-gs n'est cependant pas un cas isolé. Le modèle CLM4 rencontrait le même problème de surestimation de la GPP planétaire jusqu'en 2012. Les causes de cette surestimation peuvent provenir de facteurs multiples :

Approximations sur la représentation des processus sur la verticale de la canopée - Par exemple, le ratio entre le PAR et le rayonnement solaire incident a été défini comme étant égal à 0.48. Cette valeur est la plus répandue dans la littérature mais de nombreuses autres existent ; Baldocchi et al. (1984) ayant même mesuré un profil vertical de ce ratio qui varie de 0.49 à 0.27 du sommet à la base d'une forêt. Ce manque de précision sur la représentation verticale est également vrai pour beaucoup d'autres facteurs caractéristiques de la végétation comme l'architecture du couvert, les variables atmosphériques dans le couvert, les propriétés morphologiques, biochimiques et physiologiques des feuilles, etc.

Le travail réalisé ici ouvre la voie à une meilleure prise en compte de cette dimension verticale dans le couvert. Par exemple et conformément à ce que pouvait suggérer Bonan et al. (2011), il a été montré que l'introduction d'un profil vertical de respiration dans la canopée calé sur le profil d'absorption du rayonnement issu de ce transfert radiatif est d'un grand apport pour la modélisation de la biomasse de la forêt amazonienne (thèse E. Joetzjer, 2014).

Approximations sur les facteurs de structure, morphologiques, physiologiques et biogéochimiques - Par ailleurs, j'ai montré la sensibilité que pouvaient induire des incertitudes de recouvrement mutuel (clumping) ou d'orientation des feuilles. J'ai aussi relevé que les incertitudes sur l'architecture d'une canopée ont un impact majeur sur les estimations de photosynthèse dans la partie supérieure du couvert où l'atténuation de la lumière est forte. Or l'architecture des plantes évolue sous l'effet de la contrainte climatique (Pangga et al., 2013) et Chen et al. (2003 et 2012) ont plus particulièrement montré que l'incertitude sur le facteur de recouvrement mutuel des feuilles pouvait engendrer 10% d'erreur sur la GPP planétaire. Les paramètres de photosynthèse utilisés, comme le taux de transformation de LAI en biomasse (SLA pour specific leaf area), seraient également à affiner.

Approximations dans la conceptualisation du système sol-végétation - Les paramètres de photosynthèse sont souvent exprimés sous forme de fonctions en $Q10$ de la température :

$$X(T) = X(@25).Q_{10}^{(T-25)/10} \tag{3.1}$$

où T est la température (en °C), $X(T)$ est la valeur de n'importe quelle variable X à la température T , $X(@25)$ la valeur de X à $T = 25°C$ et $Q10$ est défini comme le ratio d'augmentation d'un paramètre pour 10 degrés d'augmentation en température (Berry et Raison, 1982). L'utilisation de ces lois est à mon avis discutable dans le modèle ISBA tant

que celui-ci ne simule pas deux bilans d'énergie distincts pour le sol et pour la végétation ; bilans nécessaires pour représenter la température vraie de végétation (et non une température composite sol nu plus végétation comme c'est le cas aujourd'hui). La difficulté tient au fait que pour avoir une bonne température de la végétation, il faut une bonne estimation du rayonnement absorbé par la végétation et donc connaître les paramètres de structure, les quantités de feuilles à l'ombre ou la fraction de diffus.

Autres approximations - Bien d'autres sources d'incertitudes peuvent être citées. Pour finir, je mentionnerai l'incertitude sur les forçages dont j'ai pu partiellement mesurer l'importance en utilisant des champs atmosphériques issus soit d'observations, soit de l'analyse WFGEI, soit du modèle de l'université de Princeton. Zhao et al. (2006) ont estimé que cette incertitude sur les forçages pouvait induire jusqu'à 20 $PgC.an^{-1}$ d'incertitude sur la GPP planétaire. En fait, nous avons vu que le plus important pour simuler correctement la photosynthèse était généralement de connaître le rayonnement au maximum de la journée car c'est à ce moment que s'opère le maximum de photosynthèse. Ceci constitue une difficulté supplémentaire. A titre d'exemple, dans ce qui précédait (voir Section 3.2.1) nous avions noté que l'analyse SAFRAN, malgré un faible biais en moyenne journalière, fait apparaître un biais de $50W.m^{-2}$ à la mi-journée. Le travail précédent visant l'estimation du rayonnement incident par satellite est donc déterminant. Cet aspect est d'autant plus important que durant sa thèse C. Szczypta (2012) a montré que l'incertitude sur le rayonnement solaire est l'incertitude atmosphérique qui influence le plus les simulations de cycle végétatif réalisées avec ISBA-A-gs.

Toutes ces incertitudes cumulées et ajoutées aux incertitudes de la mesure de la GPP planétaire montrent à quel point la représentation du cycle du carbone est difficile. Les estimations de la GPP planétaire sont comprises entre 107 et 167 $PgC.an^{-1}$ (Cramer et al., 2001; Knorr et Heimann, 2001) : 123 $PgC.an^{-1}$ pour Beer et al. (2010), 129 $PgC.an^{-1}$ pour Demarty et al. (2007), 133 $PgC.an^{-1}$ pour Ruimy et al. (1996), 109 $PgC.an^{-1}$ pour Zhao et al. (2005), et 111 $PgC.an^{-1}$ pour Yuan et al. (2010).

Cette étude montre la valeur ajoutée d'une représentation verticale détaillée du rayonnement absorbé par la canopée pour simuler les flux du carbone. Le gain est d'environ 15% à l'échelle planétaire. Ces développements sur l'absorption du rayonnement solaire diffus ont aussi permis de rendre le modèle moins sensible à des incertitudes sur le rayonnement incident. Il avait été relevé une incertitude sur la répartition verticale du rayonnement solaire d'au moins 25%. C'était aussi l'incertitude du FAPAR modélisé à l'échelle globale. Au regard de ce qui précède, pour exercer un suivi précis des flux de carbone avec un modèle de surface plusieurs étapes restent à franchir : calculer la température de la végétation à l'aide d'un bilan d'énergie double (pour le sol et pour la végétation) et estimer au mieux l'évolution des paramètres atmosphériques, de structure, morphologiques, physiologiques et biogéochimiques sur la verticale de la végétation.

3.4 DISCUSSION ET CONCLUSION DU CHAPITRE 3

3.4.1 DISCUSSION

Ce chapitre a montré l'apport de l'utilisation du rayonnement solaire incident satellitaire à la place d'une analyse de haute qualité basée sur un réseau dense d'observations (SAFRAN) pour forcer la modélisation de surface. En moyenne annuelle sur la France, l'utilisation du rayonnement solaire incident satellitaire à la place de l'analyse SAFRAN peut modifier l'estimation de température en surface et dans le sol de 1°C et le contenu en eau du sol jusqu'à 5%. La différence de 2.5% sur le rayonnement solaire incident et de 0.8% sur le rayonnement infrarouge incident entre les produits LSA-SAF et SAFRAN affecte les valeurs moyennes de température superficielle de surface exprimées en °C (de température de la zone racinaire en °C et d'humidité superficielle en $m^3.m^{-3}$) de 3.5% (3.3% et 0.5%, respectivement). L'utilisation du rayonnement solaire MSG instantané permet l'amélioration de la quantification des flux d'énergie et d'eau. Le rayonnement net est modélisé avec une corrélation journalière moyenne augmentée de 0.4 sur de nombreux mois (particulièrement l'hiver) et une déviation standard moyenne journalière réduite de $20W.m^{-2}$. Le biais n'est que légèrement réduit en moyenne mais cela cache de fortes disparités avec une sous-estimation moyenne de $50W.m^{-2}$ du rayonnement solaire SAFRAN à la mi-journée. L'utilisation des données satellitaires a aussi un impact positif sur la restitution plus délicate du flux de chaleur sensible H (réduction jusqu'à $15W.m^{-2}$ de la déviation standard) et un impact neutre sur le flux de chaleur latente LE . Sachant que l'analyse SAFRAN a longtemps été considérée comme le forçage atmosphérique de référence (Quintana-Segui et al. 2008, Szczypta et al. 2011, et Vidal et al. 2009), l'utilisation des données satellitaires radiatives MSG **constituent une bonne alternative notamment sur des régions non dotées de réseau dense d'observations.** A l'inverse, la qualité du rayonnement infrarouge satellitaire n'est pas apparue suffisante pour améliorer la modélisation de surface en comparaison à l'utilisation du forçage équivalent SAFRAN.

Dans les modèles de Météo France l'albédo variait à l'échelle mensuelle pour la partie végétation et était statique pour la partie sol nu. Mais la gamme de variations était si faible qu'il pouvait être considéré comme constant. Dans un deuxième volet, je me suis intéressé à évaluer la sensibilité des modèles de surface et de prévision du temps et du climat à des incertitudes sur l'albédo de surface. J'ai constaté des différences de comportement entre les études menées en modes dits offline et couplé, ce qui rend difficilement quantifiable pour un rayonnement incident donné l'impact que peut avoir une erreur donnée d'albédo. Il est apparu sur la France que des écarts d'albédo de 0.1 pouvaient modifier l'été en mode offline la température de surface de –3°C à +6°C, l'humidité de superficielle de surface de +/- 0.04 $m^3.m^{-3}$ et le contenu en eau de la zone racinaire de moins de $0.01m^3.m^{-3}$. Ces différences sont beaucoup moins visibles en été sur l'Europe de l'Est si on examine la température de surface ou proche de la surface en mode couplé. Ceci s'explique par un changement de hauteur de la couche limite : l'apport sur des scores de prévision du temps des variables à 2m (température,

humidité) est nul à cette période de l'année. En revanche, en hiver on a pu relever un impact positif avec une réduction du biais froid d'un modèle de prévision du temps. En comparaison à d'autres études il est ressorti que l'assimilation de l'albédo de surface MSG pouvait intervenir de manière complémentaire à de l'assimilation de radiances brutes MSG au sommet de l'atmosphère d'un modèle de prévision du temps.

Dans toute la série de simulations présentées, on retrouve le principe de base qu'un albédo de surface plus faible renvoie moins d'énergie ; ce qui réchauffe davantage la surface. La modification induite des flux de chaleur sensible et latente peut induire un changement de température proche de la surface (ou pas s'il y a une augmentation de la hauteur de la couche limite) et aussi l'activation de précipitations convectives. Ce processus paraît comme clé sur la zone sahélienne puisqu'il semblerait qu'une augmentation d'albédo de surface peut retarder l'arrivée de la saison humide et dès lors provoquer une aggravation de l'occurrence de sécheresses. **Ceci met en avant l'intérêt de développer un modèle pronostique d'évolution de l'albédo du sol nu et d'albédo de la végétation pour prévoir l'évolution du climat sur certaines régions sensibles comme le Sahel.** L'utilisation de ce modèle serait également pertinente sur des échelles de temps courtes pour la prévision du temps.

Dans le dernier volet de ce chapitre, je me suis plus concentré sur le flux solaire absorbé par la végétation en surface et l'impact que peut avoir la répartition verticale du rayonnement dans la canopée sur le cycle du carbone. J'ai réécrit une partie du module de photosynthèse ce qui a permis le calcul de la photosynthèse en lien direct avec le rayonnement incident absorbé. J'ai introduit différentes paramétrisations en fonction du type de végétation pour représenter le houppier, les trouées dans le couvert, le recouvrement mutuel des feuilles, la fraction de rayonnement direct et diffus, et la fraction de feuille au soleil et à l'ombre. A plusieurs hauteurs de la canopée, en fonction de la nature directe ou diffuse du rayonnement, une quantité de rayonnement solaire absorbé a été calculée afin de pouvoir estimer la production de photosynthèse des feuilles à l'ombre et celle des feuilles au soleil. Et les photosynthèses produites par les feuilles à l'ombre et au soleil à chaque niveau du couvert furent sommées pour en déduire la photosynthèse totale de la canopée. Dans cette nouvelle version du module ISBA-A-gs, l'albédo de la végétation et l'albédo du sol nu dans les domaines visible et proche infrarouge sont exploités de manière distincte pour le calcul du flux absorbé par la végétation à chacun des niveaux ; ce qui n'est pas le cas dans la version de référence qui possédait un transfert radiatif dans la canopée très simplifié. De plus, le calcul de la fraction de diffus est désormais fonction de la nébulosité, de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère (si elle est connue) et de la diffusion des feuilles selon le niveau considéré dans le couvert végétal. Les développements réalisés ont permis **de simuler avec plus de cohérence et de précision la photosynthèse produite par rapport à la version d'origine du modèle : meilleures dépendances au diffus, à l'angle zénithal, au LAI et meilleures estimations de la GPP planétaire.**

Toutefois la surestimation de la GPP planétaire simulée avec ISBA-A-gs suggère que pour établir un suivi fin des flux de carbone certains développements restent en chantier :

- faire évoluer le modèle vers un bilan d'énergie double (pour le sol et pour la végétation)
- décrire sur la profondeur de la canopée l'évolution verticale : des paramètres de structure, des conditions atmosphériques dans le couvert (concentration en CO_2, humidité de l'air, et vent) et des caractéristiques morphologiques (densité de feuille, épaisseur et masse des feuilles), biochimiques (concentrations en azote et chlorophylle) et physiologiques (taux d'efficience à la lumière).

CLM4 a résolu son problème de surestimation en rénovant son modèle de transfert radiatif dans la canopée puis en retouchant les paramètres de photosynthèse. Au vu de ces résultats, la stratégie adoptée pour ISBA-A-gs sera similaire mais avant l'actualisation des paramètres de photosynthèse (via la base TRY de Kattge et al., 2012) le modèle évoluera vers un bilan d'énergie multiple. Ce nouveau schéma est d'ores et déjà en développement et utilisera le flux absorbé par la végétation issu du nouveau transfert radiatif pour calculer une température de feuille, une température d'air dans la végétation, une température de l'air en dehors de la végétation et une température du sol séparé de la végétation. Le calcul des paramètres de photosynthèse qui suivent généralement des lois en Q10 (voir Equation (3.1)) sur la température sera grandement affecté par le remplacement de la température de surface actuelle (composite sol plus végétation) par la température propre de la végétation. L'aspect intéressant est que bilan d'énergie et cycle du carbone seront alors pleinement cohérents. Le rayonnement solaire utilisé pour le bilan d'énergie sera identique à celui qui est utilisé pour la production de photosynthèse (ce qui n'est pas le cas actuellement). Enfin, tel que peut le suggérer Dai et al. (2004), il pourrait être intéressant dans les années à venir d'accéder à deux températures séparées dans le couvert : une température de feuilles à l'ombre et une température de feuilles au soleil. Cela permettrait d'affiner le calcul de la photosynthèse mais également le calcul des flux turbulents dans le couvert.

Un point clé a été également d'établir une passerelle entre les paramètres de la télédétection et ceux utiles en modélisation des processus de la surface, notamment autour d'une représentation commune des propriétés d'absorption du rayonnement par la végétation, le FAPAR. L'intérêt de ce travail est alors de pouvoir confronter directement grandeurs radiatives observables par satellite et diagnostiques issus des modèles de surface. La télédétection des surfaces continentales intervient ainsi également comme un élément de contrôle de la modélisation du carbone.

3.4.2 CONCLUSION

La cartographie du rayonnement solaire incident et de l'albédo de surface par satellite à partir de données MSG croisées à la modélisation de surface permet d'améliorer le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface. Le suivi fin de *Rn* paraît difficile sans l'utilisation de la télédétection spatiale du rayonnement solaire incident. **L'apport d'une meilleure estimation de l'albédo de surface pour la prévision du**

temps a été démontré. D'un point de vue climatique, il a été relevé l'effet notable de l'albédo de surface sur les précipitations (notamment sur la zone sahélienne). Enfin, **la connaissance de la répartition verticale du rayonnement absorbé par la végétation est apparue cruciale pour la modélisation du cycle du carbone** ; et cela malgré une incertitude forte sur cette répartition. Cependant je pense qu'à ce stade il est délicat de quantifier pour une erreur donnée sur le flux absorbé par la végétation, l'incertitude associée sur les flux d'énergie, d'eau, et de carbone tant les interactions surface-végétation-atmosphère sont complexes. Et l'utilisation de la mesure *in situ* est parfois discutable (non fermeture du bilan d'énergie des observations FLUXNET). Les résultats obtenus sont caractéristiques d'une région, d'une période, d'une configuration de modèle, etc. Par exemple, l'apport d'une meilleure caractérisation des interactions du rayonnement dans la canopée peut être nul si la plante est en condition de stress. Et comme j'ai pu l'énoncer certains développements sont encore nécessaires pour l'estimation des flux de carbone à l'échelle planétaire.

Pour finir ce chapitre, je souhaiterais insister une nouvelle fois sur le rôle clé de la contribution diffuse pour la photosynthèse. Le poids important du rayonnement diffus provient comme nous avons pu le voir en partie ici de la dimension verticale de la canopée. L'importance du diffus dans le cycle du carbone ne serait pas ce qu'elle est sans la contribution des basses couches du couvert. Chen et al. (2012) estiment que les feuilles à l'ombre contribuent à hauteur de 35% de la GPP planétaire (50% si on ne considère que les arbres). Plus il y a de rayonnement diffus incident au sommet de la canopée et plus le rayonnement pénètre en profondeur dans la végétation et crée de la photosynthèse à partir des feuilles à l'ombre. Mais, quelques ambiguïtés subsistent encore sur la part de l'impact du diffus qui viendrait d'effets indirects, c'est-à-dire d'effets de conditions climatiques différentes. Toutes ces problématiques autour de l'estimation des flux d'énergie, d'eau et de carbone sont plus ou moins connectées les unes aux autres. Les conditions diffuses suggèrent moins de rayonnement incident et des conditions de confort climatiques meilleures qu'en ciel clair ce qui peut aussi engendrer une répartition verticale différente des paramètres atmosphériques (température, humidité, etc.) dans le couvert. C'est un thème à approfondir notamment avec la modélisation de bilans d'énergie multiples. Le chapitre qui suit aborde indirectement cette problématique du diffus au travers de la télédétection de la présence d'aérosols.

4 PROBLEMATIQUES LIEES A LA PRESENCE D'AEROSOLS POUR LA TELEDETECTION DE LA SURFACE

Sommaire

4.1 Contexte 168

4.2 Présentation d'une nouvelle approche de détection des aérosols 173

4.2.1 Introduction 173

4.2.2 Méthode 201

4.2.3 Evaluation 202

4.2.4 Mise en œuvre opérationnelle 203

4.3 Impact des aérosols sur la mesure des flux radiatifs ondes-courtes 207

4.4 Discussion et Conclusion du Chapitre 4 209

4.4.1 Discussion 209

4.4.2 Conclusion 210

Les problématiques liées à la présence d'aérosol dans l'atmosphère sont nombreuses. Elles ne peuvent pas se résumer à leur seul impact sur la fraction de diffus atmosphérique et ses implications sur la photosynthèse. Les aérosols affectent l'équilibre énergétique de la Planète et peuvent avoir un effet important sur le forçage climatique. A ce sujet nous avons vu que l'albédo de surface joue un rôle essentiel sur l'établissement de la saison humide au Sahel et Chiapello et al. (2005) ont mesuré lors d'années de sècheresse une quantité plus importante d'aérosol dans l'atmosphère. ***Nous comprenons alors qu'il existe des boucles de rétroaction entre l'albédo de surface, le maintien de sécheresses et la présence d'aérosols dans l'atmosphère.***

Ainsi, la prise en compte du rôle des aérosols est cruciale dans les projections futures du climat (Haywood et Boucher, 2000). Comme certains aérosols ont un lien direct avec le type d'énergie utilisée (bois de chauffage, combustible, etc.), l'activité économique et la problématique du changement climatique, le sujet a aussi des implications géopolitiques avec le GIEC. La détermination des contenus en aérosol dans la basse troposphère est au cœur de nombreuses applications dans un grand nombre de domaines tels la sécurité alimentaire, la qualité de l'air, la santé, la gestion des risques, la prévision du temps, la détection de changement climatique et le cycle hydrologique (Ramanathan et al., 2001; Kaufman et al., 2002; Tanré et al.,2005).

L'objectif de ce chapitre est de tirer parti des enseignements en matière de télédétection des propriétés directionnelles de surface acquis au Chapitre 2 pour avoir accès également à la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère. Ceci permettrait en retour d'améliorer la connaissance du rayonnement solaire incident.

4.1 CONTEXTE

Contexte - La connaissance par satellite du flux solaire absorbé par la surface, résultant de la pondération entre l'albédo de surface et le rayonnement incident solaire, peut être fortement impactée par la présence d'aérosol. Les incertitudes qui en résultent ont des implications directes et indirectes sur le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone.

Les aérosols ont pour origine les activités humaines, l'érosion des sols dans les zones arides et semi-arides, la friction du vent sur la surface de la mer, les feux de biomasse, la végétation, les éruptions volcaniques. Certains sont émis directement sous forme solide dans l'atmosphère (ils sont alors dénommés aérosols primaires comme les poussières désertiques, les sels de mer ou les pollens) alors que d'autres proviennent de la conversion gaz-particules (dits aérosols secondaires comme ceux résultants des émissions automobiles ou de composés organiques volatiles). Un mélange de plusieurs types d'aérosol émis par des sources différentes est généralement observé et les aérosols interagissent rapidement avec les gaz en trace ou la vapeur d'eau, et sont ensuite déposés par voies humide (lors de précipitations) ou

sèche (par impaction ou sédimentation principalement) (Reid et Hobbs, 1998; Anderson et al., 2003; Haywood et al., 2003).

Les aérosols diffusent et absorbent le rayonnement et sont généralement plus concentrés dans les basses couches de l'atmosphère. Ils peuvent aussi agir comme noyaux de condensation, contribuant ainsi à la formation de nuages et influençant leur microphysique (voir la description des effets direct, semi-direct et indirect présentés Section 1.1). La théorie de Mie (Mie, 1908) décrit comment s'opère la diffusion de particules sphériques de petites tailles en fonction de la longueur d'onde. Les épaisseurs optiques en aérosol et certaines propriétés des aérosols peuvent être mesurées sur des régions spécifiques grâce au réseau AERONET (Aerosol Robotic Network) constitué de centaines de stations équipées de photomètres solaires tout autour du monde (Holben et al., 1998). Mais ce type de réseau ne suffit cependant pas pour cartographier la présence d'aérosols à l'échelle globale. Le problème spécifique lié aux aérosols est leur courte durée de vie dans l'atmosphère (une semaine en moyenne) insuffisante pour homogénéiser leurs concentrations au niveau global. De même certaine sources très importantes (comme l'érosion de sols, la production d'embruns qui à elles deux représentent 80 % de la masse d'aérosols émis chaque année dans l'atmosphère) sont très sporadiques (liées en fait aux vents forts). Tout cela conduit à des champs d'aérosols hautement variables dans le temps et dans l'espace, donc peu adaptés à l'utilisation de climatologie moyenne pour les représenter et difficilement palpables par des réseaux de mesure *in situ*. C'est pourquoi la communauté scientifique fait appel à la télédétection. Et compte tenu des échelles de temps mises en jeux, on perçoit aisément l'intérêt que peut constituer l'utilisation d'observations issues de satellites géostationnaires.

Dans la Section 2.1.2, nous avons vu que l'albédo vrai est une combinaison des albédos direct (directionnel hémisphérique) et diffus (bi-hémisphérique) en fonction de la fraction de diffus qui résulte des conditions de nébulosité et de la présence d'aérosols. Cette quantité est parfois nommée 'blue sky' albédo. Il a aussi été montré au Chapitre 2 l'erreur que pouvait induire sur l'albédo de surface la mauvaise prise en compte de la présence d'aérosols. En fait il a été mentionné que la principale difficulté pour détecter la présence d'aérosols par satellite dans les courtes longueurs d'onde était due à une mauvaise connaissance des propriétés de réflectivité de la surface mais que réciproquement la connaissance fine de l'albédo de surface ne pouvait pas se faire sans connaître la quantité d'aérosol dans l'atmosphère.

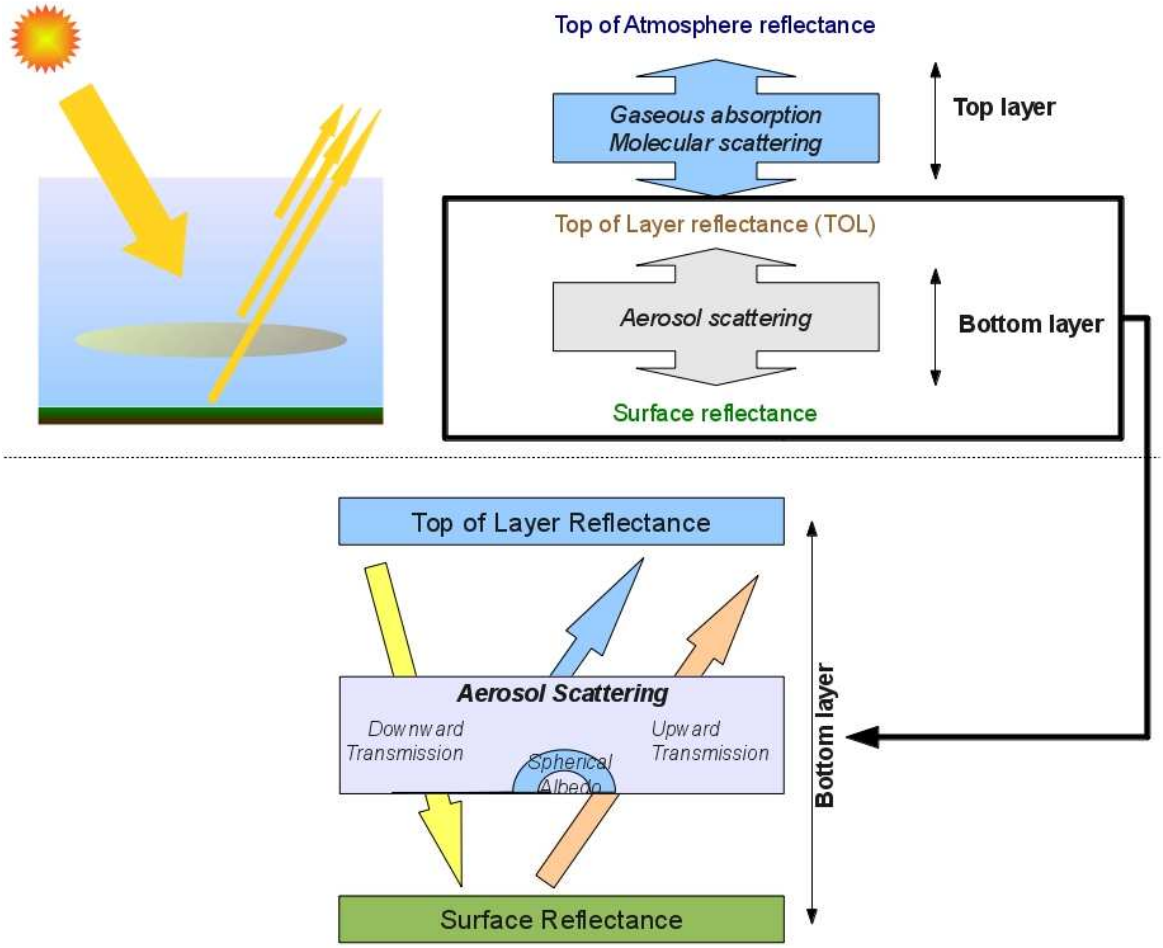


Figure 4.1: Schéma simplifié du transfert radiatif dans l'atmosphère en condition non nuageuse. Le système surface-atmosphère peut être représenté par un milieu à deux couches (schéma du haut) avec pour couche inférieure un milieu surface-aérosol associé (schéma du bas).

Théorie simplifiée du couplage radiatif surface/atmosphère - Pour comprendre ce couplage entre albédo de surface et présence d'aérosols dans l'atmosphère, nous pouvons considérer le cas idéalisé d'une atmosphère dépourvue de gaz (c'est-à-dire sans absorption gazeuse ni diffusion de Rayleigh) et uniquement chargée d'une couche d'aérosols (d'épaisseur optique des aérosols τ nommée aussi AOT , et de réflectance ρ_{aer}) au-dessus d'une surface de réflectance ρ_S (voir partie inférieure de la Figure 4.1). La réflectance ρ_{TOL} ('TOL' pour Top of Layer) qui pourrait être mesurée par un satellite au sommet de ce système (surface plus couche atmosphérique d'aérosols) résulte d'une contribution du signal réfléchi par la couche d'aérosols et par la couche de surface qui est parvenue à retraverser la couche d'aérosols. Le système décrit peut être formalisé à l'aide de l'équation de Lenoble (1985):

$$\rho_{TOL}(\theta_s,\theta_v,\phi)=T^{\downarrow}(\theta_s)T^{\uparrow}(\theta_v)\frac{1}{1-S\overline{\overline{\rho_s}}}\rho_s(\theta_s,\theta_v,\phi)+\rho_{aer}(\theta_s,\theta_v,\phi) \tag{4.1}$$

où $\overline{\overline{\rho_s}}$ est la réflectance d'une cible environnante homogène usuellement prise égal à l'albédo bi-hémisphérique de surface, et S est l'albédo sphérique des aérosols. $T^{\uparrow}$ et $T^{\downarrow}$ sont les transmittances montantes et descendantes à travers la couche d'aérosol. Les dépendances angulaires sont prises en compte à travers les angles zénithaux solaire θ_s et de visée θ_v, et d'azimut relatif ϕ. Plus il y a d'aérosol dans l'atmosphère, plus les transmittances tendent vers 0 et moins la surface est visible. Dans ce cas ρ_{TOL} tend à être égal à ρ_{aer} et il devient délicat d'estimer l'albédo de surface par télédétection. De plus, la composante bi-hémisphérique large bande intègre alors de fortes propriétés directionnelles atmosphériques dues à la présence d'aérosols (voir Section 2.1.2). Par opposition, plus l'atmosphère est pure et dépourvue de particules d'aérosols, plus ρ_{TOL} va être proche de ρ_s et plus il sera aisé d'estimer l'albédo de surface.

Réciproquement, plus une surface sera noire (ρ_s tend vers 0) plus l'estimation de la présence d'aérosol via ρ_{aer} devient aisée. Plus la surface sera brillante (ρ_s et $\overline{\overline{\rho_s}}$ importants) et plus il sera difficile d'isoler la contribution ρ_{aer} des interactions multiples entre couche de surface et couche d'aérosol (premier terme de droite Equation (4.1)). Dans ce cas-là, la surface contribue à amplifier le forçage climatique des aérosols.

Force et faiblesse des méthodes existantes - Il est délicat de dresser un inventaire exhaustif des méthodes de restitutions d'AOT par satellite s'appuyant sur des instruments satellites optiques tant le nombre de travaux publiés sur le sujet sont nombreux. Par exemple, des méthodes existent à partir des instruments POLDER (Polarization et Directionality of Earth Reflectance) et APS (Glory Aerosol Polarimetry Sensor) qui exploitent les propriétés de polarisation, de directionalité et spectrale du signal (Herman et al., 2005). D'autres approches sont basées sur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) ou MISR (Multiangle Imaging Spectroradiometer) qui tire avantage des capacités multiangulaires de l'instrument (Kahn et al., 2005). La valeur ajoutée de la synergie des deux a été montrée par Abdou et al. (2005). Par ailleurs, des projets comme GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) et SeaWiFS (Seaviewing Wide Field of view Sensor) se sont concentrés sur l'exploitation des courtes longueurs d'onde (voir Kusmierczyk-Michulec et de Leeuw, 2005 ; Wang et al., 2005). Ou encore, des séries longues de données AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) ont été utilisées pour dégager des tendances climatologiques en combinaison avec des données MODIS (Jeong et al., 2005) ou TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) (Jeong et Li, 2005). Il est opportun de relever :

- d'une part que les instruments listés ci-dessus sont à bord de plate-formes en orbite polaire;

- d'autre part que même si beaucoup de travaux sont publiés sur le sujet peu de méthodes atteignent le stade de mise en opérationnel.

De nos jours les trois principales méthodes de détection des aérosols par satellite dans le domaine optique sont MODIS-Dark Target (DT), MODIS-Deep Blue (DB) et MISR baptisée du même nom que l'instrument utilisé. L'approche MISR s'appuie sur des observations multi-angulaires (voir détail dans Diner et al., 2005). Elle est particulièrement performante sur des surfaces moyennement brillantes. L'inconvénient est qu'elle fournit des estimations que peu fréquemment. La méthode dite 'Dark Target' (Remer et al., 2005) est dédiée uniquement aux surfaces sombres comme les lacs et les forêts denses ; ce qui permet de simplifier l'Equation (4.1) en prenant la réflectance de surface nulle. Toutefois, il peut être souligné que la majorité des émissions terrestres d'aérosols proviennent de surfaces brillantes (déserts et zones arides).

Une solution astucieuse pour s'affranchir du problème de la connaissance des amplitudes de variation d'albédo de surface sur ces surfaces brillantes a été trouvée, de manière inattendue, qu'assez récemment (Hsu et al., 1996 ; Herman et al., 1997 ; Torres et al., 1998) en s'inspirant des avancées de la détection de la présence de l'ozone dans l'atmosphère.

La détection de l'ozone est issue d'un long travail de perfectionnement algorithmique qui a débuté en 1978 avec la mise en opérationnel de l'instrument Nimbus 7 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Une difficulté venait des contaminations résiduelles dues à la présence d'aérosols. Une méthode exploitant les bandes proches UV a finalement permis d'écarter ces résidus. Le point inattendu est que ces résidus issus de la détection de l'ozone ont permis de construire l'index 'UV Aerosol Index' (UVAI). En appliquant la simplification due à ce que la réflectance de surface est invariante en longueur d'onde dans le proche UV, la présence d'aérosol est ressortie d'une simple différence de l'Equations (4.1) écrite dans deux bandes spectrales voisines du proche UV. Plus tard la même approche appliquée aux bandes bleues de MODIS dans lesquelles les surfaces brillantes apparaissent de manière très sombre a conduit à une des méthodes les plus performantes qu'il y ait de détection des aérosols dans le domaine ondes courtes, mais uniquement sur des surfaces brillantes. Cette méthode est connue sous le nom de MODIS Deep Blue (Hsu et al 2006). Pour anecdote, P. K. Bhartia qui s'était employé à améliorer l'algorithme de restitution de l'ozone et qui en ce sens peut être vu comme un des pères fondateurs de la détection des aérosols par satellite, n'a jamais publié en premier auteur sur cette thématique (Lenoble et al., 2013).

Enfin, il mérite d'être mentionné l'existence d'autres méthodes de détection satellitaire n'exploitant pas le domaine optique. Des estimations sont basées sur de la mesure lidar et permettent de mesurer les propriétés des aérosols sur la verticale de la trace satellitaire sondée (à partir du satellite CALYPSO - Cloud *Aerosol* Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations ; Winker et al., 2010). Malgré l'information riche disponible sur les traces mesurées, l'inconvénient de cette approche est la faible répétitivité et la couverture spatiale incomplète. D'autres méthodes exploitent les bandes thermiques infrarouges (TIR) afin de délivrer des index de présence principalement d'aérosols désertiques (Legrand et al., 1989 ;

Brooks et Legrand, 2000 ; Léon et al., 2003). Même si ces index sont qualitatifs, l'avantage de cette approche basée sur le TIR est la couverture complète jour et nuit de l'évolution d'un nuage d'aérosol qui apparait plus froid que la surface. Je dirais finalement que toutes ces approches sont certainement complémentaires.

Problématique et Stratégie - A travers ce bref exposé des méthodes de détection des aérosols par satellite nous percevons l'importance que peut avoir la surface. Le travail engagé au Chapitre 2 à partir de MSG a permis d'accéder à la connaissance du changement d'albédo et des propriétés de directionalité de la surface (FDRB) d'un jour à l'autre alors que MODIS propose uniquement des produits de synthèse sur plusieurs jours. MSG est le seul satellite de nature géostationnaire à couvrir les déserts africains qui forment une des régions à l'origine des plus fortes émissions dans l'atmosphère d'aérosols minéraux.

En conséquence j'ai été tenté d'évaluer si cette connaissance plus fine au court du temps des propriétés de directionalité de surface peut permettre d'avoir accès à la quantité d'aérosol dans l'atmosphère et par la même améliorer l'estimation du rayonnement solaire incident. La Section 4.2 propose une méthode innovante de restitution simultanée des propriétés de surface et d'aérosol et la Section 4.3 discute l'impact de cette restitution sur le rayonnement incident et ses limites.

4.2 PRESENTATION D'UNE NOUVELLE APPROCHE DE DETECTION DES AEROSOLS

4.2.1 INTRODUCTION

Nous pouvons remarquer (voir le paragraphe précédent) que les algorithmes développés pour l'estimation de la présence d'aérosols ont exploité en premier lieu la dimension directionnelle (MISR), spectrale (MODIS-DB) et spatiale (MODIS-DT) du signal. Un récapitulatif de ces méthodes est donné dans le Tableau 4.1 (d'après Xu et al., 2014). Un axe privilégié par d'autres à partir de satellites géostationnaires a été de considérer une approche multi-temporelle en considérant la surface invariante au cours du temps (Popp et al., 2007). Malgré cette importante approximation, il a été montré une distinction possible entre les types d'aérosol fortement diffusant et absorbant grâce à ce type d'approche.

Nous avons vu en introduction de ce chapitre (Section 4.1) que la difficulté principale de la détection des aérosols par satellite est de parvenir à séparer la contribution du signal satellite qui vient des aérosols de celui qui vient de la diffusion de la lumière par la surface. D'un côté une connaissance précise des variations d'albédo de surface est requise, particulièrement sur les régions arides et semi-arides, afin de retrouver la présence d'aérosol par satellite et même à partir de mesures *in situ* (Dubovik and King, 2000). Sinyuk et al. (2007) ont montré que l'algorithme AERONET de restitution de l'AOT à partir de mesures *in situ* est sensible à l'évolution de l'albédo de surface mesuré autour de la station. D'un autre

côté, la détermination de l'albédo de surface est conditionnée par la qualité de la correction atmosphérique, qui dépend en grande partie de la connaissance des propriétés des aérosols (concentration et type). Au vu du lien qui lie l'albédo de surface à la caractérisation de la présence d'aérosol et vise-versa, une inversion simultanée des propriétés de surface et d'aérosol peut être intéressante.

Algorithm (reference)	**Instrument/ Satellite**	**Orbit type**	**Swath (km)**	**Wavelength used for AOD retrieval**	**AOD wavelength**	**AOD spatial resolution**	**Method assets**	**Method weaknesses**	**Accuracy over land**
MODIS-DT (Remer et al., 2005)	MODIS / Terra + Aqua	LEO	2300	0.65, 0.47, and 2.12 µm	550 nm	10 km	-Good performances on dark surfaces	-Limitations over bright surfaces	±(0.05 +0.15xAOD)
MODIS-DB (Hsu et al., 2004)	MODIS / Terra + Aqua	LEO	2300	0.41, 0.47, 0.65 µm	550 nm	10 km	-Good performances on bright surfaces	-Limitations over dark surfaces	±0.05 ±0.2xAOD
MISR (Diner et al. 2005)	MISR / Terra	LEO	360	0.45, 0.56, 0.67, and 0.87 µm	558 nm	17.6 km	-AOD retrieval using multi-angle and multi-spectral data	-Low temporal resolution due to narrow swath	±0.2xAOD
SEVIRI (Carrer et al., 2010)	SEVIRI / MSG	GEO	Full disk of Earth	0.67 µm	670 nm	3 km at Equator (down-graded to 9 km in this study)	-Use of multiple observations with different illumination conditions	-Simplified selection of aerosol type	±0.2xAOD

Tableau 4.1: Caractéristiques techniques de 4 méthodes de détection des aérosols par satellites (d'après Xu et al., 2014).

L'approche que j'ai développée ci-après vise à dissocier d'un bloc les composantes de surface et d'aérosol en **combinant les dimensions temporelles et directionnelles du signal satellite**. La surface et l'atmosphère de par la présence d'aérosols ont toutes deux des propriétés directionnelles. Etant donné que les propriétés directionnelles de surface évoluent généralement plus lentement que l'évolution de la charge en aérosol de l'atmosphère, l'idée est de suivre l'évolution de la directionalité du signal satellite pour remonter à l'AOT. Pour ce faire, l'échantillonnage angulaire du satellite géostationnaire MSG semble particulièrement

adéquat. Plusieurs études avaient déjà montré que la détection des aérosols pouvait être abordé à partir de données géostationnaires issues de la génération précédente Meteosat (Pinty et al., 2000; Knapp et al., 2005; Elias et Roujean, 2008).

Les pages qui suivent présentent un article publié dans la revue JGR (Journal of Geophysical Research). Les trois sections suivantes reprennent cet article de 2010 et discutent des améliorations récentes concernant la méthode, l'évaluation et la mise en œuvre opérationnelle.

***Carrer, D.**, Roujean, J.-L., Hautecoeur, O., and Elias, T., (2010) Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, Volume : 115, Article Number : D10208.*

Article 5 – Voir ci-dessous.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, D10208, doi:10.1029/2009JD012272, 2010

Click Here for Full Article

Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations

Dominique Carrer,[1] Jean-Louis Roujean,[1] Olivier Hautecoeur,[1] and Thierry Elias[2]

Received 17 April 2009; revised 20 November 2009; accepted 22 December 2009; published 25 May 2010.

[1] This paper presents an innovative method for obtaining a daily estimate of a quality-controlled aerosol optical thickness (AOT) of a vertical column of the atmosphere over the continents. Because properties of land surface are more stationary than the atmosphere, the temporal dimension is exploited for simultaneous retrieval of the surface and aerosol bidirectional reflectance distribution function (BRDF) coming from a kernel-driven reflectance model. Off-zenith geometry of illumination enhances the forward scattering peak of the aerosol, which improves the retrieval of AOT from the aerosol BRDF. The solution is obtained through an unconstrained linear inversion procedure and perpetuated in time using a Kalman filter. On the basis of numerical experiments using the 6S atmospheric code, the validity of the BRDF model is demonstrated. The application is carried out with data from the Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager (SEVIRI) instrument on board the geostationary Meteosat Second Generation (MSG) satellite from June 2005 to August 2007 for midlatitude regions and from March 2006 to June 2006 over desert sites. The satellite-derived SEVIRI AOT compares favorably with Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements for a number of contrasted stations and also similar Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) products, within 20% of relative accuracy. The method appears competitive for tracking anthropogenic aerosol emissions in the troposphere and shows a potential for the challenging estimate of dust events over bright targets. Moreover, a high-frequency distribution of AOT provides hints as to the variability of pollutants according to town density and, potentially, motor vehicle traffic. The outcomes of the present study are expected to promote a monitoring of the global distributions of natural and anthropogenic sources and sinks of aerosol, which are receiving increased attention because of their climatic implications.

Citation: Carrer, D., J.-L. Roujean, O. Hautecoeur, and T. Elias (2010), Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations, *J. Geophys. Res.*, *115*, D10208, doi:10.1029/2009JD012272.

1. Introduction

[2] Aerosols affect the radiation balance of the Earth's atmosphere and have a potentially significant climate forcing effect. Therefore, the role of aerosols is crucial in projecting future climate scenarios [*Haywood and Boucher*, 2000]. Because atmospheric particles have a direct link with energy use, economic activities and societal impacts of climate change, the topic entails political issues in the context of the *Intergovernmental Panel on Climate Change* [2007]. A determination of the aerosol load in the low troposphere is at the core of many applications in a vast number of domains like epidemiologic risk, food security, air quality, health, hazard management, weather forecasting, climate change detection and the hydrological cycle [*Ramanathan et al.*, 2001; *Kaufman et al.*, 2002; *Tanré et al.*, 2005]. Aerosols essentially originate from human activities, dust storms, biomass burning, vegetation, the sea, volcanoes, and also from the gas-to-particle conversion mechanism. Large values of aerosol charge are due to direct anthropogenic impact, like transported polluted air masses. Another major contribution comes from dust from semiarid regions. A mixing of aerosol classes from different sources of emission is generally observed and the aerosols interact rapidly with trace gases and water, which leads to wet and dry deposition [*Reid and Hobbs*, 1998; *Anderson et al.*, 2003; *Haywood et al.*, 2003]. The intrinsic characteristics of aerosol classes combined with the surface reflectance

[1]GAME, CNRM, Météo-France, CNRS, Toulouse, France.
[2]LSCE, IPSL, Gif-sur-Yvette, France.

Copyright 2010 by the American Geophysical Union.
0148-0227/10/2009JD012272

magnitude determine whether the aerosol contributes to cooling or heating [*Satheesh*, 2002]. For instance, high aerosol scattering reduces the solar radiation reaching the ground and creates a cooling effect. In addition, a bright surface implies a positive aerosol forcing at the top of the atmosphere due to increased absorption of reflected radiation. Thus transport and sedimentation are key factors in the analysis of the heterogeneous distribution of aerosols.

[3] Aerosols are scatterers and absorbers of radiation that are heavily concentrated in the lowest portion of the atmosphere. They can also act as cloud condensation nuclei, thereby contributing to the formation of clouds and influencing their microphysics. The methods for investigating single scattering of spherical particles, or nonspherical particles of small size compared to wavelength, that are mutually independent are Mie theory [*Liou and Hansen*, 1971], and T matrix [*Mishchenko et al.*, 1996]. The case of nonspherical particles of large size is treated using ray tracing or Monte Carlo [*Kokhanovsky and Nakajima*, 1998], and geometric optics [*Zhou et al.*, 2003]. The properties of aerosols can be verified over selected regions through the Aerosol Robotic Network (AERONET), which encompasses hundreds of stations around the world, equipped with Sun-sky scanning spectral radiometers [*Holben et al.*, 1998]. But the scarcity of the ground network distribution is not favorable for the reconstruction of the global fields of aerosol by interpolation. This rather suggests the necessity for a synergistic use of the deployment of satellite sensors. An important requirement of the scientific community is to establish a global climatology of aerosols. For the past decade, it has been largely supported by the advent of several remote sensing programs to document the quantity and nature of the aerosol in a consistent manner on a global scale.

[4] The Polarization and Directionality of Earth Reflectance (POLDER) and Glory Aerosol Polarimetry Sensor (APS) sensors exploit the polarization, directionality and spectral properties of the signal [*Herman et al.*, 2005]. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) is based on a multispectral approach [*Ichoku et al.*, 2005] while the Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) takes advantage of the multiangular capabilities of the instrument [*Kahn et al.*, 2005]. The combination of the two has been found to be of added value [*Abdou et al.*, 2005]. Further, information at very short wavelengths has been exploited by projects like the Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) [see *Kusmierczyk-Michulec and de Leeuw*, 2005] and the Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) [*Wang et al.*, 2005]. Long-term series of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) data have been judged beneficial to assess climatologic trends in combination with MODIS data [*Jeong et al.*, 2005] or Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data [*Jeong and Li*, 2005].

[5] It is noteworthy that the instruments mentioned above were onboard polar orbiting systems and could provide a value of an aerosol load on the characteristic time scale of a day in the ideal situation. Therefore, such space missions cannot depict the day-to-day variations of aerosol presence when rapid changes occur in spatial patterns. So far, the algorithms developed for aerosol retrieval have exploited primarily the spectral and spatial dimension of the signal. An examination of the wavelength dependence provides information for an analysis of the aerosol mode (fine, medium, coarse), which can be completed by polarization measurements. This generally leads to the definition of light scattering phase functions. A useful parameter that quantifies the columnar amount of particles in the atmosphere is the aerosol optical thickness (AOT). An effective, widespread method for AOT retrieval is to consider dark targets such as inland water bodies and dense vegetation where most of the signal reaching a satellite sensor is contributed by the atmosphere at visible wavelengths. However, the majority of aerosol emissions arise from bright surfaces (desert, semi-arid areas). Also, AOT could be assessed on the basis of the visibility (visual) range to describe the haze level of the atmosphere due to aerosols.

[6] The main difficulty is to isolate the aerosol radiance in satellite measurements stems from an ambiguous separation of the light scattering signatures between the atmosphere and the adjacent land surface [e.g., *Sinyuk et al.*, 2007]. On the one hand, accurate knowledge of the magnitude and variations in surface albedo is mandatory, particularly over arid and semiarid regions, in order to retrieve aerosol properties from satellite and ground-based measurements [*Dubovik and King*, 2000]. On the other hand, the determination of a surface albedo is conditioned by the adequacy of the atmospheric intervention, which depends to a large extent to our knowledge of the aerosol properties. Because of this dilemma, a simultaneous inversion of surface and aerosol properties is advised in practice. Previous studies have demonstrated that the problem could be solved with data from the geostationary satellite Meteosat [*Pinty et al.*, 2000; *Knapp et al.*, 2005; *Elias and Roujean*, 2008]. Fast estimation of aerosol type information over land surfaces can be now envisaged with the Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager (SEVIRI) onboard the geostationary Earth observation system, Meteosat Second Generation (MSG). A conceivable method is to consider a multi-temporal approach to the critical surface defined as the surface reflectance where the measured top-of-atmosphere reflectance remains constant with variable aerosol concentration [*Popp et al.*, 2007]. A comparison with ground data reveals a dependable distinction between highly scattering and absorbing aerosol types but the algorithm is not yet operational for suggesting systematic assessment of the effect of aerosol absorption and scattering.

[7] In contrast with the preferred spectral-based and space-based methods, the method presented here focuses on a directional and temporal inspection of the satellite signal. The present method operates a simultaneous retrieval of the aerosol and surface bidirectional reflectance distribution function (BRDF). Aerosol and surface components are represented in a kernel-driven BRDF model allowing fast computations of surface albedo [*Roujean et al.*, 1992; *Wanner et al.*, 1995]. The geometric effects and the volume scattering constitute the two surface kernels. The backbone of the single scattering aerosol kernel is the semiphysical Henyey-Greenstein phase function previously considered to treat the optical radiation transfer for flat, thick natural media constituted of particles of any shape [*Mishchenko et al.*, 1999]. According to *Kokhanovsky et al.* [2005], this phase function can replace favorably Mie theory for practical application because the radiation terms are less sensitive to an accurate angular definition than to the asymmetry

factor. Owing to grazing illumination, the intensity and the width of the reflectance peak of aerosols is enhanced in the forward scattering direction. Since the characteristics of this angular signature are mostly driven by the size of particles, any aggregation process or change in size distribution will modify the properties of the aerosol peak [see *Boucher*, 1998]. This explains why the presence of aerosols modifies more rapidly the observed satellite reflectance in the forward direction than change that would affect the surface BRDF. By combining the directional and temporal dimensions of the satellite signal, it is possible to unravel the aerosol and surface components. The computation of the AOT is finally derived (see review by *Kokhanovsky and de Leeuw* [2009]). The BRDF solution is obtained through an unconstrained linear inversion procedure of a kernel-driven model [*Roujean et al.*, 1992]. We use a recursive procedure based on a Kalman filter to provide a quality-controlled BRDF product and a diurnally averaged AOT.

[8] We consider the clear-sky quarter-hourly scenes of the VIS06 (650 nm) band of the SEVIRI instrument, which ensures the geographic coverage for Europe, Africa, and the eastern part of South America with a subsatellite pixel resolution of 3 km [*Schmetz et al.*, 2002]. Data are routinely processed in near real time in the framework of the Satellite Application Facility (SAF) program on Land Surface Analyses (LSA) [e.g., *Trigo et al.*, 2010], referred to in the rest of the text as Land SAF. The objectives of the Land SAF program are to provide added value products for the meteorological and environmental science communities with applications in the fields of land surface modeling, hydrology, and climatology. The reliability of the method is appraised with respect to the retrieval of aerosols over desert regions, for which the high brightness of the surface means that a quantitative assessment of aerosols from the satellite radiometry is still a challenge [*Kaufman et al.*, 1997; *Remer et al.*, 2005]. The value of the asymmetry factor is fixed, somewhat arbitrarily, for small size particles because it is dominant over continents if we except Sahara region.

[9] Section 2 presents the physical assumptions and the synthetic theory underlying the BRDF kernel-driven approach for land surface targets, extended here to aerosols. The recursive method and model inversion are also presented. Accuracy of the algorithm is tested in section 3 with an observation system based on simulation experiment. Section 3 also presents maps of SEVIRI-derived AOT products over selected regions of Europe and Africa. An evaluation study is shown, based on in situ measurements from the AERONET network and comparison with the MODIS aerosol product. Section 4 presents an analysis of the errors due the necessary underlying physical assumptions in order to obtain a tractable and computationally efficient algorithmic system. Section 5 discusses the obtained results and stresses perspectives of application in an operational context.

2. Methodology

2.1. Theory and Physical Assumptions

[10] The linear theory on radiative transfer can advantageously replace more complex theories as it offers fast and robust solutions to operational problems. In the present work, we consider a vertical two-layer medium. The top layer is composed only of atmospheric particles. The signal impinging at the top of the aerosol layer is assumed to be free of gaseous absorption and Rayleigh scattering. The bottom layer is formed by the background surface. Hence, Top Of Layer (TOL) will be used to refer to the top of the aerosol layer in what follows. In this respect, the solution to the classical radiation transfer equation corresponding to a light beam traveling from the TOL level downward to a land surface pixel and being bounced back upward to this level reads [*Lenoble*, 1985]:

$$\rho_{TOL}(\theta_s,\theta_v,\phi) = T^{\downarrow}(\theta_s)T^{\uparrow}(\theta_v)\frac{1}{1-S\overline{\overline{\rho_s}}}\rho_s(\theta_s,\theta_v,\phi) + \rho_{aer}(\theta_s,\theta_v,\phi). \quad (1)$$

The reflectance ρ_{aer} is the aerosol contribution and ρ_s is the surface reflectance of the target, which is surrounded by a homogeneous environment of spectral reflectance $\overline{\overline{\rho_s}}$ that can be interpreted as the bihemispherical reflectance. The spherical albedo, S, of the aerosols describes the portion of upwelling radiance that is backscattered to the surface by the aerosol layer. The downward and upward transmittances throughout the aerosol layer are $T^{\downarrow}$ and $T^{\uparrow}$, respectively. The geometry of observation is defined by the zenith angles for illumination, θ_s, and viewing, θ_v, and the relative azimuth, ϕ, between the Sun and viewing directions. The variable τ stands for the aerosol optical thickness (AOT).

2.2. Model Parameterization

2.2.1. Surface Reflectance

[11] The land surface bidirectional reflectance distribution function (BRDF) is modeled by following a kernel-driven approach as in most satellite programs, either with variants [e.g., *Leroy et al.*, 1997; *Wanner et al.*, 1997; *Strahler et al.*, 1999; *Baret et al.*, 2007; *Muller et al.*, 2007] or integrally in the framework of the recent operational MSG program [*Geiger et al.*, 2008]. Such an approach means that the spectral land surface BRDF can be decomposed into a series of angular kernels representing elementary photometric processes (geometric, surface scattering effects) [*Roujean et al.*, 1992; *Wanner et al.*, 1995; *Lucht et al.*, 2000]. The original BRDF model of *Roujean et al.* [1992] is used here to simulate the surface reflectance ρ_S of equation (1). It reads:

$$\rho_s(\theta_s,\theta_v,\phi) = \sum_{i=0}^{2} k_i f_i(\theta_s,\theta_v,\phi) \quad (2)$$

$$f_0(\theta_s,\theta_v,\phi) = 1$$

$$f_1(\theta_s,\theta_v,\phi) = \frac{1}{2\pi}[(\pi-\phi)\cos\phi + \sin\phi]\tan\theta_s\tan\theta_v - \frac{1}{\pi}\left(\tan\theta_s + \tan\theta_v + \sqrt{\tan\theta_s^2 + \tan\theta_v^2 - 2\tan\theta_s\tan\theta_v\cos\phi}\right)$$

$$f_2(\theta_s,\theta_v,\phi) = \frac{4}{3\pi}\frac{1}{\mu_s+\mu_v}\left[\left(\frac{\pi}{2}-\xi\right)\cos\xi + \sin\xi\right] - \frac{1}{3}$$

where $\mu_s = \cos\theta_s$, $\mu_v = \cos\theta_v$, and ξ represents the phase angle for scattering defined as $\cos\xi = \cos\theta_s\cos\theta_v + \sin\theta_s\sin\theta_v\cos\phi$. The isotropic component has the unit kernel

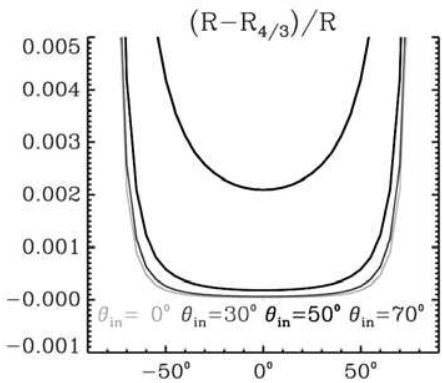


Figure 1. Comparison between the exact polynomial expansion $R(m\tau)$ and its approximate representation, $R_{4/3}$ $(m\tau)$, as a function of the incident angle (θ_{in}) and the outgoing angle (θ_{out}).

(f_0 = 1). Surface kernels f_1 and f_2 represent the geometric and volume scattering kernels respectively. In practice, the k_i coefficients, which vary with wavelength, are retrieved from a best fit against a set of observations, as will be explained in section 2.3. The k_0 parameter stands for the isotropic component. Somewhat arbitrarily, k_0 matches a reflectance at nadir illumination and zenith view. The k_1 parameter is a geometric coefficient representing the optical roughness and k_2 is a coefficient for volumetric scattering.

2.2.2. Aerosol Reflectance

[12] The Mie theory explores the angular dependence of electromagnetic radiation scattering by small particles, typically submicrometer atmospheric aerosols. If the particles are assumed to resemble spheres, the corresponding phase function $P(\xi)$ is accurately approached by the Henyey-Greenstein (H-G) phase function $P_{H\text{-}G}$ [e.g., *Henyey and Greenstein*, 1941]. The H-G phase function has been widely considered in various applications [*Lumme and Bowell*, 1981; *Hartman and Domingue*, 1998], even sometimes in a two-term or three-term phase function [*Kattawar*, 1975; *Sturm*, 1981]. It reads:

$$P_{H-G}(\xi) = \frac{1-g^2}{(1+g^2-2g\cos(\pi-\xi))^{1.5}} \tag{3}$$

In equation (3), the asymmetry factor g varies from −1 (complete backscattering) to +1 (complete forward scattering), depending on the wavelength [*Fiebig et al.*, 2005]. The g parameter controls the size of the particle relative to the wavelength. Large particles show a pronounced forward scattering which is well reproduced by positive values of g. The attribution of a g value depends on the aerosol type. Clearly, this is a difficulty when different types of aerosol are mixed together. To represent dry continental nonabsorbing aerosols, *Fiebig et al.* [2005] have found values of g always slightly less than 0.5 over ARM (Atmospheric Radiation Measurements, http://www.arm.gov) stations. Note that absorbing aerosols have a larger asymmetry factor than nonabsorbing aerosols [*Trentmann et al.*, 2003]. Over Africa, a value of g = 0.72 is advised for Sahara dust [*Formenti et al.*, 2000] and a value of g = 0.54 has been reported for aerosols originating from biomass burning [*Ross et al.*, 1998]. In the remainder of the paper, we will privilege small size particles everywhere in taking g = 0.6, which corresponds to a continental aerosol, the most widespread aerosol category over land. The choice for such value will be evaluated in section 4.

[13] At the first scattering order, the approximated shape issued from the H-G aerosol scattering phase function is sufficient for practical integration in order to derive the first moment corresponding to the asymmetry factor, which governs the diffuse transmittance and reflectance factors [e.g., *Kokhanovsky et al.*, 2005]. Besides, the effects of multiple bouncing within the aerosol layer are to enhance the total aerosol reflectance ρ_{aer} and not to modify importantly the angular signature. Therefore, the multiple scattering component can be parameterized as a function of the AOT only, so as to obtain more efficient computation. A practical approximation for the reflectance of aerosols, ρ_{aer}, as a solution for radiation transfer within a turbid medium is devised as follows [e.g., *Hansen*, 1969; *Rozanov and Kokhanovsky*, 2006; *Seidel et al.*, 2008]:

$$\rho_{aer}(\theta_s,\theta_v,\phi;\tau) = \frac{\omega}{4}\frac{1}{\mu_s\mu_v}\frac{1}{m}P(\xi)R(m\tau)f_{ms}(\tau) \tag{4}$$

In equation (4), ω represents the aerosol single scattering albedo and $m = (\mu_s^{-1} + \mu_v^{-1})$ is the air mass factor. Note that nonabsorbing aerosol (ω = 1) will be considered in the remainder of the paper. The correction factor $f_{ms}(\tau) = 1 + (7-\tau)\tau/5$ and the light beam interception $R(m\tau) = [1 - e^{-m\tau}]$ give the attributes of the approximation. The latter is expressed as the ratio between two MacLaurin polynomial expansions $P_i(m\tau)$ and $Q_j(m\tau)$ where i and j indicate their respective degrees [*Padé*, 1899]. Based on numerical experiments, a very good equivalence is obtained with the following expression:

$$R_{4/3}(m\tau) = \frac{P_4(m\tau)}{Q_3(m\tau)} = \left[\frac{840-60m\tau+20(m\tau)^2-(m\tau)^3}{840+360m\tau+60(m\tau)^2+4(m\tau)^3}\right].m\tau \tag{5}$$

In comparison with $R(m\tau)$, the approximation $R_{4/3}(m\tau)$ offers a relative precision of 0.3% for zenith angles up to 70° (Figure 1) and also a much better convergence of the solution than its Taylor series.

2.2.3. Aerosol Transmittance

[14] The aerosol transmission T and spherical albedo S follow an empirical parameterization devised by *Kokhanovsky et al.* [2005] in the case of using the H-G phase function:

$$T(\theta;\tau) = e^{-\tau/\mu} + \tau.e^{-u-v\tau-w\tau^2}, \tag{6}$$

$$S(\tau) = \tau\left(a.e^{-\tau/\alpha} + b.e^{-\tau/\beta} + c\right). \tag{7}$$

The parameters u, v, w depend on $\mu = \mu_{s,v}$ and are polynomial expressions of the asymmetry parameter g, which is also an input of the H-G phase function of equation (3). The constants a, b, c, α, β are parameterized using only polynomial expansion with respect to the asymmetry parameter.

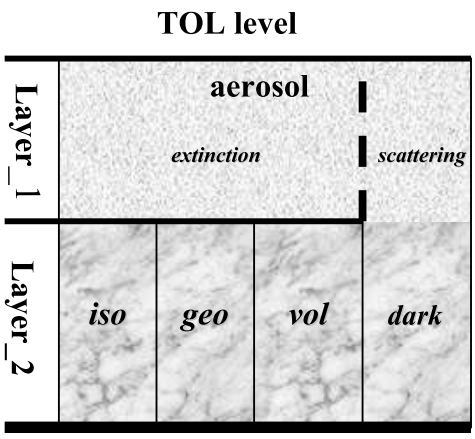


Figure 2. Sketch of the surface-aerosol associated medium under study.

The condition $\omega = 1$ allows holding tractable expressions [see *Kokhanovsky et al.*, 2005] and is consistent with the assumption for aerosol reflectance to consider a conservative medium.

2.2.4. Environmental Reflectance

[15] The homogeneous environmental reflectance of equation (1) is treated as the bihemispherical surface reflectance, which is the reflectance integrated over all suitable angular domains of both solar and viewing directions. Namely,

$$\overline{\overline{\rho_s}} = \frac{1}{\pi}\int_{2\pi}\left[\frac{1}{\pi}\int_{2\pi}\rho_s(\theta_s,\varphi_s,\theta_v,\varphi_v)\cos\theta_v d\Omega_v\right]\cos\theta_s d\Omega_s \quad (8)$$

where $d\Omega_{s,v} = \sin\theta_{s,v}.d\theta_{s,v}.d\varphi_{s,v}$ is a solid angle and ρ_S is the surface reflectance as expressed in equation (2). Note that φ_S and φ_v are the azimuth angles for illumination and viewing, respectively.

2.2.5. Model Completion

[16] The reflectance ρ_{TOL} of equation (1) arising from a medium made up of an aerosol layer lying above a land surface layer is rewritten as a kernel-driven model. Gathering equation (1), (2), (3), (4), and (5) and segregating the variable τ, it follows that:

$$\rho_{TOL}(\theta_s,\theta_v,\phi) = \sum_{i=0}^{3} k_i.f_i^{'}(\theta_s,\theta_v,\phi), \quad (9)$$

where

$$f_{i=0,2}^{'}(\theta_s,\theta_v,\phi) = T^{\downarrow}(\theta_s)T^{\uparrow}(\theta_v)\frac{1}{1-S\overline{\overline{\rho_s}}}.f_{i=0,2}(\theta_s,\theta_v,\phi)$$

$$f_3^{'}(\theta_s,\theta_v,\phi) = \frac{\omega}{4}\frac{1}{\mu_s\mu_v}\frac{1-g^2}{(1+g^2+2g\cos\xi)^{1.5}} \cdot\left[\frac{840-60m\tau+20(m\tau)^2-(m\tau)^3}{840+360m\tau+60(m\tau)^2+4(m\tau)^3}\right][1+(7-\tau)\tau/5].$$

The coefficient k_3 identifies to τ, which variable also appears in the kernel functions. It will be formulated as an a priori value in the iterative procedure of the inversion scheme. Then, the value of τ is injected into the kernels until we obtain a convergent solution for τ. The surface BRDF parameters (k_0, k_1, k_2) on the previous day serve to calculate $\overline{\overline{\rho_s}}$ (equation (8)). The directional signatures of the modified volumetric and aerosol kernels, f'_2 and f'_3 respectively, both show an increase of the reflectance in the backward and forward directions, which may lead to an ill-posed problem. We will see later that an analysis of the differences in the characteristic timescales of these two signatures helps to circumvent the problem. The surface-aerosol system suggested in equation (9) is depicted in Figure 2. The innovative part relies on the assumption that there exists at least a portion of dark elements within the medium investigated.

2.3. Mathematical Design of the Retrieval Method

[17] In section 2.2, we designed a BRDF model for the aerosol-surface system, which can be computationally efficient. Our semiphysical approach aims to derive an algorithm that performs efficiently at a low computation cost and is particularly suitable for operational data processing. We start with a vector $Z = [\rho_{TOL}(\theta_s^1, \theta_v^1, \phi^1), \ldots, \rho_{TOL}(\theta_s^N, \theta_v^N, \phi^N)]$ representing a set of N observations at the TOL level. The kernel matrix $F = [f'_0 f'_1 f'_2 f'_3]$ includes the definition of the geometry of observations. A random noise υ with zero mean is considered, i.e.,

$$Z = FK + \upsilon. \quad (10)$$

The solution to the inverse problem is obtained by adopting a recursive procedure [e.g., *Geiger et al.*, 2008]. In this respect, the vector of the parameters $K = [k_0\ k_1\ k_2\ k_3]$ and of the associated covariance matrix C_k read:

$$K = \frac{A^TB + C_{ap}^{-1}K_{ap} + C_{reg}^{-1}K_{reg}}{C_k^{-1}}, \quad C_k = \frac{1}{A^TA + C_{ap}^{-1} + C_{reg}^{-1}} \quad (11)$$

A is the "design matrix" with the elements $A_{ij} = F_{ij}/\sigma[\rho_{TOL}(\theta_s^j, \theta_v^j)]$, [e.g., *Press et al.*, 1992], where j is a given observation and i refers to the kernel number. The vector B represents the scaled reflectance with elements $B_j = \rho_{TOL}(\theta_s^j, \theta_v^j)/\sigma[\rho_{TOL}(\theta_s^j, \theta_v^j)]$. Greater importance is given to a reflectance measurement by means of a weighting factor of angular dependence, which is related to the inverse of the standard error estimates $\sigma[\rho_{TOL}(\theta_s^j, \theta_v^j)]$. The method assumes the existence of noncorrelated errors between the determination of the surface and the aerosol parameters, which are attributed to measurement noise and uncertainties in the atmospheric correction procedure (see Appendix A).

[18] The solution of equation (11) is obtained from a multiple linear regression. It can happen that the kernels are in a configuration of near colinearity and that retrieved values of the kernel coefficients may be uncertain. Hence, the matrix of covariance C_k cumulates the uncertainty $(A^T A)^{-1}$ on the retrieved k_i coefficients with the matrices K_{ap} and C_{ap} standing for a priori information. The matrices K_{reg} and C_{reg} use climatologic values to avoid numerical errors in computation. The latter are particularly meaningful in the resolution of ill-conditioned problems due to the use of

redundant or poor information. Various numerical experiments led to the following arbitrary choices: K_{reg} = [0, 0.03, 0.02, 0] and diagonal matrix C_{reg} = [10, 0.05, 0.5, 50] for the regularization terms. The quantity $\sqrt{C_k(3,3)}$ from the covariance matrix of equation (11) provides the uncertainty on k_3 (or τ), referred to below as $\Delta\tau$.

[19] The estimate of the state variable K at time step J-1 is propagated in time using a linear state–transition model characterized by the prognostic model operator M, which fixes an a priori value for time step J:

$$K_{ap}^{J} = MK^{J-1}. \tag{12}$$

To initiate the regression, the value $K^{J-1} = K_{reg}$ is assigned at $J = 1$ in equation (11) and consequently equation (12) gives $K_{ap}^{J} = MK_{reg}$. Of course, the confidence on C_{reg} is very low at this stage of the process and K_{ap} has not impact on the estimation of K in case of cloud-free observations are available.

[20] The state vector covariance matrix C representing the uncertainty on K is also estimated:

$$C_{ap}^{J} = MC_k^{J-1}M^T + Q. \tag{13}$$

The matrix Q stands for the model noise variance and represents its uncertainty. Between two consecutive days, we assume that the surface properties are stationary. In consequence, the operator M is taken to be equal to the identity matrix. The variance matrix Q contains only terms on the diagonal because the a priori correlation errors between the coefficients k_i at J-1 are currently set to zero in the algorithm. *Geiger et al.* [2008] advise the use of this simplification to avoid the lost of essential property of the covariance matrix C_{ap} of being positive defined related to numerical storage problem of a priori information. Nevertheless, this approximation does not substantially affect the uncertainty estimates. Thus, it can be written:

$$Q = \delta C_k^{J-1}. \tag{14}$$

The vector $\delta = [2^{2/t_0} - 1, 2^{2/t_1} - 1, 2^{2/t_2} - 1, 2^{2/t_3} - 1]$ depicts the characteristic temporal scales (t_0, t_1, t_2, t_3), expressed in day units, during which a physical process associated with a kernel could be realized. The isotropic parameter k_0 gives the spectral magnitude of the reflectance. Typically, at midlatitudes, it varies on a 5 day scale, i.e., t_0 = 5, corresponding to synoptic conditions, including rainfall and snow episodes. The geometric and volume scattering parameters, k_1 and k_2 respectively, contain the appropriate surface BRDF information. This latter varies more slowly in time in comparison with magnitude changes of the isotropic reflectance k_0, so a bimonthly period is deemed appropriate, i.e., $t_{1,2}$ = 60. Finally, the aerosol component is expected to vary on very short time scale and therefore the aerosol parameter k_3 is not time constrained.

3. Evaluation of the Method

3.1. Implementation With SEVIRI Observations

[21] The present methodology for AOT retrieval is well designed for applications on a fine temporal scale. In this regard, and considering that aerosol variations operate on a short time scale, the implementation of the method in geostationary observation systems is meaningful. Historically, the instruments onboard geostationary platforms were equipped with a broad visible band having low sensitivity to aerosols. Since January 2004, the Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager (SEVIRI) sensor on the Meteosat Second Generation (MSG) satellite series is declared operational and performs quarter-hourly scans in the 650 nm visible band (560–710 nm), referred hereafter as VIS06. We consider calibrated and geolocated top-of-layer SEVIRI scenes of level 1.5. The observation geometry per SEVIRI pixel remains invariable but the illumination geometry between the sequenced scans changes during the day. Satellite and auxiliary input data required for aerosol retrieval are those of the Land SAF algorithms for BRDF and albedo retrievals [*Geiger et al.*, 2008]. Data preprocessing includes a thorough cloud screening and the resulting pixels are flagged noncloudy. Because the SEVIRI VIS06 is defined outside the spectrum of gaseous absorption, this later has a low influence. In fact, the Land SAF ground segment routinely removes the Rayleigh scattering and corrects for water vapor and ozone column absorption by using the Simplified Method for Atmospheric Correction (SMAC) [*Rahman and Dedieu*, 1994], which is a linear development of the 6S code (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) [*Vermote et al.*, 1997]. Water vapor content and atmospheric pressure are taken from output analysis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) and the ozone content originates from the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) climatology. Each day, the set of SEVIRI reflectance values decontaminated with respect to atmospheric effects form the Z observing vector of equation (10). We associate the corresponding set of observation geometry with this vector through the vector F. The values of the kernel matrix K are obtained via equation (11), which provides simultaneous estimates of the daily SEVIRI AOT and surface BRDF. The latter also serves to calculate the surface albedo by angular and spectral integrations of the surface BRDF model of equation (2).

3.2. Synthetic Data Sets From the 6S Radiative Transfer Code

[22] The first step of the evaluation procedure of the method concerns the application to synthetic data sets. The 6S atmospheric radiative transfer model can simulate the radiance and reflectance of a cloudless atmosphere in the solar spectral region considering the atmospheric scattering and absorbing effects due to gases (water vapor, ozone, carbon dioxide, oxygen) and aerosols, and also the surface effects, including non-Lambertian surfaces. As for aerosols, 6S presents a wide range of possibilities, either by selecting one of the existing classes (continental, maritime, urban) or by using available optical properties (desert, stratospheric and biomass burning classes), or by computing the optical scattering parameters using Mie theory.

[23] The main inputs to 6S are the geometry of observation, the definition of a spectral range, the atmospheric model type for gaseous components, the aerosol model, and the ground reflectance. For the sake of coherence with the working assumptions of section 2.2, ozone and water vapor contents are fixed herein to a zero value, and a continental

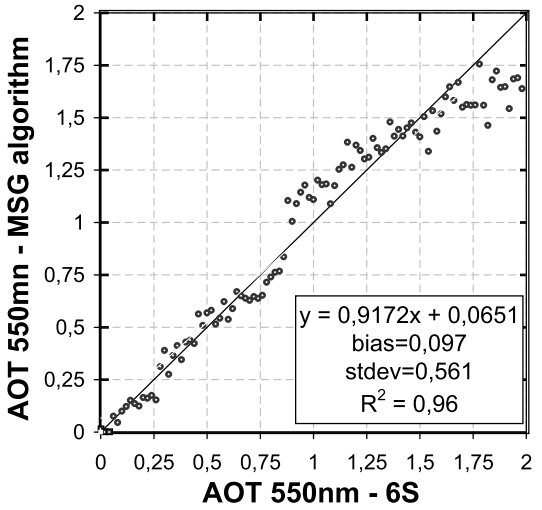


Figure 3. Comparison of the AOT at 550 nm between the operational method and 6S numerical experiments.

aerosol type is considered beforehand in 6S. In this case, we have $\omega = 0.88$ and the phase function is Mie theory for small particles with a forward peak and a mild backscattered effect. We consider the watershed of Blida (N 36° 30′, E 2° 53′, 230 m ASL), located in the north of Algeria, as viewed by SEVIRI on 1 July 2007 ($\theta_v = 40°$, $\phi_v = -175°$). The surface reflectance of the target, assumed to be Lambertian, is about 0.06 in the VIS06 band of SEVIRI. Variations of the AOT at 550 nm are within the range [0, 2.] with an increment of 0.05. For each value of AOT, we consider 17 values of the solar zenith angle from −80° to +80° with an angular step of 10°. We reproduce the diurnal cycle of the reflectance observed at the bottom at the surface level for an invariant aerosol quantity.

[24] The atmospheric 6S code determines the irradiance at ground level, the radiance at satellite level, and the distribution of radiance within the atmosphere in this optional wavelength range. More realistic situations are obtained by adding random noise and considering the noncorrelated errors expressed in Appendix A. A random ratio of the standard error of equation (A4) between −1 and 1 is added to the 6S reflectance value. As a result, it represents on average 17% of the perturbation in relative units between the 6S reflectance and the reflectance with random noise. Note that the synthetic data having the least influence, due to large associated angles, are also the most perturbed due to great uncertainty. For the sake of harmonization with the recursive method, we proceed as follows. The initial AOT is injected after a 5 day period of an aerosol-free atmosphere. From this period, the method provides a daily estimate of AOT at 550 nm to be compared with the initial AOT used to calculate the synthetic reflectance. Results of the comparison are reported in Figure 3, which reveals a fairly good statistical agreement since no bias is observed and relative error is low whatever the AOT value. The use of a priori information and the accumulation of observations during the day are intended to reduce the effects of the outliers coming, for instance, from residual cloud contamination since 17% of noise has a poor impact on the quality of the results.

3.3. Comparison With AERONET Data Sets

[25] To obtain some indication about the quantitative performance of the proposed algorithm, daily SEVIRI AOT values will now be considered with respect to those inverted from the global aerosol-monitoring Aerosol Robotic Network (AERONET, http://aeronet.gsfc.nasa.gov), which encompasses ground-based Sun photometer measurements. We use the AERONET Level 1.5 representing cloud-cleared data without final calibration [*Smirnov et al.*, 2000]. The aerosol properties are assumed invariable inside a SEVIRI pixel.

3.3.1. Midlatitude AERONET Stations

[26] We selected nine midlatitude stations located in contrasting climatic environments (Figure 4): Belsk (Poland), Blida (Algeria), Ispra, Rome, Venice (Italy), Carpentras, Villefranche (France), Evora (Portugal), and Kishinev (Moldova). Three of them are in coastal regions (Rome, Venice and Villefranche), one is at the edge of the desert (Blida), and several belong to downtown areas. Time series of daily SEVIRI pixel-based AOT at 650 nm are shown for the AERONET stations of Blida (Algeria), Carpentras (France), Kishinev (Moldova) and Rome (Italy) over the period from June 1st to September 30th, 2007 (Figure 5). We obtained conspicuous agreement between SEVIRI AOT and the AERONET AOT extrapolated at 650 nm using Ångström coefficient and Sun photometer data at 675 nm. The comparison in Figure 5 reveals generally good correlations. It is worth mentioning that the SEVIRI AOT values with relative uncertainty estimates larger than 75%, i.e., $\Delta\tau > 0.75\ \tau$, were discarded from this analysis. The lack of concomitant observations between AERONET and SEVIRI is also indicated on the graphs of Figure 5.

[27] For all stations, SEVIRI and AERONET indicate compliant trends for AOT values (Figure 5). Over Blida, several strong aerosol episodes are observed with AOT values beyond 0.5. Such events are generally well reproduced both in timing and intensity by the satellite-based method and are likely due to dust occurrence. On the other hand, the

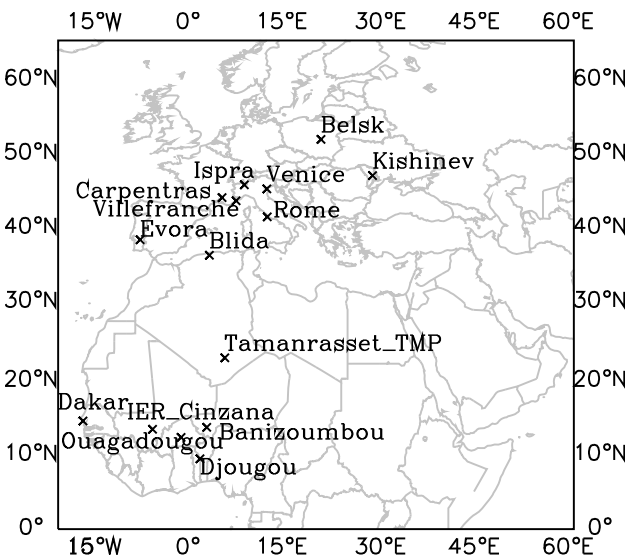


Figure 4. Location of the AERONET stations investigated in the present study.

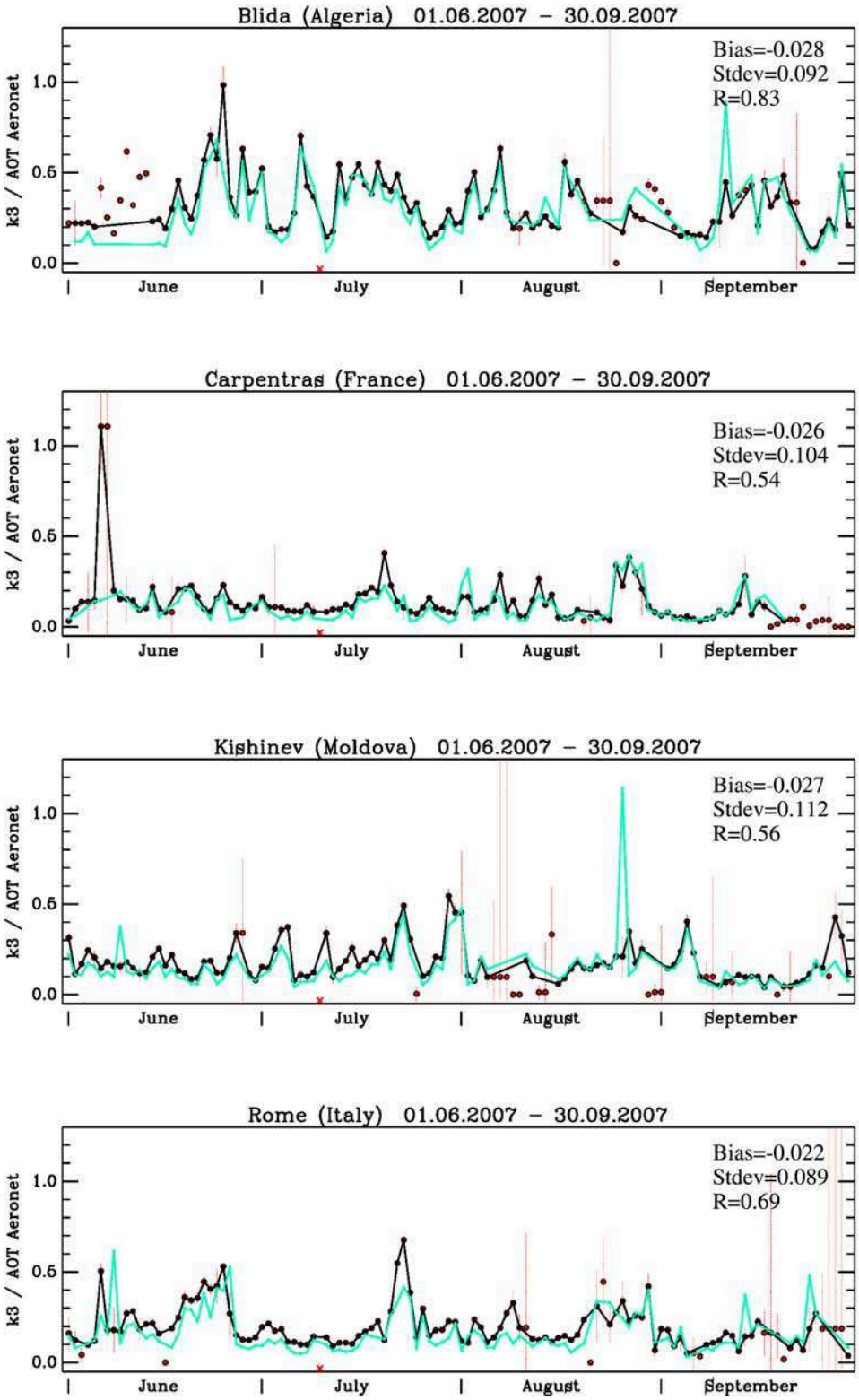


Figure 5. Time series of AOT values from SEVIRI (black) and AERONET (green) for four stations during the period 1 June 2007 to 30 September 2007. Data points are connected provided the AERONET level 1.5 AOT is available and the corresponding SEVIRI estimate is better than 75% of its value. The vertical red bars represent the uncertainty. A red cross on the *x* axis means no product available.

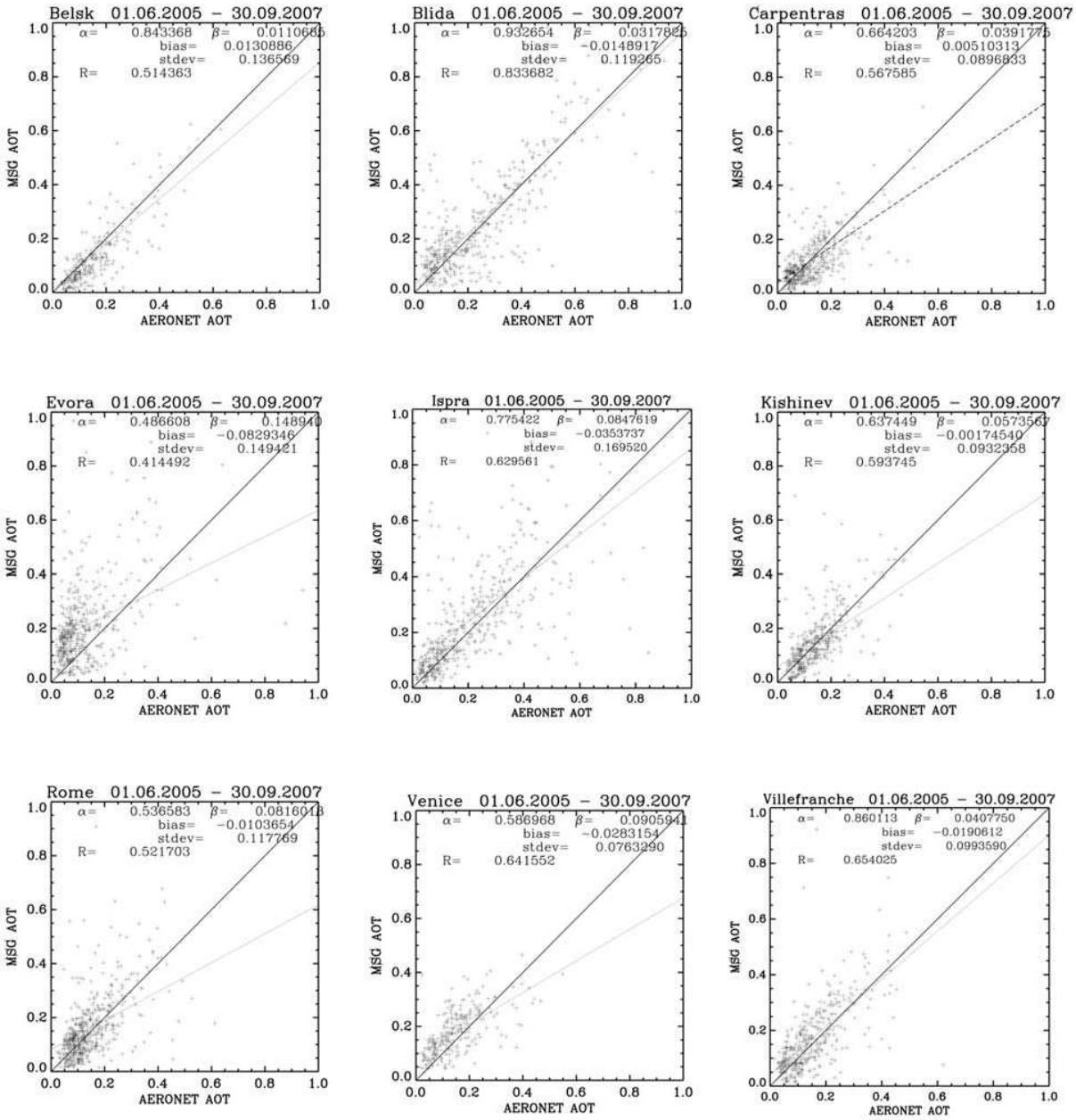


Figure 6. Scatterplots between AERONET and MSG AOT estimates between 1 June 2005 and 30 September 2007 for nine midlatitude stations: Belsk (Poland), Blida (Algeria), Villefranche (France), Carpentras (France), Evora (Portugal), Ispra (Italy), Kishinev (Moldova), Rome (Italy), and Venice (Italy).

medium-sized urban agglomeration of Carpentras shows lower AOT values and less variability. In Kishinev, the SEVIRI and AERONET AOT values are well correlated despite a SEVIRI pixel close to 10 km. This could be interpreted as a relatively slow evolution of the aerosol in the region. In Rome, the situation is complex because of the cumulative influence of maritime, desert and urban aerosols [*Gariazzo et al.*, 2007]. Some discrepancies are however noticeable. On August 24th in Kishinev, the dust event announced by AERONET is flagged as cloudy with SEVIRI. For reverse reason, SEVIRI indicated an aerosol peak in early June for Carpentras that is not reported on AERONET. A thorough examination reveals that it was initially present in AERONET Level 1, and then discarded in Level 1.5 after cloud screening. This means, first, that satellite and in situ data must be cross validated and, second, that the quality control is mainly based on our a priori knowledge. In this regard, aerosol events are typical of scenarios that cannot be anticipated.

[28] Figure 6 shows scatterplots of AOT estimates from SEVIRI versus AERONET for the nine sites and for the period between 1 June 2005 and 30 September 2007.

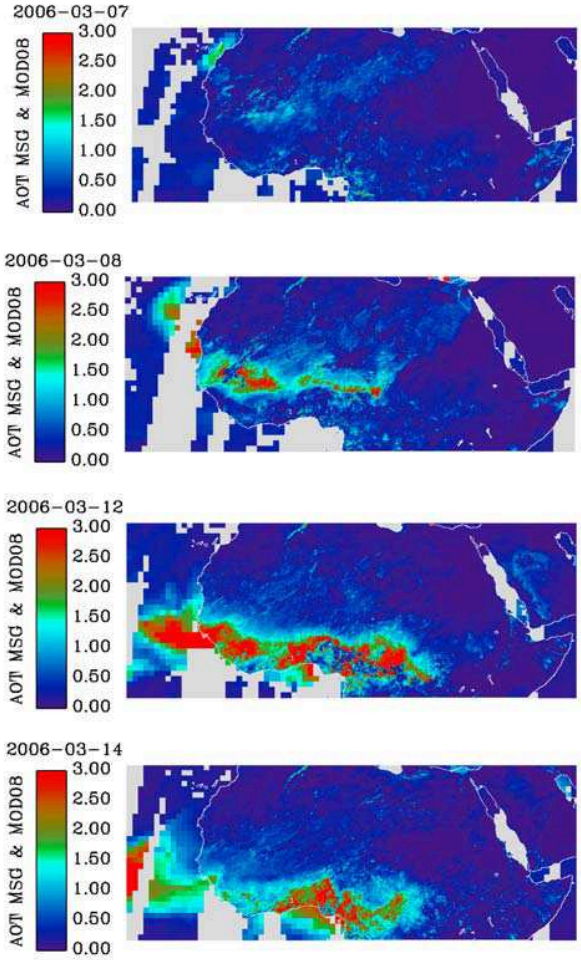


Figure 7. SEVIRI images of AOT at 650 nm on 7, 8, 12, and 14 March 2006. MODIS AOT at 550 nm from Collection 5 is superimposed over ocean. The geographic projection is 0.1° × 0.1° (over land for SEVIRI) and 1° × 1° (over ocean for MODIS).

Averaged daily AOT are close to 0.2 and, for any site, AOT values beyond 0.5 do not exceed a 10 day period. Main statistics (bias, standard deviation) change slightly with the site but still remain comparable. For the majority of the sites, the absolute value of the bias is below 0.05 and the standard deviation in absolute units is less than 0.15. Values of the correlation coefficient, R, depend on the site and are given between 0.41 and 0.83. In wintertime, the frequency of cloud cover combined with the grazing illumination degrades the quality of the estimations. For instance, from June to September, averaged statistics improve slightly toward an absolute bias of −0.015 (indicating a 49% reduction), a standard deviation of 0.122 (so reduced by 12%), and a correlation of 0.59 (improved by 4%).

3.3.2. West African AERONET Stations

[29] African dust originates from the Sahara and Sahel and is transported over large regions of the Earth. Because dust plumes are usually extensive and dynamically active, the monitoring of such aerosol events is better achieved via remote sensing data. Tracking aerosols is paramount in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) program [*Redelsperger et al.*, 2006]. Particularly relevant is the period from March to August 2006 in the Western region of Africa. Figure 7 depicts the chronology of well-pronounced aerosol episode stretching over several days in early March 2006. On 7 March 2006, no aerosol concentration was yet noticeable. On 8 March 2006, an aerosol burden appeared suddenly along the intertropical front, probably from a source in the Bodele depression (lake Chad). During the following days, a pervasive aerosol plume stretched along the coastline of the Gulf of Guinea and intensified. Also observed were narrow thin dust plumes near the border between Mauritania and Senegal. Values of AOT up to 3 were not unusual. The phenomenon vanished totally on 25 March. The event is poorly evidenced with MODIS due to the difficulty of observing it over bright desert surfaces [*Kaufman et al.*, 1997]. It is worth emphasizing that we processed the SEVIRI pixels independently. Hence, the spatial coherence of the results reinforces the reliability of our method. Figure 8 illustrates the consistency between SEVIRI and AERONET AOT values for this event during the aerosol episode covered by six West African sites (Figure 4): Tamanrasset (Algeria), Dakar (Senegal), Cinzana (Mali), Banizoumbou (Niger), Ouagadougou (Burkina Faso), and Djougou (Benin). The analysis of the consistency of time series is in favor of a consolidation of the quality of the SEVIRI AOT estimate as the aerosol-laden situations are generally close to the corresponding AERONET AOT. In addition, the ground measurements also confirm the sudden character of the event occurring around 8 March 2006. In Figure 9, time series of AERONET and SEVIRI AOT values at four West African sites are plotted for the period from 1 March 2006 to 31 August 2006. Generally good correlations are observed between the two AOT products. Statistics for these North African sites are calculated including data from 1 March 2006 to 31 August 2006. Scatterplots are displayed in Figure 10 with the addition of 2 sites. On average, the absolute values are 0.014 for the bias, 0.294 for the standard deviation, with a correlation coefficient equals to 0.80. Hence, the statistical results show a slightly lower quality compared to the results obtained for Europe as previously discussed.

3.4. Validation With the Aerosol Radiative Forcing

[30] Climate forcing by aerosols is now the focus of a satellite strategy [*Anderson et al.*, 2003]. An indirect radiative effect is triggered by the aerosol's ability to affect cloud formation and radiative properties [*Ramanathan et al.*, 2001]. Direct radiative effects produced on the climate system by the aerosol scattering and absorption of solar radiation can vary extensively in both space and time. A recent study based on simulations showed that probability density functions obtained for the direct radiative forcing at the top of the atmosphere give a clear-sky, global, annual average of −1.9 W m^{-2} with standard deviation 0.3 W m^{-2} [*Bellouin et al.*, 2005]. Because of the large space and time variability of the aerosol load and type, uncertainty remains high in the particular context of extended temporal and spatial event studies. Mineral aerosols (dust), in particular, have a short lifetime and a large uncertainty remains with

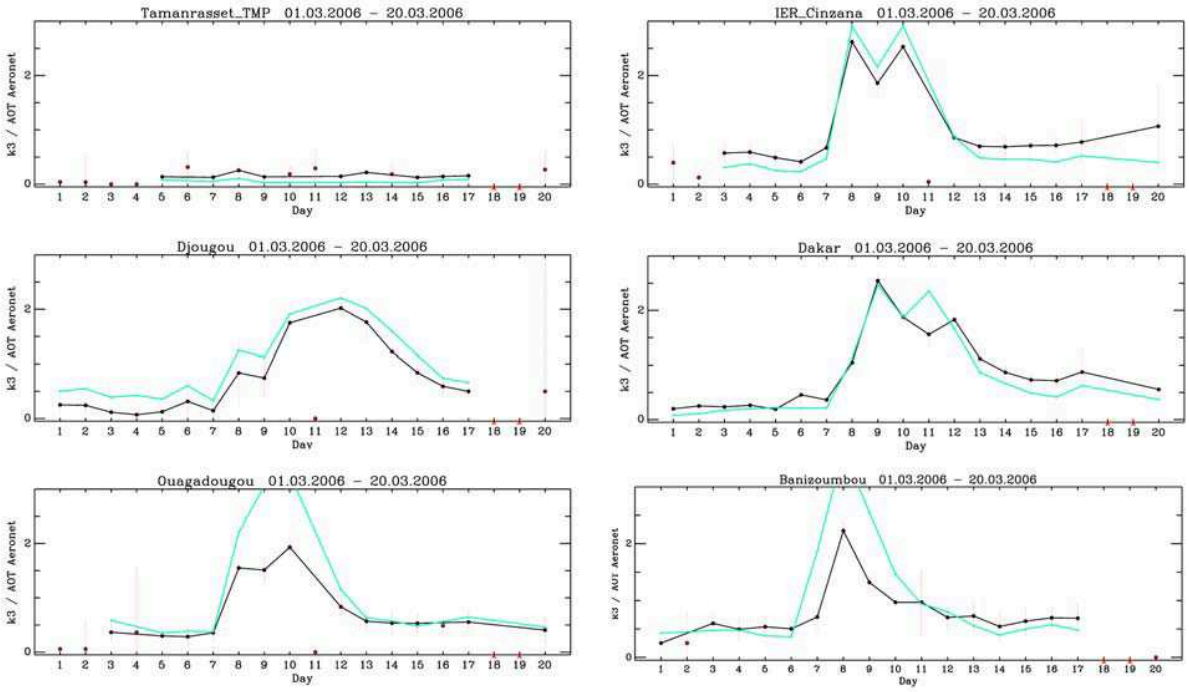


Figure 8. Time series of AERONET (green) and SEVIRI (black) AOT estimates during the period 1 to 20 March 2006, for six West African sites: Tamanrasset TMP (Algeria), Dakar (Senegal), IER Cinzana (Mali), Banizoumbou (Niger), Ouagadougou (Burkina Faso), and Djougou (Benin).

respect to their role in direct climate forcing [*Myhre and Stordal*, 2001].

[31] We assess here the aerosol radiative forcing in order to better support the reliability of the method by satisfying the criterion of energy conservation with respect to the surface-aerosol system. Results from our method are compared with computations from AERONET retrievals. We selected the AERONET stations of Blida (Algeria), Carpentras (France), Rome (Italy), and Tamanrasset (Algeria). Note that the Blida spot is a watershed located a few kilometers southwards of the AERONET station. We performed 6S simulations of the aerosol radiative forcing, using the TOL reflectance of the nearest cloud-free SEVIRI pixel and the correspondent geometry of observation as the main input. We restricted the simulations to solar zenith angles of less than 65° in order to minimize the influence of sky illumination. A continental-like aerosol class is prevalent in Europe and a desert-like class is highly probable over North Africa, which forced our options. The SEVIRI VIS06 band was introduced into 6S and AOT values at 550 nm were analyzed as a function of the aerosol type. The 6S numerical experiments were carried out with two independent forcing scenarios: (1) the SEVIRI VIS06 surface reflectance and (2) the AERONET AOT. The analysis covers the extended periods of spring 2006 and summer 2007, respectively for Tamanrasset and the 3 other sites. Look-Up Tables (LUTs) were built from 6S simulations of the SEVIRI reflectance in a nonabsorbing gas atmosphere and varying AOT at 550 nm with a step of 0.05 up to an AOT of 5. In scenario 1, the best fitted value was sought between SEVIRI and 6S reflectance values of an area bounded by a Lambertian surface or the predefined BRDF of *Roujean et al.* [1992] as the result of the inversion procedure described in section 3.1. The equivalent SEVIRI surface reflectance $< \rho_s(\theta_s, \theta_v, \phi) >$ to be compared with 6S output is defined as:

$$\langle \rho_s(\theta_s, \theta_v, \phi) \rangle = \rho_s(\theta_s, \theta_v, \phi)(1 - f_v)(1 - f_s) + \overline{\rho_s}(\theta_s) f_s + \overline{\rho_s}(\theta_v) f_v + \overline{\overline{\rho_s}} f_v f_s \quad (15)$$

where $\rho_s(\theta_s, \theta_v, \phi)$ is the surface bidirectional reflectance of equation (2), $\overline{\rho_s}(\theta_v)$ represents the directional-hemispherical reflectance (DHR) at angle θ_v, $\overline{\rho_s}(\theta_s)$ represents the DHR at angle θ_s, and $\overline{\overline{\rho}}_s$ is the bihemispherical reflectance. The quantities f_v and f_s stand for the ratio of diffuse to total radiation in the upward and downward directions, respectively. Based on a series of 6S numerical experiments, the following approximation is proposed:

$$f_{s,v} = \frac{1 - e^{-\tau}}{1 - (1 - \mu_{s,v}) e^{-\tau}} \quad (16)$$

In order to enhance the coherence between results, we retain only cases for which the absolute difference between $\langle \rho_s(\theta_s, \theta_v, \phi) \rangle$ of equation (15) and the 6S surface reflectance is less than 0.005. Note that this arbitrarily defined threshold value is much less than the absolute error accuracy of 7% on the surface retrieved from 6S [see *Kotchenova and Vermote*, 2007]. Moreover, in order to reduce the effects of the angular sampling and to exhibit fair comparisons between the different locations, we only show results

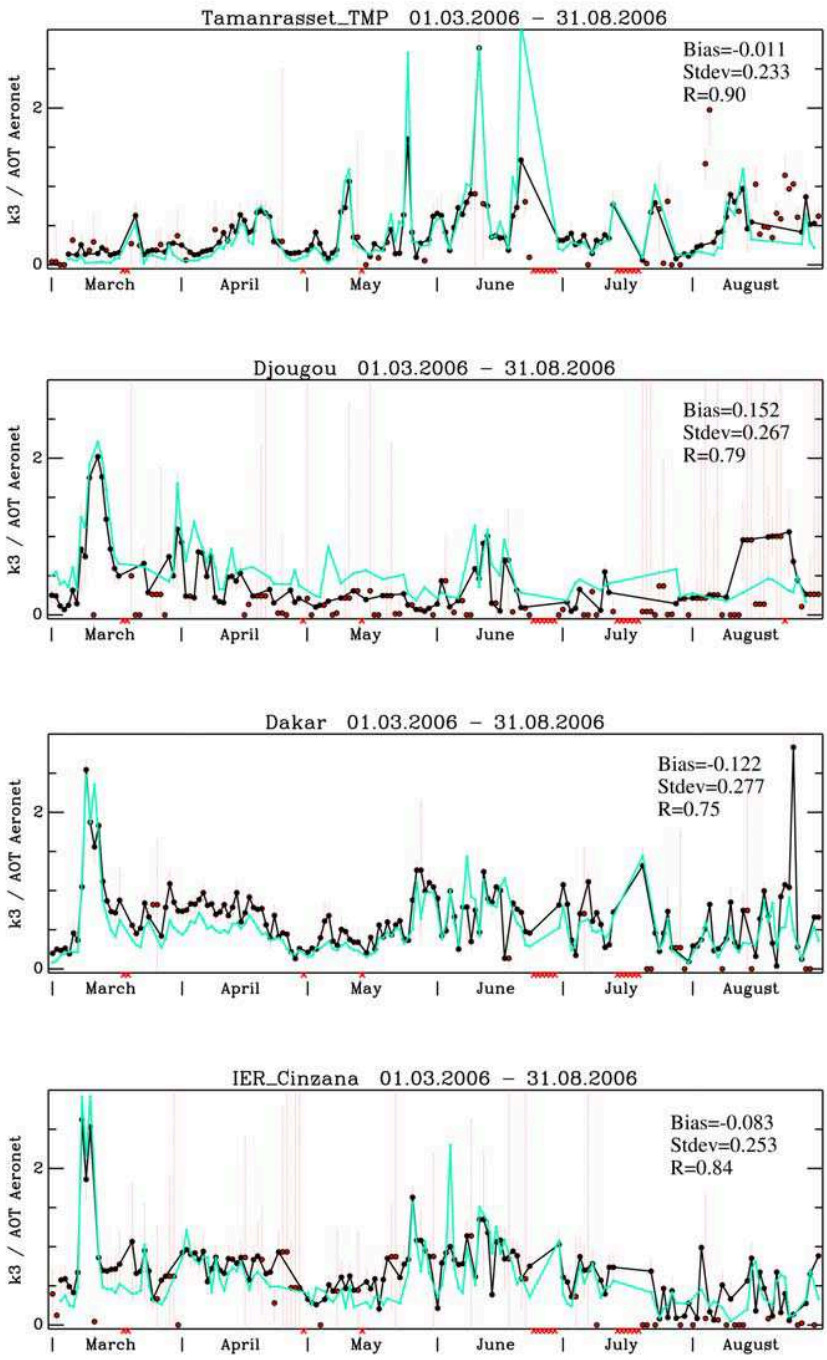


Figure 9. Same as Figure 5 but for four African sites and period from 1 March 2006 to 31 August 2006.

corresponding to scattering angles comprised between 35° and 135°. In Figure 11, we display times series of the retrieved 6S AOT for Blida over the extended summer period of 2007. Whenever available, the AERONET AOT at 550 nm is plotted. It is worth pointing out the better results obtained with the BRDF situation compared to the Lambertian, which highlights the importance of the surface anisotropy. Table 1 shows the statistical results between 6S and AERONET AOT values matching within a 1 h interval. It is noteworthy that the bias and the root mean square error (rmse) are generally low and that the satellite generally fails to report strong aerosol events, which explains the lower quality of the comparison during those periods. As for Carpentras, most aerosol episodes are well described and, in particular, the diurnal cycles on those days. The case of Rome is particularly complex because it is a mixture of different aerosol types (desert, urban, maritime aerosol). However, the chronology of surge in aerosol is well captured during the

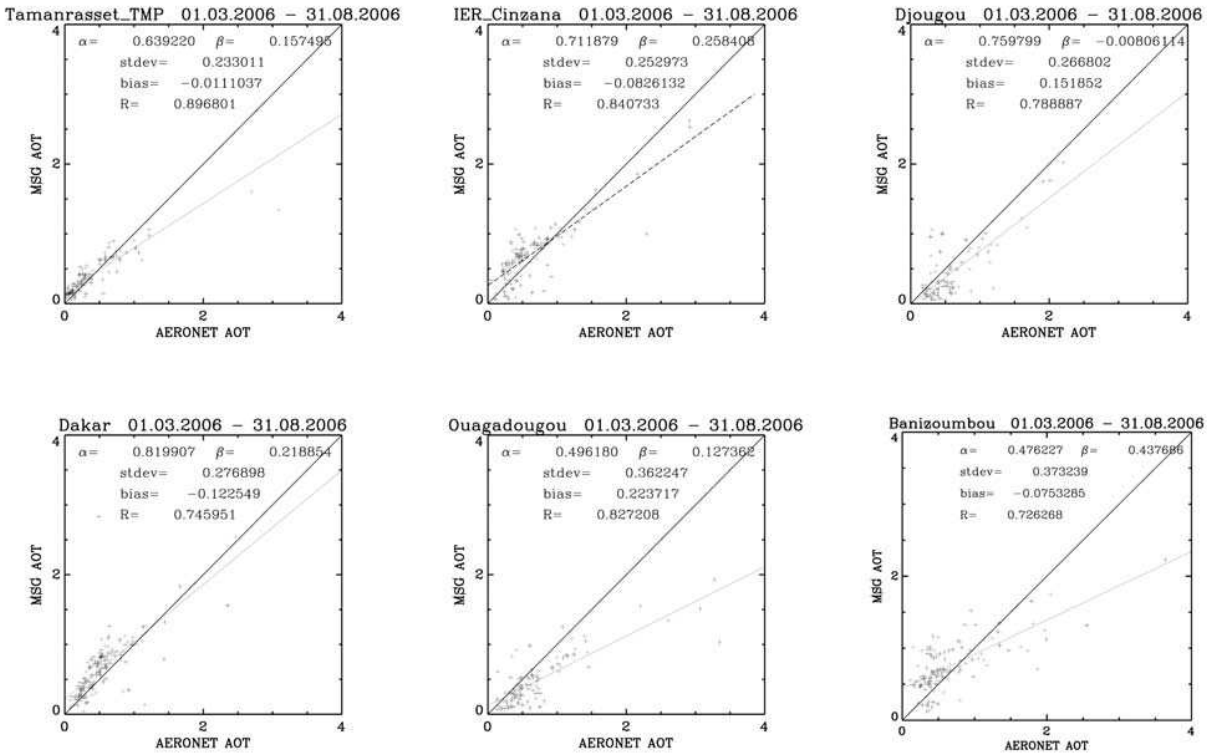


Figure 10. Scatterplots between AERONET and SEVIRI AOT estimates between 1 March 2005 and 31 August 2007 for six West African sites: Tamanrasset TMP (Algeria), Dakar (Senegal), IER Cinzana (Mali), Banizoumbou (Niger), Ouagadougou (Burkina Faso), and Djougou (Benin).

whole summer, as long AOT is less than 1. The site of Tamanrasset yields another case study because it is located in altitude and surrounded by desert essentially. Therefore, wind events may displace important aerosol load of dust resembling to large particles. It is notable that most aerosol episodes are well captured by the modeled AOT. On one hand, it seems difficult to reproduce AOT values typically beyond a value of 2. On the other hand, the retrieved AOT is somewhat underestimated even for observed AOT values less than 1. The situation may improve when increasing the value of the asymmetry factor as will be mentioned in section 4. Also, an analysis of the observations at mid-infrared wavelengths seems suitable for desert dust.

[32] The previous analysis served to isolate cases favorable for an evaluation of the aerosol radiative forcing. Assuming that AERONET AOT stands for truth, the difference between the atmospheric intrinsic radiance of the two scenarios indicates how the method satisfies the principle of the energy conservation although limited here to the visible spectrum. But major uncertainty on radiative budget occurs at shorter wavelength because of the larger impact of aerosols. The seasonally averaged values of the aerosol radiative forcing differences are less than 1 W/m^2 for all four stations (Figure 12). A negative difference indicates an overestimate of the atmospheric radiance from SEVIRI compared to AERONET. Notably, some values deviate from a few W/m^2 from the bias, in particular for European sites (Carpentras, Rome). The lack of spatial homogeneity there may explain such features resulting from a misrepresentation of AERONET data. The comparison with AERONET is particular commendable over North Africa. Interestingly, Blida and Tamanrasset show an overestimation of same magnitude despite they depict dark and bright targets, respectively. This outlines at least that an accurate retrieval of dust AOT seems to be relatively independent of the surface characteristics. The observed discrepancies between 6S and AERONET can be explained by the following given elements: (1) a misrepresentation of the in situ AOT measurement with respect to the pixel resolution of SEVIRI; (2) the mismatch of the AOT in cases of erratic variation as observed; (3) the ambiguity between aerosol load and thin clouds in respective data sets; (4) the choice of the aerosol type in 6S; and (5) the disregard of the diffuse illumination in the operational algorithm. Figure 12 reported to Figure 11 allows pointing out the discrepancies between satellite and in situ AOT values due to time shift.

3.5. Intercomparison With MODIS Aerosol

[33] In this section, we present the results of the comparison between SEVIRI and MODIS AOT values over Europe. *Kokhanovsky et al.* [2007] found large differences in instantaneous AOT retrievals obtained with different algorithms and instruments over land. These disagreements are explained by uncertainties in a priori assumptions made in the algorithms together with the differences in the various sensor characteristics and observation times. As for daily MODIS products in Collection 4, the aerosol retrieval over land adopted a 10 km segmentation corresponding to boxes

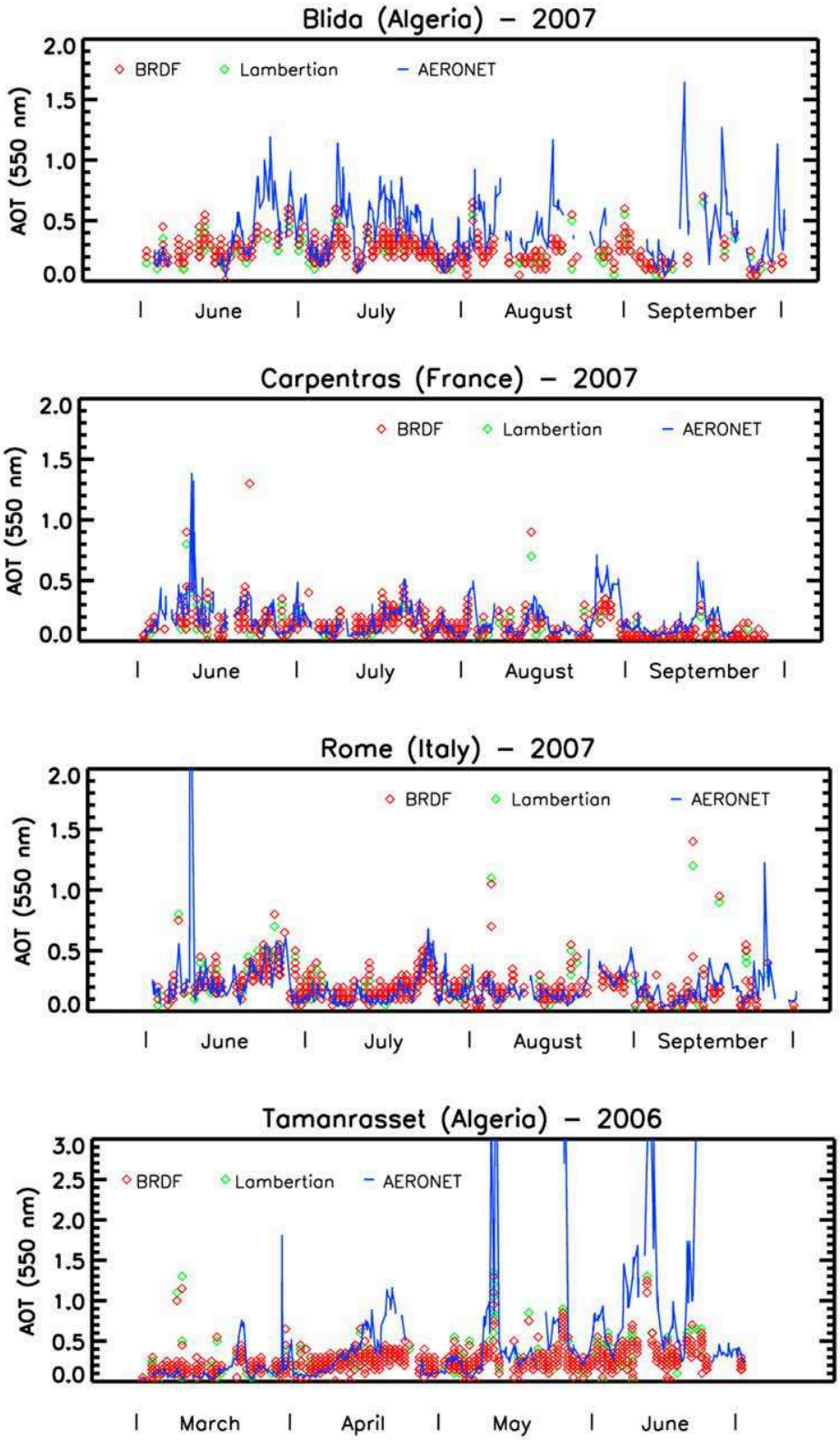


Figure 11. Time series of AOT at 550 nm retrieved from 6S code for the BRDF (red) and the Lambertian (green) cases. The corresponding AERONET AOT is plotted (solid blue lines). From top to bottom: Blida (Algeria), Carpentras (France), Rome (Italy), and Tamanrasset (Algeria).

Table 1. Statistical Results in Reflectance Absolute Unit Between Concomitant AOT Values Retrieved From 6S and From AERONET Measurements for the Four Selected Sites and Various Time Periods[a]

	⟨AOT⟩ 550 nm	RMSE Lambert	Bias Lambert	RMSE BRDF	Bias BRDF	N
			Blida (*Algeria*)			
2007						
June	0.354	0.042	0.122	0.038	0.085	37
July	0.357	0.017	0.125	0.016	0.100	127
August	0.270	0.046	0.050	0.052	0.032	15
September	0.180	0.028	0.041	0.029	0.026	17
			Carpentras (*France*)			
2007						
June	0.195	0.013	0.051	0.013	0.036	84
July	0.114	0.005	−0.006	0.005	−0.018	172
August	0.169	0.012	0.057	0.012	0.044	107
September	0.117	0.013	0.071	0.012	0.063	43
			Rome (*Italy*)			
2007						
June	0.235	0.007	0.005	0.008	−0.010	166
July	0.140	0.006	−0.036	0.006	−0.050	235
August	0.147	0.008	−0.023	0.009	−0.036	84
September	0.184	0.022	0.059	0.020	0.049	31
			Tamanrasset (*Algeria*)			
2006						
June	0.163	0.019	−0.008	0.020	−0.013	70
July	0.334	0.023	0.082	0.024	0.082	100
August	0.322	0.020	0.044	0.020	0.052	90
September	0.681	0.075	0.327	0.077	0.347	56

[a]Reflectance unit is [0,1]. The bias represents the distance of the 6S mean AOT from the mean AERONET AOT. RMSE is the root mean square error. N is the number of measurements used for the analysis.

of 400 pixels [*Remer et al.*, 2005]. In each box, the pixels exhibiting the 20% lowest and 50% highest reflectance factor values at 550 nm are discarded. Then, the regular retrieval path proposed by *Kaufman et al.* [1997] applies when at least 12 of the 400 pixels remain after the filtering process. MODIS Collection 5 is processed using a restructured method as discussed by *Levy et al.* [2007].

[34] Monthly MODIS Collection 5 products were confronted with similar SEVIRI AOT values on a 1° grid projection for the 2006 summer period over Europe. MODIS AOT values from Collection 5 at 550 nm were divided by the quantity $(\lambda_{550nm}/\lambda_{650nm})^{-\alpha}$ to be converted into the SEVIRI visible band at 650 nm. For this, we opted for an Ångström exponent $\alpha = 1.5$, which is a typical value observed for continental aerosols [e.g., *Elias et al.*, 2006]. This gave a conversion factor of 1.3. Here, we analyze only SEVIRI AOT estimates with high formal confidence, i.e., $\Delta\tau < 0.3\ \tau$. This corresponds to pixels with predominantly clear sky situations during the month-long period. In this way, the initial temporal definition of the respective products, daily with SEVIRI, instantaneous with MODIS, has less influence on the comparison procedure. The results show a rather scattered relationship (Figure 13) between the products as it could be expected [*Kokhanovsky et al.*, 2007].

[35] Figure 14 shows images of daily estimates for MODIS Collection 5 and SEVIRI AOT on three particular days (22 June 2005, 1 September 2005, and 8 September 2005) with mainly cloud free conditions. High AOT values are in general observed over the same region, which adds credit to the derivation of the two products. In addition, the two sensors concur in their reproduction of the dynamic patterns of AOT. Already, Figure 7 revealed the spatial continuity agreed to exist between SEVIRI AOT for land and the overlaid MODIS Collection 5 AOT for sea in the northwestern region of Africa. No multiplicative factor was applied to the MODIS AOT, as aerosols over ocean in that region are essentially dust particles having a zero Ångström exponent. The actual sources of discrepancies between the two AOT products are manifold. A quantitative evaluation of each of them will require further investigations. The underestimation of surface reflectance results in an overestimation of AOT and vice versa. Outliers such as introduced by undetected cloud or cloud shadowed pixels, inhomogeneous aerosol characteristics within the pixel, or deviations from the assumed standard atmosphere are additional sources of inaccuracy. Extremely low atmospheric aerosol concentrations might also hinder a successful approximation of aerosol type and AOT as outlined by *Dubovik and King* [2000].

3.6. Dependence of AOT on the Density of Urbanization

[36] In this section, we relate the SEVIRI AOT to the density of urbanization. First, we define a 'town density' factor within SEVIRI pixels by a reprojection of the GLC2000 land cover classification (IES Global Environment Monitoring Unit, Global land cover 2000 database, http://ies.jrc.ec.europa.eu/global-land-cover-2000) on the SEVIRI grid. Considering the histogram of classes over each MSG/SEVIRI pixel permits us to assign a degree of purity, or density, of the dominant class. The GLC2000 class 'Artificial surfaces and associated areas' is used here as an indicator of urbanization of an MSG/SEVIRI pixel, and the degree of purity of this class over this pixel characterizes the 'town

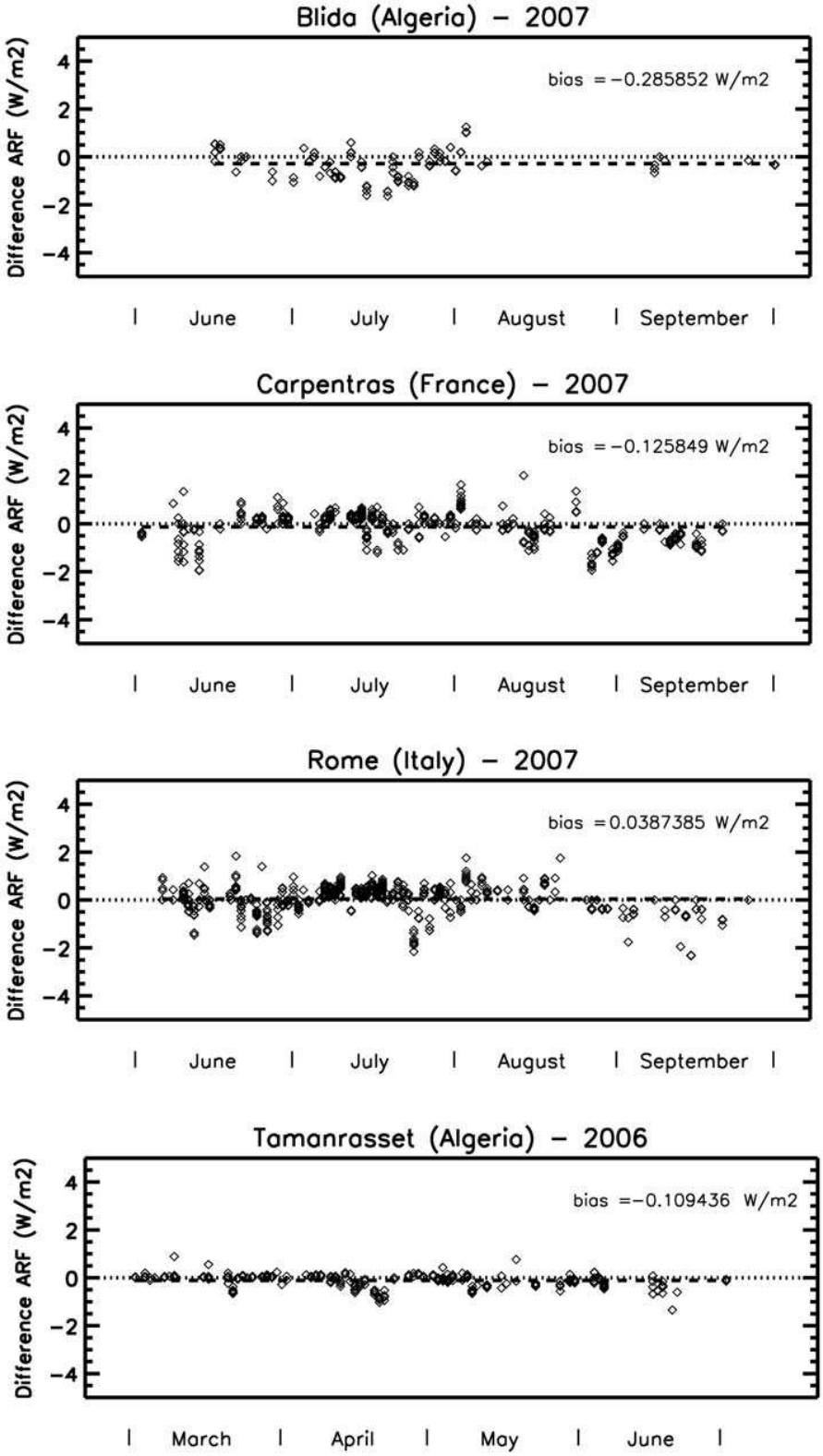


Figure 12. Time series of the difference in aerosol radiative forcing (ARF, in W/m^2) for visible spectrum between the case of BRDF surface reflectance forcing and AERONET forcing using 6S LUTs. From top to bottom: Blida (Algeria), Carpentras (France), Rome (Italy), and Tamanrasset (Algeria). Dashed line represents the seasonal bias (a positive value indicates an underestimate from the present method).

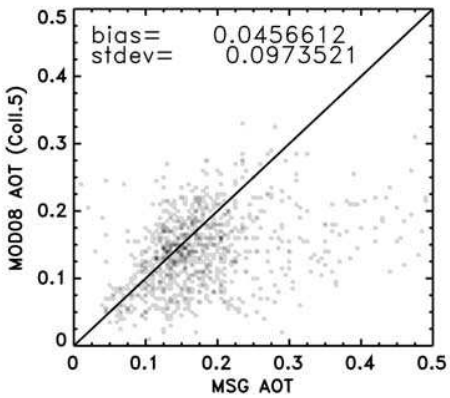


Figure 13. Scatterplot of SEVIRI and MODIS (Collection 5) monthly AOT values averaged over 1° × 1° boxes on the MSG disk from June 2006 to September 2006 at 0.65 μm. Only SEVIRI AOT retrievals with a high degree of confidence (see text) and the corresponding MODIS AOT are considered.

density.' Figure 15 shows mean SEVIRI AOT at 650 nm averaged over five full weeks in June 2006 according to the day of the week and the 'town density' in a region including Europe and North Africa (domain of Figure 14). The correspondence between the magnitude of the AOT and the relative proportion of a 'town density' is strong. Pixels having a 'town density' beyond 90% highlight the usual period of working days in relation to an increased traffic of motorized vehicles. This is consistent with previous urban aerosol reports [*Marr and Harley*, 2002a, 2002b; *Linacre and Geerts*, 2002; *Jin et al.*, 2005]. Results indicate an average exceeding 0.04 in AOT on working days (Figure 15). This is for instance compliant with a previous study conducted over the city of New York during the summer 2001 using AERONET data [*Jin et al.*, 2005].

4. Errors Analysis and Method Approximations

[37] This section is devoted to a quantitative analysis of the errors due to the necessary underlying physical approximations in order to develop and implement the method. Results also stress indirectly the potential limitations of application of our method. First of all, the coupling between molecular-aerosol scatterings can be a source of discrepancy for quantitative estimates of AOT [*Rozanov and Kokhanovsky*, 2005]. However, the phenomenon is almost negligible at increased wavelengths starting from the green spectrum. In the same way, the errors related to the vector character of light are non negligible at only wavelengths less than 650 nm in respect to specific geometric configurations of illumination and observation [*Rozanov and Kokhanovsky*, 2006].

[38] In the derivation of the reflectance model for aerosol, we took the option to better constrain the system in fixing, somewhat arbitrarily, some values for aerosols properties. This concerns the choice of the phase function, the value of the asymmetry factor, and to a lesser extent the magnitude of the single scattering albedo. There exists more scattering with small size particles, which are clearly the more representative over continent. Therefore, we privileged a value of the asymmetry factor corresponding to small size particles because the scattering processes are investigated. Figure 16 depicts the error on the phase function due to uncertainty on the asymmetric coefficient g for an uncertainty $\Delta g = 0.1$. If measurements close to the forward scattering peak are discarded, it appears that error on ΔP is 20% in average around the value $g = 0.6$.

[39] Because above analysis is performed using the H-G phase function, next step is to verify that this latter yields a good approximation of Mie theory. Figure 17 is intended to prove that the method is designed for small size particles through intercomparison with all aerosol types that could be observed over continent: black carbon (BC), desert dust (DU), organic matter (OM), sulphate (SU), and sea salt (SS). The construction of their respective phase function depends on several parameters [after *Toon and Ackerman*, 1981]: the coefficient of diffusion, the Mie parameter, the relative number of particles in the interval of size particles compared to total number in the distribution, the radius of the particles. Some aerosol types are particular sensitive to the particle size (DU, SS) while other (OM, SU) present characteristics depending on relative humidity, which means they can either be hydrophobic or hydrophilic. The results shown in Figure 17 reveal that the method has limitation for 2 cases: for dust and for urban areas. Note that it is not an issue for SS in the limit of small particles, which supports our choice. Figure 17 suggests the situation could improve for BC in taking $g = 0.3$ whereas it is not certain that decreasing the value of ω, because of enhanced absorption, would improve significantly the scores. With a disregard to BC, then a value of $g = 0.75$ would seem preferable in average, which is clearly more appropriate for DU and SS having their particle size larger than 0.5 μm (see Figure 17) although the use of a double H-G phase function should be advised. Consequently, error on ρ_{aer} would be more than 20% if these aerosol types were present. Nevertheless, the proposed method with actual set of parameters appears dependable for continental aerosol as far their composition is dominated by SU and OM, which is quite frequent. The method seems to be also efficient for SS having particle size smaller than 0.5 μm. Incidentally, the effects of relative humidity do not appear crucial apart very high values, which would concern rare situations. Another recommendation would be to restrict the inversion scheme to data sets comprised within an angular domain of scattering excluding the peaks, typically between 35° and 135° (see Figure 17).

[40] For global scale studies devoted to a retrieval of AOT, Figure 18 supports the options of the present work (see first paragraph of this section) because observations are in general no too strongly oriented in forward scattering direction during winter solstice, summer solstice and fall equinox. In this regard, our physical assumptions seem adapted to the angular capabilities that are offered by MSG/SEVIRI. Backscattered direction is prevalent in northeast Europe during boreal summer, in South Africa during boreal winter, and for most SEVIRI pixels over MSG disk during spring or fall equinoxes (Figure 18). But in Northern hemisphere, DU events occur preferably during boreal summer for which the SEVIRI sensor scans moderately in the backward scattering. It is remarkable that at the equinoxes, backscattering of the aerosols match with the hot spot

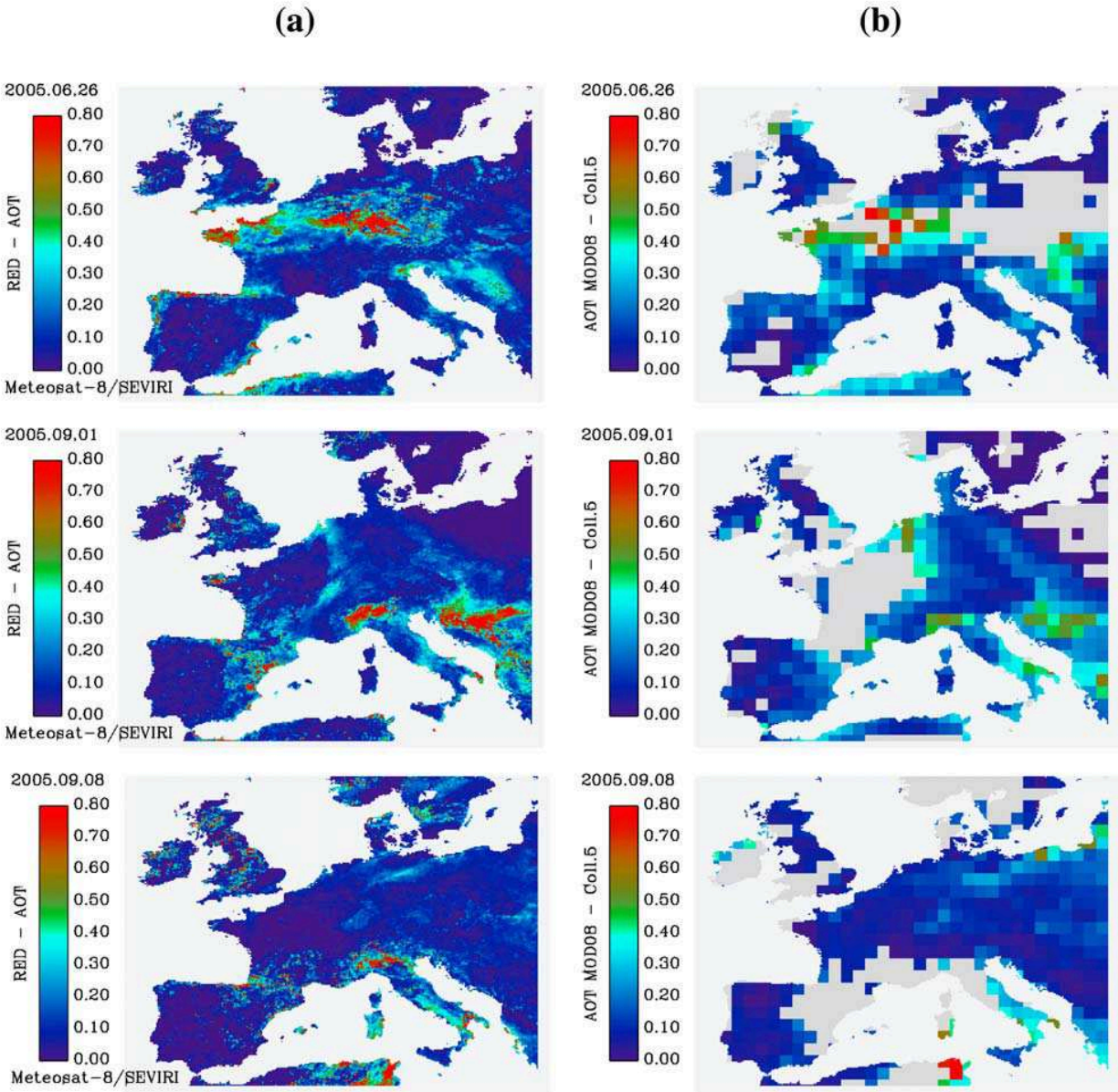


Figure 14. Images of daily AOT estimates at 0.65 μm for (top) 26 June 2005, (middle) 1 September 2005, and (bottom) 8 September 2005: (a) SEVIRI and (b) MODIS (Collection 5) on 1° × 1° boxes.

phenomenon, i.e., the reflectance peak in illumination direction, at local solar noon (Figure 18). Because the hot spot at surface level is difficult to sample with precision, DU particles of small size will be difficult to track at that times and hot spot observations should not be considered for further analysis.

[41] As far the aerosol type cannot be well determined, it is likely that Mie theory can be advantageously approached by H-G phase function. Besides, the approach is consistent with other reasonable assumptions on key parameters, g and ω mainly, provided they correspond to most representative situations over land surface. In this regard, opting for particles of small size with a mean relative humidity appears to be a sound trade-off. Further, the limited angular scanning of SEVIRI supports this choice because it is excluded measurements near the forward scattering peak.

5. Discussion and Conclusion

[42] An innovative method has been presented for obtaining routine estimates of the aerosol burden over land targets. The approach seems particularly well adapted to the high frequency of SEVIRI observations in order to retrieve a quality-controlled aerosol optical thickness. The multi-temporal approach takes advantage of a dynamic analysis of the directional properties of the aerosol and surface layers. The proposed algorithm operates a joint retrieval of aerosol and surface BRDF. A linear theory of the radiative transfer

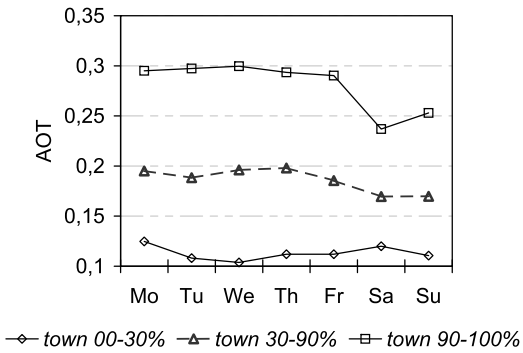


Figure 15. Aerosol optical thickness according to town density. Mean AOT from Monday, 29 May 2006, to Sunday, 2 July 2006 (5 complete weeks), versus day of the week and town density in a region including Europe and North Africa. Three categories were established using the GLC2000 land cover classification: MSG/SEVIRI pixels containing less than 30%, between 30% and 90%, and more than 90% of the class "artificial surfaces."

is suggested, and its inversion is based on a simplified Kalman filter. The method remains powerful to detect possible rapid changes of the surface layer because it analyzes the forward scattering signature of aerosols. The angular shape of BRDF is particularly sensitive to the presence of aerosols and allows aerosol and surface signals to be separated in all cases in assuming that at least an elementary dark target exists. The algorithm is computationally efficient for processing daily estimates over the full MSG disk, which ensures a geographic coverage of Europe, Africa and the eastern region of South America. It could be adapted for ocean at little expense in designing a BRDF adapted to sea surface.

[43] The SEVIRI space-time best coincident AOT values with ground-based AERONET indicate a high level of compliance for a given list of contrasted sites. In particular, the satisfactory agreement with AERONET AOT values supports the reliability of the method to reflect the short-time aerosol events appropriately. The method is also relevant for estimating dust events over bright surfaces where the presence of nonabsorbing aerosols diminishes the contrast that exists between the apparent and surface reflectance for heavy dust and no dust conditions. Further comparisons with instantaneous and monthly MODIS AOT values show the reliability of the quantitative estimates of the SEVIRI AOT although some mitigated conclusions have been pointed out. To increase the value of the method, we successfully evaluated its ability to report on the intensity of polluted areas on working days according to the density of urbanization.

[44] It is worth emphasizing the performance of the SEVIRI cloud mask since the case of an apparently hazy atmosphere, which could be due to very thin clouds, mostly appeared to be connected with strong aerosol events. Therefore, the error treatment could address special cases (broken cloud, cirrus), and thus contribute to the validity of the quality control of AERONET data for instance. Remaining cloud contamination would create a positive bias on the aerosol load measured by satellite. This undesirable effect can be substantially reduced in the case of geostationary observations compared to polar systems by a more severe selection considering the large number of slots.

[45] A challenging task is to promote the synergy of data from polar and geosynchronous platforms. It should be stressed that the method is not instrument-dependent but performs better with frequent observations. In this regard, spectral and angular information brought by polar system will be of added value for the retrieval of the aerosol spectral optical properties from SEVIRI. An autonomous determination of the aerosol class requires multiangular and wider spectral ranging sensors to be used in association. The foreseen merging of MSG and EPS (EUMETSAT Polar System) data in the framework of the Land SAF program is a very promising way to increase the grid resolution and extend the geographical coverage. Including data from different instruments does not require further methodological developments apart from technical aspects like the spectral normalization and the grid resampling, which yield an important asset of our method.

[46] Investigating the simultaneous retrieval of surface albedo and additional aerosol properties would certainly be a good direction for future research work to take. In this regard, an adaptation of the underlying physical assumptions to specific cases may improve the whole results, which seems mandatory in preparing hourly based AOT products. The impact of the additional aerosol kernel on the tunable parameters describing the surface properties, and hence also on surface albedo retrieval, has not yet been systematically studied. In the conventional three-kernel BRDF model approach, reflectance data perturbed by aerosol events can

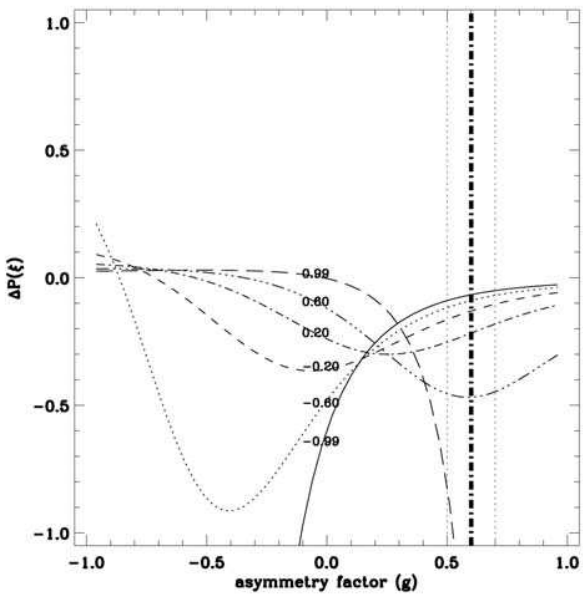


Figure 16. Absolute variations of the aerosol phase function $P(\xi)$ with the asymmetry parameter g for different values of the phase angle ξ in taking $\Delta g = 0.1$. Values of $\cos(\xi)$ are indicated on each curve. Dash-dotted vertical line delineates the value $g = 0.6$ taken as mean case. Dotted vertical lines represent the values $g = 0.5$ and $g = 0.7$.

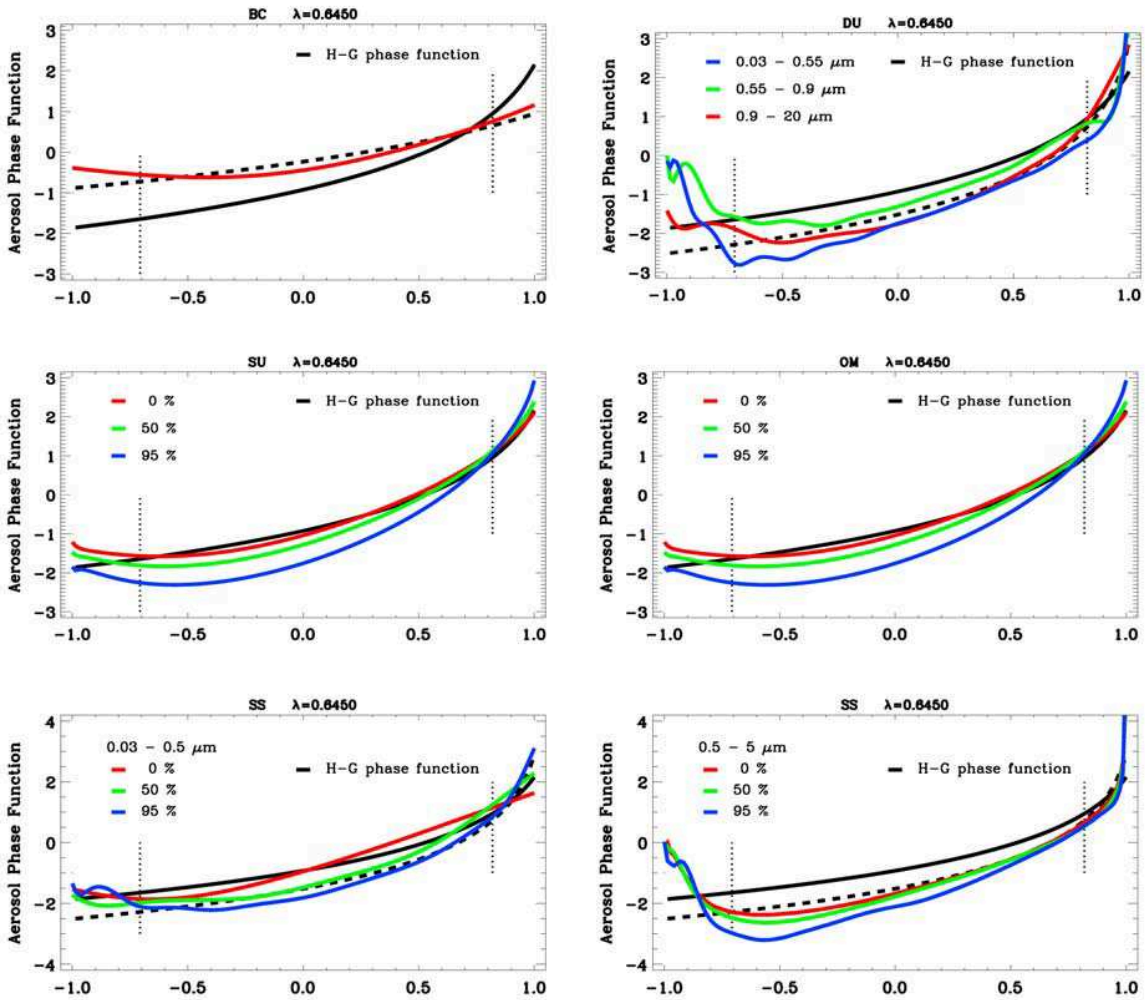


Figure 17. Henyey-Greenstein (H-G) phase function (black) for an asymmetry parameter $g = 0.6$ and Mie phase functions (color) as a function of the phase angle ξ (the supplementary angle of the scattering angle) for the wavelength 0.645 μm. Mie theory is shown for representative aerosol types: black carbon (BC), desert dust (DU), sulphate (SU), organic matter (OM), and sea salt (SS). Different colors of curve correspond to various intervals of particle sizes (in μm) or relative humidity (in percent). Dotted line delimits the angular domain [35°, 135°] of variations of the scattering angle ξ'. Dashed line represents values of H-G for $g = 0.3$ (BC) and $g = 0.75$ (DU, SS).

lead to spurious unphysical fluctuations of anisotropy parameters. Preliminary investigations of this issue tend to show that, in our approach, these residual fluctuations are well described by the aerosol kernel. This helps to improve the quality of the surface BRDF by reducing the initial spurious short-time variations in albedo time series. Moreover, the spatial resolution is not perceived as a strong constraint of our method given the fact that the spatial contrast is not exploited. Nonetheless, the selection for a large box, maybe on optimal device, increases the chance to observe a dark target over which the aerosol retrieval is more accurate. Our well-behaved algorithm will continue to undergo developments and refinements with intensive validation against ground measurements over longer periods, particularly for operational air quality forecasting. Considering the quantitative error estimate, the assimilation of SEVIRI AOT into numerical weather prediction models will offer new perspectives in term of aerosol radiative forcing and climate.

Appendix A: Estimation of Noncorrelated Errors

[47] To estimate $\sigma[\rho_{TOL}\ (\theta_s^j,\ \theta_v^j)]$ for the observation number j, we analyzed sets of SEVIRI observations over Europe having first a similar angular configuration. The period must be short enough to assume surface properties to be stationary, which is here from 2 to 4 June 2005 because of a low aerosol load according to MODIS. The estimate of

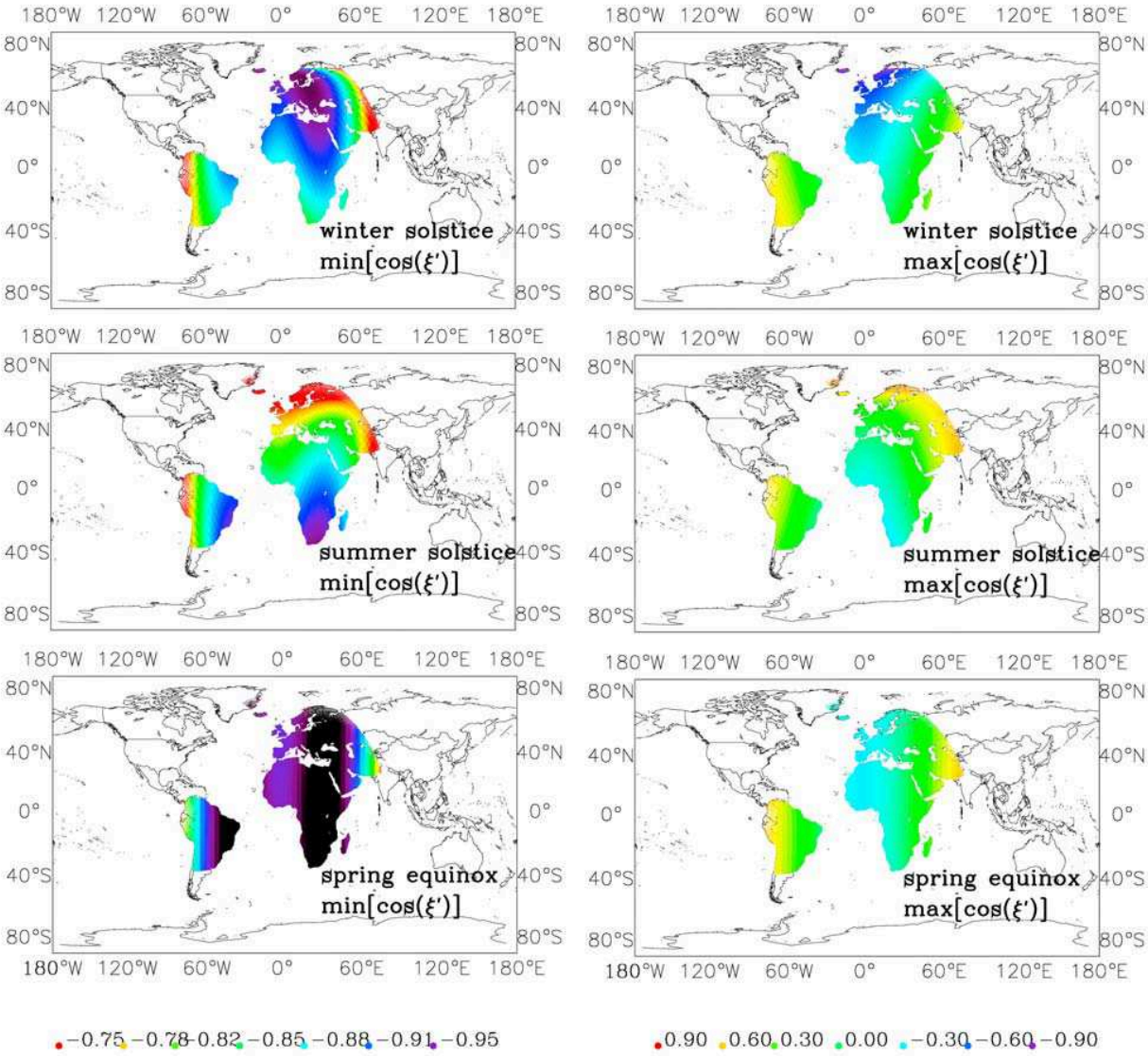


Figure 18. (right) Maximum and (left) minimum values of scattering angles obtained with SEVIRI over the MSG disk at (top) winter solstice, (middle) summer solstice, and (bottom) spring equinox. These maximum and minimum values are calculated to represent the 70% confidence interval of the SEVIRI scattering angle population.

noncorrelated errors is proposed here in the case of a geostationary system with SEVIRI. The directional dependence of $\sigma[\rho_{TOL}(\theta_s^j, \theta_v^j)]$ is a linear function of the relative air mass η:

$$\sigma\left[\rho_{TOL}\left(\theta_s^j, \theta_v^j\right)\right] = \sigma[\rho_{TOL}(\theta_s = 0, \theta_v = 0)]\eta. \quad \text{(A1)}$$

Within a good approximation, we obtain a Gaussian distribution of the reflectance difference $\Delta\rho_{TOL}$ for any pair of observations with corresponding azimuth variation, $\Delta\phi_s$, close to zero (see Figure A1). Given a value of the reflectance, we can express the root mean square error of $\Delta\rho_{TOL}$ for any pair of observations with corresponding azimuth variation, $\Delta\phi_s$ (see Figure A2) in the terms:

$$\sigma[\Delta\rho_{TOL}/\eta] := \sqrt{\left|\Delta(\rho_{TOL}/\eta)^2\right|}. \quad \text{(A2)}$$

Furthermore, the standard error between two variables having the same Gaussian error structure is $\sqrt{2}$ times as large. Normalizing by this quantity, we determine a standard error estimate for the reflectance factor, the limit of which is interpreted as:

$$\lim_{\Delta\phi_s \to 0} \sigma[\Delta\rho_{TOL}/\eta] = \sigma[\rho_{TOL}(\theta_s = 0, \theta_v = 0)]. \quad \text{(A3)}$$

As a result, it follows that the standard error $\sigma[\rho_{TOL}(\theta_s, \theta_v)]$ is a linear expression with $\rho_{TOL}(\theta_s, \theta_v)$. From equation (A1), it follows that:

$$\sigma\left[\rho_{TOL}\left(\theta_s^j, \theta_v^j\right)\right] = \left[c_1 + c_2\rho_{TOL}\left(\theta_s^j, \theta_v^j\right)\right]\eta. \quad \text{(A4)}$$

Best-estimate analysis gives $c_1 = 0.001$ and $c_2 = 0.07$.

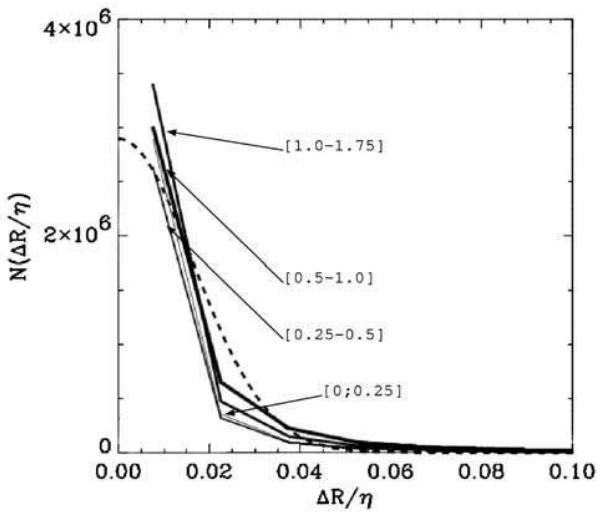


Figure A1. Probability density distribution of the quantity $\Delta\rho_{TOL}(\theta_s, \theta_v)/\eta$ (650 nm channel) for different values of $\Delta\phi_s$ on 2 June 2005 at 1200 UTC. From left to right on the plot, the solid curves correspond to $\Delta\phi_s$ intervals of [0.; 0.25] − [0.25; 0.5] − [0.5; 1] − [1; 1.75]. The total number of cases considered is close to 20 millions. The dashed line obeys a Gaussian law.

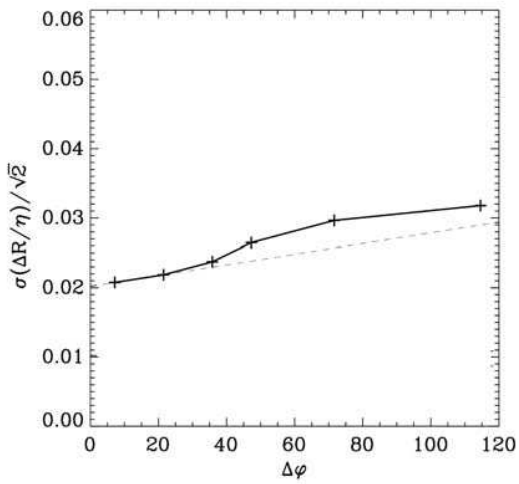


Figure A2. Standard deviation function of the normalized difference of reflectance versus angle of difference $\Delta\phi_s$ for SEVIRI at channel 650 nm and a reflectance value equal to 0.275.

[48] **Acknowledgments.** One of us (O.H.) received financial support from EUMETSAT (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites) in the framework of the Satellite Application Facilities (SAF) program on Land Surface Analysis (LSA). We feel very indebted to the anonymous reviewers for their helpful suggestions and comments, which contributed to improving the understanding and readability of the manuscript. We would like also to thank Jean-Jacques Morcrette (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) for performing simulations from Mie theory and François-Marie Bréon (CEA/LSCE) for useful comments and suggestions.

References

Abdou, W. A., D. J. Diner, J. V. Martonchik, C. J. Bruegge, R. A. Kahn, B. J. Gaitley, K. A. Crean, L. A. Remer, and B. N. Holben (2005), Comparison of coincident Multiangle Imaging Spectroradiometer and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol optical depths over land and ocean scenes containing Aerosol Robotic Network sites, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S07, doi:10.1029/2004JD004693.

Anderson, T. L., R. J. Charlson, S. E. Schwartz, R. Knutti, O. Boucher, H. Rodhe, and J. Heintzenberg (2003), Climate forcing by aerosols—A hazy picture, *Science*, *300*, 1103–1104, doi:10.1126/science.1084777.

Baret, F., et al. (2007), LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION. Part 1: Principles of the algorithm, *Remote Sens. Environ.*, *110*, 275–286, doi:10.1016/j.rse.2007.02.018.

Bellouin, N., O. Boucher, J. Haywood, and M. S. Reddy (2005), Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements, *Nature*, *438*, 1138–1141, doi:10.1038/nature04348.

Boucher, O. (1998), On aerosol direct shortwave forcing and the Henyey-Greenstein phase function, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 128–134, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<0128:OADSFA>2.0.CO;2.

Dubovik, O., and M. D. King (2000), A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, *105*(D16), 20,673–20,696, doi:10.1029/2000JD900282.

Elias, T., and J.-L. Roujean (2008), Estimation of the aerosol radiative forcing at ground level, over land, and in cloudless atmosphere, from METEOSAT-7 observation: Method and case study, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 625–636.

Elias, T., A. M. Silva, N. Belo, S. Pereira, P. Formenti, G. Helas, and F. Wagner (2006), Aerosol extinction in a remote continental region of the Iberian Peninsula during summer, *J. Geophys. Res.*, *111*, D14204, doi:10.1029/2005JD006610.

Fiebig, M., C. Stein, F. Schröder, P. Feldpausch, and A. Petzold (2005), Inversion of data containing information on the aerosol particle size distribution using multiple instruments, *J. Aerosol Sci.*, *36*, 1353–1372, doi:10.1016/j.jaerosci.2005.01.004.

Formenti, P., M. O. Andreae, and J. Lelieveld (2000), Measurements of aerosol optical depth above 3570 m asl in the North Atlantic free troposphere: Results from ACE-2, *Tellus, Ser. B*, *52*, 678–693.

Gariazzo, C. C., et al. (2007), A gas/aerosol air pollutants study over the urban area of Rome using a comprehensive chemical transport model, *Atmos. Environ.*, *41*, 7286–7303, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.05.018.

Geiger, B., D. Carrer, L. Franchistéguy, J. L. Roujean, and C. Meurey (2008), Land surface albedo derived on a daily basis from Meteosat Second Generation observations, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *46*, 3841–3856, doi:10.1109/TGRS.2008.2001798.

Hansen, J. E. (1969), Radiative transfer by doubling very thin layers, *Astrophys. J.*, *155*, 565–573, doi:10.1086/149892.

Hartman, B., and D. Domingue (1998), Scattering of light by individual particles and the implications for models of planetary surfaces, *Icarus*, *131*, 421–448, doi:10.1006/icar.1997.5861.

Haywood, J., and O. Boucher (2000), Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, *Rev. Geophys.*, *38*, 513–543, doi:10.1029/1999RG000078.

Haywood, J., P. Francis, S. Osborne, M. Glew, N. Loeb, E. Highwood, D. Tanré, G. Myhre, and P. Formenti (2003), Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum, *J. Geophys. Res.*, *108*(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002687.

Henyey, L. G., and J. L. Greenstein (1941), Diffuse radiation in the galaxy, *Astrophys. J.*, *93*, 70–83, doi:10.1086/144246.

Herman, M., J.-L. Deuzé, A. Marchand, B. Roger, and P. Lallart (2005), Aerosol remote sensing from POLDER/ADEOS over the ocean: Improved retrieval using a nonspherical particle model, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S02, doi:10.1029/2004JD004798.

Holben, B. N., et al. (1998), AERONET: A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, *66*, 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5.

Ichoku, C., L. A. Remer, and T. F. Eck (2005), Quantitative evaluation and intercomparison of morning and afternoon Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) aerosol measurements from Terra and Aqua, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S03, doi:10.1029/2004JD004987.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change S. Solomon*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, New York.

Jeong, M.-J., and Z. Li (2005), Quality, compatibility, and synergy analyses of global aerosol products derived from the advanced very high resolution radiometer and Total Ozone Mapping Spectrometer, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S08, doi:10.1029/2004JD004647.

Jeong, M.-J., Z. Li, D. A. Chu, and S.-C. Tsay (2005), Quality and compatibility analyses of global aerosol products derived from the advanced very high resolution radiometer and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S09, doi:10.1029/2004JD004648.

Jin, M., J. M. Shepherd, and M. D. King (2005), Urban aerosols and their variations with clouds and rainfall: A case study for New York and Houston, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S20, doi:10.1029/2004JD005081.

Kahn, R. A., B. J. Gaitley, J. V. Martonchik, D. J. Diner, K. A. Crean, and B. Holben (2005), Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S04, doi:10.1029/2004JD004706.

Kattawar, G. W. (1975), A three-parameter analytic phase function for multiple scattering calculations, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, *15*, 839–849, doi:10.1016/0022-4073(75)90095-3.

Kaufman, Y. J., D. Tanré, L. A. Remer, E. F. Vermote, A. Chu, and B. N. Holben (1997), Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, *102*(D14), 17,051–17,068, doi:10.1029/96JD03988.

Kaufman, Y. J., D. Tanré, and O. Boucher (2002), A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, *419*, 215–223, doi:10.1038/nature01091.

Knapp, K. R., R. Frouin, S. Kondragunta, and A. Prados (2005), Toward aerosol optical depth retrievals over land from GOES visible radiances: Determining surface reflectance, *Int. J. Remote Sens.*, *26*(18), 4097–4116, doi:10.1080/01431160500099329.

Kokhanovsky, A. A., and G. de Leeuw (2009), *Satellite Aerosol Remote Sensing Over Land*, Springer, New York.

Kokhanovsky, A. A., and T. Y. Nakajima (1998), The dependence of phase functions of large transparent particles on their refractive index and shape, *J. Phys. D Appl. Phys.*, *31*, 1329–1335, doi:10.1088/0022-3727/31/11/006.

Kokhanovsky, A. A., B. Mayer, and V. V. Rozanov (2005), A parameterization of the diffuse transmittance and reflectance for aerosol remote sensing problems, *Atmos. Res.*, *73*, 37–43, doi:10.1016/j.atmosres.2004.07.004.

Kokhanovsky, A. A., et al. (2007), Aerosol remote sensing over land: A comparison of satellite retrievals using different algorithms and instruments, *Atmos. Res.*, *85*, 372–395, doi:10.1016/j.atmosres.2007.02.008.

Kotchenova, S. Y., and E. F. Vermote (2007), Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part II. Homogeneous Lambertian and anisotropic surfaces, *Appl. Opt.*, *46*, 4455–4464, doi:10.1364/AO.46.004455.

Kusmierczyk-Michulec, J., and G. de Leeuw (2005), Aerosol optical thickness retrieval over land and water using Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) data, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S05, doi:10.1029/2004JD004780.

Lenoble, J. (Ed.) (1985), *Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres*: Standard Computational Procedures, A. Deepak, Hampton, Va.

Leroy, M., J. L. Deuzé, F. M. Bréon, O. Hautecoeur, M. Herman, J. C. Buriez, D. Tanré, S. Bouffiès, P. Chazette, and J. L. Roujean (1997), Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over the land from POLDER/ADEOS, *J. Geophys. Res.*, *102*(D14), 17,023–17,037, doi:10.1029/96JD02662.

Levy, R. C., L. A. Remer, S. Mattoo, E. F. Vermote, and Y. J. Kaufman (2007), Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, *J. Geophys. Res.*, *112*, D13211, doi:10.1029/2006JD007811.

Linacre, E., and B. Geerts (2002), Estimating the annual mean screen temperature empirically, *Theor. Appl. Climatol.*, *71*, 43–61, doi:10.1007/s704-002-8207-4.

Liou, K. N., and J. E. Hansen (1971), Intensity and polarization for single scattering by polydisperse spheres: A comparison of ray optics and Mie theory, *J. Atmos. Sci.*, *28*, 995–1004, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0995:IAPFSS>2.0.CO;2.

Lucht, W., C. B. Schaaf, and A. H. Strahler (2000), An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical models, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *38*, 977–998, doi:10.1109/36.841980.

Lumme, K., and E. Bowell (1981), Radiative transfer in the surfaces of atmosphereless bodies, I. Theory, *Astron. J.*, *86*, 1694–1704, doi:10.1086/113054.

Marr, L. C., and R. A. Harley (2002a), Modelling the effect of weekday-weekend differences in motor vehicle emissions on photochemical air pollution in central California, *Environ. Sci. Technol.*, *36*, 4099–4106, doi:10.1021/es020629x.

Marr, L. C., and R. A. Harley (2002b), Spectral analysis of weekday-weekend differences in ambient ozone, nitrogen oxide, and non-methane hydrocarbon time series in California, *Atmos. Environ.*, *36*, 2327–2335, doi:10.1016/S1352-2310(02)00188-7.

Mishchenko, M. I., L. D. Travis, and D. W. Mackowski (1996), T-matrix computations of light scattering by non-spherical particles: A review, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, *55*, 535–575, doi:10.1016/0022-4073(96)00002-7.

Mishchenko, M., J. N. Dlugach, E. G. Yanovitskij, and N. T. Zakharova (1999), Bidirectional reflectance of flat, optically thick particulate layers: An efficient radiative transfer solution and applications to snow and soil surfaces, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, *63*, 409–432, doi:10.1016/S0022-4073(99)00028-X.

Muller, J.-P., R. Preusker, J. Fischer, M. Zuhlke, C. Brockmann, and P. Regner (2007), ALBEDOMAP: MERIS land surface albedo retrieval using data fusion with MODIS BRDF and its validation using contemporaneous EO and in situ data products, in *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. 2404–2407, Inst. of Electr. and Electron. Eng., Piscataway, N. J.

Myhre, G., and F. Stordal (2001), Global sensitivity experiments of the radiative forcing due to mineral aerosols, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,193–18,204, doi:10.1029/2000JD900536.

Padé, H. (1899), Mémoire sur les développements en fractions continues de la fonction exponentielle, in*Annales Scientifiques de l'École Normale Supérieure*, *Sér. 3*, vol. 16, pp.395–426, Gauthier-Villas, Paris.

Pinty, B., F. Roveda, M. M. Verstrate, N. Gobron, Y. Govaerts, J. V. Martonchik, D. J. Diner, and R. A. Kahn (2000), Surface albedo retrieval from Meteosat, *J. Geophys. Res.*, *105*(D14), 18,099–18,134, doi:10.1029/2000JD900113.

Popp, C., A. Hauser, N. Foppa, and S. Wunderle (2007), Remote sensing of aerosol optical depth over Central Europe from MSG-SEVIRI data and accuracy assessment with ground-based AERONET measurements, *J. Geophys. Res.*, *112*, D24S11, doi:10.1029/2007JD008423.

Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery (1992), *Numerical Recipes in Fortran*, Cambridge Univ., New York.

Rahman, H., and G. Dedieu (1994), SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum, *Int. J. Remote Sens.*, *15*(1), 123–143, doi:10.1080/01431169408954055.

Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld (2001), Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, *294*, 2119–2124, doi:10.1126/science.1064034.

Redelsperger, J. L., C. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher (2006), African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA): An international research project and field campaign, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *87*, 1739–1746, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739.

Reid, J. S., and P. V. Hobbs (1998), Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in Brazil, *J. Geophys. Res.*, *103*(D24), 32,013–32,030, doi:10.1029/98JD00159.

Remer, L. A., et al. (2005), The MODIS aerosol algorithm, products, and validation, *J. Atmos. Sci.*, *62*, 947–973, doi:10.1175/JAS3385.1.

Ross, J. L., P. V. Hobbs, and B. Holben (1998), Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in Brazil: Closure tests and direct radiative forcing, *J. Geophys. Res.*, *103*(D24), 31,925–31,941, doi: 10.1029/97JD03677.

Roujean, J.-L., M. Leroy, and P.-Y. Deschamps (1992), A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, *97*(D18), 20,455–20,468, doi:10.1029/92JD01411.

Rozanov, V. V., and A. A. Kokhanovsky (2005), On the molecular-aerosol coupling in remote sensing of aerosol from space, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *43*, 1536–1541, doi:10.1109/TGRS.2005.846859.

Rozanov, V. V., and A. A. Kokhanovsky (2006), The solution of the vector radiative transfer equation using the discrete ordinates technique: Selected applications, *Atmos. Res.*, *79*, 241–265, doi:10.1016/j.atmosres.2005.06.006.

Satheesh, S. K. (2002), Aerosol radiative forcing over land: Effect of surface and cloud reflection, *Ann. Geophys.*, *20*, 2105–2109.

Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier (2002), An introduction to Meteosat Second Generation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*, 977–992, doi:10.1175/1520-0477(2002)083<0977:AITMSG>2.3.CO;2.

Seidel, F., D. Schläpfer, J. Nieke, and K. I. Itten (2008), Sensor performance requirements for the retrieval of atmospheric aerosols by airborne optical remote sensing, *Sensors*, *8*, 1901–1914, doi:10.3390/s8031901.

Sinyuk, A., et al. (2007), Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite data, *Remote Sens. Environ.*, *107*, 90–108, doi:10.1016/j.rse.2006.07.022.

Smirnov, A., B. N. Holben, T. F. Eck, O. Dubovik, and I. Slutsker (2000), Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database, *Remote Sens. Environ.*, *73*, 337–349, doi:10.1016/S0034-4257(00)00109-7.

Strahler, A. H., et al. (1999), MODIS BRDF/Albedo Product: Algorithm Theoretical Basis Document, version 5.0, 53 pp., NASA Goddard Space Flight Cent., Greenbelt, Md.

Sturm, B. (1981), Ocean color remote sensing and quantitative retrieval of surface chlorophyll in coastal waters using Nimbus CZCS data, in *Oceanography From Space*, edited by J. F. R. Gower, pp. 267–279, Plenum, New York.

Tanré, D., Y. Kaufman, T. Nakajima, and V. Ramanathan (2005), Preface to special section on Global Aerosol System, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S01, doi:10.1029/2004JD005724.

Toon, O. B., and T. P. Ackerman (1981), Algorithms for the calculation of scattering by stratified spheres, *Appl. Opt.*, *20*, 3657–3660, doi:10.1364/AO.20.003657.

Trentmann, J., B. Früh, O. Boucher, T. Trautmann, and M. O. Andreae (2003), Three-dimensional solar radiation effects on the actinic flux field in a biomass-burning plume, *J. Geophys. Res.*, *108*(D17), 4558, doi:10.1029/2003JD003422.

Trigo, I. F., et al. (2010), The satellite application facility on land surface analysis, *Int. J. Remote Sens.*, in press.

Vermote, E. F., D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman, and J. J. Morcrette (1997), Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum: An overview, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *35*, 675–686, doi:10.1109/36.581987.

Wang, M., K. D. Knobelspiesse, and C. R. McClain (2005), Study of the Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) aerosol optical property data over ocean in combination with the ocean color products, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S06, doi:10.1029/2004JD004950.

Wanner, W., X. Li, and A. H. Strahler (1995), On the derivation of kernel-driven models of bidirectional reflectance, *J. Geophys. Res.*, *100*(D10), 21,077–21,090, doi:10.1029/95JD02371.

Wanner, W., A. H. Strahler, B. Hu, P. Lewis, J.-P. Muller, X. Li, C. L. B. Schaaf, and M. J. Barnsley (1997), Global retrieval of BRDF and albedo over land from EOS MODIS and MISR data: Theory and algorithm, *J. Geophys. Res.*, *102*(D14), 17,143–17,161, doi:10.1029/96JD03295.

Zhou, X., S. Li, and K. Stamnes (2003), Geometrical-optics code for computing the optical properties of large dielectric spheres, *Appl. Opt.*, *42*, 4295–4306, doi:10.1364/AO.42.004295.

D. Carrer, O. Hautecoeur, and J.-L. Roujean, GAME, CNRM, Météo-France, CNRS, 42, avenue Gaspard Coriolis, F-31057 Toulouse CEDEX, France. (dominique.carrer@meteo.fr)

T. Elias, LSCE, IPSL, L'Orme des Merisiers, F-91191 Gif-sur-Yvette, France.

4.2.2 METHODE

La Section 2 de l'Article 5 dresse les hypothèses physiques et une synthèse de l'approche dite à noyaux pour la surface (ou FDRB) étendue aux aérosols. Afin de détecter le changement de directionalité du signal, une méthode récursive est proposée.

L'idée première était d'améliorer la restitution de l'albédo de surface en le décontaminant de la présence d'aérosols. J'ai considéré un milieu à deux couches : une couche supérieure gazeuse et une couche inférieure aérosol-surface tel qu'énoncé Section 4.1. J'ai fait appel à un modèle simplifié de transfert radiatif (6S, Vermote et al, 1997) pour retirer l'effet de la couche supérieur de ce système ; c'est-à-dire l'absorption gazeuse et la diffusion de Rayleigh. En entrée, j'ai utilisé les radiances satellites (0.6, 0.8 et 1.6µm), un masque nuage (SAF-NWC), un masque terre-mer, la configuration géométrique (angles de visée et d'illumination), la vapeur d'eau et la pression issues des prévisions ECMWF, et l'ozone tiré de la climatologie TOMS. Puis le point délicat a été de réaliser l'inversion du système aérosol-surface (Equation (4.1)) pour retrouver simultanément les quantités τ et ρ_s. Pour ce faire, j'ai adopté une approche pragmatique en choisissant de représenter la surface (ρ_s) par la somme de 3 noyaux de kernels, soit la somme de 3 contributions (isotropique, géométrique et volumétrique) tel que peuvent le proposer les modèles à noyaux classiques de surface. C'est l'approche que j'avais développée en Section 2.2.3 pour la restitution de l'albédo de surface avec MSG. La réflectance de la cible environnante $\overline{\overline{\rho_s}}$ est supposée égale à l'albédo bi-hémisphérique du jour précédent. Les transmittances montantes et descendantes sont tirées de Kokhanovsky et al. (2005) et la réflectance de la couche d'aérosol ρ_{aer} dérivée des travaux de Hansen (1969), Rozanov et Kokhanovsky (2006) et Seidel et al. (2008). A noter que ρ_{aer} intègre un terme de diffusion multiple et une fonction de phase de Mie. Cette dernière a été approximée par une fonction de Henyey et Greenstein (Henyey et Greenstein, 1941). Ceci peut paraître simple mais il a été montré que l'échantillonnage angulaire obtenu avec MSG ne nécessite pas l'utilisation de formulation plus compliquée de la fonction de phase.

Ainsi tous les termes de l'équation (4.1) ont été explicités et seules demeurent 4 inconnues : les 3 paramètres de la fonction de FDRB qui servent à représenter la surface plus une inconnue qui est l'AOT (τ). Afin de mieux contraindre le système dans la première version de l'algorithme présentée dans l'Article 5, seul un type continental est considéré (sauf pour les fortes AOT où le type désertique est pris). Dans une version plus récente implémentée sur une chaîne opérationnelle de traitement (voir Section 4.2.4), l'albédo de simple diffusion et le coefficient d'asymétrie sont laissés libres d'évoluer avec la longueur d'onde.

La difficulté de la résolution de ce système à 4 inconnues est que le système n'est pas linéaire : τ intervient dans les transmittances qui pondèrent l'effet de la surface (voir premier terme de droite de l'Equation (4.1)). L'inversion du système aérosol-surface à 4 inconnues est réalisée à l'aide d'un filtre de Kalman que j'ai mis en place afin de traquer l'évolution de la

directionalité du signal à partir de toutes les réflectances TOL collectées sur une journée et ainsi parvenir à remonter à la contribution de chacune des entités (surface et aérosol). Pour ce faire, les propriétés de directionalité de la surface sont supposées plus stationnaires que les propriétés de directionalité de l'atmosphère. Concrètement le noyau reflétant l'isotropie de la surface (en quelque sorte la contribution moyenne de la surface) est laissé libre et les contributions directionnelles de surface dues aux effets géométriques et volumétriques (noyaux 2 et 3) sont plus figées avec des temps caractéristiques autour du mois. Ceci signifie que les effets de l'ombrage des montagnes ou du feuillage des forêts sont supposés évoluer sur des constantes de temps caractéristiques hautement plus faibles que le changement de directionalité atmosphérique dû à un évènement en aérosols. Aucun poids sur l'information *a priori* des jours précédents est conservé pour l'AOT. La solution de ce filtre de Kalman n'est généralement pas obtenue à la première inversion et un processus itératif est nécessaire.

4.2.3 EVALUATION

La performance de l'algorithme est évaluée en Section 3 de l'Article 5 à l'aide tout d'abord d'observations synthétiques puis réelles MSG sur l'Europe et l'Afrique. Les estimations satellitaires MSG sont confrontées aux mesures *in situ* du réseau AERONET et au produit aérosol MODIS.

Dans ce qui est présenté, une seule estimation par jour est visée mais en théorie cette méthode pourrait fournir avec MSG une estimation d'AOT par heure (besoin d'un minimum de 4 observations). Les données MSG furent exploitées sur les moyennes latitudes de Juin 2005 à Août 2007 et sur des sites désertiques de mars à juin 2006. Les estimations d'AOT satellitaires MSG furent comparées au réseau AERONET *in situ* et aussi au produit équivalent MODIS. L'erreur relative relevée est d'environ 20%. La méthode développée a semblé relativement performante pour traquer des émissions d'aérosol anthropogéniques et pour la détection d'évènements de poussières désertiques sur les surfaces brillantes ; ce qui est particulièrement difficile compte tenu de ce qui a été discuté. De plus, une corrélation est apparue entre le taux d'urbanisation et le niveau moyen d'AOT. D'autres moyennes en fonction du jour de la semaine ont suggéré l'impact du trafic automobile pendant les jours travaillés.

Plus récemment, d'autres travaux sont venus enrichir l'évaluation de cet algorithme. Par exemple dans le cadre du projet MISTRALS/ChArMEx (http://charmex.lsce.ipsl.fr), un effort de valorisation des données de télédétection d'aérosols sur la région méditerranéenne a été entrepris (Nabat et al., 2013 ; Mallet et al., 2013) et ce produit d'AOT (nommé AERUS-GEO, voir section suivante) a été sélectionné pour tester un ensemble de modèles de transport de poussières désertiques (Basart et al., 2014). La Figure 4.2 présente d'une part une intercomparaison entre différents produits AOT modèles et satellitaires sur le site de Lampedusa et d'autre part les performances moyennes de différents produits modèles et satellitaires sur 14 sites méditerranéens pendant les 2 mois de la première phase d'observation intensive de ChArMEx. Ce travail a été réalisé de manière indépendante par P. Nabat. Le

diagramme de Taylor (graphe de droite) permet d'avoir une visualisation synthétique des performances de chaque produit. Le produit parfait aurait une corrélation de 1 et une déviation standard de 1 en comparaison aux observations AERONET et serait alors confondu avec le point 'REF' qui représente les observations in situ sur le graphe. Les meilleurs produits sont ceux qui se rapprochent le plus de ce point 'REF'. Le point gris est le produit MODIS fusionné DB plus DT. Le cercle barré en violet représente le produit issu du modèle MACC du ECMWF qui assimile les produits MODIS. D'autres produits modèles sont indiqués avec des cercles barrés. Le point vert représente le produit AER_OC également élaboré à partir de MSG mais disponible seulement sur océan (Thieuleux et al., 2005). Le produit AERUS-GEO est en bleu ciel.

Il mérite d'être souligné que les scores pour le produit AER_OC sont établis uniquement à partir des stations côtières à la différence de AERUS-GEO qui intègre aussi les stations sur terre (Madrid, Ouarzazate, etc) où la restitution est plus délicate que sur mer. On relève que le produit le plus proche des observations (point 'REF') est ici AERUS-GEO. Ce résultat est cohérent avec les travaux de comparaisons de Carrer et al. (2010) et Xu et al. (2014) qui comparèrent le produit MSG aux produits MISR et MODIS. Cependant cela mérite d'être conforté avec d'autres comparaisons sur de plus vastes domaines et de plus longues périodes.

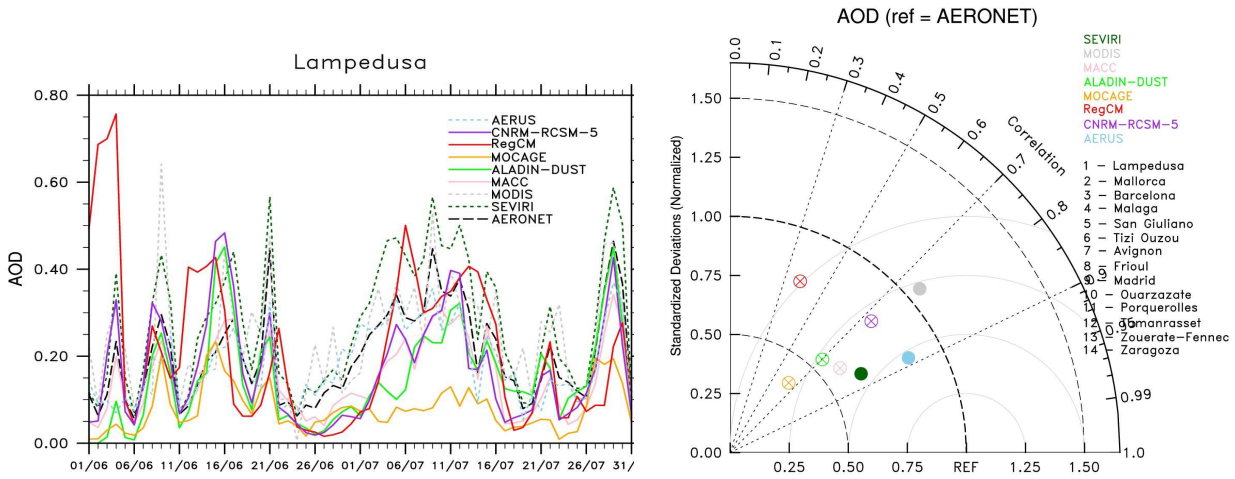


Figure 4.2: Intercomparaision durant la campagne CHARMEX/TRAQA de produits d'épaisseur optique (3 satellitaires et 5 modèles) avec l'observation AERONET (par P. Nabat): à gauche une série temporelle sur le site de Lampedusa en Sicile et à droite le diagramme de Taylor moyen pour 14 stations de mesure. Le produit MSG AERUS-GEO est en bleu ciel.

4.2.4 MISE EN ŒUVRE OPERATIONNELLE

Explorer le potentiel de nouvelles approches et développer une méthode transposable en opérationnel sont deux points pas forcément compatibles. Pour preuve, peu de méthodes issues de la recherche sur la détection des aérosols atteignent le stade de mise à disposition

opérationnelle. Si nous voulons un suivi de la quantité d'aérosol au cours du temps pour accéder aux autres variables que sont l'albédo de surface et le rayonnement solaire incident il est important de s'inscrire dans cette optique d'intégration opérationnelle.

Le travail visant à développer des algorithmes légers, robustes, compatibles avec les contraintes actuelles de coût de calcul et de temps quasi-réel, ne relève pas seulement de la simple optimisation des équations du transfert radiatif atmosphérique tel que présenté dans la section précédente. Il s'agit aussi de défendre un choix stratégique scientifique qui est que le défi à venir pour la restitution des aérosols par satellite viendra de la capacité des algorithmes à traiter le maximum d'observations satellitaires dans le temps imparti pour une production en temps quasi-réel. A mon avis l'approche la plus pertinente est de suivre au mieux l'évolution de la directionalité du signal et pour cela, plus grand sera l'échantillonnage, meilleure sera la restitution. Soutenir une telle approche c'est faire le pari que l'avancée à venir viendra davantage de la richesse d'une mixité d'observations que de la complexité des modèles. Cette vision pragmatique est aussi le point de vue défendu par Seidel et al. (2010) (même si la recherche en télédétection aura toujours besoin pour progresser dans la compréhension des processus de modèles de transfert radiatifs sophistiqués). Ces auteurs ont en effet confronté précision et coût en temps de calcul issus de divers modèles de transfert radiatif pour la restitution des aérosols ; des modèles sophistiqués et d'autres plus légers tel celui développé ici. Les résultats montrent que les modèles les plus complets en termes de physique du transfert radiatif permettent d'accroître de 10% la qualité de la restitution des aérosols (AOT) en comparaison à des approches plus simplifiées. Mais le surcoût en temps de calcul est lui d'un ordre de grandeur supérieur (x25 entre modèle simple et sophistiqué).

La méthode de restitution de l'AOT à partir de MSG est à l'heure où j'écris ce manuscrit en cours d'implémentation à ICARE (Cloud-Aerosol-Water-Radiation Interactions ; http://www.icare.univ-lille1.fr). Par rapport à la version d'origine de l'Article 5, ci-dessus présentée quelques légères améliorations ont été apportées afin de restituer l'AOT sur océan et fournir une estimation du coefficient d'Angström. Ainsi sur océan il a été considéré une surface lambertienne. Pour accéder à l'Angström des inversions itératives dans les bandes MSG/SEVIRI à 0.8µm et 1.6µm furent également effectuées. Les rapports entre les différentes bandes permirent d'ajuster les facteurs d'asymétrie et les albédos de simple diffusion en fonction du type supposé d'aérosol. J'ai nommé ce produit AERUS-GEO pour 'Aerosol and surface albEdo Retrieval Using a directional Splitting method – application to GEO data'. La Figure 4.3 présente le type de visualisation déjà disponible sur le site web d'ICARE pour la concentration en aérosols. La Figure 4.4 montre l'albédo de surface issu de cette inversion simultanée surface-aérosol.

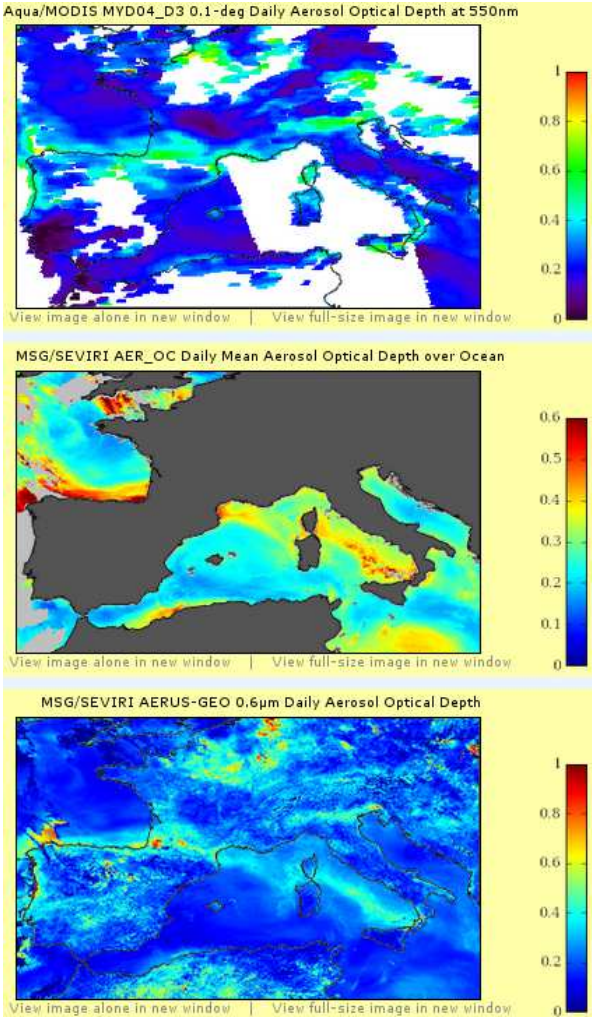
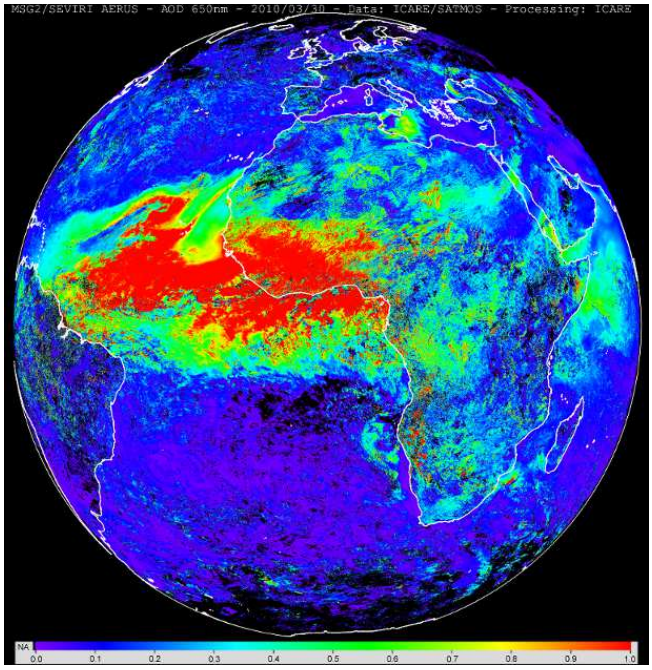
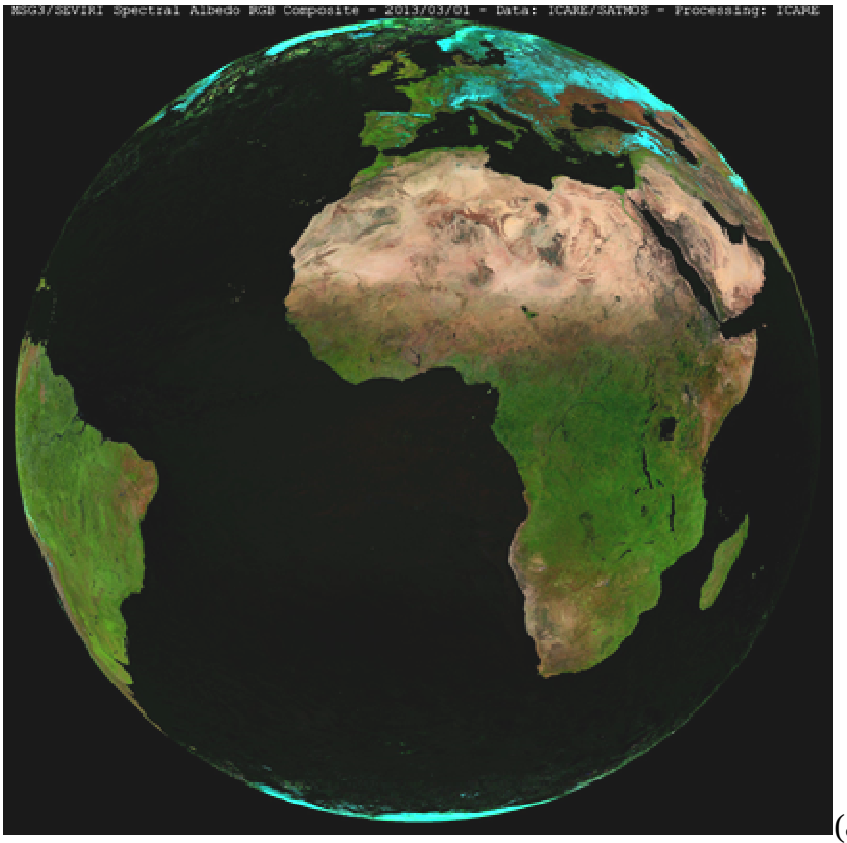
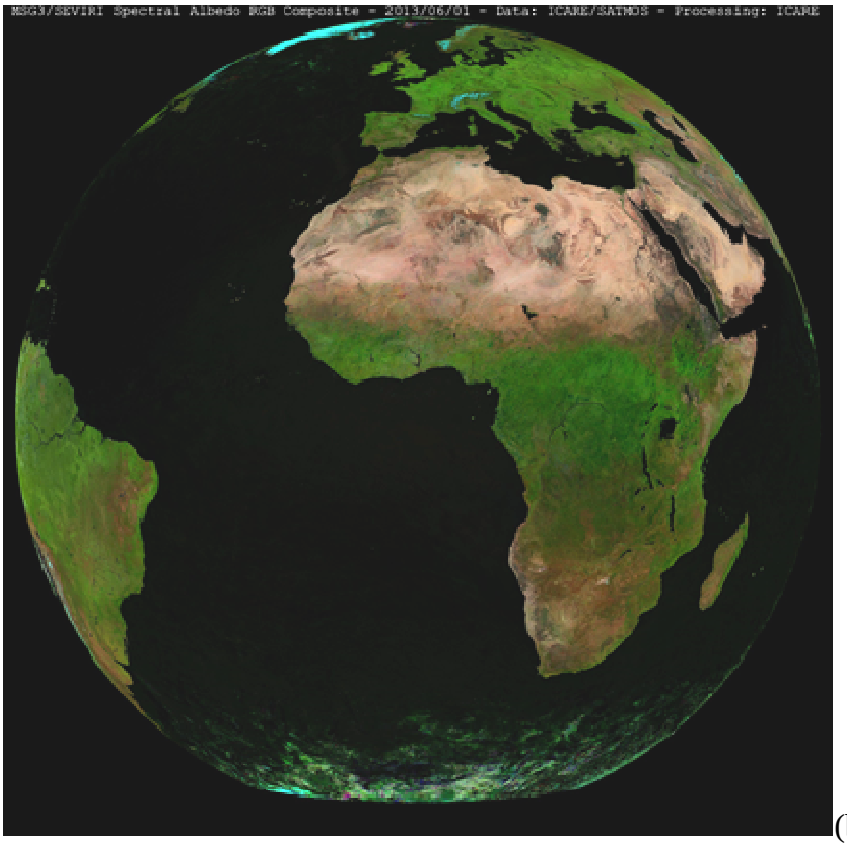


Figure 4.3: Visualisations tirées du site web d'ICARE d'AOT par satellite le 15/07/2013. A droite, de haut en bas : MODIS à 0.5µm, AER_OC (Thieuleux et al., 2005) à 0.5µm et AERUS-GEO à 0.6µm (lien web). En dessous, exemple d'événement de tempête de sable durant la première mousson en Afrique de l'Ouest (le 30/03/2010).





(a)



(b)

Figure 4.4: Composite colorée (RGB) réalisée à partir des albédos spectraux à 0.6µm, 0.8µm et 1.6µm issus de l'inversion simultanée surface-aérosol le : (a) 01/03/2013 et (b) 01/06/2013. Les zones de neige et glace apparaissent de couleur bleutée.

4.3 IMPACT DES AEROSOLS SUR LA MESURE DES FLUX RADIATIFS ONDES-COURTES

A la suite de ce travail sur la restitution des aérosols à partir des observations MSG, nous pouvons maintenant nous interroger sur la valeur ajoutée que celle-ci constitue pour la mesure des flux radiatifs ondes-courtes. Une façon de quantifier cette valeur ajoutée est d'évaluer si à l'aide de ces mesures satellitaires, nous sommes capables de connaître à l'échelle journalière la contribution du flux absorbé à la surface qui vient de la présence d'aérosol. Cette quantité se nomme forçage radiatif direct des aérosols à la surface et se calcule comme la différence de rayonnements incidents absorbés en surface entre le cas d'une atmosphère pure (sans aérosols) et le cas d'une atmosphère avec aérosols. La question fut abordée avec Xu et al. (2014) en comparant, uniquement sous conditions de ciel clair, les forçages radiatifs qui résultent des produits satellitaires MODIS-DT, MODIS-DB, MISR et AERUS-GEO (tous pris individuellement) sur 6 mois et 24 stations AERONET. La réponse fut : non il n'est pas possible de connaître aujourd'hui le forçage radiatif journalier des aérosols à la surface bien que le produit AERUS-GEO se rapproche le plus de cette possibilité avec une incertitude (biais absolu relatif) de 34%. Le Tableau 4.2 présente les performances sur la détection des aérosols par les différentes méthodes. On relève des statistiques de différences (biais, RMSE) par rapport à AERONET relativement comparables. En revanche AERUS-GEO fournit des estimations d'AOT plus de 50% des jours alors que MISR couvre seulement 5% des jours (un peu plus de 20% pour MODIS-DT et MODIS-DB). Cette différence permet de mieux appréhender la différence de flux absorbé à la surface (ou forçage radiatif) due à la présence d'aérosols.

AOT produit	Nombre d' estimations	Pourcentage d'estimations (%)	Nombre de stations couvertes	AOT moyenne satellitaire	AOT moyenne AERONET	Biais	RMSE
MODIS-DT	1227	27.8	23/24	0.27	0.28	-0.01	0.11
MODIS-DB	898	20.3	15/24	0.44	0.42	0.02	0.18
MISR	258	5.8	23/24	0.28	0.29	-0.01	0.11
AERUS-GEO	2329	52.7	24/24	0.37	0.35	0.02	0.20

Tableau 4.2: Performances des 4 méthodes de détection des aérosols par satellites (d'après Xu et al., 2014). Statistiques établies à partir de 24 stations AERONET et une période de référence de mars à septembre 2006.

Pour aller plus loin, j'ai également travaillé avec X. Ceamanos sur la représentation du rayonnement diffus incident et l'importance de l'existence de mélanges de plusieurs types

d'aérosols (Ceamanos et al. 2014a et b). Nous avons évalué dans Ceamanos et al. 2014b que 25% d'erreur sur une AOT de 1.0 induit typiquement sous condition de ciel clair une erreur de 21% sur l'estimation du rayonnement direct solaire incident et -9% sur l'estimation du rayonnement diffus (voir Figure 4.5). Les erreurs sur les composantes diffuses et directes se compensant mutuellement, cela implique une erreur sur le rayonnement solaire incident (direct plus diffus) d'environ 6%. En comparaison, une erreur de 25% sur la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère induirait une incertitude de 2%, et une erreur de 25% sur le contenu en ozone 0.5% d'erreur (voir Figure 4.5). En fait, les aérosols ont des propriétés optiques différentes en fonction de leur type, de leur taille, de leur degré d'hygrométrie. De plus, ils sont rarement observés de manière isolée et interagissent entre eux. Dans Ceamanos et al. (2014b), nous allons plus loin que le besoin de connaître l'AOT pour retrouver le flux incident à la surface. Nous avons développé une approche permettant de tenir compte de la coexistence de plusieurs types d'aérosols et **nous avons montré que choisir un seul type d'aérosol ne permet souvent pas d'être représentatif des conditions réelles.** Typiquement, la prise en compte de mélanges (externes) d'aérosols permet d'améliorer les estimations satellitaires de rayonnement incident instantané à la surface avec une déviation standard réduite de 10W.m^{-2} en comparaison aux mesures *in situ*. Pour autant, la prise en compte des aérosols pour l'estimation du rayonnement solaire incident reste difficile, surtout dans un contexte temps quasi-réel. Aujourd'hui une référence en matière de prévision de la présence des aérosols est le produit MACC-II (Monitoring Atmospheric Composition and Climate – Interim Implementation) qui combine information modèle et information satellite (Mocrette et al., 2009 ; Benedetti et al., 2009). Nous avons testé l'utilisation du produit MACC-II distribué en temps réel pour l'estimation du rayonnement incident. Les performances obtenues furent équivalentes à celles provenant de l'utilisation d'une climatologie d'AOT fixe (d'environ 0.2). Seule la réanalyse du produit MACC-II fournie en temps différé de quelques mois a permis d'obtenir une amélioration sur l'estimation du rayonnement solaire incident en comparaison à l'utilisation d'une valeur fixe climatologique. Il s'en suit que les estimations du rayonnement solaire incident instantané à la surface décontaminé de la présence d'aérosol et du rayonnement solaire diffus en ciel non nuageux restent encore inaccessible en temps réel. J'avais noté au Section 2.2.3 la même problématique pour la détermination de l'albédo de surface journalier à partir de MSG.

Le produit AERUS-GEO développé ci-dessus ouvre des pistes intéressantes pour l'estimation du rayonnement solaire absorbé à la surface mais il ressort que l'information sur le mélange des types d'aérosol qui peuvent coexister à un endroit donné est aussi essentielle. Une erreur de 25% sur l'AOT peut induire 6% de biais sur le rayonnement solaire incident. Il a été montré que considérer un seul type d'aérosol ne permet souvent pas d'être représentatif de conditions réelles. La non-prise en compte du mélange en aérosol peut venir dégrader les estimations de rayonnement incident avec une augmentation de la déviation standard en comparaison aux observations *in situ* de typiquement 10W.m^{-2}. Pour rappel, il a été mesuré par rapport à des mesures in situ un

biais sur le rayonnement incident MSG de 4% et une déviation standard pour des conditions de ciel clair de 40W.m^{-2} (voir Section 2.2.2).

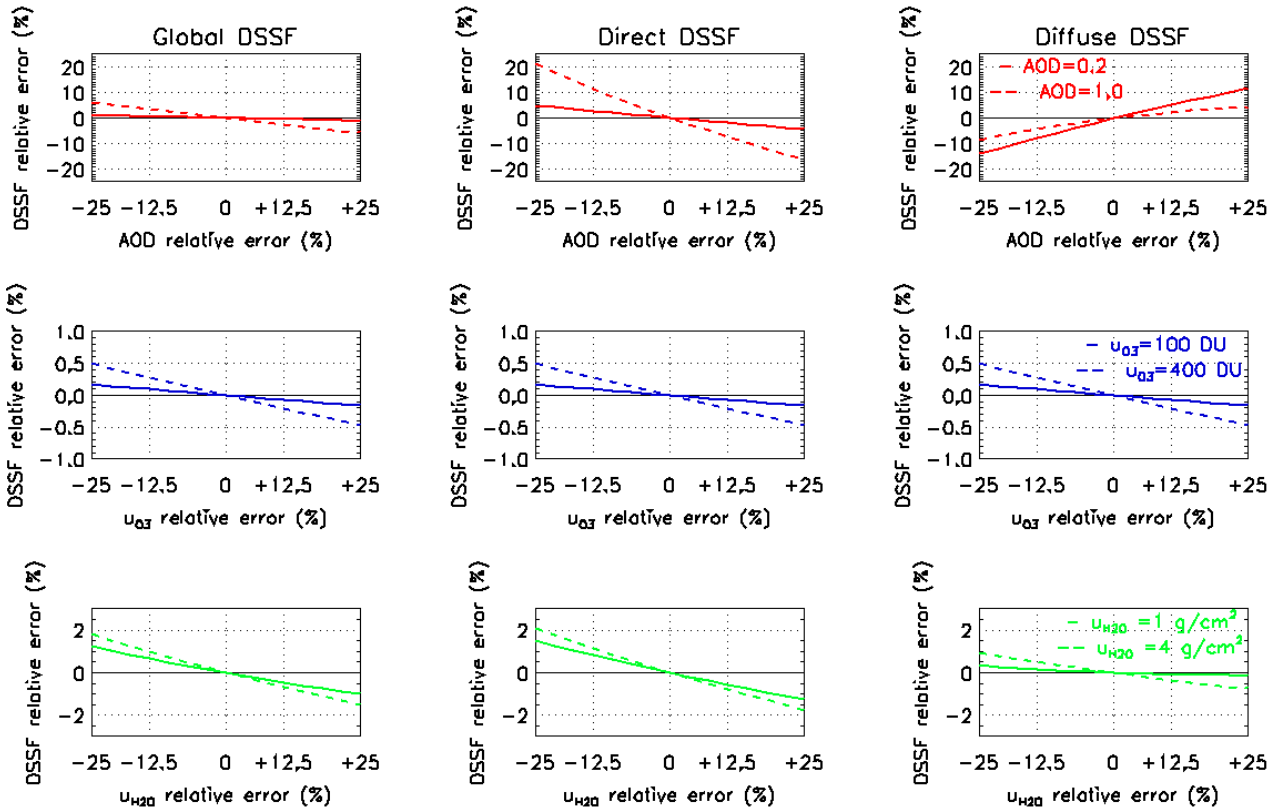


Figure 4.5 : Erreur relative sur l'estimation du rayonnement solaire incident (nommé DSSF) global, direct et diffus pour des incertitudes allant jusqu'à +/-25% sur l'AOT, le contenu en ozone, et la concentration en vapeur d'eau. Ces tests sont réalisés pour deux épaisseurs optiques : 0.2 et 1.0 (d'après Ceamanos et al., 2014b).

4.4 DISCUSSION ET CONCLUSION DU CHAPITRE 4

4.4.1 DISCUSSION

J'avais pour objectif initial de mieux décontaminer les estimations d'albédo de surface de contaminations résiduelles atmosphériques. Le même aléa autour de la télédétection de l'ozone qui était ennuyée par la présence d'aérosol a permis à la fin des années 1970 d'établir les premières détections d'aérosol par satellite.

L'approche que j'ai développée pour détecter les concentrations d'aérosols est plutôt dédiée aux satellites géostationnaires. Elle offre des perspectives intéressantes avec l'arrivée

en 2019 de la troisième génération de satellites géostationnaires météorologiques (MTG - Meteosat Third Generation) qui va proposer des bandes spectrales plus fines à une résolution de 1*km*x1*km* toutes les 10 min (via le Flexible Combined Imager - FCI). Dans les années à venir, j'espère également améliorer la restitution de la surface et de la présence d'aérosols en fusionnant les informations multi-capteurs issus de plates-formes polaires et géostationnaires. Pour ce faire et répondre à des contraintes de temps réel, je crois particulièrement au potentiel de ce type d'approche semi-empirique relativement légère. Pour autant le développement de modèles de transfert radiatif complets sera toujours nécessaire pour comprendre les processus en jeu. Une piste que j'aimerais aborder est la complémentarité pour la détection des poussières désertiques des bandes visibles et thermiques infrarouges. Le challenge sera alors d'estimer l'altitude et la taille des particules désertiques.

Dans une prochaine étape j'analyserai plus en détail la restitution de l'albédo de surface qui est issu de cette inversion simultanée des propriétés de surface et d'aérosols. Un aspect encore non abordé aujourd'hui est l'estimation de l'albédo des océans. La raison à cela est que l'albédo de l'eau est généralement compris entre 1 et 5% ce qui reste inférieur à la qualité que peuvent atteindre les produits albédos satellitaires. Les océans sont affectés par le changement de climat et suivre leur albédo serait certainement aussi riche d'enseignements.

J'ai enfin relevé avec H. Xu et X. Ceamanos que ce nouveau produit AERUS-GEO présentait **un potentiel nouveau pour suivre le forçage radiatif des aérosols à la surface** ; c'est-à-dire la quantité de rayonnement absorbé à la surface de par la présence d'aérosols dans l'atmosphère. Toutefois certaines améliorations semblent encore nécessaires pour suivre ce forçage radiatif par satellite. **Un verrou à mes yeux reste de parvenir à caractériser la coexistence de types d'aérosols.** Concernant la caractérisation du forçage radiatif des aérosols, j'ai relevé que l'albédo de surface pouvait venir amplifier le forçage radiatif des aérosols ; d'où l'importance d'arriver à bien caractériser la surface. Par exemple, les aérosols de type carbone suie exercent au sommet de l'atmosphère un forçage radiatif négatif (ils refroidissent la Terre) au-dessus des surfaces sombres comme les océans et certaines forêts, et un forçage radiatif positif (ils réchauffent la Terre) au-dessus de surfaces claires comme les déserts et les surfaces enneigées ou englacées (Chylek et Wong, 1995).

4.4.2 CONCLUSION

Dans ce chapitre, **j'ai expliqué pourquoi les propriétés de réflectivité de surface et la présence d'aérosols sont fortement liées l'une à l'autre.** J'ai montré que le suivi temporel de la directionalité du signal satellitaire avec MSG permet d'accéder à l'AOT avec autant de précision que les estimations issues d'initiatives existantes (MODIS, MISR). Cette approche est différente de la majorité des méthodes de détection des aérosols qui sont de nos jours basées sur le contraste spatial et temporel. **Elle présente l'avantage de produire des estimations quelques soient les types de surface** (brillantes ou sombres).

La contribution des aérosols au rayonnement absorbé par la surface est très variable d'une région à l'autre et en fonction de la quantité et du type d'aérosol présent. Elle peut être

de quelques à plusieurs dizaines de $W.m^{-2}$. En comparaison à MISR ou MODIS, la méthode présentée de restitution de la présence d'aérosol permet une **meilleure estimation de la contribution des aérosols au rayonnent absorbé en surface, avec cependant 35% d'erreur (biais absolu relatif) à l'échelle journalière.** Enfin, il a pu être montré sous certaines conditions que **les deux tiers des erreurs en conditions de ciel clair sur l'estimation du rayonnement solaire incident pouvaient être dues à la présence d'aérosols** (6% d'erreur si 25% de biais sur l'AOT, contre 2% ou 0.5% d'erreur si 25% de biais sur la vapeur d'eau ou l'ozone). Sur les $40W.m^{-2}$ de déviation standard sur l'estimation du rayonnement solaire incident instantané par satellite (en comparaison aux mesures *in situ* ; voir Chapitre 2), un quart peut provenir d'une mauvaise prise en compte de la coexistence de plusieurs types d'aérosols.

Enfin, en introduction j'avais signalé une inflexion dans l'évolution du rayonnement solaire incident à la surface. Cette inflexion est supposée être en partie due à une diminution de la présence d'aérosols dans l'atmosphère suite au déclin de l'industrie dans l'ex-URSS. Pour conclure je pense que le défi de la décennie à venir à la fois pour des raisons sanitaires et climatiques sera de suivre la quantité d'aérosol dans l'atmosphère. **Ce suivi ne pourra s'opérer sans considérer de manière simultanée la surface.** Et en fait cette approche associée albédo-aérosol peut paraître recommandable compte tenu des boucles de rétroactions qu'on a pu pressentir, par exemple sur la région sahélienne. En fait, bien d'autres axes de recherche nécessitent de faire appel à une approche unifiée albédo-aérosol. Par exemple, un des débats qui anime la communauté ces dernières décennies est de savoir si la forêt amazonienne ou tropicale congolaise connaît un brunissement signe d'une perte de la capacité de photosynthèse (Xu et al., 2011 ; Zhou et al., 2014) ou si ce changement observé des propriétés de réflectivité n'est dû qu'à une mauvaise décontamination de la présence d'aérosols (Samanta et al., 2012). Pour des raisons de non linéarité qui lient présence d'aérosol et albédo de surface, je ne pense pas que la problématique puisse être correctement abordée par télédétection autrement que par une inversion simultanée de la surface et de la présence d'aérosols.

5 CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce travail était d'évaluer l'apport de la cartographie du rayonnement solaire absorbé par la surface et plus particulièrement sur la verticale de la végétation pour le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone.

J'ai utilisé la télédétection spatiale et la modélisation du transfert radiatif pour cartographier à grande échelle la dynamique du rayonnement solaire absorbé par la végétation. Je me suis appuyé principalement sur l'utilisation de données issues du satellite géostationnaire MSG qui couvrent l'Europe et l'Afrique à haute fréquence temporelle pour développer des algorithmes de restitution du rayonnement solaire incident et de l'albédo de surface. L'incertitude sur les restitutions fut évaluée à 4% pour le rayonnement solaire incident à l'échelle instantanée et à 10% pour l'albédo de surface à l'échelle journalière. La principale cause de ces incertitudes est une mauvaise connaissance de la présence d'aérosols (concentration et type). Il a été montré que, sous conditions de ciel clair, la méconnaissance de l'épaisseur optique peut expliquer jusqu'à trois quart des biais sur le rayonnement solaire incident et que la non prise en compte de la coexistence de plusieurs types d'aérosols peut accroître de 25% la dispersion en comparaison aux observations. In fine les algorithmes de télédétection s'accordent sur l'estimation du rayonnement absorbé par la surface à environ 3% près malgré l'utilisation d'approches, de données satellites, de variables atmosphériques différentes.

Mon intention a été dans un second temps de mieux décrire les hétérogénéités du rayonnement absorbé sur les dimensions horizontales et verticales de la canopée. Pour ce faire, j'ai développé une méthode pour accéder à l'albédo du sol nu et de la végétation, et un modèle de transfert radiatif pour connaître le profil d'absorption sur la profondeur de la canopée. En supposant l'albédo de surface parfaitement connu, il a été évalué que l'imprécision sur l'accès à l'albédo de la végétation de la Planète est de 5.7% sur une échelle de temps pluriannuelle. L'avantage de l'approche proposée est de fournir des estimations continues au cours du temps d'albédo du sol nu et de la végétation alors que les méthodes classiques ne proposent que des estimations pluriannuelles. Finalement, si l'objectif est de connaître le rayonnement absorbé uniquement par la végétation, il a été montré que la principale source d'incertitude (25% et plus) ne provient pas du rayonnement incident ou de la connaissance de l'albédo de la végétation mais de la connaissance de l'architecture verticale de la canopée difficile à appréhender à grande échelle.

Typiquement il a été révélé à l'aide de la modélisation de surface qu'une incertitude de 1% sur le rayonnement incident solaire pouvait induire des incertitudes sur la température de surface (en °C) de 1.4% et d'humidité superficielle (en $m^3.m^{-3}$) de 0.2% en moyenne journalière (considérant l'effet du rayonnement infrarouge neutre). Malgré ces incertitudes sur le rayonnement solaire incident ou l'albédo de surface, j'ai montré que la connaissance de la répartition du rayonnement absorbé à la surface précédemment établie permet d'améliorer significativement le suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone. L'utilisation du rayonnement solaire incident satellite permet de rivaliser avec des analyses (SAFRAN sur la France) basées sur des réseaux denses d'observations *in situ*. Ainsi, le rayonnement net

calculé par le modèle de surface ISBA est mieux simulé à l'aide des données radiatives satellitaires avec une corrélation augmentée de 0.4 sur de nombreux mois. La valeur ajoutée sur la restitution des flux turbulents de chaleur sensible et latente est toutefois plus faible avec une réduction de la déviation standard de 15W.m^{-2} au plus. Ceci suggère l'existence d'autres sources d'incertitudes : de modélisation (sur la fraction de végétation et le contenu en eau du sol) et instrumentales sur la mesures des flux d'énergie (car le bilan d'énergie mesuré est rarement fermé). L'utilisation de l'albédo satellitaire permet également d'améliorer ce suivi des flux à la surface. L'impact sur les scores à 2 mètres des simulations de prévision du temps est significatif à l'échéance de quelques heures pendant certaines périodes de l'année. La nature des impacts constatés dépend de la configuration du modèle utilisée (offline ou couplé). Pour la prévision du temps, les assimilations de l'albédo de surface satellitaire et de radiances brutes au sommet de l'atmosphère peuvent intervenir de manière complémentaire : la première influençant les processus proches de la surface et la seconde jouant sur les processus dans la moyenne et haute atmosphère. Il est ressorti que, pour des applications climatiques et sous certains aspects, le suivi des flux à la surface peut être plus pertinent que le simple suivi de la température à 2 mètres. Au niveau climatique, il a été mis en évidence le rôle clé de l'albédo de surface sur des zones sensibles comme la région sahélienne pour la mise en place de la saison humide. En continuité avec les travaux de Charney et al. (1977), nos résultats confortent l'existence d'une boucle de rétroaction tendant à amplifier l'effet de sècheresse dans cette zone (plus y a désertification, plus l'albédo de surface est élevé et moins il pleut). Ceci est un des axes qui gagneraient néanmoins a être approfondi. En effet, compte tenu de l'ampleur des impacts constatés, il semble essentiel de développer un modèle pronostique d'évolution de l'albédo de surface afin de prévoir l'évolution du climat sur certaines zones sensibles comme le Sahel.

J'ai également abordé l'impact de la connaissance de ce flux solaire absorbé en surface et de sa répartition sur la profondeur de la végétation pour le suivi des flux de carbone. Je n'aurais pas pu mener ce suivi comme je l'entendais sans le travail réalisé autour du développement d'un modèle de transfert radiatif multicouche dans la canopée et le couplage avec un module de photosynthèse (ici ISBA-A-gs). Il était très important de représenter l'effet du rayonnement diffus qui vient généralement doper la photosynthèse des basses couches et le « shading » dû aux trouées dans la canopée qui tend à limiter la photosynthèse des feuilles au soleil. Malgré les 25% au moins d'incertitudes sur l'estimation du rayonnement PAR absorbé par la végétation, ceci a permis de mieux reproduire la dépendance au diffus, à l'angle zénithal solaire, au LAI et de mieux simuler d'environ 15% la GPP planétaire. Nous avons pu relever également une augmentation de la dépendance à la température qui vient réduire la sensibilité sur les flux incidents. Toutefois, si cette étape d'introduction d'un schéma multicouche pour le suivi des flux de carbone est nécessaire, elle n'est pas forcément suffisante. Malgré ces améliorations, les incertitudes sur la GPP planétaire sont encore très importantes. Mon avis est que pour réaliser un suivi fin des flux de carbone il faudra très probablement évoluer vers un bilan d'énergie multiple à la surface (sol nu, végétation à l'ombre et végétation au soleil) et prendre en considération l'évolution des paramètres

atmosphériques, de structure, physiologiques, biogéochimiques et de photosynthèse sur la verticale de la végétation.

Enfin, de cette étude il est ressorti qu'un des enjeux premiers est l'estimation de la concentration des aérosols et du type ou du mélange de types en jeu, autant pour le suivi du cycle du carbone à cause de son importance sur la fraction de diffus, que pour le suivi des flux d'énergie et d'eau pour son incidence sur le rayonnement solaire incident et sur l'albédo de surface. La caractérisation de l'évolution temporelle et spatiale (aussi sur la verticale) de la concentration et des propriétés (type, taille et hygrométrie) des aérosols dans l'atmosphère est un problème difficile. Une des principales limitations à sa bonne restitution dans le domaine optique courtes longueurs d'ondes provient de la méconnaissance des propriétés de réflectivité de la surface. Le travail de restitution sur l'albédo de surface journalier m'a incité à explorer la capacité de MSG en la matière en analysant l'évolution de la signature directionnelle du signal satellite. L'approche développée possède des performances largement comparables aux méthodologies les plus répandues. Les restitutions d'AOT permettent d'améliorer la qualité des restitutions de rayonnement incident et *a priori* d'albédo de surface. Compte tenu des interactions non linéaires qui lient albédo de surface et présence d'aérosol, cette approche simultanée d'inversion des propriétés albédo-aérosol est un vrai atout. En effet, sans une inversion simultanée du système surface-aérosols il sera, à mes yeux, délicat de mesurer finement l'évolution du rayonnement incident à la surface sur ces dernières décennies (l'albédo de surface ayant tendance à doper le forçage climatique des aérosols) ou l'évolution des propriétés phytosanitaires de la végétation (par exemple sur la forêt amazonienne qui brunit peut-être).

Le travail initié depuis les années 1990 sur l'albédo de surface permet aujourd'hui d'avoir suffisamment de précision sur l'estimation de cette variable pour tenter d'accéder à la contamination résiduelle qu'est la présence d'aérosols. Dans les années à venir, cette problématique résolue (notamment concernant la prise en compte de la coexistence de plusieurs types d'aérosols) permettra l'estimation de l'albédo des océans qui est pour le moment largement méconnu. La méthode de 'dévégétalisation' par exemple proposée en Section 2.3.2, devrait également conduire à bâtir des proxys sur la santé de la végétation et l'humidité superficielle du sol. Il sera intéressant d'essayer de construire des modèles pronostiques d'évolution de l'albédo du sol nu et de la végétation afin de pouvoir prévoir l'effet d'un changement de conditions climatiques sur des zones ou périodes sensibles et comprendre les rétroactions en jeu. Un axe de travail consistera à essayer de relier l'évolution des propriétés structurelles et physiologiques de la végétation à l'évolution de ses propriétés optiques de réflectivité (par l'introduction d'une dépendance à la chlorophylle, aux pigments, etc.), et relier de ce fait l'albédo de surface aux paramètres de photosynthèse (c'est-à-dire relier l'albédo de surface au cycle du carbone). Enfin une fois que nous aurons accès aux conditions de santé de la végétation, d'albédo, de quantités d'aérosols présents dans l'atmosphère, des types d'aérosols, la question de l'impact de la pollution atmosphérique sur

l'état de la végétation pourra éventuellement être traitée. Tout ceci en une certaine mesure bouclera la boucle et permettra un meilleur suivi des flux d'énergie, d'eau et de carbone.

RÉFÉRENCE

Abdou, W. A., Diner, D. J., Martonchik, J. V., Bruegge, C. J., Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Crean, K. A., Remer, L. A., and Holben, B. N. (2005), Comparison of coincident Multiangle Imaging Spectroradiometer and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol optical depths over land and ocean scenes containing Aerosol Robotic Network sites, J. Geophys. Res., 110, D10S07.

Abramowitz, G. (2012), Towards a public, standardized, diagnostic benchmarking system for land surface models, Geoscientific Model Development, 5, 819-827.

Anderson, T. L., Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Knutti, R., Boucher, O., Rodhe, H., and Heintzenberg, J. (2003), Climate forcing by aerosols—A hazy picture, Science, 300, 1103–1104, doi:10.1126/science.1084777.

Ba, M. B., Nicholson, S. E., and Frouin, R. (2001), Satellite-derived surface radiation budget over the African continent—Part II: Climatologies of the various components, Journal of Climate, Vol. 14(no. 1), 60–76.

Baccini, A., Goetz, S. J., Walker, W. S., Laporte, N. T., Sun, M., Sulla-Menashe, D., Hackler, J., Beck, P. S. A., Dubayah, R., Friedl, M. A., Samanta, S., and Houghton., R. A. (2012), Estimated carbon dioxide emissions from tropical deforestation improved by carbon-density maps, Nature Climate Change 2:182-185.

Baldocchi, D. D., Matt, D. R., Hutchison, B. A., and McMillen, R. T. (1984), Solar radiation within an oak-hickory forest: An evaluation of the extinction coefficients for several radiation components during fully-leafed and leafless periods, Agric. For. Meteorol., 32, 307–322.

Baldocchi, D. D., Hutchison, B. A., Matt, D. R., and McMillen, R. T. (1985), Canopy radiative transfer models for spherical and known leaf inclination angle distributions: A test in an oak-hickory forest, J. Appl. Ecol., 22, 539–555.

Basart S. et al. (2014), Dust Model Intercomparison For Summer 2012 In The Western Mediterranean and Comparison to The Pre-ChArMEx/TRAQA Campaign Observations, EGU Gen. Assem. 2014, Ref. EGU2014-7142, Vienna, 27-Apr.-2 May 2014.

Beer, C., et al. (2010), Terrestrial gross carbon dioxide uptake: Global distribution and co-variation with climate, Science, 329(5993): 834–838.

Benedetti, A., Morcrette, J.-J., Boucher, O., Dethof, A., Engelen, R. J., Fisher, M., Flentje, H., Huneeus, N., Jones, L., Kaiser, J. W., Kinne, S., Mangold, A., Razinger, M., Simmons, A. J., and Suttie, M. (2009), Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: 2. Data assimilation, J. G.eophys. Res. 114.

Berry, J., Raison, J.K. (1982), Response of macrophytes to temperature, In: Encyclopaedia of plant physiology, N.S., vol. 12A: Physiological plant ecology I, pp. 277–338 Lange, O., Nobel, P.S., Osmond, C.B., Ziegler, H., eds. Springer, Berlin Heidelberg New York.

Bonan, G. B., Lawrence, P. J., Oleson, K. W., Levis, S., Jung, M., Reichstein, M., Lawrence, D. M., and Swenson, S. C. (2011), Improving canopy processes in the Community Land Model version 4 (CLM4) using global flux fields empirically inferred from FLUXNET data, J. Geophys. Res., 116, G02014.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. (2000), The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation atmosphere transfer scheme, J. Appl. Meteorol., 39, 1544–1569.

Boone, A et al. (2009), The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 90(12), 1865-1880.

Braud, I., Dantas-Antonino, A. C., Vauclin, M., Thony, J. L., and Ruelle, P., (1995b), A Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model (SiSPAT), Development and field verification, J. Hydrol., 166:213-250.

Brisson, A., Le Borgne, P., and Marsouin, A. (1999), Development of Algorithms for Surface Solar Irradiance retrieval at OetSI SAF Low and Mid Latitude, Météo-France/CMS. Lannion. available at

http://www.eumetsat.int/Home/Main/What_We_Do/SAFs/The_Network/Documentation

Brooks, N., and M. Legrand (2000), Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in Linking Land Surface Change to Climate Change, edited by S. J. Mc Laren and D. Kniverton, pp. 1– 27, Kulwer Acad., Norwell, Mass.

Cabot T., (1995), Estimation de l'albédo de surface à l'échelle globale à l'aide de mesures satellitaires, PhD thesis, Paul Sabatier Univ., Toulouse, France.

Calvet, J.-C., Gibelin, A.-L., Martin, E., Le Moigne, P., Douville, H., and Noilhan, J. (2008), Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern France, Atmos. Chem. Phys., 8, 397–406.

Calvet, J. C., Noilhan, J., Roujean, J. L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., and Wigneron, J. P. (1998), An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites, Agr. Forest Meteorol., 92, 73–95.

Carrer D., (2008), Surface Albedo Analysis for SVATs, note interne.

Carrer, D., Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., and Liu, S. (2014), Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-

year analysis of MODIS satellite products, Remote Sensing of Environment, Vol. 140, pp. 420-432.

Carrer, D., J.-L. Roujean, S. Lafont, J.-C. Calvet, A. Boone, B. Decharme, C. Delire, and J.-P. Gastellu-Etchegorry (2013), A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes, J. Geophys. Res. Biogeosci., 118.

Carrer, D., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Meurey, C., Le Moigne, P., and Trigo, I. (2012), Incoming solar and infrared radiation derived from METEOSAT: impact on the modelled land water and energy budget over France, Journal of hydrometeorology, Journal of hydrometeorology, J. Hydrometeor, 13, 504–520.

Carrer, D., Roujean, J.-L., Hautecoeur, O., and Elias, T., (2010) Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, Volume : 115, Article Number : D10208.

Carrer, D., Roujean, J.-L., and Meurey, C. (2010), Comparing operational MSG/SEVIRI land surface albedo products from land SAF with ground measurements and MODIS. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Volume : 48, Issue : 4, Pages : 1714-1728, Part : Part 1.

Ceamanos, X., Carrer, D., and Roujean, J.-L. (2014b), Improved retrieval of direct and diffuse downwelling surface shortwave flux in cloudless atmosphere using dynamic estimates of aerosol content and type: application to the LSA-SAF project, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 14, 8333-8392.

Ceamanos, X., Carrer, D., and Roujean, J.-L. (2014a), An efficient approach to estimate the transmittance and reflectance of a mixture of aerosol components, Atmospheric Research, Vol. 137, pp. 125-135.

Cedilnik, J., Carrer, D., Roujean, J.-L., and Mahfouf, J.-F. (2012), Impact Assessment of Daily satellite-derived surface albedo in a limited-area NWP model, J. Appl. Meteor. Climatol., 51, 1835–1854.

Ceschia, E. (2013), Effets des conditions environnementales et des pratiques culturales sur les flux et bilans d'eau, de carbone et de gaz à effet de serre des agro-écosystèmes : Stratégies d'analyses de l'échelle locale à régionale, HDR, Paul Sabatier Univ., Toulouse, France.

Ceulemans, R., and M. Mousseau (1994), Effect of elevated atmospheric CO2 on woody plants, New Phytol., 127, 425–446.

Charney, J., Quirk, W.J., Chow, S.-H., and Kornfield, J., (1977), A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, J. Atmos. Sci., 34, 1366-1385.

Chiapello, I., C. Moulin, and J. M. Prospero (2005), Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness, J. Geophys. Res., 110, D18S10.

Chen, T. H., and Coauthors, (1997), Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes, J. Climate, 10, 1194–1215.

Chen, J. M., Liu, J., Leblanc, S. G., Lacaze, R., and Roujean, J.-L. (2003), Multi-angular optical remote sensing for assessing vegetation structure and carbon absorption, Remote Sens. Environ., 84, 516–525.

Chen, J. M., Mo, G., Pisek, J., Liu, J., Deng, F., Ishizawa, M., and Chan, D. (2012), Effects of foliage clumping on the estimation of global terrestrial gross primary productivity, Global Biogeochem. Cycles, 26, GB1019.

Chylek, P., and J. Wong, (1995), Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. Geophys. Res. Lett., 22(8), 929–931.

Clerbaux, N., Bertrand, C., Caprion, D., Depaepe, B., Dewitte, S., Gonzalez, L., and Ipe, A. (2005), Narrowband-to-broadband conversions for SEVIRI, Proceedings of the 2005 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. Dubrovnik. 351-357.

Cox, P.M., Huntingford, C. and Harding, R.J. (1998), A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme, J. Hydrol., 212-213, 79-74.

Cramer, W., et al. (2001), Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO2 and climate change: Results from six dynamic global vegetation models, Global Change Biol., 7(4), 357–373.

Csiszar, I., and Gutman, G. (1999), Mapping global land surface albedo from NOAA AVHRR, Journal of Geophysical Research, Vol. 104(no. D6), 6215–6228.

Dai, Y., R. E. Dickinson, and Y.-P. Wang (2004), A two-big-leaf model for canopy temperature, photosynthesis, and stomatal conductance, J. Clim.,17, 2281–2299.

Dai, Y., Zeng, X., Dickinson, R. E., Baker, I., Bonan, G. B., Bosilovich, M. G., et al. (2003), The Common Land Model, Bulletin of the American Meteorological Society, 84, 1013-1023.

Deardorff, J. W. (1977). A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. J. Appl. Meteor., 16, 1182-1185.

Dee, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 553–597.

Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994), The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modeling, Climate Dynamics 10:249-266.

Déqué, M., and J.-P. Piedelievre (1995), High-Resolution climate simulation over Europe, Climate Dynamics, 11:321-339.

Demarty, J., Chevallier, F., Friend, A. D., Viovy, N., Piao, S., and Ciais, P. (2007), Assimilation of global MODIS leaf area index retrievals within a terrestrial biosphere model, Geophys. Res. Lett., 34, L15402.

DeWit, C. T. (1965), Photosynthesis of leaf canopies, Agric. Res. Rep., 663, Cent. for Agric. Publ. and Doc., Wageningen, Netherlands.

Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J., and Wilson, M. F. (1986), Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model, Tech. Note TN-275+STR, Nat. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo.

Dickinson R. E. (1995), Land processes in climate models, Remote Sens. Environ., vol. 51, no. 1, pp. 27–38.

Diner, D.J., Martonchik, J.V., Kahn, R.A., Pinty, B., Gobron, N., Nelson, D.L., and Holben, B.N. (2005), Using angular and spectral shape similarity constraints to improve MISR aerosol and surface retrievals over land, Rem. Sens. Environ. 94, 155–171.

Douville, H., Royer, J.-F., and Mahfouf, J.-F. (1995), A new snow parameterization for the French community climate model. Part I: Validation in stand-alone experiments, Clim. Dynam., 12, 21–35.

Douville H., Planton S., Royer J-F., Stephenson D.B., Tyteca S., Kergoat L., Lafont S., Betts R.A. (2000), The importance of vegetation feedbacks in doubled-CO2 time-slice experiments, Journal of Geophysical Research 10514841-14861.

Dubovik, O., and M. D. King (2000), A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, J. Geophys. Res., 105(D16), 20,673–20,696.

Dufrêne, E., Davi, H., François, C., le Maire, G., Le Dantec, V., and Granier, A., (2005), Modelling carbon and water cycles in a Beech forest. Part I: Model description and uncertainty analysis on modeled NEE, Ecol. Model., 185, 407–436.

Durand, Y., Brun, E., Rindol, L. M., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and E. Martin, E. (1993), A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, Ann. Glaciol., 18, 65–71.

Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Merindol, L., and Martin, E. (1999), A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, J. Glaciol., 45, 469–484.

Duthoît, S., Demarez, V., Gastellu-Etchegorry, J.-P., Martin, E., and Roujean, J.-L. (2008), Assessing the effects of the clumping phenomenon on BRDF and FAPAR of a maize crop based on 3D numerical scenes using DART code, Agric. For. Meteorol., 148, 1341–1351.

Elias, T., and J. L. Roujean (2008), Estimation of the aerosol radiative forcing at ground level, over land, and in cloudless atmosphere, from METEOSAT7 observation: Method and case study, Atmos. Chem. Phys., 8, 625–636.

Espírito-Santo F.D.B., Gloor M., Keller M., Malhi Y., Saatchi S., Nelson B., Oliveira Junior R.C., Pereira C., Lloyd J., Frolking S., Palace M., Shimabukuro Y.E., Duarte V., Mendoza A.M., López-González G., Baker T.R., Feldpausch T.R., Brienen R.J.W., Asner G.P., Boyd S.D. and Phillips O.L. (2014), Size and frequency of natural forest disturbances and Amazon carbon balance, Nature Communications, 5:3434.

Fitter, A. H., and R. K. M. Hay (2002), Environmental Physiology of Plants, 3rd ed., Academic, Great Britain.

Frouin R., Lingner, D. W., Gautier, C., Baker, K. S., and Smith, R. C. (1989), A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface, Journal of Geophysical Research. 94(C7): 9731-9742.

Garratt, J. R. (1993), Sensitivity of climate simulations to land surface and atmospheric boundary layer treatments, A review. J. Climate,6, 419–449.

Gautier, C., Diak, G., and Masse, S. (1980), A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data, Journal of Climate and Applied Meteorology. 19: 1005-1012.

Geiger, B., Meurey, C., Lajas, D., Franchistéguy, L., Carrer, D., and Roujean, J.-L. (2008a), Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations, Meteorol. Appl. 15, pp. 411–420.

Geiger, B., Carrer, D., Franchistéguy, L., Roujean, J.-L., and Meurey, C. (2008b), Land surface albedo derived on a daily basis from Meteosat Second Generation observations, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 46, no. 11, pp. 3841–3856.

Gibelin, A.-L. and M. Déqué (2003), Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, Climate Dynamics 20:327-339.

Gibelin, A. L. (2007), Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale : modélisation, validation et mise en œuvre à l'échellle globale, PhD thesis, Paul Sabatier Univ., Toulouse, France.

Goudriaan, J., van Laar, H. H., van Keulen, H., and Lovwerse, W. (1985), Photosynthesis, CO2 and plant production, in Wheat Growth and Modeling, NATO ASI Ser., Ser. A, vol. 86, edited by W. Day and R. K. Atkin, Vol. 86, pp. 107–122, Plenum, New York.

Govaerts, Y.M., and A. Lattanzio (2008), Estimation of surface albedo increase during the eighties Sahel drought from Meteosat observations, Global and Planetary Change, 64, 139-145.

Hansen, J. E. (1969), Radiative transfer by doubling very thin layers, Astrophys. J., 155, 565–573.

Haywood, J., and O. Boucher (2000), Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, Rev. Geophys., 38, 513–543.

Haywood, J., Francis, P., Osborne, S., Glew, M., Loeb, N., Highwood, E., Tanré, D., Myhre, G., and Formenti, P. (2003), Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum, J. Geophys. Res., 108(D18), 8577.

Henderson-Sellers, A. and M. F. Wilson (1983), Surface albedo data for climatic modeling, Rev. Geophys. Space Phys., 21(8), 1743-1778.

Henyey, L. G., and J. L. Greenstein (1941), Diffuse radiation in the galaxy, Astrophys. J., 93, 70–83.

Herman, M., Deuzé, J.-L., Marchand, A., Roger, B., and Lallart, P. (2005), Aerosol remote sensing from POLDER/ADEOS over the ocean: Improved retrieval using a nonspherical particle model, J. Geophys. Res., 110, D10S02.

Herman, J. R., Bhartia, P. K., Torres, O., Hsu, C., Seftor, C., and Celarier, E. (1997), Global Distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus-7/TOMS data, J.Geophys. Res., 102, 16,911 – 16,922.

Holben, B. N., et al. (1998), AERONET: A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Remote Sens. Environ., 66, 1–16.

Hollmann R, Mueller RW, and Gratzki, A. (2006), CM-SAF surface radiation budget: First results with AVHRR data, Advances in Space Research. 37: 2166-2172.

Houghton, R. A. (1995), Land-use change and the carbon cycle, Global Change Biol., 1(3), 275–287.

Hsu, N. C., Herman, J. R., Bhartia, P. K., Seftor, C. J., Torres, O., Thompson, A. M., Gleason, J. F., Eck, T. F., and Holben, B. N. (1996), Detection of biomass burning smoke from TOMS measurements, Geophys. Res. Lett., 23, 745 – 748, 1996.

Hsu, N. C., Tsay, S., King, M. D., and Herman, J. R. (2006), Deep blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, IEEE T. Geosci. Remote, 44, 3180–3195.

Ineichen, P., Barroso, C. S., Geiger, B., Hollmann, R., Marsouin, A., and Mueller, R. (2009), Satellite Application Facilities irradiance products: hourly time step comparison and validation over Europe. Int. J. Rem. Sens., 21, pp 5549-5571.

IPCC, Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P.M. (eds.) (2013), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Jacobs, C.M.J. (1994), Direct impact of atmospheric CO2 enrichment on regional transpiration, Ph.D. Thesis, Agricultural University, Wageningen, , the Netherlands, 179pp.

Jarvis, P. G. (1976), The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B, 273, 593–610.

Jeong, M.-J., and Z. Li (2005), Quality, compatibility, and synergy analyses of global aerosol products derived from the advanced very high resolution radiometer and Total Ozone Mapping Spectrometer, J. Geophys. Res., 110, D10S08.

Justice, C. O., Vermote, E., Townshend, J. R. G., Defries, R., Roy, D. P., Hall, D. K., et al. (1998). The moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 36(no. 4), 1228–1249.

Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Martonchik, J. V., Diner, D. J., Crean, K. A., and Holben, B. (2005), Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations, J. Geophys. Res., 110, D10S04.

Kaptue Tchuente, A. T., Roujean, J., Begue, A., Los, S., Boone, A., Mahfouf, J. -F., Carrer, D., and Badiane, D. (2011), A new characterization of the land surface heterogeneity over Africa for use in land surface models, Journal of Hydrometeorology, 12, 1321–1336.

Kattge, J., et al. (2011), TRY—A global database of plant traits, Global Change Biol., 17, 2905–2935.

Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Boucher, O. (2002),A satellite view of aerosols in the climate system, Nature, 419, 215–223.

Knapp, K. R., Frouin, R., Kondragunta, S., and Prados, A. (2005), Toward aerosol optical depth retrievals over land from GOES visible radiances: Determining surface reflectance, Int. J. Remote Sens., 26(18), 4097–4116.

Knorr, W., and M. Heimann (2001), Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling: 1. A comprehensive sensitivity analysis with a new photosynthesis and energy balance scheme, Global Biogeochem. Cycles, 15(1), 207–225.

Kokhanovsky, A. A., Mayer, B., and Rozanov, V. V. (2005), A parameterization of the diffuse transmittance and reflectance for aerosol remote sensing problems, Atmos. Res., 73, 37–43, doi:10.1016/j.atmosres.2004.07.004.

Kucharik, C., Normal, J. M., and Gower, S. T. (1999), Characterization of radiation regimes in nonrandom forest canopies: theory, measurements, and a simplified modeling approach, Tree Physiol., 19, 695–706.

Kucharik, C. J., and T. E. Twine, (2007), Residue, respiration, and residuals: Evaluation of a dynamic agroecosystem model using eddy flux measurements and biometric data, Agric. For. Meteor., 146 (3–4), 134–158.

Kusmierczyk-Michulec, J., and G. de Leeuw (2005), Aerosol optical thickness retrieval over land and water using Global Ozone Monitoring Exper iment (GOME) data, J. Geophys. Res., 110, D10S05.

Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudret, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S. and Prentice, I. (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, Global Biogeochem. Cy., 19.

Laurila, T. (2002), Vaisala News Articles, Retrieved December 2010, from Carbon Cycles of the Ecosystems of the World.

Laval, K., and L. Picon (1986), Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate, Journal of the Atmospheric Sciences, 43, 2418–2429.

Le Borgne, P., Legendre, G., and Marsouin, A. (2005), OSI SAF Radiative fluxes. In SAF Training Workshop – Ocean and Sea Ice Second Workshop, Perros-Guirec, France. available at

http://www.eumetsat.int/Home/Main/Publications/Conference_and_Workshop_Proceedings

Le Borgne, P., Legendre, G., and Marsouin, A. (2006), Validation of the OSI SAF Radiative fluxes. In 2006 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Helsinki, Finland. available at

http://www.eumetsat.int/Home/Main/Publications/Conference_and_Workshop_Proceedings

Le Moigne, P. (2002), Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le syste`meSAFRAN(Description of the analysis of near-surface atmospheric fields over France with Safran system), CNRM/GAME Tech. Note 77, 30 pp.

Legrand, M., Bertrand, J., Desbois, M., Mtnenger, L., and Fouquart, Y. (1989), The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan-dust optical depth over Africa, J. Appl. Meteorol., 28, 309-318, 1989.

Lenoble J. (1985), Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres: standard computational procedures, A. DEEPAK Publishing, Hampton, Virginia, USA.

Lenoble, J., Remer, L., Tanré, D. (2013), Aerosol Remote Sensing, Springer-Verlag (Berlin). ISBN 978-3-642-17724-8, 389 pp.

Léon, J.-F., and M. Legrand (2003), Mineral dust sources in the surroundings of the north Indian Ocean, Geophys. Res. Lett., 30(6), 1309.

Leroy, M., Deuzé, J. L., Bréon, F. M., Hautecoeur, O., Herman, M., Buriez, J. C., et al. (1997), Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over the land from POLDER/ADEOS, Journal of Geophysical Research, Vol. 102(no. D14), 17 023–17 037.

Liu, S., Roujean, J.-L., Kaptue Tchuente, A. T., Ceamanos, X., and Calvet, J.-C. (2014), A parameterization of SEVIRI and MODIS daily surface albedo with soil moisture: calibration and validation over southwestern France, Remote Sens. Env., 144, 137-151.

Loew, A., van Bodegom, P. M., Widlowski, J.-L., Otto, J., Quaife, T., Pinty, B., and Raddatz, T. (2013), Do we (need to) care about canopy radiation schemes in DGVMs? An evaluation and assessment study, Biogeosciences Discuss., 10, 16551-16613.

Louis, J.-F. (1979), A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Bound.-Lay. Meteorol., 17, 187–202.

Mallet, M., Dubovik, O., Nabat, P., Dulac, F., Kahn, R., Sciare, J., Paronis, D., and Léon, J. F. (2013), Absorption properties of Mediterranean aerosols obtained from multi-year ground-based remote sensing observations, Atmos. Chem. Phys., 13, 9195-9210.

Mascart, P., Noilhan, J., and Giordani, H. (1995), A modified parametrization of flux-profile relationships in the surface layer unsing different roughness length values for heat and momentum, Bound.-Lay. Meteorol., 72, 331–344.

Masson,V., Champeaux, J.L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003), A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models, J. Climate, 16, 1261-1282.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., et al. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes. Geoscientific Model Development, 6, 929–960.

Mercado, L.M., Bellouin, N., Sitch, S., Boucher, O., Huntingford, C., Wild, M., and Cox, P.M. (2009), Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink, Nature, 458, 1014-1018.

Mie, G. (1908), Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. Ann. Phys. Leipzig 25, 377–445.

Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N., and Terzhevik, A. (2010), Implementation of the lake parameterization scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO, Boreal Environ. Res., 15, 218–230.

Mitchell, T. D., and P. D. Jones (2005), An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, Int. J. Climatol., 25, 693–712.

Montmerle, T., Rabier, F., and Fischer, C. (2007), Relative impact of polar-orbiting and geostationary satellite radiances in the ALADIN/France numerical weather prediction system, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 133, 655–671.

Morcrette, J.-J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., Benedetti, A., Bonet, A., Kaiser, J. W., Razinger, M., Schulz, M., Serrar, S., Simmons, A. J., Sofiev, M., Suttie, M., Tompkins, A. M., and Untch, A. (2009), Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: Forward modeling, Journal of Geophysical Research, 114.

Morel, S. (2003), Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne, PhD thesis, Paul Sabatier Univ., Toulouse, France.

Nabat P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J. J., Solmon, F., Szopa, S., Dulac, F., Collins, W., Ghan, S., Horowitz, L. W., Lamarque, J. F., Lee, Y. H., Naik, V., Nagashima, T., Shindell, D., and Skeie, R. (2013), A 4-D climatology (1979–2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the Mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products, Atmos. Meas. Tech., 6, 1287-1314.

Ni, W., Li, X., Woodcock, C. E., Roujean, J. L., and Davis, R. E., (1997), Transmission of solar radiation in boreal conifer forests: Measurements and models, J. Geophys. Res., 102, 29,555–29,566.

Noilhan, J. and Planton, S. (1989), A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, Mon. Weather Rev., vol. 117, no. 3, pp. 536–549.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996), The ISBA land surface parametrisation scheme, Global Planetary Change, 13, 145-159.

Noilhan, J., Donier, S., Lacarrère, P., Sarrat, C. and Le Moigne, P. (2011), Regional-scale evaluation of a land surface scheme from atmospheric boundary layer observations, J. Geophys. Res., 116, D01104, 17.

OSI-SAF, (2005), Surface Solar Irradiance Product Manual. Version 1.5. available at http://www.osi-saf.org

Pangga, I. B., Hanan, J., et Chakraborty, S. (2012), Climate change impacts on plant canopy architecture: implications for pest and pathogen management. European Journal of Plant Pathology, 135 3: 595-610.

Picard, G., Domine, F., Krinner, G., Arnaud, L., and Lefebvre, E. (2012), Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior Antarctica, Nature climate change, 2, 795–798.

Pielke, R.A. and R. Avissar (1990), Influence of landscape structure on local and regional climate. Landscape Eol. 4, 133-155

Pinker, R. and I. Laszlo (1992), Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale, J. Appl. Meteor., 31, 194-211.

Pinty, B., Roveda, F., Verstrate, M. M., Gobron, N., Govaerts, Y. Martonchik, J. V., Diner, D. J., and Kahn, R. A. (2000), Surface albedo retrieval from Meteosat, J. Geophys. Res., 105(D14), 18,099–18,134.

Popp, C., Hauser, A., Foppa, N., and Wunderle S. (2007), Remote sensing of aerosol optical depth over Central Europe from MSG-SEVIRI data and accuracy assessment with ground-based AERONET measurements, J. Geophys. Res., 112, D24S11, doi:10.1029/2007JD008423.

Quintana-Segui, P., and Coauthors (2008), Analysis of near surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France, J. Appl. Meteor. Climatol., 47, 92–107.

Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Kiehl, J. T., and Rosenfeld, D. (2001), Aerosols, climate, and the hydrological cycle, Science, 294, 2119–2124, doi:10.1126/science.1064034.

Rechid, D., Raddatz, T. J., et Jacob, D. (2008), Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modeling, Theoretical and Applied Climatology.

Reid, J. S., and P. V. Hobbs (1998), Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in Brazil, J. Geophys. Res., 103(D24), 32,013–32,030, doi:10.1029/98JD00159.

Remer, L. A., and Coauthors, (2005), The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation, J. Atmos. Sci., 62, 947–973.

Ross, J.K. (1981), The radiation regime and architecture of plant stands, Dr W Junk, The Hague.

Roujean, J.L., Latoy, M. and Deschamps, P.Y. (1992), A bidirectional reflectance model of the earth's surface for the correction of remote sensing data, J. Geophys. Res., 97, 20455-20468.

Rozanov, V. V., and A. A. Kokhanovsky (2006), The solution of the vector radiative transfer equation using the discrete ordinates technique: Selected applications, Atmos. Res., 79, 241–265.

Rudolf, B., et al. (2011), New GPCC Full Data Reanalysis version 5 provides high quality gridded monthly precipitation data, GEWEX News, 21(2), 4–5.

Ruimy, A., G. Dedieu, and B. Saugier (1996), TURC: A diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity, Global Biogeochem. Cycles, 10(2), 269–285.

Salas y Mélia D., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Guérémy J.F., Marquet P., Planton S., Royer J.F., Tyteca S. (2005), Description and validation of CNRM-CM3 global coupled climate model, Note de centre GMGEC, CNRM, 103.

Samain, O. (2006), Fusion multi-capteurs de données satellitaires optiques pour la restitution de variables biophysiques de surface, PhD thesis, Paul Sabatier Univ., Toulouse, France.

Samain, O., Roujean, J. -L., and Geiger, B. (2007), Use of a Kalman filter for the retrieval of surface BRDF coefficients with a time-evolving model based on the ECOCLIMAP land cover classification, Remote Sensing of Environment, 112, 1337–1346.

Samanta, A., Ganguly, S., Vermote, E., Nemani, R. R. et Myneni, R. B. (2012), Why is remote sensing of Amazon forest greenness so challenging?, Earth Interact. 16, 1–14.

Satheesh, S. K. (2002), Radiative forcing by aerosols over Bay of Bengal region, Geophys. Res. Lett., 29(22), 2083.

Schaaf, C. B., Gao, F., Strahler, A. H., Lucht,W., Li, X., Tsang, T., et al. (2002), First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS, Remote Sensing of Environment, Vol. 83(no. 1/2), 135–148.

Schlesinger, W. H. (1997), Biogeochemistry: An Analysis of Global Change, Academic Press, San Diego, California, paperback ISBN 0-12-625155-X.

Seidel, F., Schläpfer, D., Nieke, J., and Itten, K. I. (2008), Sensor performance requirements for the retrieval of atmospheric aerosols by airborne optical remote sensing, Sensors, 8, 1901–1914.

Seidel, F. C, Kokhanovsky, A.A., Schaepman, M.E., (2010), Fast and simple model for atmospheric radiative transfert, Atmospheric Measurement Techniques, Vol.3, p.1129-1141. ISSN 1867-1381.

Sellers, P. J., and Lockwood, J. G. (1981), Computer simulation of the effects of differing crop types on the water balance of small catchments over long time periods, Quart J Roy Meteorol Soc 107 395-414.

Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C., and Dalcher, A. (1986), A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, J Atmos Sc 43(6) 305-331

Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo, and L. Bounoua (1996), A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation, J. Clim., 9(4), 676–705.

Sheffield, J., G. Goteti, and E. F. Wood (2006), Development of a 50-year high-resolution global data set of meteorological forcings for land surface modeling, J. Clim., 19, 3088–3111.

Shukla, J., and Y. Mintz, (1982), Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate." Science, 215, 1498-500.

Sinyuk, A., et al. (2007), Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite data, Remote Sens. Environ., 107, 90–108.

Stanhill, G. and Cohen, S. (2001), Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences, Agricultural and Forest Meteorology 107: 255-278.

Staylor, W. F. and A. C. Wilber (1990), Global surface albedos estimated from ERBE data, Proc. of AMS Conf. on Atmos. Radiation, July 23-27, 1990, San Francisco, CA,pp 231-236.

Strahler, A. H., Muller, J. P., et al. (1999). MODIS BRDF/albedo product: Algorithm theoretical basis document, 1999, version 5.0.

Strugnell, N. C., and W. Lucht (2001), An algorithm to infer continental-scale albedo from AVHRR data, land cover class, and field observations of typical BRDFs. J. Climate, Vol.14(no. 7), 1360–1376 (Apr.).

Sud, Y. C., and M. Fennessy (1982), A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM, Journal of Climatology, 2, 105–125.

Szczypta, C., Calvet, J. C., Albergel, C., Balsamo, B., Boussetta, S., Carrer, D., Lafont, S., and Meurey, C. (2011), Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalysis over France, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 647–666.

Szczypta, C., Decharme, B., Carrer, D., Calvet, J.-C., Lafont, S., Somot, S., Faroux, S. and Martin, E. (2012), Impact of precipitation and land biophysical variables on the simulated discharge of European and Mediterranean rivers, Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, 3351-3370.

Szczypta, C. (2012), Hydrologie spatiale pour le suivi des sécheresses du bassin méditerranéen, PhD thesis, Paul Sabatier Univ., Toulouse, France.

Joetzjer E. (2014), Sécheresses en Amazonie, causes et impacts dans le cadre du changement climatique, PhD thesis, Paul Sabatier Univ., Toulouse, France.

Taberner, M., Pinty, B., Govaerts, Y., Liang, S., Verstraete, M. M., Gobron, N., et al. (2010), Comparison of MISR and MODIS land surface albedos: Methodology, Journal of Geophysical Research, 115, D05101.

Tanré, D., Kaufman, Y., Nakajima, T., and Ramanathan, V. (2005), Preface to special section on Global Aerosol System, J. Geophys. Res., 110, D10S01.

Thieuleux, F., Moulin, C., Bréon, F. M., Maignan, F., Poitou, J., and Tanré, D. (2005), Remote sensing of aerosols over the oceans using MSG/SEVIRI imagery, Ann. Geophys., 23, 3561–3568.

Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason (1998), Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, J. Geophys. Res., 103, 17,099 – 17,110.

Trigo, I.-F., DaCamara, C.C., Viterbo, P., Roujean, J.-L., Olesen, F., Barroso, C., de Coca, F.C., Carrer, D., Freitas, S.C., García-Haro, J., Geiger, B., Gellens-Meulenberghs, F., Ghilain, N., Meliá, J., Pessanha, L., Siljamo, N. and Arboleda, A., (2011), The Satellite Application Facility on Land Surface Analysis, International Journal of Remote Sensing, Volume : 32, Issue : 10, Pages : 2725-2744.

Vermote, E.F., ElSaleous, N.Z., Justice, C.O., Kaufman, Y.J., Privette, J.L., Remer, L., Roger, J. C., et Tanre, D. (1997), Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: back-ground, operational algorithm and validation, Journal of Geophysical Research-Atmosphere, 102(D14), 17131–17141.

Vermote, E., Tanré, D., Deuze, J., Herman, M., Morcette, J., (1997), Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 35, 675-686.

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J.-M. (2009), A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, Int. J. Climatol., 30, 1627–1644.

Walthall, C.L., Norman, J.M., Welles, J.M., Campbell, G. and Blad, B.L. (1985), Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetation canopies and bare soil surfaces, Applied Optics, 24, 383-387.

Wang, M., Knobelspiesse, K. D., and McClain, C. R. (2005), Study of the Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) aerosol optical property data over ocean in combination with the ocean color products, J. Geophys. Res., 110, D10S06.

Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Österle, H., Adam, J. C., Bellouin, N., Boucher, O., and Best, M. (2010), The WATCH forcing data 1958–2001: A meteorological forcing dataset for land surface and hydrological models. WATCH Tech. Rep., 22, 41 pp., Centre for Ecology et Hydrology, UK, [Available at http://www.eu-watch.org/locations].

Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W. J., Blyth, E., Österle, H., Adam, J. C., Bellouin, N., Boucher, O., and Best, M. (2011), Creation of the WATCH forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century, J. Hydrometeorol., 12, 823–848.

Wild, M., and Co-authors (2005), From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at the Earth's surface. Science, 308, 847-850.

Widlowski, J. L., et al. (2011), RAMI4PILPS: An intercomparison of formulations for the partitioning of solar radiation in land surface models, J. Geophys. Res., 116, G02019.

Wilson, K. B., and Coauthors (2002), Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites, Water Resour. Res., 38, 1294.

Winker, D., Pelon, J., Coakley, J., Ackerman, S., Charlson, R., Colarco, P., Flamant, P., Fu, Q., Hoff, R., Kittaka, C., Kubar, T., Treut, H. L., McCormick, M., Megie, G., Poole, L., Powell, K., Trepte, C., Vaughan, M., and Wielicki, B. (2010), The CALIPSO Mission: a global 3D view of aerosols and clouds, B. Am. Meteor.Soc., 91, 1211–1229.

Xu H., Ceamanos X., Roujean J.-L., Carrer D., and Xue Y. (2014), Can satellite-derived AOD quantify the surface aerosol radiative forcing (SARF)? Evaluation of AOD products and application to quantify direct SARF, submitted to Atmospheric Research.

Xu, L. et al. (2011), Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought. Geophys. Res. Lett. 38, L07402.

Yuan,W. P., et al. (2010), Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and globalmeteorology data, Remote Sens. Environ., 114(7), 1416–1431.

Zhang, R., and T. L. Delworth (2006), Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes, Geophys. Res. Lett., 33, L17712.

Zhao, M. S., Heinsch, F. A., Nemani, R. R., and Running, S. W. (2005), Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set, Remote Sens. Environ., 95(2), 164–176.

Zhao, M. S., and S. W. Runnings (2006), Sensitivity of moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) terrestrial primary production to the accuracy of meteorological reanalyses, J. Geophys. Res., 111, G01002.

Zhou, L., Y. Tian, R. B. Myneni, P. Ciais, S. Saatchi, Y. Y. Liu, S. Piao, H. Chen, E. F. Vermote, C. Song & T. Hwang (2014), Widespread decline of Congo rainforest greenness in the past decade, Nature, 509, 86-90.

ANNEXE

Parcours

En 2001 après un diplôme d'études approfondies à l'université Paul Sabatier de Toulouse, j'ai eu le choix entre continuer en thèse ou la sécurité de l'emploi. J'ai choisi la sécurité et suivi une formation initiale à l'Ecole Nationale de la Météorologie de 2001 à 2003 pour devenir ingénieur des travaux de la météorologie à Météo France. De 2003 à 2005, j'ai travaillé comme prévisionniste pour l'armée de l'air. Puis en 2005, je rejoins le centre national de recherches météorologiques de Météo France (CNRM) pour travailler d'abord sur des activités opérationnelles puis de recherche. L'objectif principal de mon travail de recherche est d'améliorer la modélisation des cycles de l'eau et du carbone aux différentes échelles. Pour ce faire, je me suis intéressé au développement de produits de télédétection spatiale dans le domaine optique, à l'utilisation de ces produits pour la modélisation de la surface, ainsi qu'à l'amélioration de la représentation de la physique dans les modèles de surface.

Après bientôt 10 années passées dans un laboratoire de recherche à travailler sur des actions opérationnelles ou de recherche, à contribuer à la bonne conduite des travaux des thésards et post-doctorants de l'équipe, à encadrer des stages ou des visiteurs scientifiques, à participer et co-diriger des campagnes de mesure, à collaborer avec des partenaires dans de nombreux projets internationaux, à publier et réviser des papiers, à participer à des conférences internationales et à en organiser une, …. le temps était peut-être venu d'assoir mon statut de chercheur en soumettant un mémoire de thèse à mes pairs. J'ai pensé que la validation des acquis et de l'expérience (VAE) était pour moi la voie la plus adéquate de rejoindre en quelques sortes une normalité académique.

Plusieurs aspects développés dans ce manuscrit ont fait l'objet de publications dans des revues scientifiques internationales à comité de lecture. Une liste de mes publications de rang A est donnée ci-dessous (20 dont 5 en premier auteur).

Canal, N., Calvet, J.-C., Decharme, B., **Carrer, D.**, Lafont, S., and Pigeon, G. (2014), Evaluation of root water uptake in the ISBA-A-gs land surface model using agricultural yield statistics over France, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 11, 5421-5461.

Ceamanos, X., **Carrer, D.**, and Roujean, J.-L. (2014b), Improved retrieval of direct and diffuse downwelling surface shortwave flux in cloudless atmosphere using dynamic estimates of aerosol content and type: application to the LSA-SAF project, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 14, 8333-8392.

Xu, H., Ceamanos, X., Roujean, J.-L., **Carrer, D.**, and Xue, Y. (2014), Can satellite-derived AOD quantify the surface aerosol radiative forcing (SARF)? Evaluation of AOD products and application to quantify direct SARF, submitted to Atmospheric Research.

Ceamanos, X., **Carrer, D.**, and Roujean, J.-L. (2014a), An efficient approach to estimate the transmittance and reflectance of a mixture of aerosol components, Atmospheric Research, Vol. 137, pp. 125-135.

Carrer, D., Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., and Liu, S. (2014), Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products, Remote Sensing of Environment, Vol. 140, pp. 420-432.

Carrer, D., J.-L. Roujean, S. Lafont, J.-C. Calvet, A. Boone, B. Decharme, C. Delire, and J.-P. Gastellu-Etchegorry (2013), A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes, J. Geophys. Res. Biogeosci., 118.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., et al. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes. Geoscientific Model Development, 6, 929–960.

Szczypta, C., Decharme, B., **Carrer, D.**, Calvet, J.-C., Lafont, S., and Faroux, S. (2012), Impact of precipitation and surface biophysical variables on simulated river discharge in Mediterranean Basin, Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, 3351-3370.

Carrer, D., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Meurey, C., Le Moigne, P., and Trigo, I. (2012), Incoming solar and infrared radiation derived from METEOSAT: impact on the modelled land water and energy budget over France, Journal of hydrometeorology, Journal of hydrometeorology, J. Hydrometeor, 13, 504–520.

Cedilnik, J., **Carrer, D.**, Roujean, J.-L., and Mahfouf, J.-F. (2012), Impact Assessment of Daily satellite-derived surface albedo in a limited-area NWP model, J. Appl. Meteor. Climatol., 51, 1835–1854.

Kaptue, A., Roujean, J.-L., Bégué, A., Los, S., Boone, A., Mahfouf, J.-F., **Carrer, D.**, and Daouda, B. (2011), A new characterization of the land surface heterogeneity over Africa for use in land surface models, Journal of Hydrometeorology, 12(6), 1321-1336.

Szczypta, C., Calvet, J.-C., Albergel, C., Balsamo, G., Boussetta, S., **Carrer, D.**, Lafont, S., and Meurey, C. (2011), Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalysisover France. Hydrology and Earth System Science, Vol. 15, 647-666.

Trigo, I.-F., DaCamara, C.C., Viterbo, P., Roujean, J.-L., Olesen, F., Barroso, C., de Coca, F.C., **Carrer, D.**, Freitas, S.C., García-Haro, J., Geiger, B., Gellens-Meulenberghs, F., Ghilain, N., Meliá, J., Pessanha, L., Siljamo, N., and Arboleda, A., (2011), The Satellite Application Facility on Land Surface Analysis, International Journal of Remote Sensing, Volume : 32, Issue : 10, Pages : 2725-2744.

Haeffelin, M., Bergot, T., Elias, T., Tardif, R., **Carrer, D.**, Chazette, P., Colomb, M., Drobinski, P.P., Dupont, E., Gomes, L., Musson-Genon, L., Pietras, C., Plana-Fattori, A., Protat, A., Rangognio, J., Raut, J., Remy, S., Richard, D., Sciare, J. and Zhang, X. (2010), PARIFOG shedding new light on fog physical processes, Bulletin of the American Meteorological Society, Volume : 91, Issue : 6, 767.

Carrer, D., Roujean, J.-L., Hautecoeur, O., and Elias, T., (2010) Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, Volume : 115, Article Number : D10208.

Carrer, D., Roujean, J.-L., and Meurey, C. (2010), Comparing operational MSG/SEVIRI land surface albedo products from land SAF with ground measurements and MODIS. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Volume : 48, Issue : 4, Pages : 1714-1728, Part : Part 1.

Albergel, C., Rüdiger, C., **Carrer, D.**, Calvet, J.-C., Fritz, N., Naeimi, V., Bartalis, Z., Hasenauer, S. (2009), An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France, Hydrology and Earth Ststem Sciences, Volume : 13, Issue : 2, Pages : 115-124.

Geiger, B., Meurey, C., Lajas, D., Franchistéguy, L., **Carrer, D.**, and Roujean, J.-L. (2008a), Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations, Meteorol. Appl. 15, pp. 411–420.

Geiger, B., **Carrer, D.**, Franchistéguy, L., Roujean, J.-L., and Meurey, C. (2008b), Land surface albedo derived on a daily basis from Meteosat Second Generation observations, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 46, no. 11, pp. 3841–3856.

Bergot, T., **Carrer, D.**, Noilhan, J., and Bougeault, P., (2005), Improved site-specific numerical prediction of fog and low clouds : a feasibility study, Weather and Forecasting, 20, 627-646.