



HAL
open science

Analyse des effets directionnels dans l'infrarouge thermique dans le cas de couverts végétaux continus : modélisation et application à la correction des données spatiales

Clément Duffour

► **To cite this version:**

Clément Duffour. Analyse des effets directionnels dans l'infrarouge thermique dans le cas de couverts végétaux continus : modélisation et application à la correction des données spatiales. Traitement du signal et de l'image [eess.SP]. Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2016. Français. NNT : . tel-02796968

HAL Id: tel-02796968

<https://hal.inrae.fr/tel-02796968v1>

Submitted on 5 Jun 2020

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
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Téledétection de la biosphère continentale

Présentée et soutenue par :

Clément DUFFOUR

le : mardi 2 février 2016

Titre :

Analyse des effets directionnels dans l'infrarouge thermique dans le cas des
couverts végétaux continus :
modélisation et application à la correction des données spatiales.

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

INRA - UMR 1391 ISPA - Interactions Sol Plante Atmosphère

Directeur(s) de Thèse :

M. LAGOUARDE Jean-Pierre

Rapporteurs :

M. SOBRINO José

Mme TRIGO Isabel

Membre(s) du jury :

M. GASTELLU-ETCHEGORRY Jean-Philippe (Président)

M. BRIOTTET Xavier (Examinateur)

M. ROUJEAN Jean-Louis (Examinateur)

M. BOULET Gilles (Invité)

Mme CHERCHALI Selma (Invitée)

Remerciements

Mes premiers remerciements vont évidemment à Jean-Pierre Lagouarde, mon directeur de thèse. Merci à toi de m'avoir encadré pendant ces trois années. Merci pour ta disponibilité et pour toute la confiance que tu m'as accordée. J'ai été ravi de travailler avec toi et si c'était à refaire, sache que je n'hésiterais pas une seule seconde. Je remercie aussi le CNES et l'INRA sans qui cette thèse n'aurait pas pu avoir lieu, faute de financement...

Je tiens à, et je me dois de, remercier les deux personnes qui m'ont fait découvrir le monde de la recherche et de la télédétection. Merci à vous Jean-Pierre Wigneron et François Demontoux d'avoir largement contribué à ma réussite depuis ce stage de DUT... Merci à tous les membres du comité de thèse qui m'avez suivi, régulièrement aidé, et toujours répondu présent lorsque je vous ai sollicités. Merci donc à Albert Oliosio, Jean-Louis Roujean, Jérôme Demarty, Frédéric Jacob et Jérôme Ogée. Merci également aux membres du jury d'avoir accepté d'en faire partie.

En cette fin de thèse, je repense évidemment à tous les collègues de bureau qui ont défilé et égayé ces trois années Jean-Charles, Damien, Juliette et Noelia, Sylvio. Mention un peu spéciale à Joana, Simon et bien sûr, bien sûr, Amen... Merci à vous pour toutes les discussions que l'on a pu avoir sur des sujets aussi divers et variés que la géopolitique, SMOS ou les erreurs grammaticales en français... Je suis vraiment heureux d'avoir croisé votre route.

Je n'oublie pas les autres membres du labo qui ont pu m'aider : Dominique Guyon, Jean-Marc Bonnefond, Denis Loustau et Christophe Chipeaux, Delphine Piccart. Merci aussi à Mark Irvine pour les bons moments passés ensemble lors des campagnes expérimentales. Pour leur bonne humeur et leur gaieté je tiens à remercier nos secrétaires toujours disponibles et prêtes à aider : Patricia Braconnier, Françoise Prud'homme et Valérie Savornin, ainsi que tous les autres membres du labo...

Je remercie également toutes les personnes qui ont égayé les diverses conférences auxquelles Jean-Pierre m'a permis d'assister. Je pense notamment à Glynn Hulley, François Waldner, Malik Bahir et à Maria Mira et Aleixandre Verger.

Puisque ma vie de thésard n'a pas été faite que de travail, je tiens à remercier tous les collègues qui sont devenus au fil du temps des amis (Delphine, Julien, Tovo) et à mes camarades de l'équipe de volley (Alain, David, Christophe etc.). Merci aussi à John pour m'avoir permis de me vider l'esprit grâce à nos nombreuses et éreintantes parties de squash. Je n'oublie pas les copains de KarmaBar... *Keep on rockin' in a free world...*

Merci à toi Sarah de m'accompagner tous les jours avec ton beau sourire et de m'avoir supporté pendant toute cette aventure... Merci aussi Quentin et Maylis pour votre joie de vivre communicative et votre amour fraternel.

Enfin, je tiens à vous dire Merci Papa et Maman. Merci de m'avoir toujours poussé à faire ce que j'aime. Merci de m'avoir toujours accompagné et soutenu. Merci de m'avoir permis d'en arriver là. J'espère avoir pu vous rendre fiers...

Résumé

Les données de télédétection dans l'infrarouge thermique (IRT) sont une source indispensable d'information pour estimer les flux de surface et suivre le fonctionnement des agro-écosystèmes. Cependant, les mesures de température de surface sont sujettes à des effets directionnels très importants (présence de 'hot spot') pouvant entraîner une erreur allant jusqu'à une dizaine de degrés Celsius. Ils doivent être pris en compte en vue des applications opérationnelles. Le travail proposé ici vise à modéliser l'anisotropie directionnelle des couverts végétaux pour mettre au point des méthodes opérationnelles de correction des mesures satellitaires de température de surface. Il est largement motivé par les projets du CNES visant à élaborer une mission spatiale nouvelle combinant une haute résolution spatiale et des capacités fortes de revisite dans l'IRT. Deux étapes de travail ont été menées.

La première repose sur l'utilisation du modèle déterministe de transfert Sol-Végétation-Atmosphère SCOPE (*Soil Canopy Observation, Photochemistry and Energy fluxes*), capable de simuler les radiances directionnelles dans l'optique et l'IRT. Dans ce manuscrit, il est validé par rapport à des mesures de terrain et sa capacité à simuler correctement les effets d'anisotropie démontrée. Il est ensuite utilisé pour étudier de façon systématique la sensibilité de l'anisotropie directionnelle à la structure de la canopée, à son état hydrique, au forçage météorologique et aux configurations angulaires solaire et de visée. Les conséquences en terme d'impact combiné des caractéristiques orbitales des satellites, de la position géographique des sites observés et de la date d'acquisition sur l'anisotropie sont discutées.

La seconde étape vise à proposer un modèle paramétrique simplifié (dit RL). SCOPE est ici utilisé en tant que générateur de données. Le modèle RL se révèle robuste et capable de restituer avec succès les signatures directionnelles sur le plan géométrique (position du hot spot) comme pour l'amplitude des effets directionnels. Une comparaison avec le seul autre modèle paramétrique utilisé jusqu'alors en télédétection IRT (le modèle de Vinnikov) confirme les qualités du modèle RL, ce qui en fait un candidat potentiel pour les chaînes de traitement des futures données satellitaires.

Keywords : Infrarouge thermique – Anisotropie directionnelle – Température de surface – Télédétection – SCOPE – Couverts végétaux

Abstract

Remotely-sensed data in thermal infrared (TIR) are an essential source of information to estimate surface fluxes and to monitor the functioning of agro-ecosystems. However, surface temperature measurements are prone to directional effects ('hot spot' phenomenon) which may result in an error up to 10°C. They have to be taken into account in the framework of operational applications. The work proposed here aims at modelling the directional anisotropy of continuous vegetated canopies in order to develop operational methods for correcting land surface temperature measurements carried out by TIR satellites. This work is mainly motivated by the CNES projects aiming at developing a new TIR spatial mission combining both high spatial resolution and high revisit time capacities. Two steps were carried out.

The first is based on the use of the deterministic SVAT model SCOPE (*Soil Canopy Observation, Photochemistry and Energy fluxes*), able to simulate directional radiances at top of canopy in both optical and TIR domains. In this thesis, it is validated against experimental measurements and its ability to successfully simulate TIR directional anisotropy demonstrated. Then it is used to study the sensitivity of anisotropy to canopy structure, water status of soil and vegetation, meteorological forcing and solar and observer angular configurations. The consequences of the combined features of satellites orbits, geographical position of the scanned sites and acquisition date on anisotropy are discussed.

In the second part, we propose a simplified parametric model (called 'RL'). SCOPE is used as a data generator. The RL model is deemed suitable and able to correctly reproduce directional signatures both in terms of geometry (hot spot position) and amplitude of these effects. A comparison with the only one parametric model previously used in TIR remote sensing (Vinnikov's approach) confirms the good capacities of the RL model. The RL model is thus a potential candidate to the future satellite processing chains.

Keywords : Thermal infrared – Directional anisotropy – Land surface temperature – Remote sensing – SCOPE – Vegetated canopies

Table des matières

<i>Remerciements</i>	3
<i>Résumé</i>	5
<i>Abstract</i>	7
<i>Table des matières</i>	9
<i>Liste des figures</i>	13
<i>Liste des symboles</i>	15
<i>Table des acronymes</i>	17
CHAPITRE I	19
1. Introduction	19
CHAPITRE II	27
2. Etat de l'art	27
2.1. Notions de températures	29
2.2. Evidences et résultats expérimentaux	30
2.3. Modélisation de l'anisotropie directionnelle dans l'IRT	32
2.3.1. Les modèles géométriques	32
2.3.2. Les modèles de transfert radiatif	33
2.3.3. Les modèles 3-D.....	35
2.3.4. Les approches simplifiées	35
2.3.5. En guise de synthèse	36
CHAPITRE III	39
3. Le modèle SCOPE, outil d'étude de l'anisotropie directionnelle	39
3.1. Contexte	41
3.2. Description du modèle SCOPE	41
3.2.1. Structure de la canopée	42
3.2.2. Transfert Radiatif	44
3.2.3. Le Rayonnement net	44
3.2.4. Le bilan d'énergie.....	44
3.2.5. Températures de brillances directionnelles au sommet de la canopée (TOC)	46

3.3. Limites du modèle.....	46
3.4. Evaluation de SCOPE.....	47
3.4.1. Présentation des données	47
3.4.2. Processus de calibration.....	47
3.4.3. Evaluation du modèle	48
3.4.3.1. Evaluation des flux.....	48
3.4.3.2. Evaluation des températures de brillance directionnelles	48
3.4.4. Analyse de sensibilité des flux et des températures à V_{cmo} et λ	49
3.4.5. Simulations de l'anisotropie directionnelle avec SCOPE.....	50
3.4.5.1. Jeu de données de référence.....	50
3.4.5.2. Calibration du modèle et résultats	50
ARTICLE 1.....	53
An evaluation of SCOPE: A tool to simulate the directional anisotropy of satellite-measured surface temperatures.	53
CHAPITRE IV	71
4. Déterminisme et variabilité des effets directionnels dans l'IRT	71
4.1. Contexte.....	73
4.2. Approche suivie	73
4.2.1. Les variables testées	73
4.2.1.1. Forçage météorologique.....	73
4.2.1.2. Structure de canopée.....	74
4.2.1.3. Humidité du sol et stress de la végétation.....	76
4.2.2. Indicateur d'anisotropie	77
4.2.3. Sensibilité relative des facteurs gouvernant l'anisotropie.....	78
4.2.4. Implication pour les mesures satellitaires dans le contexte de la mission spatiale THIRSTY	79
4.2.4.1. Plan de balayage	80
4.2.4.2. Rayonnement solaire	82
4.2.4.3. Effets de structure	82
4.3. Discussion et résultats supplémentaires	82
4.3.1. Discussion.....	82
4.3.2. Résultats supplémentaires	85
4.3.2.1. Impact de la réflectance du sol sur l'anisotropie directionnelle.....	86
4.3.2.2. Impact de l'humidité du sol sur l'anisotropie directionnelle	86
ARTICLE 2.....	91
Driving factors of the directional variability of thermal infrared signal in temperate regions.....	91
CHAPITRE V	111

5. Mise au point d'approches paramétriques - Application à la correction des données satellitaires.....	111
5.1. Contexte.....	113
5.2. Présentation de l'article.....	115
5.2.1. Comparaison RL \ données expérimentales	115
5.2.2. Comparaison RL \ SCOPE	116
5.2.3. Comparaison RL \ Vinnikov	119
5.2.4. Application opérationnelle des méthodes paramétriques	119
5.2.5. Paramétrisation de k et ΔT_{HS}	120
ARTICLE 3.....	126
A two parameters model to simulate thermal infrared directional effects for remote sensing applications.....	126
CHAPITRE VI	151
6. Conclusion	151
6.1. Résumé et résultats principaux	152
6.2. Faits marquants - Highlights	154
6.3. Perspectives d'applications à la télédétection	155
6.3.1. Utilisation de SCOPE	155
6.3.2. Le modèle RL et les approches simplifiées.....	156
6.3.3. Implications pour la télédétection satellitaire	157
BIBLIOGRAPHIE :.....	158

Liste des figures

- Figure 3.1** - Représentation schématique du fonctionnement de SCOPE (tiré de Van der Tol et al. 2009). 42
- Figure 3.2** - Probabilités d'insertions foliaires cumulés en fonction de l'angle zénithal foliaire pour des couverts planophile (cercles), sphérique (triangles) et érectophile (carrés). 42
- Figure 3.3** - 'Chemin' d'un rayon solaire réfléchi par une feuille. Adapté de Verhoef 1998 (p.153). 42
- Figure 3.4** - Représentation du rayonnement net (a) et des flux convectifs (b) simulés en fonction des mesures effectuées sur un couvert de blé d'hiver sur le site d'Avignon. 48
- Figure 3.5** - Variation des températures de brillance simulées en fonction des mesures effectuées à $\theta_v=18^\circ$; $\phi_v=180^\circ$ (a) et $\theta_v=55^\circ$; $\phi_v=10^\circ$ (b) sur un couvert de blé d'hiver sur le site d'Avignon. 49
- Figure 3.6** - Représentation polaire de l'anisotropie directionnelle IRT mesurée (a) par une caméra aéroportée au-dessus d'un couvert de pin maritime (site du Bray) à 11:30 UTC et simulée avec SCOPE (b). Les cercles concentriques représentent la variation zénithale et l'azimut correspond à la position angulaire sur le cercle. Le code couleur indique les variations de température par rapport au nadir. Le trait noir situé aux alentours de 40° de zénith et entre les azimuts 150° et 180° représente la course du soleil tout au cours du vol. 51
- Figure 4.1** - Rosaces directionnelles des probabilités d'observer du sol ensoleillé en fonction du LAI (lignes) et de l'insertion zénithale foliaire (colonnes) calculées pour des LAI de 0,5 (1^{ère} ligne); 1 (2^{ème} ligne) et 2 (3^{ème} ligne) et pour des couverts sphérique (1^{ère} colonne), planophile (2^{ème} colonne) et érectophile (3^{ème} colonne). 74
- Figure 4.2** - Représentation de l'anisotropie dans le plan principal en fonction de l'angle zénithal d'observation. Les différentes signatures proviennent d'un couvert sphérique (bleu), érectophile (vert) et planophile (rouge), le paramètre de hot spot étant de 0,01 (a) et 0,1 (b). 76
- Figure 4.3** - Valeurs maximales des différences de DAI pour chaque variable testée. Les trois dernières barres montrent les différences de DAI maximales entre un couvert sphérique (Sp) et planophile (Pl), entre un couvert planophile et érectophile (Er) et enfin entre un couvert érectophile et sphérique. 78
- Figure 4.4** - Evolution du plan de balayage de THIRSTY en fonction de la latitude pour une orbite ascendante (trait bleu) et une orbite descendante (trait rouge). 80
- Figure 4.5** - Rosaces directionnelles illustrant l'azimut de la fauchée d'un satellite ayant une orbite héliosynchrone quasi-polaire avec un plan de balayage de $\pm 35^\circ$ perpendiculaire à la trace (caractéristiques orbitales de THIRSTY), en orbite montante (trait gris) et descendante (trait noir). Elles sont représentatives des conditions observées à 0°N (a) et 45°N (b) de latitude. La position solaire est celle du pixel situé au nadir du satellite à 13:00 UTC à l'équinoxe de printemps (cercles) et aux solstices d'été (triangles) et d'hiver (carrés). 80
- Figure 4.6** - Idem à la figure 4.5 mais dans le cas d'un balayage le long de la trace. 82
- Figure 4.7** - DAI calculé en utilisant quatre spectres de réflectance de sols mesurés pour un sol agricole (a) et le sol du site expérimental de l'INRA d'Avignon (b) en conditions très sèches (symboles noirs) et très humides (symboles gris) en fonction du DAI calculé pour l'étude présentée. Les cercles correspondent aux DAI simulés au jour 79 et les triangles au jour 174. 'V' et 'S' signifient respectivement 'Végétation' et 'Sol'. Les indices 'w' et 'd' signifient quant à eux 'Wet' et 'Dry'. Ainsi la notation V_D-S_D correspond à un état hydrique pour lequel la végétation et le sol sont secs. 86
- Figure 4.8** - Impact de la variation jointe de la résistance de surface du sol et de son inertie thermique en fonction de son humidité sur le DAI (a et b), le flux de chaleur sensible (c et d) et le flux de chaleur latente (e et f) en fonction des données simulées dans notre étude. Les résultats présentés dans la colonne de gauche sont obtenus avec une humidité de sol de 10%, contre 30% à droite. 88
- Figure 5.1** - Rosaces directionnelles mesurée (a) à l'aide d'une caméra aéroportée au-dessus d'un couvert forestier de pins maritimes (site de Le Bray) entre 12:52 à 13:36 UTC le 4 Septembre 1996, et simulée par le modèle RL ajusté (b). Le trait noir épais indique la course du soleil pendant la période du vol. 115

Figure 5.2 - RMSE entre les modèles SCOPE et RL en fonction du LAI pour tous les cas de figures simulés dans cette étude à 13:00 UTC. Les colonnes représentent les résultats pour q allant de 0,01 à 0,5 et les lignes les résultats pour les jours 79 et 174. Les symboles pleins (vides) indiquent les cas pour lesquels la végétation est stressée (non-stressés) et les symboles noirs (gris) indiquent les cas où le sol est sec (humide). On rappelle que V et S signifient respectivement 'Végétation' et 'Sol', et les indices W et D correspondent respectivement à 'Wet' (humide) et 'Dry' (sec).....	118
Figure 5.3 – Rosaces d'anisotropie directionnelle simulées avec le modèle SCOPE (a), le modèle RL (b) et le modèle de Vinnikov (c) tous deux calés sur le modèle SCOPE par ajustement de leurs 2 paramètres. Les paramètres de simulations sont ici $LAI=1,5$; $q=0,5$; $V_{cmo}=25 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$; $r_{ss}=200 \text{ mol.mol}^{-1}$; pour le jour 174 à 13:00 UTC.....	119
Figure 5.4 - Idem que pour la figure 5.2 pour ΔT_{HS} en fonction du LAI à 13:00 UTC.....	121
Figure 5.5 - Idem que pour la figure 5.2 pour k en fonction du LAI à 13:00 UTC.	122
Figure 5.6 - Variations de k en fonction de ΔT_{HS} pour toutes les configurations simulées entre 10:30 et 15:00 UTC.....	123
Figure 5.7 – Anisotropie simulée par le modèle RL calé en ajustant les deux paramètres k et ΔT_{HS} (symboles noirs vides) et en ajustant uniquement ΔT_{HS} ($k=LAI/4$ – symboles gris pleins) pour les jours 79 (a) et 174 (b) à 13:00 UTC en fonction de l'anisotropie générée par le modèle SCOPE.....	123
Figure 5.8 – Variations de ΔT_{HS} ajusté par calage du modèle où $k=LAI/4$ en fonction du LAI. Les lignes correspondent, de haut en bas, aux ajustements effectués pour les jours 79 et 174 à 13:00 UTC. Les colonnes représentent les valeurs ajustées dans les cas où $q=0.01$ (a et c) et $q=0.5$ (b et d).....	124

Liste des symboles

Symbole	Description	Unité
f, β	'Distance' qui sépare le rayonnement pénétrant du rayonnement sortant	-
G	Flux de chaleur dans le sol	W.m^{-2}
h_c	Hauteur de canopée	m
H	Flux de chaleur sensible	W.m^{-2}
k	Coefficient d'extinction dans la direction solaire	-
K	Coefficient d'extinction dans la direction d'observation	-
L	Radiance spectrale	$\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$
LAI	<i>Leaf Area Index</i>	$\text{m}^2.\text{m}^{-2}$
M	Émittance du corps noir	W.m^{-2}
LE	Flux de chaleur latente	W.m^{-2}
P_s, P_o, P_{so}	Probabilités d'éclairement, d'observation et d'observer une couche éclairée.	-
q	Paramètre de hotspot	m.m^{-1}
Rn	Rayonnement net	W.m^{-2}
r_{ss}	Résistance de surface du sol	m.s^{-1}
T_a, T_c, T_{sol}	Température de l'air, de la canopée et du sol	K, °C
T_s	Température de surface	K, °C
T_b	Température de brillance	K, °C
u	Vitesse du vent	m.s^{-1}
V_{cmo}	Maximum de carboxylation	$\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
x	Profondeur relative dans la canopée ([-1 ;0])	-
Γ	Inertie thermique	$\text{J.s}^{-1/2}.\text{K}^{-1}.\text{m}^{-2}$
ε	Émissivité	-
θ_l	Angle zénithal foliaire	rad, °
θ_s, θ_v	Angle zénithal solaire et de visée	rad, °
λ	Longueur d'onde	μm
λ	Coût marginal d'assimilation	mol.mol^{-1}

ρ	Réfectance	-
ρ_a	Densité de l'air	Kg.m^{-3}
σ	Constante de Stefan Boltzmann	$\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
φ_l	Angle azimutal foliaire	rad, °
φ	Angle azimutal relatif entre le soleil et l'observateur	rad, °

Table des acronymes

<i>Acronyme</i>	<i>Signification</i>
AATSR	<i>Advanced Along-Track Scanning Radiometer</i>
ADA	<i>Amplitude of Directional Anisotropy</i>
BRDF	<i>Bi-directional Reflectance Distribution Function</i>
CNES	Centre National d'Études Spatiales
DA	<i>Directional Anisotropy</i>
DAI	<i>Directional Anisotropy Index</i>
DART	<i>Discrete Anisotropic Radiative Transfer</i>
DOY	<i>Day Of Year</i>
ECOSTRESS	<i>ECOsystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station</i>
EFEDA	<i>European Field Experiment in a Desertification-threatened Area</i>
GEOGLAM	<i>Group on Earth Observation for GLobal Agriculture Monitoring</i>
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GMES	<i>Global Monitoring for Environment and Security</i>
GORT	<i>Geometric Optic and Radiative Transfer</i>
HAPEX-SAHEL	<i>Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel</i>
HS	<i>Hot Spot</i>
HYSPIRI	<i>HYper SPectral and InfraRed Imager</i>
INRA	Institut national de la Recherche Agronomique
IRT	InfraRouge Thermique
LADF	<i>Leaf Angle Distribution Function</i>
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LST	<i>Land Surface Temperature</i>
MISTIGRI	<i>MIcro Satellite for Thermal Infrared GRound Imager</i>
MODIS	<i>MODerate resolution Imaging Spectrometer</i>
MSG	<i>Meteosat Second Generation</i>
MTG	<i>Meteosat Third Generation</i>
MuSICA	<i>Multi-layer Simulator of the Interactions between a Coniferous stand and the Atmosphere</i>
NASA	National Aeronautics and Space Agency
PAI	<i>Plant Area Index</i>
ReSeDA	<i>Remote Sensing Data Assimilation</i>

Rg	Rayonnement global (courtes longueurs d'onde)
RL	<i>Roujean-Lagouarde</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
RTMo - RTMt	<i>Radiative Transfer Module optical\thermal</i>
SAIL	<i>Scattering by Arbitrarily Inclined Leaves</i>
SALSA	<i>Semi-Arid Land Surface Atmosphere</i>
SCOPE	<i>Soil Canopy Observation Photochemistry and Energy fluxes</i>
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager</i>
SM	<i>Soil Moisture</i>
S-NPP	<i>Suomi National Polar-orbiting Partnership</i>
SVAT	<i>Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer</i>
THIRSTY	<i>Thermal InfraRed SpaTial sYstem</i>
TIR	<i>Thermal InfraRed</i>
TOC	<i>Top Of Canopy</i>
TRGM	<i>Thermal Radiosity Graphics Model</i>
VIIRS	<i>VisibleInfrared Imager Radiometer Suite</i>

CHAPITRE I

1. Introduction

La Terre subit actuellement une période de changement climatique, se traduisant notamment par un accroissement de la température du globe. Les risques de phénomènes météorologiques extrêmes liés à cette évolution climatique - par exemple, vagues de chaleur, précipitations extrêmes, sécheresses et inondations des zones côtières – sont déjà avérés. Le système présente une grande sensibilité car, d'après le rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat - Field et al. 2014), une augmentation supplémentaire de la température moyenne globale de 1 °C amplifierait ces risques. La diminution des rendements des productions agricoles, la fragilisation de la sécurité alimentaire ou encore la dégradation des conditions de vie en zones urbanisées sont autant de conséquences directes des modifications du climat.

Le bilan d'énergie gouverne les échanges qui ont lieu à l'interface surface-atmosphère. Il traduit l'équilibre des échanges de masse et d'énergie entre la surface et l'atmosphère. Les principaux échanges mis en jeu sont des échanges radiatifs (rayonnements solaire et thermique), convectifs et conductifs. Ils impliquent quatre types de processus : le rayonnement net, les flux de chaleur latente et de chaleur sensible et le flux de chaleur dans le sol (Arya 2001). Le rayonnement net résulte du bilan radiatif à la surface. Il est gouverné par les rayonnements incidents solaire et atmosphérique et les propriétés radiatives et thermiques de la surface. Les flux de chaleur sensible et de chaleur latente sont respectivement pilotés par les différences de température et d'humidité entre la surface et l'air qui se trouve au-dessus de la canopée. Le flux de chaleur dans le sol est dû au phénomène de conduction. D'autres types d'énergies, tels que l'énergie mise en jeu lors de changements de phase (condensation, fusion...), les processus biochimiques (oxydations organiques...), la photosynthèse ou encore les apports d'énergie par les précipitations, prennent aussi part au bilan d'énergie. Toutefois, leurs faibles contributions poussent souvent à les négliger dans la résolution du bilan.

Au niveau de la biosphère continentale, les réponses de la surface au forçage radiatif dépendent notamment des ressources en eau et de la végétation. Les ressources hydriques (humidité du sol) pilotent une partie des interactions surface-atmosphère en permettant l'évapotranspiration, i.e. la combinaison entre l'évaporation des sols et la transpiration des plantes. La végétation joue ainsi un rôle sur la répartition des flux à la surface de la Terre. Elle participe aux échanges carbonés (photosynthèse), hydriques et énergétiques (transpiration) avec l'atmosphère.

La température de surface (LST pour *Land Surface Temperature*) témoigne de l'équilibre des termes du bilan d'énergie, ce qui en fait une variable clé en météorologie et en climatologie. Elle est donc un témoin privilégié des échanges ayant lieu dans le continuum sol-végétation-atmosphère, et renseigne sur le fonctionnement hydrique et énergétique des surfaces. La connaissance de la température de surface donne notamment accès aux flux convectifs de chaleur latente (ou évapotranspiration) et de chaleur sensible (Bastiaanssen et al. 1998; Courault et al. 2005; Kalma et al. 2008). Ces informations peuvent alors être utilisées à diverses échelles spatiales et temporelles : détermination d'un stress hydrique d'un couvert agricole à l'échelle locale, prévisions météorologiques à l'échelle régionale ou encore simulation de l'impact du changement climatique à l'échelle globale (Norman et al. 1995).

La télédétection satellitaire dans l'InfraRouge Thermique (IRT), domaine de longueur d'onde compris entre 3 et 50 μm , permet d'accéder à la LST dans la fenêtre atmosphérique

comprise entre 8 et 14 μm . Elle permet de cartographier l'évapotranspiration en continu et à l'échelle globale, et ainsi d'améliorer le suivi et la gestion des ressources en eau et de suivre des épisodes de sécheresses. Le suivi du bilan hydrique et ses applications (gestion des ressources en eau, suivi des productions) ont donné lieu à de nombreux travaux depuis plusieurs années, en particulier sur les zones sensibles à la désertification, dans le cadre de diverses expériences (HAPEX-SAHEL - *Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel*, Bessemoulin et al. 1994 - SALSA-MEX - *Semi-Arid Land-Surface-Atmosphere Mountain Experiment*, Goodrich et al. 2000 - EFEDA - *European Field Experiment in a Desertification-threatened Area*, Bolle et al. 1993 - Alpillles-ReSeDA – *Remote Sensing Data Assimilation*, Prevot et al. 1998...).

Outre ses applications dans le domaine agricole, la télédétection IRT trouve aussi un intérêt dans un vaste ensemble de problématiques comme la climatologie urbaine (phénomène d'îlots de chaleur - Weng 2009), le suivi de l'activité volcanique ou encore l'évaluation des risques sanitaires (Lagouarde et al. 2013).

De nombreuses initiatives sont développées afin de faciliter la gestion de ces menaces du fait des enjeux et impacts socio-économiques qu'elles impliquent. A l'échelle européenne, le projet COPERNICUS (ex-GMES pour *Global Monitoring for Environment and Security* - Donlon et al. 2012) fournit une information destinée au suivi en continu et à grande échelle ('monitoring') des surfaces continentales. Le projet international GEOGLAM (*Group on Earth Observation for Global Agricultural Monitoring* – <http://webmodele.com/index.php/en/>) vise quant à lui à produire et diffuser des prévisions de la production agricole à toutes les échelles (nationale, régionale et mondiale). Ces initiatives sont très largement basées sur des observations satellitaires car la télédétection est le seul moyen d'accéder à des informations sur l'état des surfaces terrestres à la fois en continu et à l'échelle globale. Ces projets poussent donc au développement de futurs systèmes satellitaires, notamment dans l'IRT.

A l'heure actuelle, la flotte de satellites qui opèrent dans l'IRT fait face à un dilemme entre haute revisite temporelle et haute résolution spatiale (Stathopoulou and Cartalis 2009 ; Lagouarde et al. 2013). Le satellite Météosat Seconde Génération (Schmetz et al. 2002) permet d'acquérir des données dans l'IRT toutes les 15 minutes, mais les pixels mesurés sont de l'ordre du kilomètre (3 km pour les pixels de LST). Le satellite Landsat-8 (Roy et al. 2014) permet d'accéder à une information spatiale très précise, à l'échelle de la parcelle (~60-100 m), mais dont la faible revisite temporelle (16 jours) ne permet pas un suivi suffisamment régulier, compte tenu des fréquences d'enneuagement (Whitcraft et al. 2014). Pour pallier ce manque, de nombreux projets ont été, et sont proposés, dans l'objectif de développer un satellite capable de fournir une information avec une résolution spatiale inférieure à 100 m (accès à l'information parcellaire) et avec une revisite de l'ordre de 2 à 3 jours (de façon à suivre l'évolution de l'état hydrique de la surface). On citera par exemple les projets MISTIGRI (*Micro Satellite for Thermal Infrared Ground Imager*, Lagouarde et al. 2013), soutenu par le CNES (Centre National des Etudes Spatiales), et THIRSTY (*Thermal InfraRed SpaTial sYstem*, Crebassol et al. 2014), développé dans le cadre d'une collaboration entre le CNES et la NASA (*National Aeronautics and Space Agency*). Notons que ce travail de thèse fait partie de l'accompagnement du travail de définition de THIRSTY, ce qui a en partie motivé le financement de la thèse par le CNES. A plus court terme (horizon 2017), le projet

ECOSTRESS (*ECOsystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station* – <http://science.nasa.gov/missions/ecostress/>) de la NASA prévoit d'embarquer l'instrument HYSPIRI (*HYper Spectral and InfraRed Imager* - Abrams and Hook 2013 ; Lee et al. 2015) à bord de la Station Spatiale Internationale. Ces projets témoignent de l'intérêt constant porté à la télédétection IRT et démontrent l'importance du suivi de la température de surface à l'échelle globale.

La mesure satellitaire dans l'IRT est toutefois soumise à différents effets perturbateurs (Li et al. 2013b). Le rayonnement reçu par les satellites au sommet de l'atmosphère combine l'émission naturelle de la Terre et la réflexion du rayonnement reçu par celle-ci modulés par les effets d'atténuation et d'émission de l'atmosphère.

Il convient donc de corriger à la fois les effets dus à l'émissivité des surfaces terrestres et à la présence de l'atmosphère entre le capteur et la surface. La correction des effets atmosphériques et de l'émissivité des surfaces est aujourd'hui bien maîtrisée ; de nombreux algorithmes (*'Single channel'* - Olesen et al. 2004, *'Multi-angle'*, *'Split-Window'* - Price 1983; Wan and Dozier 1996, *'Temperature and Emissivity Separation'* - Gillespie et al. 1998) ayant été développés et implémentés avec succès dans les chaînes de traitements satellitaires.

Plus récemment, Lagouarde et al. 2015 ont mis en évidence que les fluctuations de la température dues à la turbulence atmosphérique induisent des erreurs sur les mesures satellitaires instantanées dans l'IRT. Les auteurs montrent que ces effets se trouvent atténués avec la diminution de la résolution spatiale (i.e. l'augmentation de la taille des pixels) mais que seules des capacités de haute revisite permettent de s'en affranchir en grande partie.

Les mesures satellitaires dans l'IRT sont également soumises à de forts effets d'anisotropie directionnelle qui résultent de la variabilité des températures des éléments qui composent la canopée (typiquement feuilles et sol ensoleillés et ombragés), 'vus' dans une direction d'observation donnée (Jackson et al. 1979; Caselles et al. 1992 ; Pinheiro et al. 2004a). Ces températures étant elles-mêmes modulées par les échanges radiatifs et énergétiques au sein de la canopée, les effets d'anisotropie dépendent donc à la fois des conditions micro-météorologiques (transfert turbulent), de la structure et des propriétés radiatives (transfert radiatif) de la canopée, ainsi que des géométries d'observation et d'illumination.

L'anisotropie directionnelle a été étudiée dès le début des années 1960, la motivation première étant la détermination de l'évapotranspiration des couverts agricoles à partir de mesures de température de surface, à des fins de gestion de l'irrigation (Vining and Blad 1992 ; Norman et al. 1995). Les résultats des nombreuses campagnes expérimentales effectuées sur des couverts agricoles (Kimes et al. 1980) et forestiers (Balick and Hutchinson 1986a, Lagouarde et al. 2000), sur des vergers (Caselles and Sobrino 1989; Sobrino and Caselles 1990) ou encore sur des sols nus (Lagouarde et al. 1995) ont montré que les effets d'anisotropie ne peuvent pas être négligés. Des différences de température de l'ordre de 15 K ont par exemple été mesurées sur un champ de coton en rang (Kimes and Kirchner 1983) et sur de la vigne (Lagouarde et al. 2014). Toutefois, tous les travaux effectués sur le sujet n'ont toujours pas permis de développer des algorithmes adaptés à la correction des mesures satellitaires de LST. L'étude et la modélisation de ces effets restent donc importantes pour les raisons suivantes :

- Puisque les mesures de LST permettent de calculer les flux convectifs (flux de chaleur latente et flux de chaleur sensible), il est nécessaire de contrôler les effets directionnels afin de mieux quantifier les incertitudes qu'ils impliquent (Merchant et al. 2013) et ainsi améliorer leur estimation. À condition de bien maîtriser les effets d'anisotropie, les mesures de températures directionnelles peuvent aussi être utilisées pour dissocier la contribution des différentes strates de la canopée (végétation\sol) aux flux.
- Les effets directionnels posent des problèmes d'interprétation et d'inter-comparaison des mesures effectuées par un même capteur, et plus encore par différents capteurs. En effet, même si la géométrie d'observation d'un pixel par un capteur donné ne change pas au cours du temps, la position solaire évolue et induit irrémédiablement des effets directionnels variables. De plus, les larges fauchées d'instruments comme MODIS (*MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer* à bord des satellites Terra et Aqua) ou VIIRS (*Visible/Infrared Imager Radiometer Suite* à bord du satellite S-NPP - *Suomi National Polar-orbiting Partnership*), atteignant des angles zénithaux de $\pm 55^\circ$, impliquent des effets directionnels qu'il convient de corriger. Guillevic et al. 2013 ont aussi montré que des mesures de LST effectuées de jour entre les capteurs MODIS et SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* à bord du satellite *Metosat Second Generation*) peuvent présenter des différences allant jusqu'à 12°C . Ces effets compliquent donc aussi l'utilisation des données satellitaires de LST, par exemple dans le cadre de ré-analyses ou d'assimilations de données dans les modèles climatiques (Merchant et al. 2013).
- Le traitement des données satellitaires nécessite de développer des méthodes simplifiées répondant aux exigences des chaînes de traitements satellitaires. L'utilisation de modèles paramétriques ou de modèles à noyaux est très répandue dans le cadre de la correction opérationnelle des effets directionnels dans le domaine optique. Si ces méthodes semblent également être prometteuses pour la correction des données satellitaires dans l'IRT, peu d'études se sont attachées à les développer et les mettre en œuvre (Lagouarde and Irvine 2008; Vinnikov et al. 2012).

Ce travail de thèse vise à approfondir la connaissance et la maîtrise des effets d'anisotropie dans l'IRT en s'appuyant sur l'adaptation et la mise en œuvre d'un modèle de transfert Sol-Végétation-Atmosphère. Les objectifs de ce travail sont de caractériser la variabilité et la sensibilité des effets directionnels dans le cas des couverts végétaux continus à partir d'un travail de modélisation et de rechercher des modèles qui soient compatibles avec une utilisation opérationnelle. Cette thèse s'articule de la façon suivante : un modèle capable de simuler les effets directionnels dans l'IRT, évalué au préalable, est utilisé comme :

- Outil d'étude des effets directionnels ; en permettant d'explorer une large gamme de conditions météorologiques, biochimiques, et structurelles et d'établir leur influence relative sur l'anisotropie.
- Générateur de données ; qui permet de développer et d'évaluer des approches simplifiées de correction des effets directionnels.

Dans le **chapitre II**, une étude bibliographique exhaustive des résultats expérimentaux et de la modélisation de l'anisotropie directionnelle dans l'IRT est présentée. Cette étape nous a

permis de choisir le type de modélisation le plus adapté à nos objectifs, à savoir : disposer d'un modèle qui puisse simuler les effets directionnels dans une large gamme de conditions, tout en prenant en compte les divers processus physiques, énergétiques et chimiques ayant lieu au sein de la canopée.

Le **chapitre III** est consacré à l'évaluation du modèle d'étude des effets directionnels : SCOPE (*Soil, Canopy Observation, Photochemistry and Energy Fluxes* - Van der Tol et al. 2009). Le modèle est détaillé, puis l'évaluation du modèle, ainsi qu'une synthèse des résultats obtenus, sont décrits en guise d'introduction à l'article intégré à ce chapitre (Duffour et al. 2015).

A la suite de cette évaluation est présentée une étude de sensibilité originale visant à établir quels sont les facteurs clés qui pilotent l'anisotropie, à quantifier leur importance relative et à renseigner les gammes de variations d'anisotropie possiblement rencontrées aux latitudes moyennes (**Chapitre IV**). Ici, le modèle SCOPE a été utilisé en tant que générateur de données de façon à simuler les effets directionnels dans diverses conditions de forçage météorologique, de structure de canopée et de statuts hydriques. Ce jeu de données est présenté et les résultats publiés dans l'article intégré au chapitre sont rappelés (Duffour et al. 2016a).

Dans le dernier chapitre (**Chapitre V**) nous évaluons un modèle paramétrique spécialement conçu pour simuler les effets directionnels dans l'IRT. Le modèle et les données utilisées pour son évaluation sont présentés en introduction. Une discussion sur l'utilisation opérationnelle de ce modèle, compte-tenu des effets directionnels qui affectent les observations satellitaires, est incluse. La possibilité de calibrer ce modèle en fonction des paramètres et variables jouant un rôle important sur l'anisotropie est également discutée et documentée. L'article associé au chapitre décrit les qualités et les limites du modèle (Duffour et al. 2016c).

Finalement ce manuscrit est conclu par un résumé et un bilan du travail effectué, incluant les avancées et les apports qu'offre cette thèse ainsi que les perspectives qui en découlent.

CHAPITRE II

2. Etat de l'art

Les effets directionnels dans l'infrarouge thermique résultent de l'intégration des contributions radiatives des différents éléments constitutifs de la canopée (végétation et urbain) 'vus'. Ils dépendent donc de la répartition des températures au sein du couvert qui elles-mêmes sont conditionnées par les échanges radiatifs et énergétiques. La structure de la canopée joue ici un rôle capital en conditionnant d'une part les échanges (pénétration du rayonnement, profil de vitesse de vent etc.), et d'autre part la visibilité des éléments.

La volonté de maîtriser ces effets a mené à diverses approches de modélisation. Elles peuvent être classées en fonction du degré de complexité mis en œuvre dans la prise en compte des divers processus radiatifs et énergétiques, et de leur interaction avec la structure. Cela a donné lieu à quatre catégories principales de modèles :

- Les modèles géométriques (effet de structure essentiellement)
- Les modèles de transfert radiatif (calcul du transfert radiatif au sein de la canopée)
- Les modèles 3-D (représentation explicite et très détaillée de la structure)
- Les modèles paramétriques (approches basées sur des hypothèses simplificatrices de la physique)

Ces approches peuvent alors donner lieu à d'autres sous-catégories de modèles. On citera par exemple les modèles GORT (*Geometric Optic and Radiative Transfer*) qui couplent à la fois les approches géométriques et le transfert radiatif, les modèles de transfert radiatif avec couplage du bilan d'énergie, ou encore l'utilisation de modèles à noyaux ('kernels') au sein des approches paramétriques.

Ces modèles permettent, quel que soit leur degré de complexité, de calculer des luminances directionnelles au sommet de la canopée (TOC – *Top of Canopy*). Toutefois, le passage de la luminance directionnelle à la température de surface directionnelle pose le problème de la détermination de l'émissivité directionnelle. Même si plusieurs auteurs se sont attachés à décrire expérimentalement et à modéliser cet effet, l'impact de l'émissivité sur les signatures directionnelles reste encore une question ouverte (Francois et al. 1997 ; Li et al. 1999 ; Su et al. 2002 ; Sobrino et al. 2005). Dans ce manuscrit, cette question sera éludée par l'utilisation de températures de brillance directionnelles.

Après un bref rappel des diverses définitions de la température, les travaux expérimentaux et de modélisation réalisés sur des couverts végétaux sont décrits.

2.1. Notions de températures

D'un point de vue pratique, le rayonnement mesuré ($L_{mes, \lambda}$) au sommet de la canopée à une longueur d'onde donnée (λ) par les instruments opérant dans l'IRT (caméras, radiothermomètres, satellites) résulte à la fois des contributions d'émission de la canopée et de réflexion des rayonnements incidents courtes et grandes longueurs d'onde ($L_{\lambda, atm}^{\downarrow}$). Par inversion de la loi de Planck, cette mesure donne accès à une '**température de brillance directionnelle apparente**' ($T_{b,app}$) :

$$L_{mes, \lambda} \left(T_{b,app}(\theta_s, \theta_v, \varphi) \right) = L_{B, \lambda} \left(T_b(\theta_s, \theta_v, \varphi) \right) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) L_{\lambda, atm}^{\downarrow} \quad (2.1)$$

où T_b est la ‘**température de brillance directionnelle radiométrique**’, ε l’émissivité de la surface et $L_{B,\lambda}$ la fonction de Planck :

$$L_{B,\lambda}(T_b) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T_b}\right) - 1 \right]} \quad (2.2)$$

Avec $L_{B,\lambda}$ la luminance spectrale du corps noir ($\text{W.m}^{-3}.\text{sr}^{-1}$),
 $h=6,626.10^{-34}$ J.s, la constante de Planck,
 $c=2,998.10^8$ m.s⁻¹, la vitesse de la lumière
 $k=1,381.10^{23}$ J.K⁻¹, la constante de Boltzmann.

L’intégration de cette fonction sur tout le spectre mène à la loi de Stefan-Boltzmann :

$$M = \pi L_B(T_b) = \sigma T_b^4 = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (2.3)$$

Avec M l’émittance du corps noir (W.m^{-2}), σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67.108$ $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$), et T_s la ‘**température radiative de surface**’.

La ‘**température aérodynamique**’ (T_{aero}) est une notion théorique. Elle correspond à la température qui satisfait l’équation permettant de calculer le flux de chaleur sensible H telle que :

$$H = \rho C_p \frac{T_{aero} - T_{air}}{r_a} \quad (2.4)$$

où ρ la masse volumique de l’air (kg.m^{-3}), C_p la capacité calorifique de l’air ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), r_a la résistance aérodynamique (s.m^{-1}) et T_{air} la température de l’air au-dessus de la canopée. Cette température est généralement assimilée à la ‘**température radiative de surface**’. Une revue détaillée des notions de température est disponible dans Norman and Becker 1995.

2.2. Evidences et résultats expérimentaux

Les travaux de caractérisation des effets directionnels ont débuté dès les années 1960 avec pour motivation première la détermination des flux de surface à partir de mesures de températures de surface dans l’IRT (Monteith and Szeicz 1962 ; Tanner 1963 ; Fuchs et al. 1967 ; Jackson et al. 1981 ; Idso 1982 ; Paw U et al. 1989 ; Vining and Blad 1992 ; François 2002 ; Luquet et al. 2003a, 2004).

Il a vite été mis en évidence que la température mesurée à l’aide d’un radiothermomètre n’est pas directement représentative de la température de la végétation.

Blad and Rosenberg 1976 ont montré via des mesures sur de la luzerne et du maïs que la température d’une feuille mesurée à l’aide d’un thermocouple diffère de la température mesurée par un radiomètre, ce jusqu’à 3°C. Ce phénomène est expliqué par la contribution du sol sur la mesure radiométrique. Ce résultat a été confirmé par Hatfield 1979 qui a effectué le même type de mesures que précédemment sur un couvert de haricots. Cet auteur a néanmoins montré que le suivi de la température d’une feuille en particulier correspond à la mesure radiométrique focalisée sur cette même feuille à $\pm 0.2^\circ\text{C}$ près (en prenant en compte la correction d’émissivité). Dans cette même étude, l’effet de la couverture végétale sur la mesure de la température est examiné. En comparant la température d’un couvert de blé

mesurée au nadir à celles obtenues aux 4 points cardinaux à un angle zénithal de 45°, l'auteur constate qu'on obtient des différences de température allant jusqu'à 2°C pour une couverture végétale comprise entre 20% et 50%. De la même façon, Millard et al. 1980 ont souhaité déterminer à partir de quel pourcentage de couverture végétale l'influence du sol devient négligeable, i.e. à partir de quelle couverture végétale la température mesurée par un radiomètre correspond strictement à la température de la végétation seule. Pour cela deux mesures au sol sur du blé, une au nadir l'autre à un angle de 30° (l'hypothèse est faite qu'à un tel angle seule la végétation contribue au signal), sont comparées à des mesures aéroportées obtenues en visée nadir. La comparaison de ces données montre qu'il est nécessaire d'avoir une couverture végétale supérieure à 85% afin de se rapprocher au plus près de la température vraie de la végétation. Toujours dans un souci de déterminer la température de la végétation à l'aide de mesures radiométriques, Kimes 1980 a mesuré des écarts entre la température 'végétation' (radiomètre pointé sur de la végétation seulement) et au nadir allant jusqu'à 11°C pour une couverture végétale de soja de 35%. Heilman et al. 1981, à partir de mesures sur un couvert d'orge, ont étudié la possibilité d'évaluer la température de la végétation à partir d'une mesure nadir. Leurs résultats montrent que ceci est possible à condition de connaître le pourcentage de couverture de la végétation, la température du sol, les émissivités du sol et de la végétation et enfin le rayonnement atmosphérique.

De nombreuses études se sont également focalisées sur la recherche d'angles de mesures optimums permettant de minimiser les erreurs de calcul sur les flux. Huband and Monteith 1986 ont réalisé des mesures de température directionnelles sur du blé d'hiver dans un autre but, celui de relier la température radiative à la température aérodynamique. D'après les auteurs, une mesure radiométrique à un angle de 55° dans le plan perpendiculaire permettrait d'approcher à 1°C près la température aérodynamique. Vining and Blad 1992 proposent un système de mesures au sol pour lequel quatre radiomètres sont utilisés simultanément, étant positionnés au nadir, à 20°, 40° et 60° de zénith et montés sur une plateforme mobile en azimut afin de déterminer quel est l'angle de visée optimum pour calculer le flux de chaleur sensible. Les mesures effectuées sur un couvert herbeux mettent en avant que les mesures comprises entre 40° et 60° de zénith sont optimales et que la vitesse du vent est un facteur important. Dans le cadre du programme SALSA (Goodrich et al. 2000), Chehbouni et al. 2001 ont réalisé des mesures directionnelles sur une surface enherbée, dans le but de documenter les effets directionnels. Ils montrent par la même occasion l'influence de l'humidité du sol et du PAI (*Plant Area Index*). Ces auteurs proposent également d'utiliser la variabilité directionnelle de la mesure de la température de surface et de s'en servir pour déterminer les températures des différents éléments qui composent la canopée (sol et végétation) ; ceci permettant d'améliorer la détermination des flux des surfaces végétales éparses.

Certaines études expérimentales ont été réalisées dans un objectif de modélisation. Kimes and Kirchner 1983 ont observé les effets directionnels sur un champ de coton planté en rangs sud-ouest afin d'étudier les variations de la température mesurée en fonction des proportions d'éléments de sol et de canopée vues par l'instrument. Ces mesures ont été réalisées avec un radiomètre dont l'ouverture est de 15° FOV en balayant les angles zénithaux de 0° à 80° par pas de 20° en direction du sud (i.e. en évitant la position du hot spot - HS). A 13:00, des variations de température allant jusqu'à 16°C ont été mesurées entre la visée nadir

et la visée effectuée à un angle zénithal de 80° ; la couverture végétale étant de 48%. Les quatre éléments qui composent la scène, i.e. sol et végétation ombragés et ensoleillés, ont été mesurés de façon à alimenter un modèle géométrique (Kimes 1983) dont les résultats ont été comparés aux mesures directionnelles. Caselles and Sobrino 1989 ont également réalisé une série de mesures sur des orangers afin d'évaluer un modèle géométrique. Ces données ont par la suite été utilisées par Sobrino and Caselles 1990.

Finalement certains auteurs se sont attachés à réaliser des campagnes expérimentales dans le but de documenter les effets d'anisotropie, et de présenter, pour certains, des protocoles de mesures originaux. Balick and Hutchinson 1986b ; Balick and Hutchison 1987 ont mis en œuvre un protocole de mesure lourd et complexe, basé sur l'utilisation de radiomètres situés sur des mats élevés, afin de mesurer les effets d'anisotropie sur des couverts forestiers (chênes et caryers). Li et al. 2004 ont amélioré le protocole de mesure développé par Vining and Blad 1992 mais en utilisant une caméra fixe au nadir et une autre mobile à la fois en zénith et en azimut. Des mesures sur du sol nu et du blé d'hiver ont été réalisées pour illustrer les capacités du protocole. Lagouarde et al. 1995 ont réalisé des mesures directionnelles sur du maïs, de la luzerne, de l'herbe, et trois sols nus ayant diverses rugosités (labouré, hersé, lisse). Les mesures sur sol nu sont les premières du genre et permettent de montrer l'influence de la rugosité sur les effets directionnels avec des écarts allant jusqu'à 4°C d'amplitude dans le plan principal (zénith compris entre -60° et $+60^\circ$). Devant la difficulté de cartographier les effets directionnels de façon exhaustive dans toutes les directions d'observation (zénithales et azimutales), Lagouarde et al. 2000 ont mis au point un protocole de mesure basée sur l'acquisition aéroportée d'imagerie IRT. Ce protocole a été mis en œuvre sur un couvert de pins maritimes, sur de la vigne (Lagouarde et al. 2014) et sur des couverts urbains (Lagouarde and Irvine 2008 ; Lagouarde et al. 2012). On notera également que plusieurs études (Huang et al. 2012; Ren et al. 2015) ont utilisé les données provenant de la campagne de mesures WATER (Li et al. 2009 ; Li et al. 2013a), réalisée sur divers couverts végétaux.

Les effets directionnels ont aussi été documentés à partir de données satellitaires provenant de divers capteurs tels qu'AVHRR (Pinheiro et al. 2004a), SEVIRI (Rasmussen et al. 2011) ou MODIS, les deux derniers étant parfois utilisés en commun (Ermida et al. 2014; Guillevic et al. 2013). On citera également les travaux de Vinnikov et al. 2012 qui ont utilisé les données directionnelles provenant des capteurs GOES-East et GOES-West dans le but de développer un modèle paramétrique empirique capable de simuler les effets directionnels dans l'IRT.

2.3. Modélisation de l'anisotropie directionnelle dans l'IRT

2.3.1. Les modèles géométriques

Comme l'indique leur nom, ces modèles sont uniquement basés sur des considérations géométriques et sont donc utilisables spécifiquement sur des couverts en rang ou très épars

(type savanne). Le sol et la végétation, considérés comme des surfaces opaques, sont les deux éléments de base constitutifs de ces modèles pour lesquels on calcule la contribution de l'un et l'autre au signal reçu dans une configuration donnée.

Sutherland and Bartholic 1977 sont parmi les premiers à avoir traité l'influence de la géométrie dans l'IRT en calculant la contribution du signal émis par la végétation et réfléchi sur le sol pour un observateur situé au-dessus de la canopée en visée nadir.

Très vite, la distinction est faite entre parties ensoleillées et ombragées. On considère dès lors 4 éléments (sol et canopée ombragés et ensoleillés) pour chacun desquels une température ou une émissivité est affectée. En faisant l'hypothèse que le rayonnement reçu par le capteur résulte de la somme des contributions de ces rayonnements, on est capable de calculer les températures ou émissivités directionnelles. Les contributions des éléments dépendent de nombreux facteurs : le champ de vue instantané, l'altitude du capteur, l'espacement des rangs, la largeur et la hauteur de la partie végétale. Jackson et al. 1979 et Kimes and Kirchner 1983 développent un modèle de ce type et la modélisation montre que des effets directionnels de l'ordre de 9°C à 16°C peuvent être atteints sur un champ de coton en rangs. Ce modèle a été repris, et légèrement complexifié par la prise en compte des réflexions d'ordre 1, par Caselles and Sobrino 1989, Sobrino and Caselles 1990 et Caselles et al. 1992 afin de calculer l'émissivité directionnelle et d'interpréter les températures mesurées au-dessus d'un verger d'oranges.

Pinheiro et al. 2004a ; Pinheiro et al. 2006 ; Rasmussen et al. 2010 et Rasmussen et al. 2011 utilisent le Modified Geometric Projection (MGP) afin de constater si les mesures satellitaires sont biaisées du fait de la géométrie d'observation. Le modèle géométrique de 'type Jackson et al. 1979' sert de base à ces travaux. Il se veut, dans ces cas, être représentatif de végétations arbustives discontinues.

Les approches géométriques manquent de généralité. Même si elles ont pu être validées par des campagnes de mesures, l'hypothèse forte qui stipule que la végétation est considérée comme opaque ne permet pas de reproduire les processus qui ont lieu réellement au sein des couverts végétaux.

2.3.2. Les modèles de transfert radiatif

La description du transfert radiatif dans le cadre de la modélisation des luminances directionnelles s'est rapidement révélée essentielle. Cette représentation repose sur la modélisation du transfert radiatif à l'intérieur du couvert, i.e. la propagation (absorption, réflexion, transmission) du rayonnement au travers de la végétation. Dans cette approche, la végétation est représentée via une (type *big-leaf*) ou plusieurs couches horizontales auxquelles on affecte une probabilité de trous, ainsi qu'une émissivité. La couche de sol a sa propre émissivité.

Kimes 1980 propose un modèle multicouche prenant en compte les probabilités de trouées au sein de la canopée. Basé sur cette formulation, Prévot 1985 développe un modèle qui prend en compte l'inclinaison des feuilles via le LADF (*Leaf Angle Distribution Function*), afin de calculer les probabilités de trouées dans la canopée, et fait la distinction entre les températures

des éléments au soleil et à l'ombre pour chaque couche. Francois et al. 1997, en se basant sur ce modèle et celui de Olioso 1992, tente de dériver une paramétrisation de la directionnalité de l'émissivité. L'utilisation du modèle en mode inverse permet de remonter à la température de la végétation. Le modèle et la paramétrisation de Francois et al. 1997 ont souvent été comparés à des mesures au sol (Chehbouni et al. 2001) et à d'autres modèles (François 2002; Sobrino et al. 2005), incluant notamment le modèle SAIL (Verhoef 1984 et Verhoef et al. 2007) adapté au thermique pour l'occasion. Coret et al. 2004 ont aussi utilisé la paramétrisation de Francois et al. 1997 afin de traiter le cas des surfaces hétérogènes. A l'aide d'un modèle de type transfert radiatif, basé sur les fractions de trous du couvert (via les angles d'insertion foliaire) Otterman et al. 1992, Otterman et al. 1995 et Otterman et al. 1999 montrent la possibilité de remonter aux températures du sol et de la végétation à partir de données multi-angulaires. Ils tentent également de déterminer quel est l'angle de visée qui permet de se rapprocher au plus près de la température hémisphérique du couvert et montrent enfin qu'il est nécessaire de connaître l'architecture du couvert et l'épaisseur optique de la canopée afin de pouvoir interpréter la température du couvert à partir de mesures directionnelles. L'approche développée par Verhoef et al. 2007 permet de traiter de la directionnalité des couverts homogènes tout en prenant en compte l'effet de hot spot jusqu'alors inexistant dans les travaux cités.

Néanmoins, ces modèles ont une faiblesse que l'on retrouvait déjà sur les modèles géométriques, à savoir que la température des éléments des différentes couches doit être renseignée en entrée. Or cette mesure est compliquée et sujette à de fortes erreurs. Pour pallier cette limitation, certains auteurs ont couplé leur modèle de transfert radiatif à un modèle de bilan d'énergie permettant de calculer les températures des éléments aux différentes couches sans connaissance à priori. Le bilan d'énergie est alors résolu pour chaque couche afin de déterminer leur température. On pourra citer par exemple le modèle de Smith et al. 1981 qui a ensuite été adapté par McGuire et al. 1989 pour prendre en compte les effets de rugosité de la canopée, notamment en adaptant les probabilités de trouées. Dans ces deux modèles, chaque couche n'a qu'une seule et unique température, la conductance stomatique doit être renseignée ainsi que la température du sol. Fuchs 1990 utilisent le même type de modèle mais pour lequel la distinction entre parties ombragées et ensoleillées est faite et un modèle de conductance stomatique plus robuste est développé mais spécifique à une culture de coton. Néanmoins, l'objectif de l'article étant de déterminer la distribution de la température de la végétation au sein de la canopée à divers stades de stress hydriques (diverses conductances stomatiques), le sol n'est pas considéré. Plus récemment, le modèle SCOPE (*Soil Canopy Photochemistry and Energy Fluxes* - Van der Tol et al. 2009), un modèle multicouche qui couple le transfert radiatif et le bilan d'énergie, a été développé dans l'objectif de simuler les effets directionnels dans l'optique et l'infrarouge thermique. Le transfert radiatif y est calculé avec le modèle SAIL thermique (Verhoef et al. 2007) amélioré dans le sens où la contribution des feuilles ensoleillées dépend de leur orientation et de leur position dans la canopée.

Certains auteurs ont développé les GORT (Yu et al. 2004 ; Du et al. 2007). Ces approches reprennent la description rectangulaire de la canopée telle qu'on a pu la voir précédemment (Jackson et al. 1979 ; Kimes and Kirchner 1983 etc.), mais pour laquelle une porosité est ajoutée à la végétation, afin d'y décrire le transfert radiatif. Ces modèles sont

intéressants lorsque l'on souhaite traiter le cas de couverts épars ou en rangs, mais ils gardent cependant le défaut du grand nombre d'informations nécessaires en entrée de modèle (écartement inter-rangs, taille des rangs etc.).

2.3.3. Les modèles 3-D

Les approches 3-D permettent de décrire la géométrie d'un couvert de façon très réaliste, évitant les erreurs de simplifications induites par les modèles plus simples (notamment de type géométrique).

Ces maquettes permettent de calculer les contributions des éléments constitutifs de la canopée en fonction de la géométrie d'éclairement et d'observation. Si les températures des éléments sont connues, on accède alors, en sommant les températures et en les modulant par leurs contributions respectives, à la température directionnelle de la scène.

Cette méthodologie a été mise en œuvre par Kurz 2009 qui a couplé l'utilisation de maquettes 3D avec le modèle MUSICA (*Multi-layer Simulator of the Interactions between a Coniferous stand and the Atmosphere* - Ogée et al. 2003), de Huang et al. 2011 qui a couplé l'utilisation du modèle TRGM (*Thermal Radiosity Graphics Model* - Liu et al. 2007) avec le modèle CUPID (Norman 1979) ou encore de Guillevic et al. 2013 qui a utilisé le modèle DART (*Discrete Anisotropic Radiative Transfer* - Guillevic et al. 2003, Gastellu-Etchegorry et al. 1996) pour affecter des contributions à des mesures de terrain et ainsi reconstruire le rayonnement reçu par plusieurs satellites selon leur géométrie d'observation. Toutefois, certains modèles permettent une résolution du bilan d'énergie au sein de la maquette (Smith et al. 1997 ; Luquet et al. 2003b), ce qui présente donc l'avantage d'avoir une description robuste de la géométrie de la canopée tout en s'affranchissant du problème de la température de surface des éléments en entrée.

Ce type de simulation est également très utile dans le cadre de la modélisation de la température des zones urbaines (Lagouarde et al. 2010 ; Hénon et al. 2012).

2.3.4. Les approches simplifiées

Si les approches simplifiées sont encore rares dans l'IRT (Lagouarde and Irvine 2008 ; Vinnikov et al. 2012 ; Ren et al. 2015) elles ont fait l'objet de très nombreux travaux dans le cadre de la correction des effets directionnels dans le domaine optique (BRDF – *Bidirectional Reflectance Distribution Function* - Walthall et al. 1985 ; Roujean et al. 1992 ; Wanner et al. 1995 ; Jupp 1998 ; Roujean 2000).

Ces modèles sont très utiles car, dès lors que l'on est capable de renseigner leurs entrées (qui sont en général très peu nombreuses comparées aux approches décrites précédemment), leur inversion est très rapide et donc compatible avec les exigences des chaînes de traitements satellitaires. De plus, malgré les hypothèses et les approximations physiques faites pour dériver ces méthodes, leur utilisation en mode inverse demeure moins sensible au bruit de mesure que des modèles plus robustes. Enfin, ces approches ont l'avantage d'être valides à toutes les échelles et peuvent être spatialement moyennés à partir de règles arithmétiques simples.

Ces modèles sont pour la plupart dits à ‘noyaux’ (‘kernels’). Ils se basent sur l’hypothèse que tout pixel de télédétection peut s’écrire comme une somme additive de contributions matérialisées par des noyaux qui expriment des quantités photométriques élémentaires et dissociées, ce qui justifie leur écriture sous forme linéaire. Ils représentent en général les contributions isotrope, géométrique (effet de hot spot) et volumique (diffusion au sein du couvert) du signal. Dans l’optique, ces modèles se doivent d’être réciproques, i.e. que si l’on inverse les valeurs des angles zénithaux solaire et d’observation le résultat ne doit pas être modifié puisque la probabilité de pénétration d’un photon doit être égale à sa probabilité de sortie. Ce constat peut être remis en question dans le cadre de l’IRT puisque l’on a majoritairement affaire à de l’émission et non à de la réflexion.

Vinnikov et al. 2012 sont les seuls à avoir traité des effets directionnels en se basant sur une somme de kernels identiques à ceux que l’on trouve dans le domaine solaire en utilisant trois kernels : un kernel isotrope, un kernel d’émissivité et un kernel solaire. On notera également que, très récemment, Ren et al. 2015 se sont attachés à adapter à l’IRT les modèles classiques à noyaux proposés dans l’optique.

La dérivation d’expressions analytiques à partir d’hypothèses simplificatrices de la physique donne également lieu à des modèles simplifiés paramétriques robustes. Par exemple, Roujean 2000 et Bréon et al. 2002 ont proposé des modèles de hot spot en simplifiant le transfert radiatif au sein de la canopée à des fins d’applications en télédétection optique. Dans l’IRT, Lagouarde and Irvine 2008 ont adapté le modèle de Roujean 2000 à l’IRT. Ils ont ainsi pu dériver une expression paramétrique de l’anisotropie directionnelle basée sur deux paramètres uniquement. Ce modèle a été jugé fiable suite à des comparaisons à des mesures expérimentales acquises sur une canopée urbaine (Lagouarde and Irvine 2008).

2.3.5. En guise de synthèse

Cette analyse bibliographique a mis en avant que malgré de très nombreuses études expérimentales, la majorité des jeux de données sur couverts végétaux continus n’a pas investigué les signatures directionnelles dans toutes les directions azimutales et zénithales comme ont pu le faire Lagouarde et al. 2000; Lagouarde and Irvine 2008 et permettent difficilement d’explorer de larges gammes de variations des facteurs qui pilotent l’anisotropie. Il est ainsi clairement apparu la nécessité de disposer d’un modèle déterministe qui permette d’étudier finement les effets d’anisotropie. D’après l’analyse bibliographique, ce modèle doit (1) décrire de façon détaillée la structure géométrique de la canopée, (2) prendre en compte le transfert radiatif au sein de la canopée et (3) coupler le bilan d’énergie et les transferts d’énergie afin de fournir les températures élémentaires des éléments constitutifs de la canopée. Un modèle a particulièrement retenu notre attention : le modèle SCOPE. Il présente toutes les caractéristiques précitées et permettrait en effet d’étudier les signatures directionnelles de nombreux couverts végétaux continus.

Les approches simplifiées sont également encore très rares dans l’IRT. Elles semblent pourtant adaptées à la correction des données satellitaires, comme en témoignent les travaux de Vinnikov et al. 2012. Ces approches méritent donc d’être investiguées plus en détail.

CHAPITRE III

3. Le modèle SCOPE, outil d'étude de l'anisotropie directionnelle

Article associé à ce chapitre : C. Duffour, A. Oliosio, J. Demarty, C. Van der Tol, and J.-P. Lagouarde, “An evaluation of SCOPE: A tool to simulate the directional anisotropy of satellite-measured surface temperatures,” *Remote Sens. Environ.*, vol. 158, pp. 362–375, Mar. 2015.

3.1. Contexte

De l'analyse bibliographique précédente, il ressort que de nombreux modèles ont été développés dans le but de simuler les effets directionnels dans l'IRT. Une étude poussée du comportement de ce phénomène nécessite toutefois de prendre en compte tous les processus affectant les variations de température au sein de la canopée.

La mesure de la température de surface dans une direction donnée résulte de la l'intégration des températures des éléments 'vus' dans la canopée (typiquement feuilles et sol ensoleillés et ombragés). Or, chacune de ces températures est fixée par un bilan d'énergie local. Le profil de température dans la canopée dépend donc du couplage entre les transferts énergétiques et radiatifs. De plus, les échanges radiatifs et énergétiques dépendent de la structure de la canopée. La densité foliaire (LAI - *Leaf Area Index*) et les angles d'insertion foliaires (LADF) modifient la pénétration et l'interception du rayonnement ainsi que les transferts turbulents (profil de vent dans la canopée). La simulation des effets directionnels dans l'IRT nécessite donc d'avoir un modèle multicouche qui comporte une description détaillée de la structure de la canopée et qui couple les échanges énergétiques et radiatifs.

Le modèle SCOPE (*Soil, Canopy, Photochemistry, and Energy Fluxes* - Van der Tol et al. 2009) intègre tous ces processus car il a été développé dans l'objectif de simuler les effets directionnels dans les domaines optique et IRT. Il intègre une description détaillée du fonctionnement biochimique des feuilles qui lui permet également de simuler la fluorescence.

Dans ce chapitre, le modèle SCOPE est décrit. Il est ensuite comparé à des mesures de terrain pour évaluer sa capacité à simuler à la fois les flux d'énergie, les températures directionnelles, et l'anisotropie directionnelle, i.e. les écarts de température entre les températures directionnelles et la température mesurée au nadir.

3.2. Description du modèle SCOPE

SCOPE est un modèle couplant le transfert radiatif et le bilan d'énergie des canopées végétales. C'est un modèle déterministe SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer*) multicouche qui simule à la fois les échanges d'énergie (flux de chaleur sensible, latente, dans le sol, flux de CO₂) et la radiométrie (dans les domaines solaire et thermique) au sommet de la canopée (TOC – *Top Of Canopy*). La séparation de la végétation en plusieurs couches, elles-mêmes détaillées en deux éléments (ombragés et ensoleillés), permet de simuler un profil de température dans la canopée. La description de la structure du couvert permet quant à elle d'investiguer les réponses énergétiques et radiatives d'une très large gamme de couverts.

La force de ce modèle réside dans le fait qu'il est un état de l'art de la modélisation, tant sur le plan du transfert radiatif (4SAIL, PROSPECT), que de la biochimie des feuilles (modèles de Farquhar et de Cowan), ou encore de la turbulence (théorie de Monin-Obukhov, équations de stabilité).

La figure 3.1 représente le fonctionnement schématique de SCOPE et illustre les interactions entre les modules de transfert radiatif et de bilan d'énergie. Le fonctionnement de ces modules est décrit dans la suite.

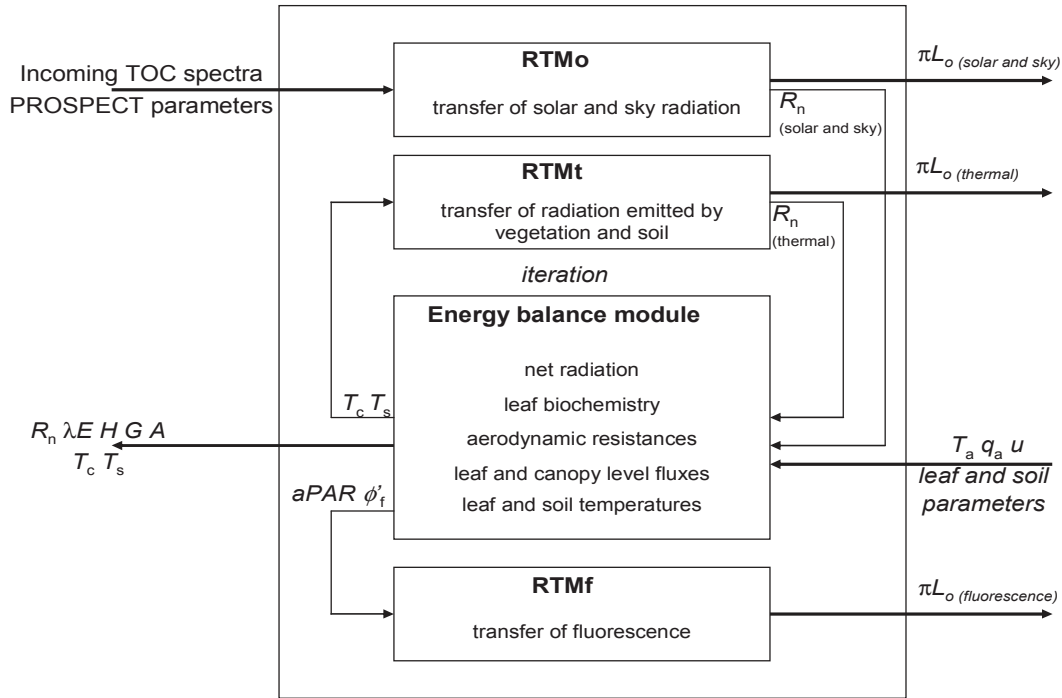


Figure 3.1 - Représentation schématique du fonctionnement de SCOPE (tiré de Van der Tol et al. 2009).

3.2.1. Structure de la canopée

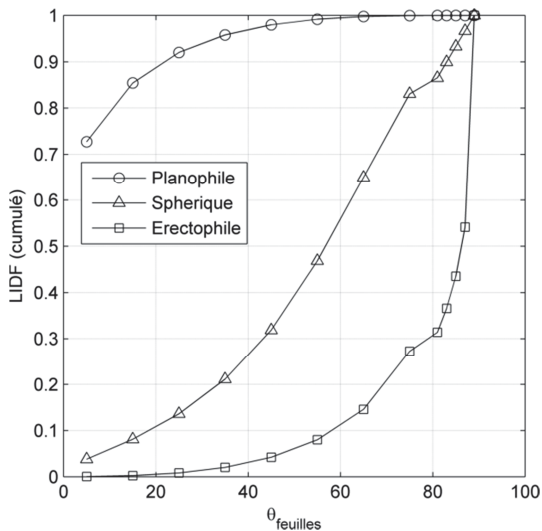


Figure 3.2 - Probabilités d'insertions foliaires cumulées en fonction de l'angle zénithal foliaire pour des couverts planophile (cercles), sphérique (triangles) et érectophile (carrés).

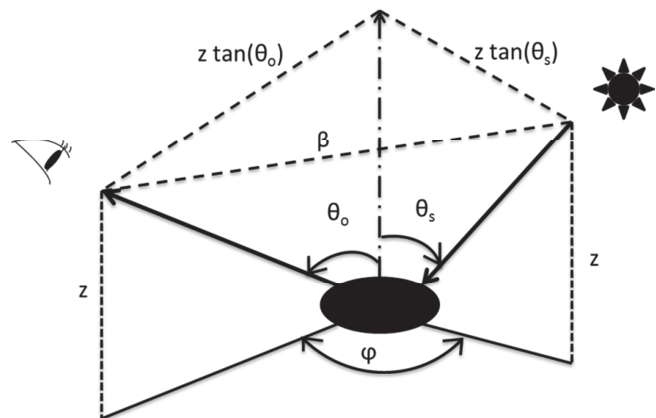


Figure 3.3 - 'Chemin' d'un rayon solaire réfléchi par une feuille. Adapté de Verhoef 1998 (p.153)

La canopée est décrite par 60 couches de végétation et 1 couche de sol pour lesquelles on distingue les éléments ensoleillés et ombragés. La position des feuilles est définie par 13 angles zénithaux et 36 angles azimutaux auxquels on attribue des probabilités d'insertion. Pour les angles zénithaux, elles sont calculées en fonction du type de couvert, allant du couvert planophile au couvert érectophile. La figure 3.2 permet de visualiser l'impact du type de couvert sur l'insertion foliaire zénithale. Pour un couvert planophile, la probabilité que les feuilles aient une inclinaison inférieure à 20° est de 90%. Dans le cas d'un couvert érectophile, la probabilité que les feuilles aient une inclinaison supérieure à 80° est de 70%. Les probabilités d'insertions azimutales sont quant à elles toutes équivalentes. Cette description structurelle détaillée permet de calculer, pour chaque couche, les fractions de trouées dans les directions d'observation et solaire. Les probabilités qu'une couche x soit éclairée (P_s) ou vue (P_o) par l'observateur sont respectivement définies par :

$$P_s(x) = \exp(-kLx) \quad (3.1)$$

$$P_o(x) = \exp(-KLx) \quad (3.2)$$

où L représente le LAI, x l'épaisseur optique relative comprise entre 0 au sommet de la canopée et -1 (au niveau du sol) et k et K les coefficients d'extinction dans les directions solaire et d'observation. Ces 2 coefficients proviennent du modèle SAIL (Verhoef 1998). Ils dépendent des angles foliaires zénithaux (θ_l) et azimutaux (φ_l), de l'angle zénithal d'observation (θ_o), de l'angle zénithal solaire (θ_s) et de l'azimut relatif entre les directions solaires et d'observation (φ). Ils sont définis comme suit :

$$k = \left| \frac{\cos \theta_s \cos \theta_l + \sin \theta_s \sin \theta_l \cos \varphi_l}{\cos \theta_s} \right| \quad (3.3)$$

$$K = \left| \frac{\cos \theta_o \cos \theta_l + \sin \theta_o \sin \theta_s \cos(\varphi_l - \varphi)}{\cos \theta_o} \right| \quad (3.4)$$

Ainsi, pour une couche x donnée et à θ_s fixé, k (le coefficient d'extinction dans la direction solaire) est constant qu'elles que soient les directions d'observation. Le coefficient K (le coefficient d'extinction dans la direction d'observation) varie avec l'azimut relatif et les angles zénithaux solaire et d'observation.

Afin de décrire l'effet de hot spot, qui a lieu lorsque les directions d'observation et solaire coïncident, la fraction de trous bidirectionnelle (P_{so}), i.e. la probabilité que la couche x soit à la fois vue et ensoleillée, est introduite:

$$P_{so}(x) = \exp \left[(K + k)x + \sqrt{Kk} \frac{q}{\beta} \left(1 - e^{x \frac{\beta}{q}} \right) \right] \quad (3.5)$$

où q correspond au paramètre de hot spot, défini comme le rapport entre la taille des feuilles et la hauteur de la canopée, et β représente la 'distance' entre le rayonnement pénétrant et le rayonnement sortant (Cf. Fig.3.3) :

$$\beta = \sqrt{\tan^2(\theta_o) + \tan^2(\theta_s) - 2 \tan \theta_o \tan \theta_s \cos \varphi} \quad (3.6)$$

3.2.2. Transfert Radiatif

Le premier module du modèle est le module de transfert radiatif 'optique' (RTMo), basé sur le modèle 4SAIL (Verhoef and Bach 2007). Le terme 'optique' signifie ici que l'on ne calcule que le rayonnement réfléchi par la canopée sur l'intervalle $[0.4 ; 50]$ μm . L'émission des différents éléments n'est pas prise en compte dans ce module. Il nécessite de renseigner les spectres de réflectance et de transmittance des feuilles. Sur la gamme $[0,4 ; 2,5]$ μm , ils sont calculés avec le modèle PROSPECT (Jacquemoud and Baret 1990) en utilisant les concentrations en chlorophylle a+b, en matière sèche et en eau ainsi qu'un paramètre de structure. Dans le thermique, un spectre de réflectance (qui est le complément de l'émissivité dans le cadre de la loi de Kirchhoff) doit être renseigné. Pour le compartiment sol, un spectre de réflectance doit également être fourni.

Ce module permet notamment de calculer les contributions de l'émission et du rayonnement net de chacune des couches de la canopée dus à la réflexion des rayonnements solaire et atmosphérique.

Un second module de transfert radiatif 'thermique' (RTMt) permet de calculer l'émission thermique des couches de végétation et du sol. Elle est calculée à partir de la température de ces couches soit avec la loi de Planck (qui permet d'obtenir un résultat spectral - **Eq. 2.2**), soit avec l'équation de Stefan Boltzmann (intégration de la loi de Planck sur toutes les longueurs d'onde - **Eq. 2.3**).

3.2.3. Le Rayonnement net

Le rayonnement net inclut les contributions de tous les rayonnements compris dans la gamme de longueur d'onde $[0,4 ; 50]$ μm . Il est calculé en sommant les flux radiatifs obtenus à partir des modules RTMo et RTMt.

Le rayonnement net d'une couche est donc la somme pondérée des contributions des feuilles ombragées et des feuilles ensoleillées ayant différents angles d'insertions. De façon similaire, le rayonnement net de la canopée, est calculé comme la somme des contributions de chacune des couches.

3.2.4. Le bilan d'énergie

Les modules de bilan d'énergie et de transferts radiatifs sont complémentaires. Ils fonctionnent de manière itérative de sorte que les températures des parties ombragées et ensoleillées de chacune des couches (initialisées à la valeur de la température de l'air), permettent de calculer la composante thermique du rayonnement net (module RTMt) ainsi que les flux H et LE. Les températures de chacune des couches des éléments peuvent alors être remises à jour en résolvant leur bilan d'énergie. Ces températures sont alors de nouveau utilisées pour calculer la composante thermique du rayonnement net ainsi que les flux H et LE. Ces itérations continuent tant que le résidu du bilan d'énergie des couches de végétation

est supérieur à un seuil défini par l'utilisateur, dans une limite de 100 itérations (également défini par l'utilisateur).

Le bilan d'énergie est calculé pour chacune des couches, toujours en distinguant parties ombragées et ensoleillées. Pour la végétation, on vérifie que $Rn = H + LE$ (le stock de chaleur G est considéré nul) à 1 W.m^{-2} près (seuil défini par l'utilisateur), avec :

$$H = \frac{\rho_a C_p}{r_a} (T_s - T_a) \quad (3.7)$$

$$LE = \frac{L}{r_a + r_s} (e_s - e_a) \quad (3.8)$$

où T_a représente la température de l'air au-dessus de la canopée (K), T_s la température de surface de la feuille considérée (K), ρ la masse volumique de l'air (kg.m^{-3}), C_p la capacité calorifique de l'air ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), L la chaleur latente de vaporisation de l'eau (2454 J.g^{-1}), e_s la pression de vapeur d'eau de la feuille considérée (g.m^{-3}) et e_a la pression de vapeur d'eau au-dessus de la canopée (g.m^{-3}), r_s la résistance stomatique ou de surface pour le sol (s.m^{-1}) et r_a la résistance aérodynamique (s.m^{-1}). Le schéma de résistance aérodynamique à deux sources (sol et végétation) séparées de Wallace and Verhoef 2000 est utilisé dans SCOPE. Cette résistance est calculée à partir du profil de vent dans la canopée, du LAI et des fonctions de stabilité.

La température de chacune des feuilles (T_{feuille}) est ajustée à partir de son bilan d'énergie local :

$$T_{\text{feuille}} = (Rn - LE) \times \frac{r_a}{\rho C_p} \quad (3.9)$$

Tant que le seuil de 1 W.m^{-2} n'est pas atteint, les itérations continuent dans la limite de 100.

Le flux de chaleur dans le sol G est défini comme étant le résidu du bilan d'énergie de la couche sol :

$$G = Rn_{\text{sol}} - H_{\text{sol}} - LE_{\text{sol}} \quad (3.10)$$

La mise à jour des températures à l'ombre et au soleil de la couche sol se fait par la méthode de 'force restore' (Bhumralkar 1975) :

$$T_{\text{sol}}(t) = T_{\text{sol}}(t - 1) + \frac{\sqrt{2\omega}}{\Gamma} \Delta t G(t) - \omega \Delta t [T_{\text{sol}}(t - 1) - \bar{T}] \quad (3.11)$$

Δt est le pas de temps auquel le modèle fonctionne (le pas de temps des entrées), Γ l'inertie thermique du sol ($\text{J.s}^{-1/2}.\text{K}^{-1}.\text{m}^{-2}$) et \bar{T} la température moyenne du sol pour la période correspondant à la fréquence des oscillations de température ω (24 heures).

Dans le modèle, l'inertie thermique est calculée à partir de la densité du sol ρ_s (kg.m^{-3}), sa chaleur spécifique C_s ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et sa conductivité thermique λ_s ($\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) :

$$\Gamma = \sqrt{\rho_s C_s \lambda_s} \quad (3.12)$$

La photosynthèse est calculée avec le modèle de Farquhar et al. 1980 et la résistance stomatique des feuilles est calculée à partir du modèle de Cowan 1977. Ces modèles nécessitent de renseigner notamment deux paramètres: le maximum de carboxylation ($V_{c_{mo}}$) qui contrôle la capacité photosynthétique, et le coût marginal d'assimilation (λ) qui décrit le compromis entre la perte d'eau par transpiration et la consommation de CO_2 au travers des cavités stomatiques. La résistance de surface du sol doit quant à elle être prescrite en entrée.

Notons que le pas de temps des sorties du modèle est défini par le pas de temps des variables météorologiques d'entrée.

3.2.5. Températures de brillances directionnelles au sommet de la canopée (TOC)

A partir des températures individuelles des feuilles, des flux radiatifs calculés par les modules RTMo et RTMt et des fractions de trouées des directions d'éclairage (**Eq. 3.1**), d'observation (**Eq.3.2**) et bidirectionnelle (**Eq. 3.5**), il est possible de calculer la luminance des feuilles individuelles ensoleillées et ombragées. En intégrant ce rayonnement sur toutes les couches et sur tous les angles d'insertion foliaire, on obtient une luminance directionnelle au TOC. La température de brillance est ensuite calculée avec la loi de Planck si le rayonnement au TOC est spectral, ou avec la loi de Stefan Boltzmann si le rayonnement est intégré sur tout le spectre.

Dans la suite du manuscrit, tous les résultats en température correspondent à des '**températures de brillance apparentes directionnelles**' mais on utilisera de façon abusive le terme de '**température de brillance directionnelle**'.

3.3. Limites du modèle

Le compartiment sol est le moins documenté du modèle. L'inertie thermique ou les trois paramètres qui permettent de la calculer (**Eq. 3.12**) doivent être prescrits. Il est possible de fournir une relation entre l'humidité du sol et l'inertie thermique, mais ces liens varient d'un type de sol à un autre et d'une expérience à une autre. On peut aussi critiquer la difficulté d'évaluer la résistance de surface du sol. De la même façon que pour l'inertie thermique, il existe des relations empiriques avec l'humidité du sol, mais très dépendantes des conditions de mesures.

La rugosité du sol n'est pas prise en compte dans la version actuelle de SCOPE. Or le relief de la surface (taille des mottes de terre, labours) génère de l'anisotropie. Ceci a été montré expérimentalement par Lagouarde et al. 1995 qui ont comparé les signatures directionnelles de sols nus travaillés différemment (labouré, hersé et lisse). La qualité des simulations n'est donc pas garantie pour des végétations faiblement couvrantes, i.e. quand le sol contribue fortement au signal (ce qu'il est légitime de supposer lorsque l'on utilise des valeurs basses de LAI). Une limite basse de LAI ($LAI = 0,5$) a été fixée arbitrairement pour les simulations.

Le modèle SCOPE a été développé pour des couverts continus, ce qui élimine toute étude sur des couverts en rangs. Néanmoins ce type de structures a été très largement étudié ; de nombreux modèles (géométriques et 3D) ayant été développés et utilisés pour simuler l'anisotropie de ce type de couverts.

3.4. Evaluation de SCOPE

3.4.1. *Présentation des données*

Les simulations SCOPE ont été comparées à des mesures in-situ effectuées sur un couvert de type agricole (blé d'hiver) et un couvert forestier (pin maritime – *Pinus Pinaster Ait.*) provenant de deux sites expérimentaux de l'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique) : Avignon pour le blé d'hiver, et Bordeaux (site de Bilos) pour le pin maritime. Sur ces deux sites, le rayonnement net (R_n) les flux de chaleur latente (LE) et de chaleur sensible (H), le flux de chaleur dans le sol (G), l'assimilation de CO_2 (A) et les températures de brillance directionnelles étaient mesurés avec les mêmes instruments. Sur le site d'Avignon, les mesures de température de brillance étaient effectuées avec un radiothermomètre KT15.82D pointant vers le sud avec une inclinaison de 18° et un autre vers le nord ($10^\circ E$) avec une inclinaison de 55° . A Bilos, deux séries de mesures ont été effectuées. La première, entre octobre et décembre 2010, a permis de mesurer la température en position hot spot grâce à un montage qui lui permettait d'être asservi à la position solaire. La seconde, en 2011, a permis de suivre la température en visée ouest avec une inclinaison de 27° . L'angle d'ouverture de ces radiothermomètres était de 28° .

3.4.2. *Processus de calibration*

Certains paramètres d'entrée de SCOPE souffrent d'un manque de données disponibles dans la littérature. C'est le cas des paramètres biochimiques des feuilles tels que le maximum de carboxylation ($V_{c_{mo}}$) et le coût marginal d'assimilation (λ), pour lesquels les auteurs ne s'accordent pas sur des relations empiriques, et les données expérimentales sont rares. Ces deux paramètres, qui représentent respectivement la capacité photosynthétique et le compromis entre la perte d'eau et l'absorption de CO_2 de la plante, interviennent dans le calcul de la résistance stomatique. Ils agissent ainsi directement sur le flux de chaleur latente (LE) et l'assimilation de CO_2 (A).

Dans un premier temps, $V_{c_{mo}}$ et λ ont été calés de façon à minimiser les écarts entre les flux de chaleur latente et d'assimilation de CO_2 diurnes simulés et mesurés. La procédure a été réalisée de façon à obtenir une valeur de ces paramètres pour chaque journée sélectionnée dans l'étude, c'est-à-dire sur une sélection de jours clairs (sans nuages) identifiés sur la base d'observations visuelles du cycle diurne du rayonnement global. Pour les données provenant du site d'Avignon, 29 jours ont été sélectionnés. Pour le site de Bilos, 7 journées ont été utilisées pour l'année 2010 et 25 pour l'année 2011.

3.4.3. Evaluation du modèle

Les simulations et les données expérimentales ont été comparées sur la base du calcul de la RMSE (*Root Mean Square Error*) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{v=1}^n (x_{1,v} - x_{2,v})^2}{n}} \quad (3.13)$$

où x_1 et x_2 sont les deux jeux de données à comparer, composés chacun de n éléments. L'indice v correspond au numéro de la donnée.

3.4.3.1. Evaluation des flux

La simulation des flux de chaleur latente et d'assimilation de CO_2 sont de très bonne qualité avec des RMSE de l'ordre de 30 W.m^{-2} pour LE et inférieures à $5 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour A. Ces résultats étaient attendus puisque ces flux ont été utilisés dans le processus de calibration du modèle. Pour chaque site, la RMSE sur le rayonnement net est de l'ordre de 20 W.m^{-2} , ce qui est satisfaisant pour des rayonnements allant de 100 à 700 W.m^{-2} . Les RMSE sur le flux de chaleur sensible varient entre 35 et 65 W.m^{-2} . Cette dernière valeur est atteinte pour les données d'hiver sur pin maritime. Elle peut s'expliquer par une 'erreur' de calibration d'un paramètre (résistance de surface du sol par exemple) dans le modèle SCOPE car le biais explique la majorité de la RMSE ($\sim 55 \text{ W.m}^{-2}$). Elle reste néanmoins acceptable. La figure 3.4 illustre ces résultats en représentant le rayonnement net (Fig.3.4a) et les flux convectifs H et LE (Fig.3.4b) simulés en fonction de ceux mesurés.

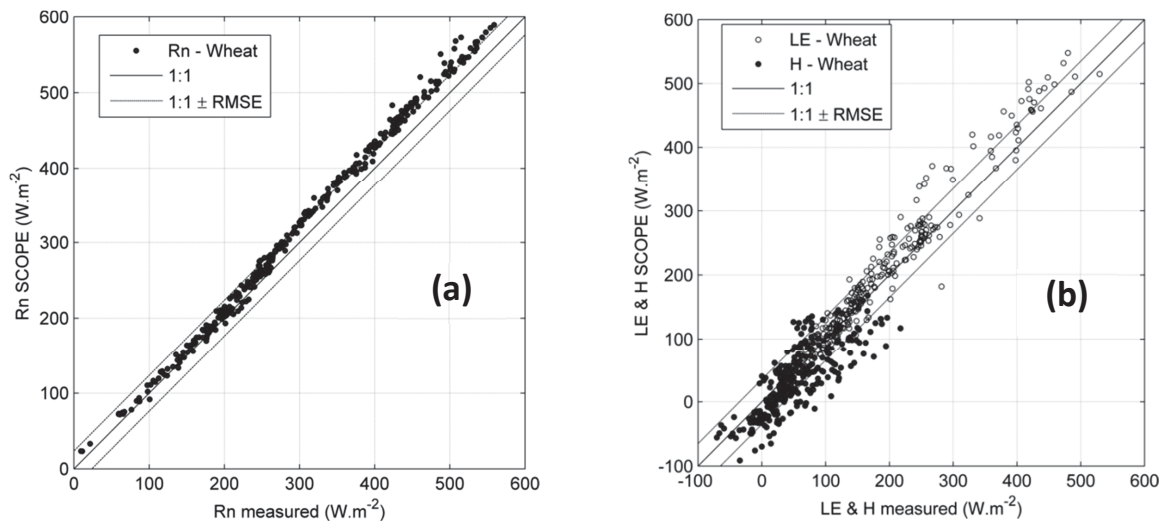


Figure 3.4 - Représentation du rayonnement net (a) et des flux convectifs (b) simulés en fonction des mesures effectuées sur un couvert de blé d'hiver sur le site d'Avignon.

3.4.3.2. Evaluation des températures de brillance directionnelles

La température de surface mesurée avec un radiothermomètre correspond à une moyenne des températures de tous les éléments inclus dans le champ de vue de l'instrument. Or les températures de brillance directionnelles simulées par SCOPE sont ponctuelles. Une précaution, décrite dans l'article, a été de simuler la température pour chacune des directions

de visées englobée dans le champ de vue du radiothermomètre. Ces températures ont ensuite été moyennées en utilisant l'équation de Stefan-Boltzmann.

Les RMSE calculées entre les températures de brillance directionnelles mesurées et simulées varient entre 1.1°C à 1.4°C. La figure 3.5 montre les résultats des simulations de températures de brillance directionnelles en fonction des mesures effectuées sur le site d'Avignon.

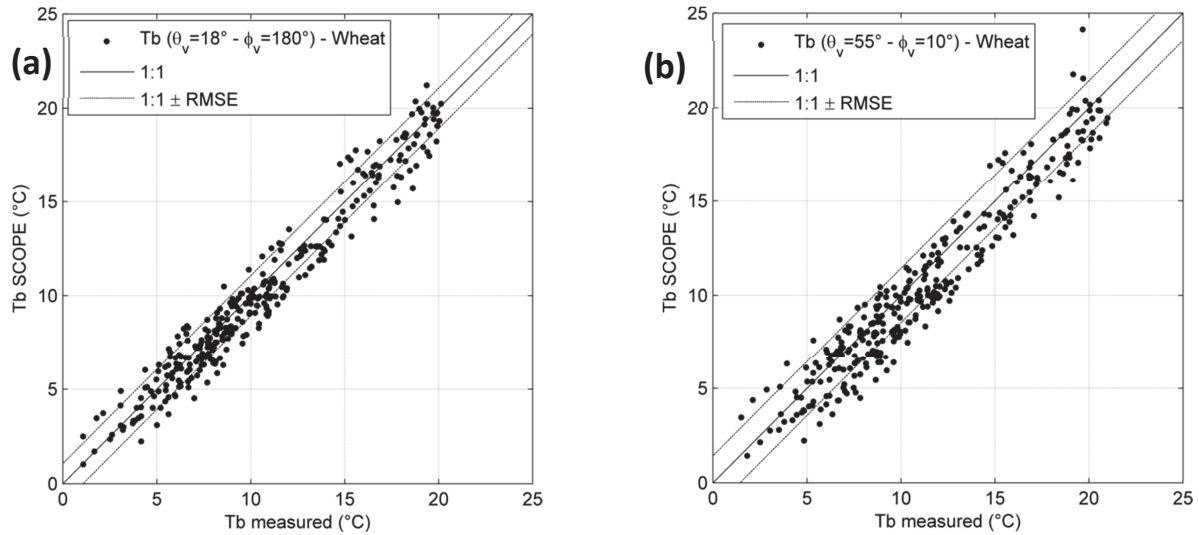


Figure 3.5 - Variation des températures de brillance simulées en fonction des mesures effectuées à $\theta_v=18^\circ$; $\phi_v=180^\circ$ (a) et $\theta_v=55^\circ$; $\phi_v=10^\circ$ (b) sur un couvert de blé d'hiver sur le site d'Avignon.

3.4.4. Analyse de sensibilité des flux et des températures à V_{cmo} et λ

Lors de l'étape de calibration, il est apparu que V_{cmo} et λ présentaient de très fortes variations. En vue de l'utilisation ultérieure pour générer des données d'anisotropie avec le modèle SCOPE, une étude de sensibilité des flux et des températures directionnelles à ces deux paramètres a été effectuée. Ils ont été simulés en faisant varier V_{cmo} et λ autour de leur valeur moyenne ($V_{cmo}=120 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et $\lambda=2000 \text{ mol.mol}^{-1}$) obtenue sur le site d'Avignon : $V_{cmo}=\{40 ; 80 ; \underline{120} ; 160\} \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et $\lambda=\{500 ; \underline{2000} ; 4000 ; 6000\} \text{ mol.mol}^{-1}$.

Les flux H et LE se sont révélés beaucoup plus sensibles aux variations de ces deux paramètres que la température. Les RMSE et les biais calculés entre les flux simulés avec les différents couples $V_{cmo}\lambda$ et les flux expérimentaux ont montré que les simulations sont vite dégradées dès lors que V_{cmo} et λ s'écartent de leurs valeurs moyennes.

Les RMSE calculées entre les températures de brillance directionnelles mesurées et simulées avec les différents couples $V_{cmo}\lambda$ sont comprises entre 1°C et 1,5°C. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus avec les couples journaliers calibrés $V_{cmo}\lambda$. L'effet de ces paramètres sur l'anisotropie, définie comme la différence entre les températures angulaires et la température mesurée au nadir, n'est pas apparu significatif en faisant varier V_{cmo} et λ autour de leur valeur moyenne. On note toutefois une certaine sensibilité de l'anisotropie à V_{cmo} lorsque celui-ci varie entre 40 et 160 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Ainsi, contrairement aux estimations de

flux qui requièrent une attention particulière sur la calibration de V_{cmo} et λ , une estimation réaliste de ces paramètres suffit pour simuler l'anisotropie avec SCOPE.

3.4.5. Simulations de l'anisotropie directionnelle avec SCOPE

3.4.5.1. Jeu de données de référence

Dans une dernière partie, nous nous sommes attachés à vérifier la capacité de SCOPE à simuler l'anisotropie directionnelle. Le jeu de données de référence a été obtenu par Lagouarde et al. 2000 au-dessus d'une forêt de pins maritimes (site de Le Bray - 44° 43' 01.50"N, 0° 46' 09.0"W). A l'aide d'un protocole de mesure original (cf. Fig.3 dans Lagouarde et al. 2000), consistant à utiliser une caméra grand angle inclinée (afin d'observer des angles zénithaux allant jusqu'à 60°) embarquée à bord d'un avion et à survoler la scène selon 4 axes (plan principal, plan perpendiculaire et les deux plans orientés à 45° de ces deux plans), l'anisotropie a pu être cartographiée dans toutes les directions. Cette campagne expérimentale s'est déroulée le 4 Septembre 1996. Le protocole de mesure a été répété trois fois au cours de la journée (11:20 – 11:52 UTC, 12:52 – 13:36 UTC et 15:38 – 16:08 UTC).

3.4.5.2. Calibration du modèle et résultats

Dans SCOPE, la largeur du hot spot est contrôlée par le paramètre de hot spot q , défini comme le ratio entre la largeur de la feuille et la hauteur de la canopée. Pour le couvert de pins maritimes étudié d'une vingtaine de mètres de hauteur, l'application de la définition précédente en considérant directement l'aiguille à la place de la feuille n'a pas de sens du fait de la dimension réduite de la largeur d'une aiguille de pin. Nous avons adapté cette définition en utilisant la largeur d'un groupement d'aiguilles, soit quelques dizaines de centimètres. Nous avons calibré q en comparant l'anisotropie simulée et mesurée à $\pm 3^\circ$ autour du plan principal, pour des largeurs allant de 30 cm à 1 m. Nous avons retenu une valeur de 60 cm correspondant à $q=0,036$.

En utilisant cette calibration, les signatures directionnelles simulées avec SCOPE se sont avérées être satisfaisantes par comparaison aux rosaces mesurées. La position du hot spot et sa largeur sont correctes et les gammes de variations d'anisotropie sont cohérentes. A titre d'exemple, les figures 3.6a et 3.6b représentent respectivement la mesure effectuée entre 11:20 et 11:52 UTC et la simulation SCOPE correspondante. L'article joint à ce chapitre présente les résultats obtenus aux mesures effectuées à 12:52 – 13:36 UTC et 15:38 – 16:08 UTC. Ces résultats confirment la capacité de SCOPE à simuler l'anisotropie directionnelle dans l'IRT.

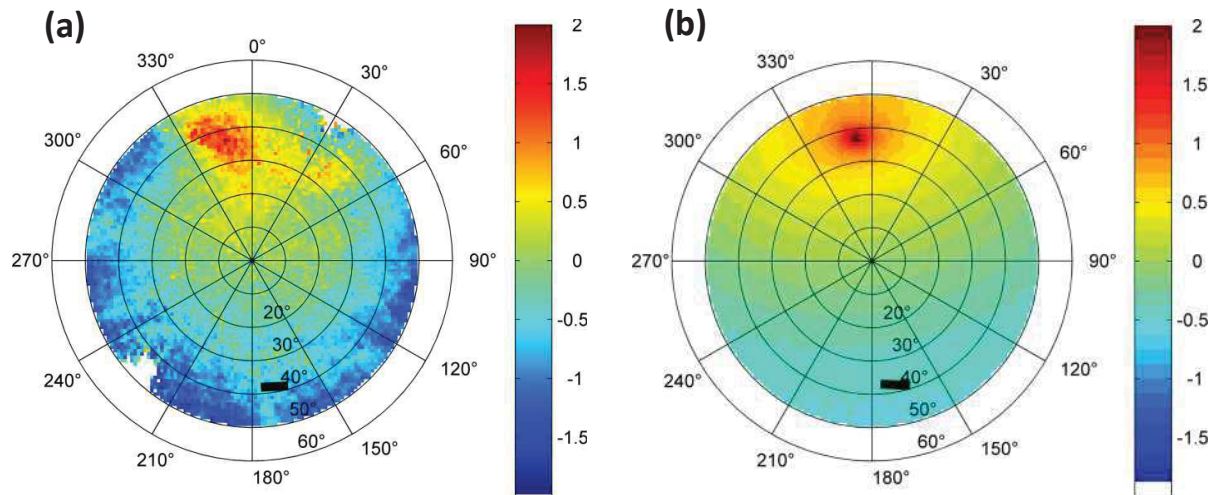


Figure 3.6 - Représentation polaire de l'anisotropie directionnelle IRT mesurée (a) par une caméra aéroportée au-dessus d'un couvert de pin maritime (site du Bray) à 11:30 UTC et simulée avec SCOPE (b). Les cercles concentriques représentent la variation zénithale et l'azimut correspond à la position angulaire sur le cercle. Le code couleur indique les variations de température par rapport au nadir. Le trait noir situé aux alentours de 40° de zénith et entre les azimuts 150° et 180° représente la course du soleil pendant la durée du vol.

- A l'issue de ce chapitre, nous bénéficions d'un modèle dont la capacité à simuler les flux et les températures de brillance directionnelles a été démontrée par comparaison à des mesures de terrain (couvert agricole – blé d'hiver – et forestier – pin maritime).
- La capacité de SCOPE à simuler l'anisotropie directionnelle a aussi été validée (signatures directionnelles, gammes de variations d'anisotropie, hot spot).
- Le maximum de carboxylation et le coût marginal d'assimilation demandent un effort de calibration car la littérature manque de données à leur sujet. Si les flux convectifs sont très sensibles à ces paramètres, l'anisotropie souffre moins des incertitudes liées à leur calibration.
- Le paramètre de hot spot influence les variations d'anisotropie dans le plan principal. Il est nécessaire de le calibrer avec soin pour simuler l'anisotropie.

ARTICLE 1

An evaluation of SCOPE: A tool to simulate the directional anisotropy of satellite-measured surface temperatures.

Remote Sens. Environ., vol. 158, pp. 362–375, Mar. 2015
<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.019>



An evaluation of SCOPE: A tool to simulate the directional anisotropy of satellite-measured surface temperatures



C. Duffour^{a,1}, A. Olioso^{b,c}, J. Demarty^d, C. Van der Tol^e, J.-P. Lagouarde^a

^a INRA, UMR 1391 ISPA, F-33140 Villenave d'Ornon, France

^b INRA, UMR1114 EMMAH, F-84 914 Avignon, France

^c INRA, UMR 1114 UAPV, F-84 914 Avignon, France

^d UMR HydroSciences Montpellier, UMR5569 CNRS/IRD/UM1/UM2, F-34095 Montpellier, France

^e Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), University of Twente, Enschede, The Netherlands

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 September 2014

Received in revised form 21 October 2014

Accepted 24 October 2014

Available online 24 November 2014

Keywords:

Thermal infrared

Land surface temperature

Directional anisotropy

SCOPE

Thermal remote-sensing

ABSTRACT

This study assesses the performance of the SCOPE model (Van der Tol et al., 2009) to reproduce directional anisotropy of remote sensing thermal infrared measurements. A calibration/validation exercise over two datasets (winter wheat and young pine stand) on energy balance fluxes is presented. Surface sensible and latent heat fluxes are correctly simulated (with RMSE in the range of 30–50 W·m⁻²) together with directional temperatures in 4 different viewing geometries (RMSE < 1.4 K) for both canopies. The sensitivity of the model to two critical but uncertain parameters, the maximum carboxylation capacity $V_{c_{\max}}$, and a stomatal parameter λ (the marginal water cost of carbon assimilation) is discussed; it is shown that anisotropy displays limited sensitivity to both parameters for the experimental conditions met over a well-watered wheat field. The ability of SCOPE to simulate anisotropy is finally illustrated by a qualitative comparison against experimental measurements obtained over a mature pine stand using an airborne TIR camera. SCOPE-simulated TIR directional anisotropy appears to be consistent with the experimental data.

© 2014 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

Thermal infrared (TIR) satellite data represent an essential source of information to estimate surface fluxes with the scope of monitoring agro-ecosystems and assessing their water status, a large range of applications being found in the fields of agriculture, hydrology and meteorology particularly. However TIR measurements are prone to strong directional anisotropy (we define it as the difference between off-nadir and nadir temperature measurements) and 'hot spot' effects possibly reaching up to 10 °C and even more in the case of row crops such as vineyards (Lagouarde, Dayau, Moreau, & Guyon, 2014). The experimental evidence of TIR directional anisotropy has widely been reported on various surface types, vegetation (Balick & Hutchinson, 1986; Fuchs & Kanemasu, 1967; Kimes & Kirchner, 1983; Lagouarde, Ballans, Moreau, Guyon, & Coraboeuf, 1995, 2000; Lagouarde, Kerr, & Brunet, 1995; Luquet, Bégué, Vidal, Clouvel, et al., 2003; Nielsen, Clawson, & Blad, 1984; Paw, Ustin, & Zhang, 1989) or urban areas for instance (Lagouarde et al., 2012; Voogt & Oke, 1998). Modeling efforts briefly discussed below have been developed in parallel. Practical applications based on TIR remotely sensed data obviously require the anisotropy to be assessed and corrected.

Efforts are currently being made to propose new missions combining high spatial resolution (<100 m) and high revisit capacities (a few days) such as MISTIGRI (Lagouarde et al., 2013a), HypSIPI (Abrams & Hook, 2013) or the forthcoming THIRSTY project developed in cooperation between NASA in the USA and the France space agency CNES (Crebassol et al., 2014). In this context the data processing algorithms adapted to these missions must be prepared from now on. The Sun-synchronous orbits of MISTIGRI and THIRSTY have been conceived to allow observing the same site at ground with the same viewing geometry. This minimizes the impacts of directional anisotropy, at least for temporal analysis purposes at a given location, although it cannot eliminate the contribution related to the variations of solar position throughout the year. An accurate assessment of the anisotropy nevertheless remains mandatory as soon as one wants to analyze energy balance or map evapotranspiration across the swath of the image or to compare different fields at regional, because of differences in viewing geometry depending on their location, to which differences in time, i.e. sun position, may add as a result of a swath width reaching about 900 km with THIRSTY.

Another motivation lies in activities of calibration/validation of satellite data and products. Indeed in-situ measurements are often performed using infrared radiometers aiming at a surface sample which size – generally a few meters – is chosen to take into account the small scale spatial variability of the sample, and to retrieve a temperature measurement considered to be 'representative' of the studied

E-mail address: clement.duffour@bordeaux.inra.fr (C. Duffour).

¹ Tel.: +33 5 57 12 24 32.

surface. Nevertheless anisotropy complicates direct comparison of in-situ measurements to satellite data because (i) experimental setups are generally not designed to perform measurements in the same viewing direction as the satellite, and because (ii) the radiometer operates an integration of several directional temperatures within its FOV (field of view) whereas the space sensor 'sees' the surface in a unique direction. Cal/val exercises should therefore rely on accurate models of TIR directional anisotropy.

Today no operational method is available to correct for directional anisotropy in the processing of surface temperature products (level 2 or more). A number of approaches have nevertheless been proposed to simulate directional temperatures over different surface types. They require as input data too many pieces of information not easily accessible by remote sensing and/or parameters requiring specific calibration. Indeed, similarly to the surface temperature, the directional anisotropy results from the coupled energy and radiative transfers within the canopies and depends on a lot of factors: the canopy structure governs the distribution of sunlit (i.e. warmer) and shaded (i.e. colder) elements seen by the sensor in a given direction, but it also governs through energy transfers the temperature profiles within the vegetation or on the facets of discontinuous or row crops; the water status and some physiological parameters are also a critical factor (Fuchs & Tanner, 1966), and meteorological conditions, wind speed in particular, play a significant role not yet enough documented to our knowledge. Some models have been developed with the objectives of retrieving the component temperatures of the canopies from directional measurements either using simple geometrical descriptions of the canopies, for instance for row crops (Caselles & Sobrino, 1989; Kimes, 1983) or homogeneous canopies (Olios, 1992; Timmermans, Verhoef, van der Tol, & Su, 2009). More sophisticated approaches based either on multilayer models or 3D-models were developed to better describe the processes governing directional temperatures and emissivity and to perform sensitivity studies (Guillevic, 2003; Luquet et al., 2004; Norman, 1979; Van der Tol et al., 2009).

Only few authors focused on the correction of satellite data. Pinheiro, Privette, Mahoney, and Tucker (2004) showed that the observation geometry of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) implies directional effects which can be related to fraction cover of shaded and sunlit elements of the scene. Rasmussen, Gottsche, Olesen, and Sandholt (2011) compared the Meteosat Second Generation observation geometry to nadir view over savannas and they found differences larger than 1 °C during the day, which cannot be neglected. Guillevic et al. (2013) put into evidence the difficulty of the comparison of different satellite LST products because of the effects of anisotropy.

In this framework it appears necessary to develop simple methods adapted to the routine processing of data from space. These could be statistical approaches such as kernel models (Snyder and Wan, 1998). All of them require important volumes of reliable anisotropy data to be available to be built and calibrated. Experimental data are too scarce and limited to only a few surfaces and conditions to be used for this purpose. An alternative approach can be based on a robust deterministic model helping in a first step to identify the variables and surface parameters to which the directional anisotropy displays the highest sensitivity, and in a second step used as a data generator to derive and calibrate simpler methods. The paper focuses on the first step and is based on the SCOPE (Soil Canopy Observation, Photochemistry and Energy fluxes) model (Van der Tol et al., 2009) developed for continuous vegetation. This was selected both for its realism confirmed in several previous studies where it was used for its ability to simulate energy fluxes (Denis, 2013; Timmermans et al., 2011) or chlorophyll fluorescence (Lee et al., 2013) and for its interest for remote sensing applications as it includes a detailed modeling of the coupled energy and radiative transfer within the vegetation, and derives up to the outgoing radiances in a large range of wavelengths. After a brief description of the model, an evaluation of the model against field data will be presented. Its

potential for simulating the directional anisotropy in a wide range of viewing geometries will finally be illustrated, and the perspectives opened to develop operational methods of directional effects correction will be discussed.

2. SCOPE (soil canopy observation of photochemistry and energy fluxes)

The SCOPE model (Van der Tol et al., 2009) was developed for the combined simulation of directional TOC (Top Of Canopy) reflected solar radiation, emitted thermal radiation and sun-induced fluorescence signals together with energy, water and CO₂ fluxes. It is based on a combination of several models describing radiative, turbulent and mass transfers inside the canopy, taking into account leaf biochemistry processes. The main features of the model are briefly recalled here, and for more details, the reader is referred to the original paper.

Considering radiative transfer calculations, the scene is described with 60 canopy layers of equal leaf area, and one soil layer. In each of them, discrimination is made between shaded and sunlit parts (leaves or soil). The orientations of leaves are characterized with 13 zenithal (θ_l) and 36 azimuthal angles (φ_l). The leaf angle distribution function of θ_l depends on the vegetation type. The unified 4SAIL model (Verhoef, Jia, Xiao, & Su, 2007) allows to compute extinction coefficients and to derive gap fractions. The radiative transfer is computed on the 0.4–50 μm range of wavelengths.

An energy budget is solved separately for sunlit and shaded parts of each layer; an iterative process with a convergence criterion on the residual of the energy budget allows computing the corresponding surface temperatures. The net radiation R_n is computed by combining the components of incident radiation (shortwave and longwave) together with the 4SAIL derived optical and thermal contributions with the Stefan–Boltzmann emittance within the layer. In the thermal infrared domain, uniform emissivity values are prescribed for the vegetation and the soil. The PROSPECT model (Jacquemoud & Baret, 1990) allows computing the optical properties of vegetation (transmittance and reflectance spectra), which require several characteristics of leaves to be known, such as their chlorophyll (C_{ab}), dry material (C_{dm}), water (C_w) and senescent material concentrations and thickness parameter (N). Directly measured spectra can also be used as an alternative. The same spectrum is used for all leaves, independently of their position in the canopy. A soil reflectance spectrum must also be prescribed.

The sensible (H) and latent (LE) heat fluxes are classically calculated for each layer, and for shaded and sunlit leaves (resp. soil), from the vertical gradients of temperature and humidity between the considered layer and the reference level of meteorological measurements above the canopy. The net leaf CO₂ assimilation rate A is computed simultaneously from Farquhar, von Caemmerer, and Berry (1980). The aerodynamic resistance is taken from Wallace and Verhoef (2000). An aerodynamic resistance is calculated for the soil and for the canopy each time step as a function of LAI, canopy height, wind speed and atmospheric stability. This resistance holds for all leaves (no differentiation is made according to position of a leaf in the canopy). The stomatal resistance (r_s) is calculated after Cowan (1977) and requires some biochemical parameters to be known (the stomatal resistance formulation has been modified in a later version of SCOPE, but we use the original published model, see Van der Tol's paper for details).

In what follows (Section 4), a particular attention will be paid to two of these, the maximum of carboxylation ($V_{c_{mo}}$) and marginal cost of assimilation (λ), which control the photosynthetic capacity and describe the compromise between the loss of water by transpiration and uptake of CO₂ through stomatal cavities respectively. At the ground level, a storage heat flux G is estimated as the residual of the energy budget equations for shaded and sunlit soil, and the corresponding surface temperatures are computed using a classic force-restore approach (Bhumralkar, 1975), with soil surface resistance and thermal inertia either computed from water content or prescribed.

The model is run at the time step of the meteorological input variables. These are the air temperature and vapor pressure, the wind speed, and the components of downward shortwave and longwave radiation. The atmospheric radiative transfer model MODTRAN (Berk et al., 1999) then allows to compute the spectral distribution of these latter. The outputs of the SCOPE model are the net radiation and energy fluxes, the aerodynamic sunlit/shaded temperature profiles within the canopy and at ground level and the TOC radiances.

3. Data sets

The calibration and the evaluation of SCOPE were performed using experimental data over winter wheat and young pine from two sites, Avignon and Bilos. Data from a third site, Le Bray, were used to illustrate the ability of the model to simulate the directional anisotropy of TIR signals.

3.1. Avignon winter wheat dataset

A wheat dataset was collected over a 1.8 ha flat agricultural field at the INRA Research Center in Avignon located at 43° 55' 00" N, 4° 52' 47" E, from January to April 2006. This site was devoted to several objectives dealing with the development and the test of crop models, soil-vegetation-atmosphere transfer models and remote sensing algorithms. The site was included in the CARBOEUROPE-IP network (<http://www.carboeurope.org/>) since 2004. It is now part of the ICOS (Integrated Carbon Observation System – <http://www.icos-infrastructure.eu/>) France project. The region was characterized by a typical Mediterranean climate and the crops were grown on a silty clay loam soil. Irrigation is performed when required, which confers to the soil uniform very high moisture. The radiative components of net radiation were continuously measured, using Kipp & Zonen CMP21 pyranometer, CG4 pyrgeometer and CNR1 instrument (for solar irradiance, longwave irradiance and net radiation, respectively). H₂O and CO₂ surface-atmosphere fluxes were measured using the eddy covariance methodology (according to the methodology proposed by Aubinet et al. (2000) for CARBOEUROPE-IP) with a Young 81000 sonic anemometer and a LiCor 7500 open path analyzer. As the field was not very large, the positions for eddy-covariance measurements were optimized in order to reduce the effects of advection by considering the directions of major wind regimes and by setting the instruments about 1 m above the canopy top. A footprint analysis indicated that 90% of the fluxes originated from the field, accounting for more than 90% of the data acquired in diurnal conditions (analysis performed with the footprint model proposed by Hsieh, Katul, and Chi (2000)). Two thermal infrared radiometers Heitronics KT15.82D were installed to measure the brightness surface temperature of the wheat crop. One was aiming towards South at a zenith angle of 18° (called Tb₁₈), and its companion approximately towards North (~10° from North clockwise) in the direction of rows, at a zenith angle of 55° (called Tb₅₅). The FOV of both instruments was 28°.

Crop structure and biomass, canopy reflectances, soil moisture and temperature were monitored in parallel. Vegetation height (h_c) was estimated almost once a week as the average height of 15 individual plants. It varied between 0.15 and 0.47 m during the period of measurements. The LAI was measured using a LICOR 3000 planimeter and hemispherical photographs processed with the Can-Eye software (developed at INRA Avignon, see <http://www.paca.inra.fr/can-eye/CAN-EYE-Home/Welcome>). It increased from 0.6 up to 5.5 during the crop growth. A standard meteorological station from the INRA-Agroclim network was also available (<https://www.paca.inra.fr/agroclim>). The surface soil moisture of the 0–5 cm top soil layer was determined integrating the measurements from 3 capacitive probes and regularly checked against gravimetric samples.

All the data were averaged on 30 min time steps. Careful calibrations of the instruments were performed and specific procedures for checking

the validity of the recorded data were used (cross-checking data from several instruments, comparison to standard and statistical models).

3.2. Bilos young pine stand

This site is located (44°29'38.08" N; 0°57'22" W) 50 km South-West of Bordeaux (France) and is part of the FLUXNET network since the year 2004. As for Avignon it is now part of the ICOS France project. The maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.) stand was 5 and 6 years old in 2010 and 2011 respectively. The pines were planted on a sandy soil in rows with 4 m spacing. Their mean height was ~2.5 m (2010) and ~3.5 m (2011) at the time of measurements. The inter-row vegetation was very dense and covered with a mixture of gorse (*Ulex minor*, Roth), heather (*Calluna vulgaris* L.) and other herbaceous plants (*Molinia coerulea* M., *Phytolacca americana* L.) reaching nearly the same height as the trees. The assumption of the whole canopy being a homogeneous vegetation layer is therefore quite realistic (Fig. 1a). In 2010 the total LAI of the canopy is ~2 m²·m⁻² with a partition of about 0.7 m²·m⁻² for trees and 1.3 m²·m⁻² for the inter-row vegetation. In 2011 LAI falls to 1.5 m²·m⁻² because the understory was thinned. Two CE180 pyranometers (Cimel Electronique) were measuring the incident and reflected short-wave irradiance, and a CGR2 pyrgeometer (Kipp & Zonen) was providing the incident and reflected long-wave irradiances. The net radiation (R_n) was measured with an Nrlite pyradiometer (Kipp

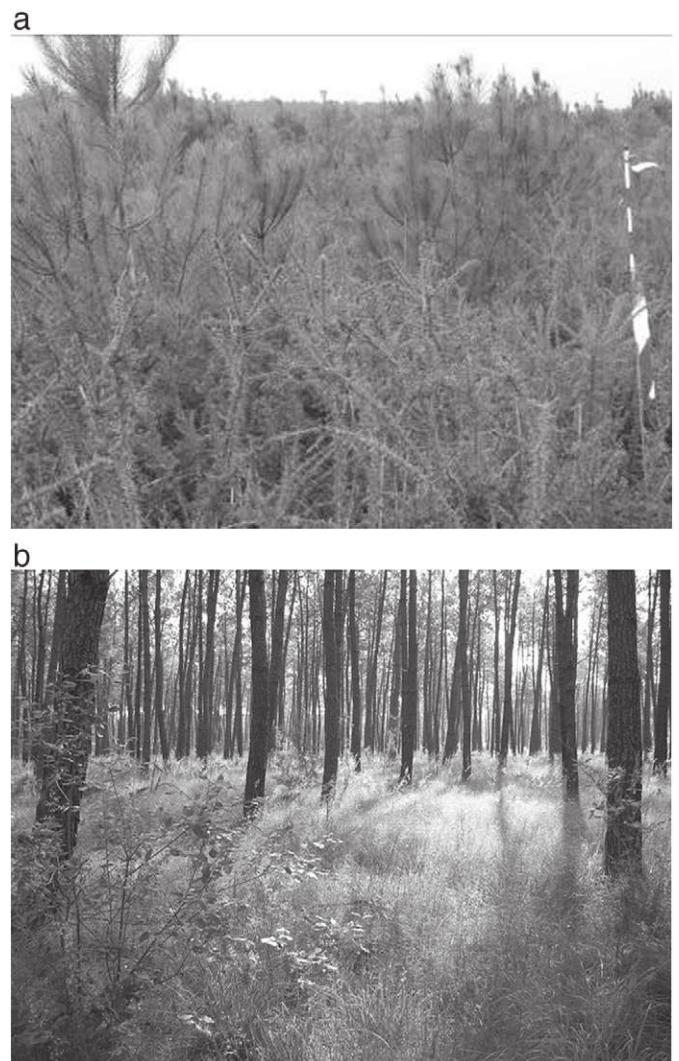


Fig. 1. Bilos young pine stand (a) and Le Bray mature pine stand (b).

& Zonen) calibrated against a CNR4 net radiometer (Kipp & Zonen). The sensible and latent heat and CO₂ fluxes were measured using the eddy covariance method with a sonic anemometer (model 1210 R3; Gill Instruments) and a LiCOR 7500 open-path analyzer. These instruments were mounted at the top of a 6.4 m tower, ~3 m above the canopy. The stand size being very large (about 50 ha), the fetch conditions were excellent. All the data were averaged on 30 min time steps.

Two sets of directional temperature measurements performed in 2010 and 2011 in different viewing configurations were acquired using a Heitronics KT15.82D infrared radiometer placed in aluminum shelter to avoid intense heating from the sun. Calibration tests performed at the laboratory previously to the ground measurements revealed good stability of the response of the instrument. From October to December 2010, the radiometer was first mounted on a motorized platform piloted to follow the sun course during the day, so continuously providing a temperature measurement in the direction of the hot spot. In a second phase, from August 2011 to the end of the year, the brightness surface temperature was measured at a 27° zenith angle aiming towards West, in the row direction. The FOV of both instruments was 28°.

3.3. Le Bray mature pine stand

Contrary to the two previous sites, Le Bray site was not devoted to the validation of SCOPE. Although the structure of the canopy did not fit the assumption of homogeneous canopy (Fig. 1b) made in SCOPE, this site was used in the framework of this study to illustrate the ability of SCOPE to simulate the TIR directional anisotropy thanks to the high quality measurements of TIR directional effects performed in 1996 (Lagouarde et al., 2000). The site was located at about 20 km from Bordeaux (44° 43' 01.50"N, 0° 46' 09.0"W) and consisted of a large 460 × 320 m stand of 25 year old (in 1995) mature maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.) planted on a humid moorland. This site was also part of different networks devoted to carbon studies and equipped with a complete eddy covariance system mounted at the top of a 27 m scaffold. It included a 3D sonic anemometer (Solent R2, Gill instruments) for sensible heat fluxes, wind speed and friction velocity and a sonic anemometer coupled with an infrared gas analyzer (Li-6262, LICOR) for CO₂ and water vapor fluxes. The mean height of trees was 17.6 m. The rows were roughly ENE–WSW with a 30° azimuth orientation. The mean spacing of trees was about 4.5 m, and their density about 500 stems/ha. The LAI remained rather constant, about 3.1 in midsummer. The crown cover was estimated to be about 70%, leaving the understory herbaceous vegetation (*Molinia caerulea*) partly visible.

Airborne TIR camera measurements were carried out on September 4th 1996 at different hours of the day (11:20–11:52, 12:52–13:36 and 15:38–16:08 UTC) providing several full directional anisotropy polar plots, in all azimuth directions and up to 55° zenith viewing angles. For details about the experimental setup and the methodology to derive the directional effects, the reader is referred to the paper by Lagouarde et al. (2000).

4. Calibration and evaluation of the model vs. energy and mass fluxes

4.1. Calibration strategy

The calibration of SCOPE was performed by comparing simulated evapotranspiration and CO₂ fluxes against the available measurements. Surface temperature data were kept to perform an independent evaluation of the capacity of SCOPE for simulating thermal infrared signals. Only two parameters were retrieved through the calibration procedure, the maximal carboxylation capacity (V_{cmo}) and the marginal cost of assimilation (λ). First, a literature review revealed that these parameters, which are used in the Cowan's model to compute the stomatal resistance, have a major influence on photosynthesis and transpiration

processes. Second, the possibility to prescribe these parameters from other source of information is limited: it might be possible for V_{cmo} from leaf nitrogen content (Wilson, Baldocchi, & Hanson, 2000; Xu & Baldocchi, 2003), but this relied only on few experimental results and confirmation is still needed. It was almost impossible to set values for λ since possible determinants have not been clearly identified up to now. The other parameters needed in SCOPE were considered either to be known or to be parameterized from other variables with enough confidence. The calibration process was performed only on clear days and one daily value of V_{cmo} and λ was determined using daytime data only. Daily values rather than seasonal values have been calibrated, because the parameters may exhibit seasonal cycles. Cloudy days and nighttime observations were eliminated from the calibration process because of the low parameter sensitivity due to the low levels of available energy and fluxes. Moreover, in nighttime conditions, the uncertainties in the parameterization of stable atmospheric conditions may generate ill-convergence in the turbulent transfer calculations which impair the calibration process.

The calibration computations themselves have been performed using the automatic optimization “fminsearch” procedure, proposed in the MATLAB optimization toolbox. It is a multidimensional unconstrained non-linear minimization procedure, based on the Simplex algorithm (Nelder & Mead, 1965). The Simplex algorithm explores the inputs space to find out a combination that minimizes a cost function. It tests adjacent parameter sets of the feasible space in sequence so that at each new set the objective function improves or is unchanged. The procedure starts with an initial value of the input set of parameters that must be calibrated. The initial values prescribed were 80 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and 700 $\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ for V_{cmo} and λ respectively.

The Simplex method is very efficient in practice and is widely used in model parameter retrieval studies. The cost function to be minimized was the mean of the two relative root mean square errors calculated between the model and the observed variables with the following:

$$F(\theta) = \frac{1}{2} \left\{ \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{N_A} [A_{C_{\text{mod}}}(\theta, t) - A_{C_{\text{obs}}}(t)]^2}{N_A}}{A_{C_{\text{obs}}}}} + \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{N_{LE}} [LE_{\text{mod}}(\theta, t) - LE_{\text{obs}}(t)]^2}{N_{LE}}}{LE_{\text{obs}}}} \right\} \quad (1)$$

where $F(\theta)$ is the cost-function evaluated for a candidate set of input parameters $\theta = \{V_{\text{cmo}}, \lambda\}$, $A_{C_{\text{obs}}}$ and LE_{obs} respectively the observed net ecosystem exchange of CO₂ and the evapotranspiration flux, $A_{C_{\text{mod}}}$ and LE_{mod} are respectively the modeled net ecosystem exchange of CO₂ and the modeled evapotranspiration flux, and N_A and N_{LE} the numbers of available daily observations A_{obs} and LE_{obs} , respectively. The two right terms in the cost function were normalized using the mean of the observations in order to give them a similar weight in the calculation. In this study, a termination tolerance on the cost function of 10^{-2} and a maximum number of iterations of 100 were considered as breaking criteria in order to stop the iterative procedure of the ‘fminsearch’ function.

4.2. Model implementation/SCOPE input parameters

The input parameters used in the calibration phase for both Avignon (wheat crop) and Bilos (pine stand) sites are gathered in Table 1. The leaf angle distribution was assumed spherical for both types of vegetation canopy. For wheat, detailed biological measurements combined with ancillary information on vegetation properties allowed to compute leaf reflectance and transmittance spectra in the solar domain using the PROSPECT model. For maritime pine, spectra measured by Berbigier and Bonnefond (1995) were used. In the thermal infrared, a same arbitrarily but realistic 0.03 value was used for leaves reflectance (i.e. 0.97 emissivity) and the transmittance was assumed to be 0 (Gerber et al., 2011; Olioso, 1995).

Table 1
Values of the main input parameters used in SCOPE.

	Avignon Wheat	Bilos 2010 Maritime pine	Bilos 2011 Maritime pine
<i>Vegetation parameters</i>			
LAI	0.6–5.5	2	1.5
h_c (m)	0.15–0.47	2.5	3.5
LADFa	–0.35	–0.35	–0.35
LADFb	–0.15	–0.15	–0.15
C_{ab} ($\mu\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$)	60	Measured spectrum of needles (Berbigier & Bonnefond, 1995)	
C_{dm} ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$)	0.012		
C_w (cm)	0.09		
C_s	0		
N	1.4		
ρ thermal	0.03	0.03	0.03
τ thermal	0.00	0.00	0.00
w (m)	0.01 (Dornbusch et al., 2011)	0.1	0.1
<i>Biochemical parameters</i>			
V_{cmo} ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)	Calibrated	Calibrated	Calibrated
λ	Calibrated	Calibrated	Calibrated
<i>Soil parameters</i>			
r_{ss} ($\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$)	Oliosio (1992)	2000	500
Γ ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{s}^{-1/2}$)	Van de Griend and O'Neill (1986)	900	900

The width of wheat leaves (w) was set at 1 cm, so that the average ratio w/h_c governing the hot spot shape was about $3 \cdot 10^{-2}$. For pine, as the hot spot shape is likely to depend more directly on the size of shoots than on the size of needles (Jupp & Strahler, 1991), w was arbitrarily set to 10 cm in the calibration exercise to preserve the $3 \cdot 10^{-2} w/h_c$ ratio. The effect of the w/h_c ratio will be addressed in more details in Section 6.

In the wheat field, the 0–5 cm top soil layer soil moisture θ_{0-5} provided to the model as an input variable allowed to compute the of the soil resistance to vapor transfer r_{ss} and the soil thermal inertia Γ using formulations proposed by Oliosio et al. (1999) and Van de Griend and O'Neill (1986) respectively:

$$r_{ss} = 1.439 \cdot 10^5 (\theta_{sat} - \theta_{0-5}) \quad (2)$$

where θ_{sat} is the soil water content at saturation ($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$). This equation was calibrated on simulations of soil evaporation for a similar soil type performed with a detailed soil water transfer model (based on Richard's equations accounting for coupled heat and water transfer and for vapor transfers in the soil top layers; Oliosio, 1992).

$$\Gamma = 3516 \cdot \theta_{0-5} + 841 \quad (3)$$

No similar soil moisture data being available for Bilos site, the typical values of $2000 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ and $500 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ prescribed in SCOPE for dry and wet conditions respectively met in 2010 and 2011 were used for soil resistance. The soil thermal inertia was given an average value ($\sim 900 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{s}^{-1/2}$) estimated as $\sqrt{\rho_s C_s \lambda_s}$, with density $\rho_s = 1600 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, specific heat $C_s = 1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ and heat conductivity $\lambda_s = 0.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$.

4.3. Results of SCOPE calibration

The time evolution of the retrieved values of V_{cmo} and λ is presented in Fig. 2a and b. For wheat V_{cmo} increased from winter ($\sim 100 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) to spring ($\sim 150 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), then decreased to summer ($\sim 100 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$).

The values found for pine were in the same orders of magnitude and were very consistent with the ones given in Ogée, Brunet, and Loustau (2003) and Porté and Loustau (1998) for an older maritime pine stand. Values of $\sim 50 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ are observed between the middle of summer and winter over the 2011 Bilos data set. Moreover, retrieved winter V_{cmo} values on this site in 2010 and 2011 agreed rather well. The important noise observed in the time evolution of V_{cmo} in all cases, was

likely to be related to numerical uncertainties in the inversion process. Despite a few contradictory results found in literature, such as those of Grossman-Clarke et al. (1999) who reported high values of V_{cmo} in

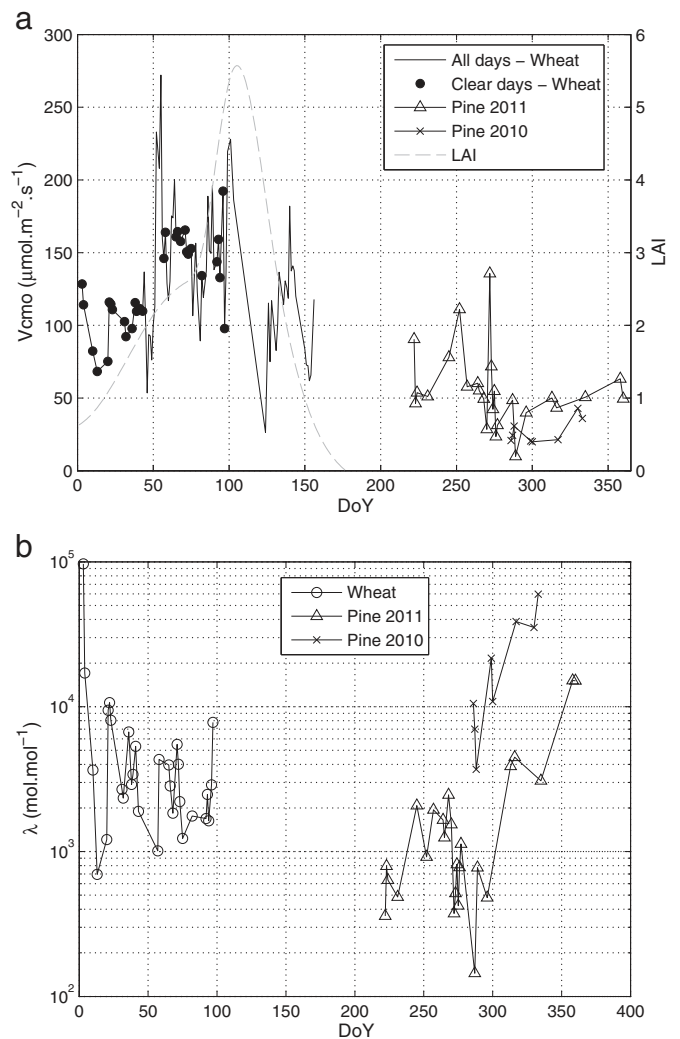


Fig. 2. Retrieved V_{cmo} (a) and λ (b) versus day of year for each site.

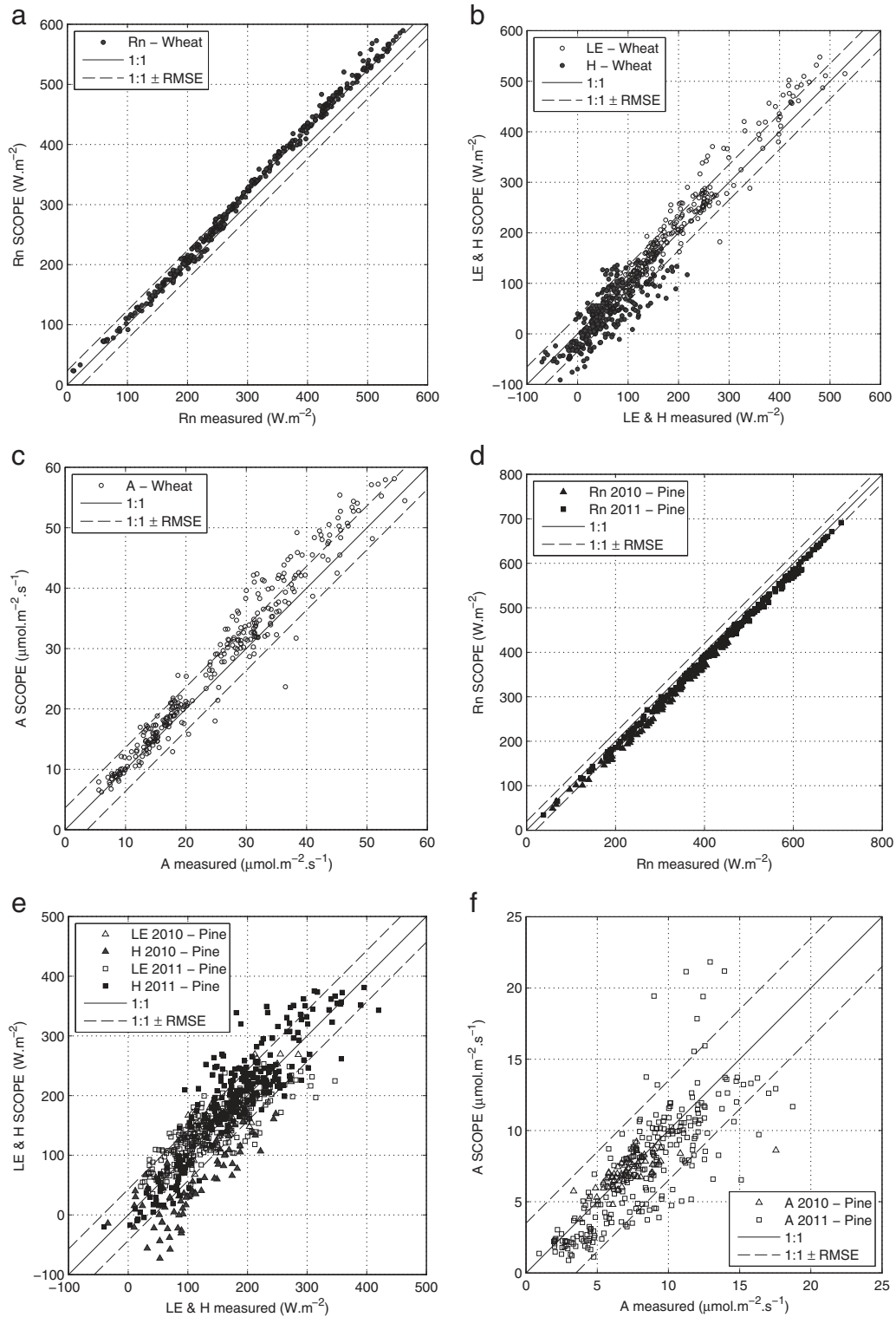


Fig. 3. Simulated with SCOPE versus measured net radiation (a and d), sensible and latent heat fluxes (b and e) and CO₂ flux (c and f) on wheat (a–c) and pine stands (d–f). Squares and triangles (d–f) refer to 2010 and 2011 data respectively. Latent heat and CO₂ data are displayed with empty symbols to remind they were used in the calibration process of V_{cmo} and λ .

winter for wheat, the values of V_{cmo} we obtained were in the range of widely accepted values (Bunce, 2000; Leuning, Kelliher, de Pury, & Schulze, 1995; Medlyn et al., 2002; Xu & Baldocchi, 2003). The seasonal variations we found for wheat seems to be quite well correlated to LAI evolution (Fig. 2a), and are consistent with the results of Xu and Baldocchi (2003) for an oak species. However, although the role of V_{cmo} is very well known, its determinism is not clearly understood yet. For

instance, some of the above-cited studies showed that the influence of temperature could also be large (see Leuning, 2002; Medlyn et al., 2002; Weis & Berry, 1988), and that V_{cmo} could decrease with soil drying and leaf nitrogen content (Grossman-Clarke et al., 1999; Wilson et al., 2000; Xu & Baldocchi, 2003). We modeled none of these effects explicitly, such that any regulation of V_{cmo} should appear in the optimized values while leaf nitrogen content, temperature and soil moisture varied over

the season. This variability could partly explain the noise in Fig. 2a, on top of the noise inherent to micrometeorological observations with a varying footprint.

Retrieved marginal cost of assimilation λ is in an acceptable range (Fig. 2b). Despite high values obtained at the beginning of the year, the mean of the retrieved λ is $3700 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$ for wheat, which is an acceptable value consistent with literature (Lloyd & Farquhar, 1994; Schymanski, Roderick, Sivapalan, Hutley, & Beringer, 2008; Thomas, Eamus, & Bell, 1999a,b; Van der Tol, Dolman, Waterloo, & Raspor, 2007). Unrealistically high values of λ could be caused by wet canopy conditions after rain or dew. In a wet canopy λ has no meaning, because the diffusion of carbon dioxide into the stomata is disconnected from the evaporation flux while intercepted water evaporates. For pine at Bilos in 2011 the mean value is somewhat lower, around $1000 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$, excluding the two values exceeding $10^4 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$. For the 2010 period the retrieved values of λ for pine are very high. A lack of efficiency in the inversion due to low values of fluxes could possibly be invoked here.

5. Evaluation of the model

After calibration using the available evapotranspiration and CO_2 flux measurements, the quality of simulated radiative and energy fluxes was first assessed. The validation of directional temperatures is presented in a second step. Finally one-at-the-time sensitivity analysis of the fluxes to the calibrated parameters V_{cno} and λ is made.

5.1. Evaluation of energy fluxes

The evaluation of fluxes simulation was performed against data acquired between 10:00 and 15:00 UTC only. As the time step of measurements was 30 min, 11 pairs of flux measurements were available per day. This time interval was chosen because it corresponded to the periods of the day when the surface fluxes reached values with significant level of energy at any time of the year.

The comparison between simulated and measured net radiation (R_n , sensible heat flux (H) and latent heat of actual evaporation (LE)) for 30 min time steps is given in Fig. 3, with the corresponding statistics in Table 2.

For R_n , although the simulated values display a $\sim 3\%$ over-estimation over wheat and a small systematic bias of about $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (2010) to $15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (2011) over pine, the results are considered to be excellent. In the case of winter wheat, the discrepancies could be attributed to the uncertainties on the vegetation parameters introduced in the PROSPECT reflectance model (chlorophyll a and b, dry matter and water concentrations, leaf thickness) which were not available for winter wheat specifically and which were prescribed from the LOPEX 93 data base (Hosgood et al., 1995). For maritime pine the reflectance spectra directly used in SCOPE had been obtained for pine needles (Berbigier & Bonnefond, 1995), possibly not being quite representative of the reflectance of the whole canopy including the understory.

LE fluxes are also satisfactorily simulated, as expected, LE being used within the calibration process of V_{cno} and λ . The RMSE values found, about $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ for all sites are better than those classically reported ($\sim 60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). The rather low R^2 value for Bilos in 2010 ($R^2 = 0.55$) can be related to the low range of variation of LE . In the same way, A fluxes are very consistent with the measurements since they are used in the calibration process ($\text{RMSE} < 5 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$).

Similar results are found for sensible heat fluxes, with RMSE lower than $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ for wheat and 2011 maritime pine datasets. The result is less satisfactory, even though it remains acceptable, for Bilos in 2010 for which RMSE is $65 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ with a bias of $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. It should be noted that any energy balance closure gap in the observed fluxes necessarily results in a bias in at least one of the simulated energy balance fluxes: R_n , G , H or LE , since the model forces energy balance closure. The quality of the reference measurements data set has been controlled by comparing the sum of convective fluxes $H + LE$ against the available

Table 2

Statistics of the comparison between the ground measured and the simulated energy fluxes obtained for each site. μ and σ are the bias and the standard deviation of the differences between measurements and simulations. All data are in $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Site	Flux	RMSE ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	μ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	σ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	R^2	Number of observations
Avignon	R_n	24	-20	13	0.99	340
	LE	31	-15	27	0.95	262
	H	37	18	33	0.65	301
Bilos 2011	R_n	16	15	6	0.99	257
	LE	35	-2	35	0.69	253
	H	42	-14	40	0.81	258
Bilos 2010	R_n	29	28	7	0.99	83
	LE	29	-3	29	0.55	61
	H	66	51	42	0.62	83

energy $R_n - G$. The agreement is quite good, with a RMSE of $\sim 50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ for each site. This makes us very confident in the comparisons between simulated and measured fluxes. Similarly measured and simulated friction velocities were compared. The good agreement also found here ($\text{RMSE} < 0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) shows that the SCOPE computed aerodynamic resistance is not biased either, which reinforces the confidence one can have in simulated surface temperatures.

5.2. Evaluation of surface temperature

5.2.1. Methodology

In the standard version of SCOPE, the TOC emittances are computed by integrating the reflected diffuse radiations and the thermal emittances of all sunlit and shaded facets of all layers (vegetation and soil) which can be seen in a given viewing direction through a directional gap probability function. Although the transmittance of leaves in the thermal range is zero, obscured leaves that are not viewed directly still contribute indirectly by their influence on the diffuse fluxes in the canopy. The emitted flux of each layer in the observation direction depends on the probabilities that the element is (i) viewed, (ii) sunlit or (iii) both sunlit and viewed, leaf angle distribution function, extinction coefficients etc. (for more details, see the original paper e.g. Eqs.

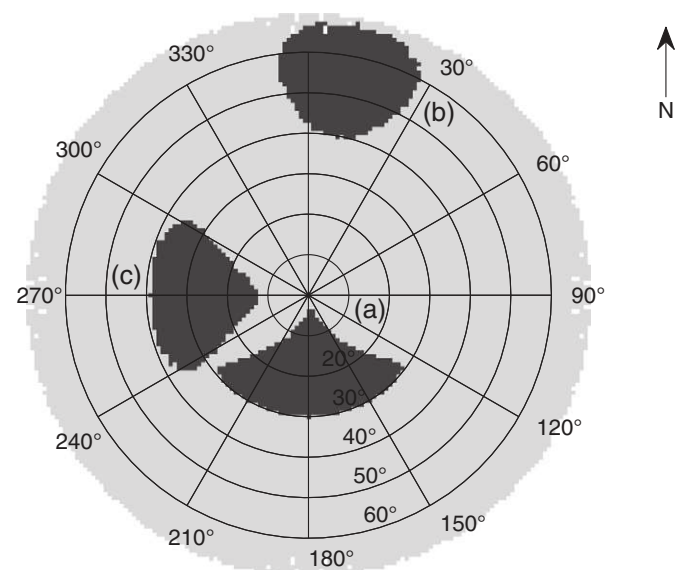


Fig. 4. Examples of directional configurations of the radiothermometers (semi-aperture angle of 14°). The radii correspond to the azimuthal viewing directions ϕ_v , and the concentric circles indicate the zenithal viewing angles θ_v . (a) $\theta_v = 18^\circ$; $\phi_v = 180^\circ$; (b) $\theta_v = 55^\circ$; $\phi_v = 10^\circ$; (c) $\theta_v = 27^\circ$; $\phi_v = 270^\circ$.

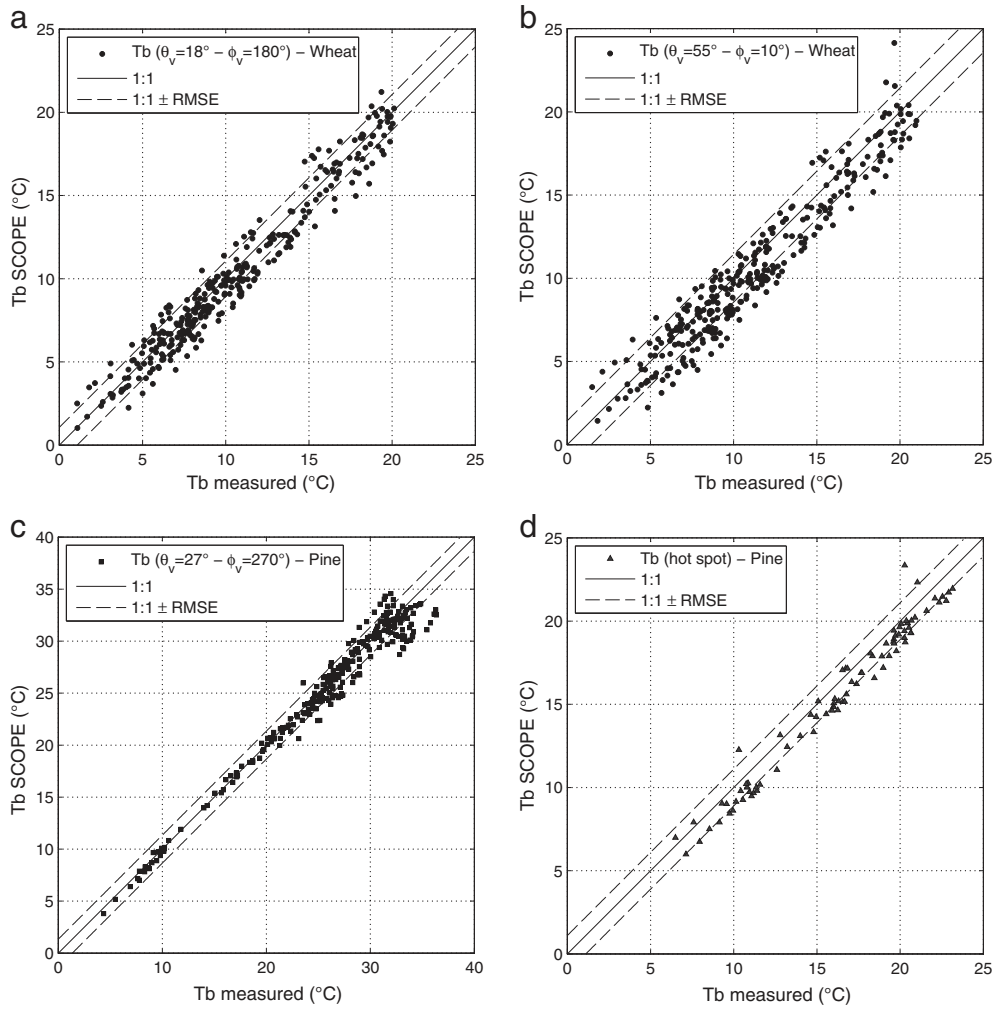


Fig. 5. Simulated versus measured directional brightness temperatures for winter wheat at $\theta_v = 18^\circ$; $\phi_v = 180^\circ$ (a), $\theta_v = 55^\circ$; $\phi_v = 10^\circ$ (b) and for pine stands at $\theta_v = 27^\circ$; $\phi_v = 270^\circ$ (c) and hot spot position (d). Squares and triangles (c and d) refer to 2010 and 2011 data respectively.

28–30). A brightness temperature $T_{STB}(\theta_v, \phi_v)$ is finally retrieved inverting the Stefan–Boltzmann law from the radiance (L , units of $W\ m^{-2}\ sr^{-1}$) in observation direction multiplied by π (sr):

$$\pi L = \sigma T_{STB}^4 \quad (4)$$

in which σ is the Stefan Boltzmann constant ($5.67 \cdot 10^{-8}\ W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$).

5.2.1.1. Integration within the FOV of the radiometer. The measurements performed by the radiometer result from the integration of the directional temperatures in all the directions included within the FOV of the instrument. Fig. 4 illustrates the range of zenith and azimuth

viewing directions which had to be integrated for the different experimental setups over wheat and pine stands. We used a numerical integration over $N_{dir}(\theta_v, \phi_v)$ couples, chosen to cover the whole FOV. The integration was done according to the Stefan–Boltzmann law to derive a SCOPE temperature in the KT15 FOV as follows:

$$T_{SCO,FOV} = \left[\frac{1}{N_{dir,FOV}} \sum_{FOV} T_{STB}^4(\theta_v, \phi_v) \right]^{-4} \quad (5)$$

Table 4

RMSE between the ground measured on wheat and the simulated latent and sensible heat fluxes for different couples of V_{cmo} and λ . Data for which RMSE is lower than a threshold of $50\ W \cdot m^{-2}$ are in bold.

Table 3

Statistics of the comparison between the ground measured and the simulated directional temperatures obtained for each site. μ and σ are the bias and the standard deviation of the differences between measurements and simulations. All data are in $^\circ C$.

Site	Zenith angle	RMSE ($^\circ C$)	μ ($^\circ C$)	σ ($^\circ C$)	R^2	Number of observations
Avignon	18 $^\circ$	1.1	0.3	1	0.95	324
		1.4	0.7	1.3	0.93	323
Bilos 2011	27 $^\circ$	1.3	0.4	1.3	0.97	265
Bilos 2010	Hot spot	1.1	0.8	0.8	0.97	85

RMSE (W/m^2)		V_{cmo} ($\mu mol/m^2/s$)				
		40	80	120	160	
λ (mol/mol)	500	LE	154	123	100	83
		H	155	121	95	76
2000		LE	106	62	45	42
		H	100	48	28	28
4000		LE	76	45	53	63
		H	65	29	44	58
6000		LE	60	52	71	84
		H	44	42	66	80

Table 5

Bias of the difference between the ground measured on wheat and the simulated latent and sensible heat fluxes for different couples of V_{cmo} and λ . Data for which bias is lower than a threshold of $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ are in bold.

Bias (W/m^2)		V_{cmo} ($\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$)				
		40	80	120	160	
λ (mol/mol)	500	LE	133	105	83	68
		H	-130	-101	-79	-62
	2000	LE	91	45	17	1
		H	-85	-37	-9	7
	4000	LE	61	8	-20	-36
		H	-53	1	27	42
	6000	LE	41	-15	-43	-58
		H	-32	23	49	62

N_{dir} being the number of (θ_v, φ_v) couples seen within the FOV. Strictly, the weighting should be made according to the surfaces seen at ground in any (θ_v, φ_v) direction, to take into account the variation of elementary surfaces with zenith angle. This has only very little impact here.

5.2.2. Results

The comparisons between SCOPE simulated and measured directional temperatures are given in Fig. 5 with the statistics in Table 3. The agreement is very good for both surfaces and whatever the viewing configurations, with R^2 correlation coefficients always above 0.93.

For wheat, the RMSE are 1.1 K and 1.4 K for the two setups (pointing South and pointing North), with low bias.

For the 2011 pine experiment the RMSE is quite similar, with an excellent agreement up to 25°C and some scatter around the 1:1 line beyond. As the LAI had not been measured accurately in this case, we repeated the simulations with a $\pm 20\%$ variation around its nominal value first considered. This only led to a small degradation of 0.1 (for LAI = 1.2) and 0.3 (for LAI = 1.8) on the RMSE, and an increase of the bias from 0.4 to 1.1 K when using a 1.8 value for LAI instead of the 1.5 nominal one.

For the 2010 pine measurements performed in hot spot viewing direction, we obtained RMSE of 1.1°C with a systematic bias of 0.8°C . As an impact of the hot spot parameterization could be expected on these simulations, we tested a $\pm 40\%$ variation on the w parameter related to the size of shoots. RMSE varies from 1.7°C at worst when w/hc is 0.008 (corresponding to $w = 2 \text{ cm}$) to 0.8°C at best when w/hc is 0.08. The difference between both is small, because of the integration of the temperatures in the FOV of the instrument. It should be noted that w only affects the size of the hotspot, and with any realistic value of w , the hotspot is smaller than the FOV of the instrument. This parameter will be discussed in Section 6.

5.2.3. Sensitivity to V_{cmo} and λ parameters

As V_{cmo} and λ are difficult to obtain, either because of scarcity of literature references, or because their calibration requires measurements

Table 6

Idem than Table 4 but considering directional temperatures at $\theta_v = 18^\circ$; $\varphi_v = 180^\circ$ (Tb 18°), $\theta_v = 55^\circ$; $\varphi_v = 10^\circ$ (Tb 55°).

RMSE ($^\circ\text{C}$)		V_{cmo} ($\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$)				
		40	80	120	160	
λ (mol/mol)	500	Tb 18°	1.07	1.04	1.03	1.03
		Tb 55°	1.29	1.22	1.21	1.22
	2000	Tb 18°	1.03	1.04	1.08	1.11
		Tb 55°	1.20	1.23	1.34	1.42
	4000	Tb 18°	1.02	1.09	1.14	1.18
		Tb 55°	1.19	1.34	1.48	1.62
	6000	Tb 18°	1.04	1.12	1.18	1.26
		Tb 55°	1.29	1.41	1.60	1.82

Table 7

Idem than Table 5 but considering directional temperatures at $\theta_v = 18^\circ$; $\varphi_v = 180^\circ$ (Tb 18°), $\theta_v = 55^\circ$; $\varphi_v = 10^\circ$ (Tb 55°).

Bias ($^\circ\text{C}$)		V_{cmo} ($\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$)				
		40	80	120	160	
λ (mol/mol)	500	Tb 18°	-0.31	-0.16	-0.06	0.01
		Tb 55°	-0.35	-0.13	0.05	0.18
	2000	Tb 18°	-0.11	0.13	0.26	0.34
		Tb 55°	-0.06	0.30	0.53	0.69
	4000	Tb 18°	0.04	0.31	0.44	0.50
		Tb 55°	0.14	0.55	0.79	0.90
	6000	Tb 18°	0.13	0.42	0.51	0.54
		Tb 55°	0.23	0.70	0.87	0.95

not always available (in our case we used actual evapotranspiration and CO_2 assimilation), we evaluated their influence on the SCOPE simulation results and the impact of prescribing *a priori* constant values for both of them. The exercise was performed on the wheat experiment. Considering the mean values (approximately $120 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ and

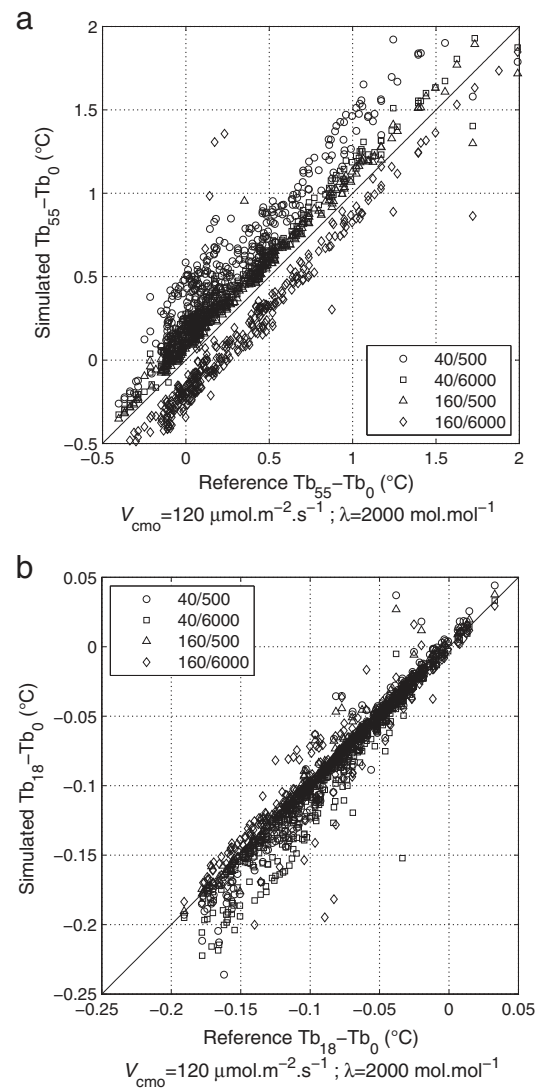


Fig. 6. $\text{Tb}_{55}-\text{Tb}_0$ (a) and $\text{Tb}_{18}-\text{Tb}_0$ (b) simulated with 4 couples of V_{cmo} and λ (circles for $V_{\text{cmo}} = 40 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} / \lambda = 500 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$; squares for $V_{\text{cmo}} = 40 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} / \lambda = 6000 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$; triangles for $V_{\text{cmo}} = 160 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} / \lambda = 500 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$ and diamonds for $V_{\text{cmo}} = 160 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} / \lambda = 6000 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$) versus respective anisotropy obtained with the couple $V_{\text{cmo}} = 120 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ and $\lambda = 2000 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$.

4000 mol·mol⁻¹) and the dispersion obtained on the retrieved calibrated values, V_{cmo} was varied between 40 and 160 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ by 40 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ steps, and λ between 500 and 6000 mol·mol⁻¹. For each of the 16 simulations run, the H and LE fluxes, and the directional temperatures in the two viewing directions T_{b18} (18° zenith, 270° azimuth) and T_{b55} (55° zenith, 10° azimuth) were compared against the measurements. The RMSE and bias are given in Tables 4–7. In Tables 4 and 5, fluxes meeting the quality criteria $\text{RMSE} < 50 \text{ W m}^{-2}$

and bias $< 50 \text{ W m}^{-2}$, consistent with the calibration exercise results, are identified in bold. It is evident that only a limited number of combinations of V_{cmo} and λ result in accurate output of the fluxes, and that the quality of the simulated fluxes degraded rapidly as the values of the two parameters deviate from the optimum values.

The surface temperature appears to be less sensitive to V_{cmo} and λ than the fluxes, with RMSE values of both T_{b18} and T_{b55} most of the

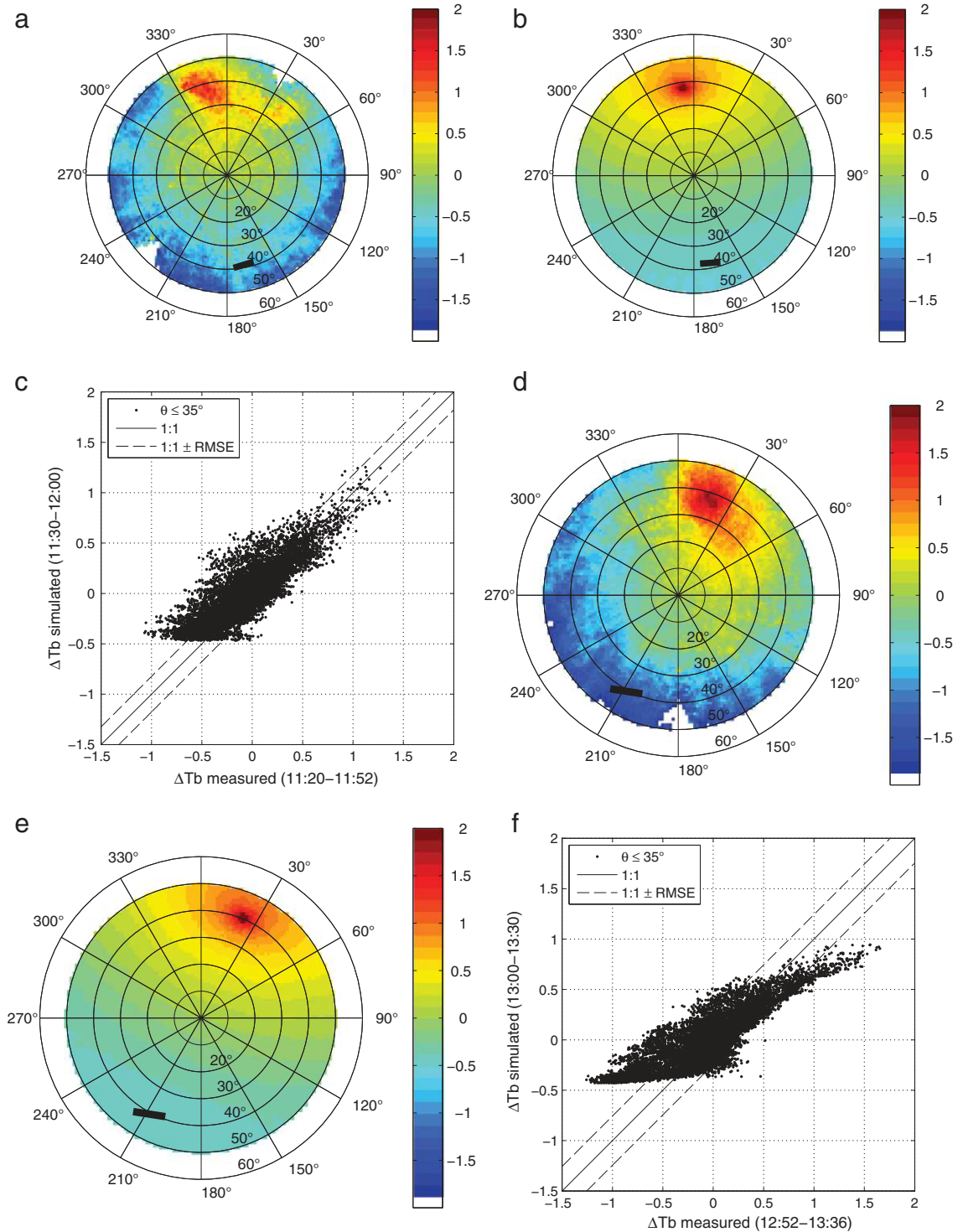


Fig. 7. Polar plots of measured (left column), simulated (central column), and simulated versus measured anisotropy in all directions for zenith lower than 35° (right column) for different hours of DoY 248 (a–c. 11:20–11:52; d–f. 12:52–13:36; and g–i. 15:38–16:08). The difference between oblique and nadir brightness surface temperatures is coded according to the color bars associated with each polar plot. The black line indicates the sun course during the period of measurements.

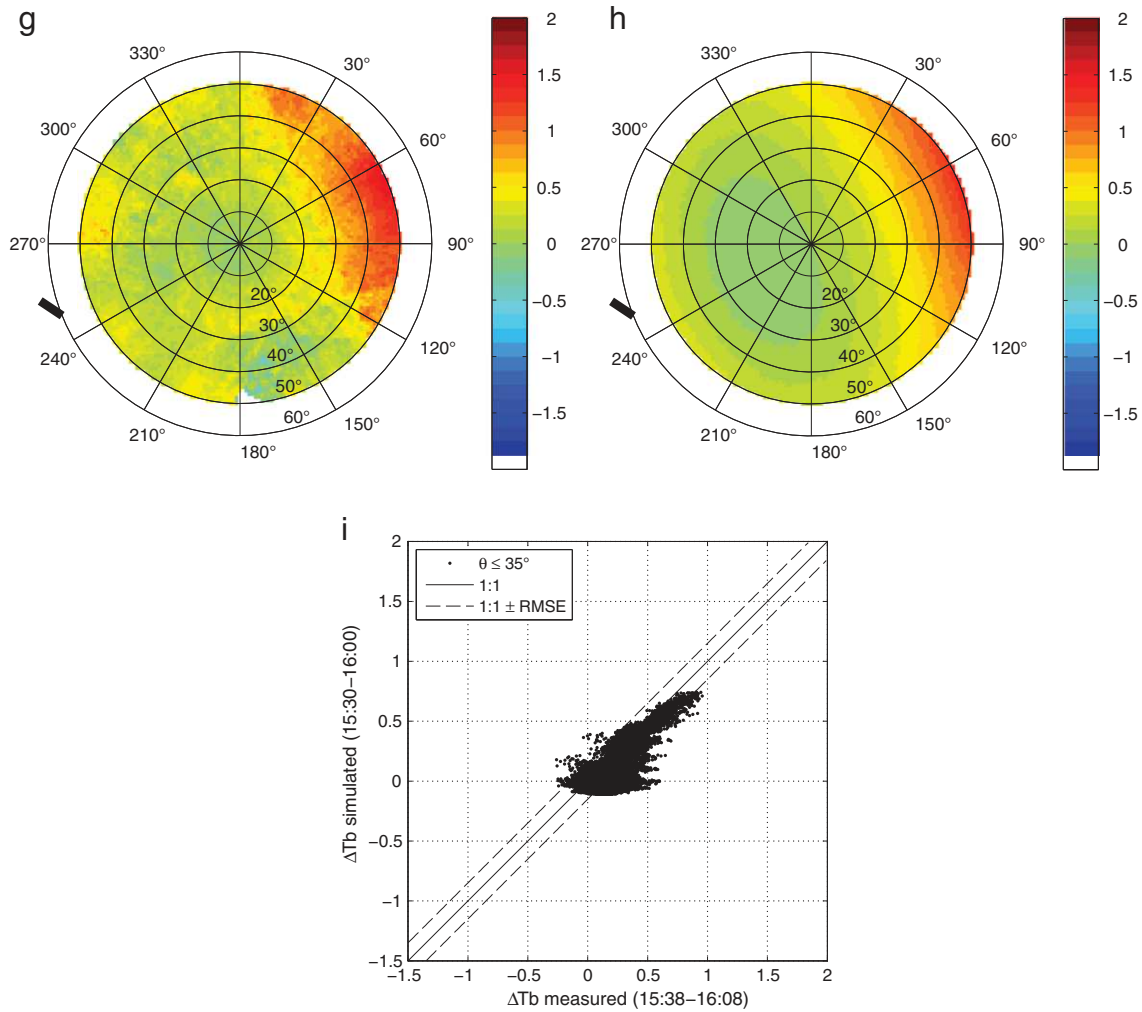


Fig. 7 (continued).

time comprised between 1.0 °C and 1.5 °C, which is consistent with the 1.1 °C and 1.4 °C found for the calibrated Tb_{18} and Tb_{55} . The bias keeps acceptable values, lower than about 0.7 °C in absolute value, except for both high V_{cmo} and λ . For the V_{cmo} and λ sets, we considered providing acceptable values of temperatures, the bias ranges between 0.1 °C and 0.4 °C for Tb_{18} , and between 0.2 °C and 0.7 °C for Tb_{55} . We also notice that the biases of Tb_{18} and Tb_{55} generally have the same sign. This means that they are similarly affected by uncertainties on V_{cmo} and λ , with consequently less impact on directional anisotropy. Contrary to flux estimation purposes which require careful calibration of the model, this indicates that SCOPE can potentially be used with realistic prescribed V_{cmo} and λ parameters for surface temperature directional anisotropy simulation.

This is confirmed in Fig. 6 where the anisotropy $Tb_{18}-Tb_0$ (Tb_0 corresponds to surface temperature simulated at nadir) and $Tb_{55}-Tb_0$ simulated for the 16 (V_{cmo}, λ) sets were plotted against the corresponding values obtained with $V_{cmo} = 120 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and $\lambda = 2000 \text{ mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ resulting from the calibration exercise and considered to be a reference. The small scatter around the 1:1 line with limited scatter clearly illustrates the low sensitivity of anisotropy to V_{cmo} and λ . When aiming North (Fig. 6a) the anisotropy is larger than when aiming South (Fig. 6b) for several reasons: (i) more sunlit vegetation facets seen when the canopy is observed with the Sun in the back, (ii) 18° zenithal viewing angle close to nadir, and (iii) in directions opposite to Sun where most facets are shaded. The vegetation water status also drives the anisotropy, which explains the sensitivity to V_{cmo} in Fig. 6b: when

well watered ($V_{cmo} = 160 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), the temperature of the vegetation facets display lower temperatures and less scatter, contrarily to drier conditions ($V_{cmo} = 40 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

The relatively low sensitivity of surface temperature and surface temperature anisotropy to the parameters V_{cmo} and λ around realistic values also suggests that they may not be good indicators of the water and carbon dioxide fluxes directly.

6. Application to the simulation of TIR angular anisotropy

The first part of the study demonstrated the ability of SCOPE to simulate energy fluxes and FOV integrated directional temperatures. The simulation of the directional anisotropy appeared to be little influenced by the uncertainties in the calibrated parameters. We now present a simulation exercise devoted to illustrate the capacity of SCOPE to simulate anisotropy of LST in a large range of viewing directions by a qualitative comparison against airborne measurements performed over the mature maritime pine stand of Le Bray described in Section 3.3.

Three comparisons were made at different times of the day, on September 4th, 1996. To match the different flight times (11:20–11:52, 12:52–13:36 and 15:38–16:08 UTC) as close as possible, SCOPE was run on 30 min time steps over the periods 11:30–12:00, 13:00–13:30 and 15:30–16:00 UTC. The anisotropy was simulated by 1° steps in all azimuth directions and for zenith viewing angles up to 50°. The model was run with $V_{cmo} = 50 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and $\lambda = 2000 \text{ mol}\cdot\text{mol}^{-1}$. The hot spot

parameter l was given the value 0.034, which corresponds to a leaf or shoot width $w = 60$ cm for a tree height $h_c = 17.6$ m.

Fig. 7 clearly shows that measured and simulated directional LST anisotropy display the same patterns and similar ranges of magnitude for the 3 flights. The hot spot shape and its position changes throughout the day are correctly reproduced. For the first 2 flights we can observe some discrepancies of about 1 °C for zenith viewing angles larger than 30 or 40° in the direction opposite to hot spot. Nevertheless if we consider the 35° limit scan angle specified for the THIRSTY mission, the agreement remains excellent as shown on the plots presented in Fig. 7.c., 7.f and 7.i. (RMSE ~ 0.2 °C, bias ~ 0.05 °C).

These results confirm the potential of SCOPE as a tool for simulating and studying the TIR directional anisotropy and are very promising. A detailed validation nevertheless remains to be done, and attention must be drawn on several points:

- The canopy structure on the mature pine stand somewhat differs from the model assumptions, as it displays two distinct layers, one for crowns, the other for the understory, with only trunks with no LAI in between.
- The measured anisotropy using an airborne camera is likely to be 'angular-smoothed' because of the combined effects (i) of the rapid variations in the attitude of the aircraft with turbulence (pitch, roll and yaw angles), (ii) of the fluctuations of surface temperature induced by those of wind speed (Lagouarde et al., 2013b), and (iii) of the Sun displacement during the flights.
- On the SCOPE model side, attention is to be paid to the hot spot parameterization which governs both its width shape (angular dependence) and intensity. The sensitivity of the anisotropy (difference between temperature at hot spot and nadir) in the principal solar plane for different assumptions of shoot widths w has been tested on simulations performed at 12:00 and 13:30. The results are quite similar. In Fig. 8 the anisotropy is plotted against the zenith viewing angle for the 12:00 case only. Each curve is the average of several ones (in a range of about $\pm 3^\circ$) around the mean Sun azimuth, in order to account for variations in the azimuth variation during the flight. The simulation with $w = 60$ cm fits the measured anisotropy best. The anisotropy at hot spot increases when w increases. We have limited confidence in the measured anisotropy close to hot spot due to the earlier mentioned smoothing effects that may lead to a wider (in terms of angles) but less intense (in terms of the peak temperature) hotspot than in reality. This uncertainty limits the evaluation of the parameter w at present. We therefore recommend future experiments to include ground measurements using adapted setups (fixed instruments mounted on masts for instance) to eliminate perturbations of airborne data, with the scope of assessing the hot spot shape in more detail, for a thorough validation of the w/h_c effect in SCOPE.

7. Conclusion

This paper focused on the evaluation of the SCOPE model in the thermal infrared. The SVAT SCOPE model (Van der Tol et al., 2009) has been developed to simulate both fluxes (energy, water, and CO₂) and remote sensing signatures in the 0.4–50 μm domain. The context of our study is in fact much wider, and deals with the development of simple TIR directional anisotropy models robust enough to be implemented in future routine satellite data processing tools devoted to the production of levels 2 or 3 elaborated data. Large amounts of directional TIR data are required to calibrate and validate new methodologies in a wide range of conditions. Such data not being available experimentally or difficult to measure, SCOPE here appears very attractive as it could be used as a data generator.

Two datasets of field measurements over a winter wheat crop and a young pine stand were used to calibrate and validate the model. These data sets included measurements of energy, water and CO₂ fluxes, and measurements of directional brightness temperatures using TIR

radiometers in different viewing configurations. In the calibration phase, two vegetation biological parameters less frequently documented in literature, the maximal carboxylation capacity ($V_{c_{\text{mo}}}$) and the marginal cost of assimilation (λ), were adjusted by fitting the simulated and measured latent heat flux and net CO₂ assimilation. The values of $V_{c_{\text{mo}}}$ and λ found are consistent with data previously reported, but they display important temporal variations at daily scale which could result either from insufficient description of the processes involved (possible effects of temperature or soil moisture on $V_{c_{\text{mo}}}$ and λ as mentioned by Medlyn et al. (2002) and Wilson et al. (2000) for instance) or numerical uncertainties. The validation of SCOPE was performed in a second step for surface temperatures. The results are quite satisfactory with RMSE of about 30–40 W·m⁻² for fluxes and RMSE always better than 1.4 K for the 4 different viewing configurations investigated, with very low bias for surface temperatures. A brief sensitivity study revealed that the simulated temperatures and directional anisotropy were less affected by uncertainties on $V_{c_{\text{mo}}}$ and λ than sensible and latent heat fluxes. This is an important result as our purpose is to use SCOPE as a data generator of anisotropy.

The difficulty to obtain accurate values for $V_{c_{\text{mo}}}$ and λ (or comparable photosynthetic and stomatal parameters) is not likely to be resolved soon, at least not by using thermal remote sensing observations. Nevertheless, we consider laboratory or controlled field experiments of thermal anisotropy as a useful direction to obtain better understanding of the hot spot dependence on canopy structure.

The potential of SCOPE as a tool for simulating the TIR directional anisotropy was finally illustrated by a comparison against an available dataset collected over a mature maritime pine stand in 1996 September the 4th (Lagouarde et al., 2000) using an airborne TIR camera. Although the structure of the stand, which displays 2 separated layers of understory vegetation and tree crowns, somewhat deviates from the assumptions of a homogeneous media made in SCOPE, the simulation of anisotropy at 3 different times in the day and for a large range of viewing directions (up to 50° zenith angles and in all azimuth directions) revealed to be excellent. Both the variations of position of the hot spot throughout the day (from 11:20 am to 4:00 pm UTC) and the range of anisotropy values agreed very well. In particular if we limit the comparison for zenith viewing angles lower than 35°, which corresponds to the maximum scan angle accepted for the THIRSTY mission, the agreement between SCOPE simulated and measured directional anisotropy is already quite satisfactory with a RMSE close to 0.2 °C and no bias.

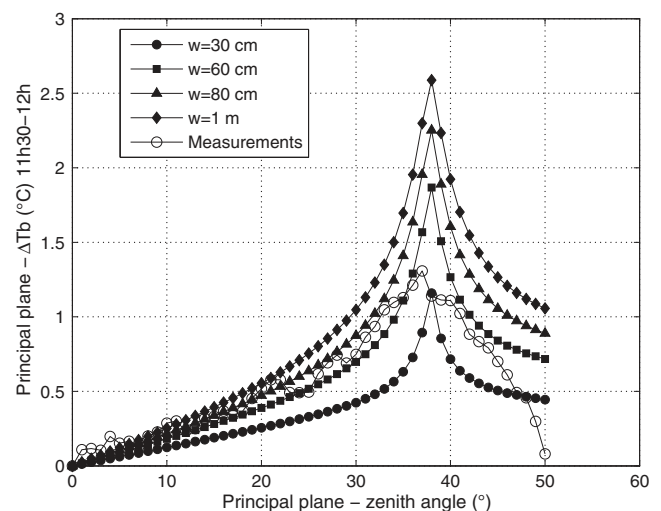


Fig. 8. Anisotropy in principal plane versus zenith angle for different realistic shoot widths for the period 11:30–12:00 UTC. Circles correspond to $w/h_c = 0.017$, squares represent $w/h_c = 0.034$, triangles stand for $w/h_c = 0.045$ and diamonds display $w/h_c = 0.57$. The anisotropy was averaged on the range of azimuths of the sun during the period.

Even if important improvements are to be expected from better assessment of the w parameter for the hot spot shape, and possibly, to a lesser degree, of the critical V_{cmo} and λ parameters for vegetation resistance, and additional validation needed, SCOPE in its present status appears from now on as an excellent deterministic tool to simulate both surface fluxes and directional temperatures. Making possible detailed sensitivity studies or contributing to the development of simplified methods for assessing directional effects, in particular using it as a data generator, it should significantly help in the interpretation of satellite data from future TIR mission.

Acknowledgments

This work was supported by the 'Centre National d'Études Spatiales' (CNES) through the TOSCA (Terre, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère) group and the 'Institut National de la Recherche Agronomique' (INRA), Department of 'Environnement et Agronomie'. The authors would like to thank Christophe Chipeaux (INRA ISPA, Bordeaux) and Olivier Marloie and Sébastien Garrigues (INRA EMMAH laboratory, Avignon) who provided the data.

References

- Abrams, M.J., & Hook, S.J. (2013). NASA's hyperspectral infrared imager (HyspIRI). In C. Kuenzer, & S. Dech (Eds.), *Thermal infrared remote sensing* (pp. 117–130). Netherlands: Springer.
- Aubinet, M., et al. (2000). Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, 30, 113–175. [http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2504\(08\)60018-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2504(08)60018-5).
- Balick, L., & Hutchinson, B. (1986). Directional thermal infrared exitance distributions from a leafless deciduous forest. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24, 693–698. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.1986.289616>.
- Berbigier, P., & Bonnefond, J. (1995). Measurement and modelling of radiation transmission within a stand of maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.). *Annals of Forest Science*, 52, 23–42. <http://dx.doi.org/10.1051/forest:19950103>.
- Berk, A., Anderson, G., Acharya, P., Chetwynd, J.H., Bern-stein, L.S., Shettle, E.P., et al. (1999). MODTRAN4 user's manual. *Air Force Research Laboratory's Space Vehicles Directorate Air Force Master Command*, 99.
- Bhumralkar, C.M. (1975). Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1246–1258. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1975\)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2).
- Bunce, J.A. (2000). Acclimation of photosynthesis to temperature in eight cool and warm climate herbaceous C(3) species: Temperature dependence of parameters of a biochemical photosynthesis model. *Photosynthesis Research*, 63, 59–67. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1006325724086>.
- Caselles, V., & Sobrino, J. (1989). Determination of frosts in orange groves from NOAA-9 AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, 29, 135–146. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90022-9](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(89)90022-9).
- Cowan, I. (1977). Stomatal behaviour and environment. *Advances in Botanical Research*, 4, 117–228.
- Crebassol, P., et al. (2014). THIRSTY Thermal InfraRed SpaTial System. In 2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium (pp. 3021–3024). <http://dx.doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6947113>.
- Denis, D. (2013). *Irrigation performance assessment using SEBS and SCOPE. A case study of Tons pump Canal Command in India*.
- Dornbusch, T., Watt, J., Baccar, R., Fournier, C., & Andrieu, B. (2011). A comparative analysis of leaf shape of wheat, barley and maize using an empirical shape model. *Annals of Botany*, 107, 865–873. <http://dx.doi.org/10.1093/aob/mcq181>.
- Farquhar, G.D., von Caemmerer, S., & Berry, J.A. (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149, 78–90. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00386231>.
- Fuchs, M., & Kanemasu, E. (1967). Effect of viewing angle on canopy temperature measurements with infrared thermometers. *Agronomy Journal*, 59, 494–496.
- Fuchs, M., & Tanner, C. (1966). Infrared thermometry of vegetation. *Agronomy Journal*, 58, 597–601.
- Gerber, F., Marion, R., Olioso, a., Jacquemoud, S., Ribeiro da Luz, B., & Fabre, S. (2011). Modeling directional-hemispherical reflectance and transmittance of fresh and dry leaves from 0.4 μm to 5.7 μm with the PROSPECT-VISIR model. *Remote Sensing of Environment*, 115, 404–414. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.09.011>.
- Grossman-Clarke, S., et al. (1999). Effects of elevated atmospheric CO₂ on canopy transpiration in senescent spring wheat. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93, 95–109. [http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1923\(98\)00111-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1923(98)00111-7).
- Guillevic, P. (2003). Thermal infrared radiative transfer within three-dimensional vegetation covers. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4248. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002247>.
- Guillevic, P.C., Bork-Unkelbach, A., Gottsche, F.M., Hulley, G., Gastellu-Etchegorry, J.P., Olesen, F.S., et al. (2013). Directional viewing effects on satellite land surface temperature products over sparse vegetation canopies—A multisensor analysis. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 10, 1464–1468. <http://dx.doi.org/10.1109/LGRS.2013.2260319>.
- Hosgood, B., Jacquemoud, S., Andreoli, G., Verdebout, J., Pedrini, G., & Schmuck, G. (1995). *Leaf Optical Properties Experiment 93 (LOPEX93)*.
- Hsieh, C., Katul, G., & Chi, T. (2000). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources*, 23, 765–772. [http://dx.doi.org/10.1016/S0309-1708\(99\)00042-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0309-1708(99)00042-1).
- Jacquemoud, S., & Baret, F. (1990). PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra. *Remote Sensing of Environment*, 34, 75–91. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90100-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(90)90100-Z).
- Jupp, D.L.B., & Strahler, A.H. (1991). A hotspot model for leaf canopies. *Remote Sensing of Environment*, 38, 193–210. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(91\)90089-0](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(91)90089-0).
- Kimes, D.S. (1983). Remote sensing of row crop structure and component temperatures using directional radiometric temperatures and inversion techniques. *Remote Sensing of Environment*, 13, 33–55. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(83\)90026-3](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(83)90026-3).
- Kimes, D.S., & Kirchner, J.A. (1983). Directional radiometric measurements of row-crop temperatures. *International Journal of Remote Sensing*, 4, 299–311. <http://dx.doi.org/10.1080/01431168308948548>.
- Lagouarde, J.P., Ballans, H., Moreau, P., Guyon, D., & Coraboeuf, D. (2000). Experimental study of brightness surface temperature angular variations of maritime pine (*Pinus pinaster*) stands. *Remote Sensing of Environment*, 72, 17–34. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(99\)00085-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00085-1).
- Lagouarde, J.P., Bach, M., Sobrino, J. A., Boulet, G., Briottet, X., Cherali, S., et al. (2013a). The MISTIGRI thermal infrared project: scientific objectives and mission specifications. *International Journal of Remote Sensing*, 34(9–10), 3437–3466. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2012.716921>.
- Lagouarde, J.P., Commando, D., Irvine, M., & Garrigou, D. (2013b). Atmospheric boundary-layer turbulence induced surface temperature fluctuations. Implications for TIR remote sensing measurements. *Remote Sensing of Environment*, 138, 189–198. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.06.011>.
- Lagouarde, J.P., Dayau, S., Moreau, P., & Guyon, D. (2014). Directional Anisotropy of Brightness Surface Temperature Over Vineyards: Case Study Over the Medoc Region (SW France). *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 11, 574–578. <http://dx.doi.org/10.1109/LGRS.2013.2282492>.
- Lagouarde, J.P., Hénon, A., Irvine, M., Voogt, J., Pigeon, G., Moreau, P., et al. (2012). Experimental characterization and modelling of the nighttime directional anisotropy of thermal infrared measurements over an urban area: Case study of Toulouse (France). *Remote Sensing of Environment*, 117, 19–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.06.022>.
- Lagouarde, J.P., Kerr, Y.H., & Brunet, Y. (1995). An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 167–190. [http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02260-5](http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923(95)02260-5).
- Lee, J., et al. (2013). Forest productivity and water stress in Amazonia: Observations from GOSAT chlorophyll fluorescence. *Proceedings of the Biological Sciences*, 280, 20130171. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2013.0171>.
- Leuning, R. (2002). Temperature dependence of two parameters in a photosynthesis model. *Plant, Cell and Environment*, 25, 1205–1210. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3040.2002.00898.x>.
- Leuning, R., Kelliher, F.M., de Pury, D.G.G., & Schulze, E.D. (1995). Leaf nitrogen, photosynthesis, conductance and transpiration: Scaling from leaves to canopies. *Plant, Cell and Environment*, 18, 1183–1200.
- Lloyd, J., & Farquhar, G.D. (1994). ¹³C discrimination during CO₂ assimilation by the terrestrial biosphere. *Oecologia*, 99, 201–215. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00627732>.
- Luquet, D., Bégue, a., Vidal, a., Clouvel, P., Dauzat, J., Olioso, a., et al. (2003). Using multidirectional thermography to characterize water status of cotton. *Remote Sensing of Environment*, 84, 411–421. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00131-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00131-1).
- Luquet, D., Vidal, a., Dauzat, J., Bégue, a., Olioso, a., & Clouvel, P. (2004). Using directional TIR measurements and 3D simulations to assess the limitations and opportunities of water stress indices. *Remote Sensing of Environment*, 90, 53–62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2003.09.008>.
- Medlyn, B.E., et al. (2002). Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. II. A review of experimental data. *Plant, Cell and Environment*, 25, 1167–1179. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3040.2002.00891.x>.
- Nelder, J.A., & Mead, R. (1965). A Simplex Method for Function Minimization. *Comput. J.*, 7, 308–313. <http://dx.doi.org/10.1093/comjnl/7.4.308>.
- Nielsen, D.C., Clawson, K.L., & Blad, B.L. (1984). Effect of solar azimuth and infrared thermometer view direction on measured soybean canopy temperature. *Agronomy Journal*, 76, 607–610.
- Norman, J.M. (1979). Modelling the complete crop canopy. In B.J. Barfield, & J.F. Gerber (Eds.), *In Modification of the Aerial Environment of Crops*. Am. Soc. Agric. Eng. Monogr. No. 2. (pp. 249–277). St Joseph, MI: ASAE.
- Ogé, J., Brunet, Y., & Loustau, D. (2003). MuSICA, a CO₂, water and energy multilayer, multileaf pine forest model: Evaluation from hourly to yearly time scales and sensitivity analysis. *Global Change Biology*, 33, 697–717.
- Olioso, A. (1992). *Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface*.
- Olioso, A. (1995). Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetated canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1923, 237–242.
- Olioso, A.H., Chauki, J.-., Wigneron, K., Bergaoui, P., Bertuzzi, A., Chanzy, P., et al. (1999). Estimation of energy fluxes from thermal infrared, spectral reflectances, microwave data and SVAT modeling. *Phys. Chem. Earth, Part B Hydrol. Ocean. Atmos.*, 24, 829–836. [http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00089-1](http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00089-1).
- Paw, U.K., Ustin, S., & Zhang, C. (1989). Anisotropy of thermal infrared exitance in sunflower canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 95616.

- Pinheiro, A.C.T., Privette, J.L., Mahoney, R., & Tucker, C.J. (2004). Directional effects in a daily AVHRR land surface temperature dataset over Africa. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 1941–1954. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2004.831886>.
- Porté, A., & Loustau, D. (1998). Variability of the photosynthetic characteristics of mature needles within the crown of a 25-year-old *Pinus pinaster*. *Tree Physiology*, 18, 223–232.
- Rasmussen, M.O., Gottsche, F.-M., Olesen, F.-S., & Sandholt, I. (2011). Directional effects on land surface temperature estimation from Meteosat second generation for savanna landscapes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, 4458–4468. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2011.2144604>.
- Schymanski, S.J., Roderick, M.L., Sivapalan, M., Hutley, L.B., & Beringer, J. (2008). A canopy-scale test of the optimal water-use hypothesis. *Plant, Cell and Environment*, 31, 97–111. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3040.2007.01740.x>.
- Snyder, W.C., & Wan, Z. (1998). BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 214–225. <http://dx.doi.org/10.1109/36.655331>.
- Thomas, D.S., Eamus, D., & Bell, D. (1999a). Optimization theory of stomatal behaviour: I. A critical evaluation of five methods of calculation. *Journal of Experimental Botany*, 50, 385–392. <http://dx.doi.org/10.1093/jxb/50.332.385>.
- Thomas, D.S., Eamus, D., & Bell, D. (1999b). Optimization theory of stomatal behaviour: II. Stomatal responses of several tree species of north Australia to changes in light, soil and atmospheric water content and temperature. *Journal of Experimental Botany*, 50, 393–400. <http://dx.doi.org/10.1093/jxb/50.332.393>.
- Timmermans, J., Van der Tol, C., Verhoef, a., Verhoef, W., Su, Z., van Helvoirt, M., et al. (2011). Quantifying the uncertainty in estimates of surface–atmosphere fluxes through joint evaluation of the SEBS and SCOPE models. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8, 2861–2893. <http://dx.doi.org/10.5194/hessd-8-2861-2011>.
- Timmermans, J., Verhoef, W., Van der Tol, C., & Su, Z. (2009). Retrieval of canopy component temperatures through Bayesian inversion of directional thermal measurements. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6, 3007–3040. <http://dx.doi.org/10.5194/hessd-6-3007-2009>.
- Van de Griend, A., & O'Neill, P.E. (1986). Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing. *IGARSS'86 Symposium*.
- Van der Tol, C., Dolman, a. J., Waterloo, M.J., & Raspor, K. (2007). Topography induced spatial variations in diurnal cycles of assimilation and latent heat of Mediterranean forest. *Biogeosciences*, 4, 137–154. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-4-137-2007>.
- Van der Tol, C., Verhoef, W., Timmermans, J., Verhoef, A., & Su, Z. (2009). An integrated model of soil–canopy spectral radiances, photosynthesis, fluorescence, temperature and energy balance. *Biogeosciences*, 6, 3109–3129. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-6-3109-2009>.
- Verhoef, W., Jia, L., Xiao, Q., & Su, Z. (2007). Unified optical–thermal four-stream radiative transfer theory for homogeneous vegetation canopies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 1808–1822. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2007.895844>.
- Voegt, J.A., & Oke, T.R. (1998). Effects of urban surface geometry on remotely-sensed surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 895–920. <http://dx.doi.org/10.1080/014311698215784>.
- Wallace, J., & Verhoef, A. (2000). Modelling interactions in mixed-plant communities: Light, water and carbon dioxide. *Leaf Development and Canopy Growth*, 204–250.
- Weis, E., & Berry, J.A. (1988). Plants and high temperature stress. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 42, 329–346.
- Wilson, K.B., Baldocchi, D.D., & Hanson, P.J. (2000). Spatial and seasonal variability of photosynthetic parameters and their relationship to leaf nitrogen in a deciduous forest. *Tree Physiology*, 20, 565–578. <http://dx.doi.org/10.1093/treephys/20.9.565>.
- Xu, L., & Baldocchi, D.D. (2003). Seasonal trends in photosynthetic parameters and stomatal conductance of blue oak (*Quercus douglasii*) under prolonged summer drought and high temperature. *Tree Physiology*, 23, 865–877. <http://dx.doi.org/10.1093/treephys/23.13.865>.

CHAPITRE IV

4. Déterminisme et variabilité des effets directionnels dans l'IRT

Article associé à ce chapitre : Duffour C., Lagouarde J.-P., Oliosio A., Demarty J., and Roujean J.-L., “Driving factors of the directional variability of thermal infrared signal in temperate regions,” *Remote Sens. Environ.*, vol. Submitted.

4.1. Contexte

Comme nous l'avons vu dans le chapitre II, les effets directionnels ont fait l'objet d'études expérimentales et de modélisation depuis les années 60. La dépendance de l'anisotropie à divers facteurs (effets de rang, effets d'émissivité, impact du LAI, influence du vent) a été illustrée. Cependant, mis à part une rapide étude de sensibilité réalisée par Huang et al. 2011, il n'existe, à notre connaissance, aucune étude traitant de l'effet conjugué de tous les paramètres et variables critiques sur l'anisotropie. Nous nous proposons d'investiguer ici le poids de chacun des facteurs gouvernant l'anisotropie par une étude de sensibilité. Nous nous appuyons pour cela sur des simulations du modèle SCOPE. Un sous-produit de ce travail sera de documenter de façon exhaustive la gamme de valeurs que peut prendre l'anisotropie en conditions naturelles.

4.2. Approche suivie

Le modèle SCOPE est utilisé dans cette étude comme un laboratoire numérique. Des signatures directionnelles ont été simulées en faisant varier un grand nombre de variables et paramètres d'entrée du modèle. Ces entrées sont décrites ci-après.

4.2.1. *Les variables testées*

Nous avons supposé que les paramètres et variables gouvernant l'anisotropie peuvent être regroupés au sein de trois ensembles : forçage météorologique, structure de la végétation et état hydrique du sol et de la végétation.

4.2.1.1. Forçage météorologique

Dans la catégorie 'forçage météorologique', sont englobées trois variables :

- La position solaire (zénith et azimut), qui régit en particulier l'effet de hot spot.
- Le rayonnement global, R_g , (courtes longueurs d'ondes). Sa pénétration dans le couvert génère le transfert radiatif, et par suite le bilan d'énergie de chaque couche et ainsi le profil de température des éléments du couvert.

Le rayonnement global et la position solaire sont étroitement liés puisqu'ils varient ensemble au cours de l'année et selon la latitude. Il est donc difficile de décorréler leurs effets respectifs. Pour tester la sensibilité de ces deux variables, nous avons simulé l'anisotropie d'une canopée au cours de trois journées : proche de l'équinoxe de printemps (Jour 79) et aux alentours des solstices d'été (Jour 174), et d'hiver (Jour 354). Ces trois journées ont été sélectionnées afin de balayer l'ensemble des conditions de forçages météorologiques rencontrées au cours de l'année aux latitudes moyennes. En effet, les données météorologiques utilisées dans cette étude proviennent du site expérimental de Auradé (43°54'97'' N, 01°10'61'' E), situé près de Toulouse en France, qui fait partie du réseau d'observation CarboEurope (Dolman et al. 2006). Les simulations sont donc représentatives

d'une canopée située aux latitudes moyennes. Les dates exactes ont été choisies de telle sorte que les données météorologiques aient été mesurées au cours de journées non-nuageuses.

Dans cette étude, seuls les effets sur l'anisotropie à 13:00 UTC ont été évalués. Cette heure a été sélectionnée pour deux raisons :

- ✓ Elle correspond à l'heure de revisite pressentie pour les futures missions spatiales IRT telles que THIRSTY.
 - ✓ Elle correspond au maximum d'anisotropie au cours de la journée.
- La vitesse du vent conditionne le flux de chaleur sensible via la résistance aérodynamique, pour un niveau d'énergie disponible. En augmentant le coefficient de transfert turbulent, le vent tend à diminuer les écarts entre la température de l'air et la température de surface. Son effet a été testé en la faisant varier entre 1 et 10 m.s⁻¹.

4.2.1.2. Structure de canopée

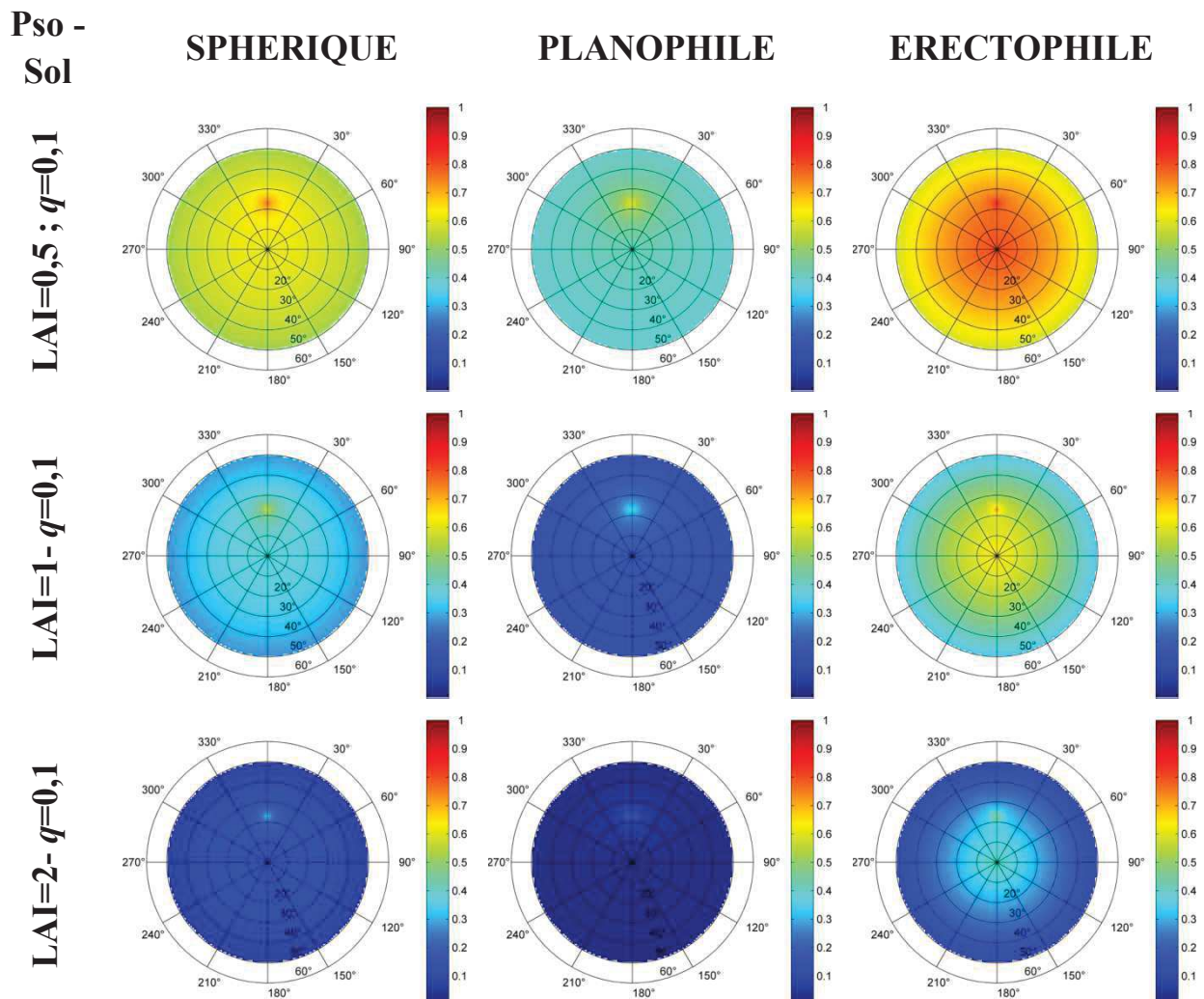


Figure 4.1 - Rosaces directionnelles des probabilités d'observer du sol ensoleillé en fonction du LAI (lignes) et de l'insertion zénithale foliaire (colonnes) calculées pour des LAI de 0,5 (1^{ère} ligne) ; 1 (2^{ème} ligne) et 2 (3^{ème} ligne) et pour des couverts sphérique (1^{ère} colonne), planophile (2^{ème} colonne) et érectophile (3^{ème} colonne).

La structure de la végétation, qui va notamment jouer un rôle sur les proportions d'éléments éclairés ou ombragés visibles par l'observateur, est décrite à travers trois paramètres :

- Le LAI, qui détermine les proportions de sol et de végétation visibles. Les valeurs basses de LAI correspondent à des couverts pour lesquels il est vraisemblable que la couverture du sol ne soit que partielle. Au contraire, des valeurs élevées de LAI correspondent selon toute vraisemblance à une canopée fermée, pour laquelle l'influence du sol sera moindre. Nous utilisons dans l'étude 6 valeurs de LAI : {0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 3 ; 5}.
- L'inclinaison foliaire, déterminée par la fonction de distribution angulaire foliaire (LADF) permet également de déterminer les proportions de végétation et de sol ensoleillés et observés. Nous avons fait des simulations avec des couverts sphériques puisque cette fonction de distribution foliaire est l'une des plus générales. Nous avons également simulé l'anisotropie de couverts planophiles et érectophiles, deux distributions foliaires extrêmes.

Le LAI et le LADF ont clairement un rôle couplé puisqu'ils contrôlent tous deux les probabilités d'éclairement et d'observation des couches de végétation et de sol. La figure 4.1 montre les variations directionnelles de la probabilité de voir la couche de sol ensoleillée (P_{so} – Eq 3.5), pour plusieurs valeurs de LAI (0.5 ; 1 et 2) et pour les trois types de structures de couverts simulés (sphérique, planophile et érectophile).

Pour un couvert sphérique, la probabilité d'observer du sol ensoleillé diminue rapidement avec le LAI. Pour un LAI de 2, cette probabilité est très faible même au niveau du hot spot (situé ici à $\theta=25^\circ$ et $\varphi=360^\circ$). Dans le cas d'une végétation planophile, le sol est plus rapidement couvert. A LAI=2, la contribution du sol ensoleillé est nulle. Pour un couvert érectophile, on constate que du sol ensoleillé est visible tout autour du nadir, ce qui est cohérent avec le fait que les feuilles ont majoritairement une inclinaison supérieure à 80° par rapport au sol. Cette caractéristique fait que les variations d'anisotropie de ce type de couvert dans le plan principal présentent deux maximums, au nadir et en position hot spot. Ceci est clairement illustré par la figure 4.2 qui représente les variations d'anisotropie dans le plan principal pour les trois types de structures testées dans cette étude. À LAI=2, le sol ensoleillé contribue encore largement au signal aux alentours du nadir et en position hot spot.

- Le paramètre de hot spot (q), calculé à partir du ratio entre la longueur des feuilles et la hauteur de la canopée, conditionne la distribution de température au voisinage du hot spot et l'intensité de ce dernier. La figure 4.2 permet de constater l'impact de ce paramètre sur les variations d'anisotropie dans le plan principal. Un faible paramètre de hot spot (Fig.4.2a) va tendre vers un pic de température singulier, alors qu'un paramètre de hot spot plus élevé (Fig.4.2b) 'étale' la distribution des températures. Dans le cadre de cette étude, q est prescrit à 0,01 ; 0,05 et 0,1.

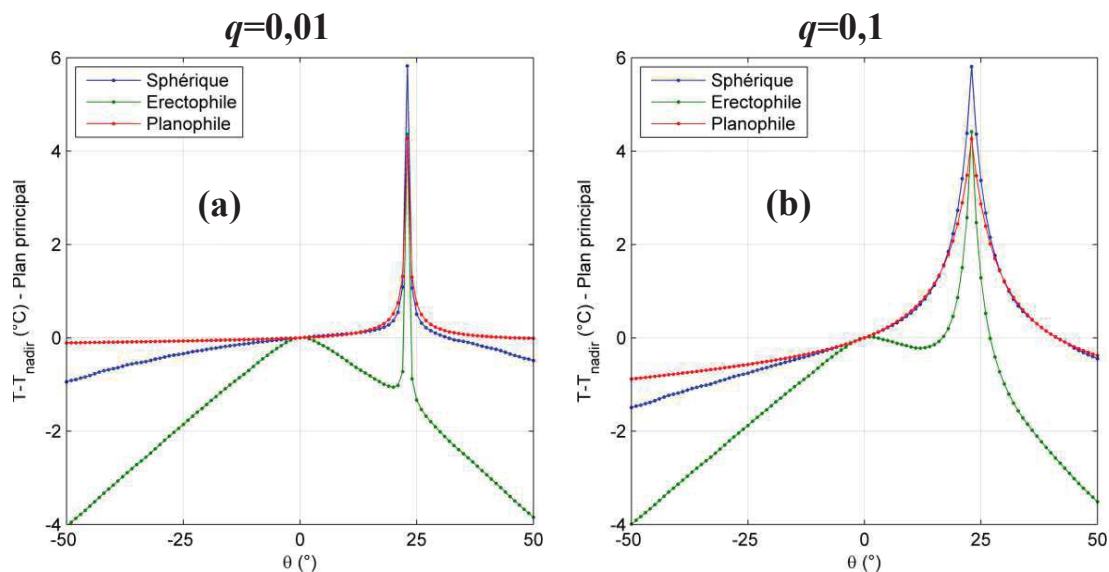


Figure 4.2 – Représentation de l’anisotropie dans le plan principal en fonction de l’angle zénithal d’observation. Les différentes signatures proviennent d’un couvert sphérique (bleu), érectophile (vert) et planophile (rouge), le paramètre de hot spot étant de 0,01 (a) et 0,1 (b).

4.2.1.3. Humidité du sol et stress de la végétation

- Pour la végétation, le stress hydrique se traduit par la fermeture des stomates de la plante et donc par une diminution de la conductance stomatique. Cette variable est simulée dans SCOPE via le modèle de Cowan 1977 qui fait appel à deux paramètres : le coût marginal d’assimilation λ (compromis entre la consommation de CO₂ et la perte en eau de la plante) et le maximum de carboxylation $V_{c_{mo}}$ (relié à l’activité photosynthétique de la plante). Stricto sensu, c’est λ qui devrait être utilisé afin de simuler un stress hydrique de la plante. Néanmoins, la littérature fournit plus d’informations sur $V_{c_{mo}}$ que sur λ , ce qui facilite la prescription de sa valeur. L’analyse de la littérature et les gammes de variations obtenues lors de l’exercice de calibration du modèle SCOPE dans le chapitre III, nous ont amenés à prescrire 2 valeurs : 25 et 125 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (Guillevic et al. 2012), correspondant respectivement à une plante stressée et une plante non-stressée.
- Comme nous l’avons signalé dans le chapitre III, dans SCOPE, l’humidité du sol joue un rôle sur son inertie thermique et sur sa résistance de surface au transfert d’eau. Comme il est difficile de trouver des relations entre ces variables et l’humidité du sol, nous avons alors décidé de fixer de façon arbitraire l’inertie thermique à 900 $\text{J.s}^{-1/2}.\text{K}^{-1}.\text{m}^{-2}$, et pour la résistance du sol, de prescrire 2 valeurs : 200 et 2000 s.m^{-1} , utilisées dans les tests de sensibilité et décrivant respectivement 2 états hydriques humide et sec (Wallace and Verhoef 2000).

L’analyse de sensibilité est réalisée en croisant les facteurs précités. Nous les récapitulons ci-dessous:

- 2 jeux de données de forçage météorologique (at 2 DoY),
- 4 valeurs de vitesse de vent,

- 6 valeurs de LAI,
- 3 distributions angulaires foliaires,
- 3 valeurs de paramètres de hot spot,
- 4 statuts hydriques.

Au total, 864 simulations ont été réalisées (la vitesse du vent a été fixée à 2 m.s^{-1} pour les simulations sur couverts planophiles et érectophiles). Pour chacune d'elles l'anisotropie a été simulée dans toutes les directions azimutales (de 1° à 360°) et pour des angles zénithaux allant jusqu'à 50° . Cette limite a été fixée afin de pouvoir simuler l'effet de hot spot dans une large gamme de saisons aux latitudes moyennes.

4.2.2. Indicateur d'anisotropie

La comparaison des effets d'anisotropie n'est pas aisée car ils se décrivent d'une part par l'amplitude de leurs variations et d'autre part par leurs signatures directionnelles. La comparaison visuelle des rosaces une à une ou par rapport à une rosace de référence permet dans un premier temps d'évaluer ces deux critères. Néanmoins le nombre de cas testés ici rend ce travail beaucoup trop fastidieux.

Nous avons donc proposé de réduire chacune des rosaces à un unique indice d'anisotropie, défini comme l'écart-type des variations d'anisotropie dans le plan principal, pour l'intervalle d'angles zénithaux d'observation $[-50^\circ ; +50^\circ]$. Nous nous sommes contraints aux variations dans un seul plan d'observation car l'utilisation de l'ensemble des directions d'observation ne permet pas de restituer la variabilité du fait de la redondance de certaines informations (entre deux plans proches par exemple) et masque l'effet de hot spot. De plus, le plan principal a été privilégié car il contient le plus de dynamique en raison de la présence du hot spot, et parce qu'il est sensible à l'ensemble des facteurs identifiés. Cet indicateur, que nous avons nommé DAI pour *Directional Anisotropy Index*, a été utilisé dans notre étude pour quantifier l'anisotropie des différents cas simulés.

L'amplitude des variations d'anisotropie dans les plans perpendiculaire et principal, nommé ADA pour *Amplitude of Directional Anisotropy*, a aussi été utilisée en tant qu'indicateur. Il nous a permis de documenter les gammes d'anisotropie rencontrées aux latitudes moyennes.

4.2.3. Sensibilité relative des facteurs gouvernant l'anisotropie

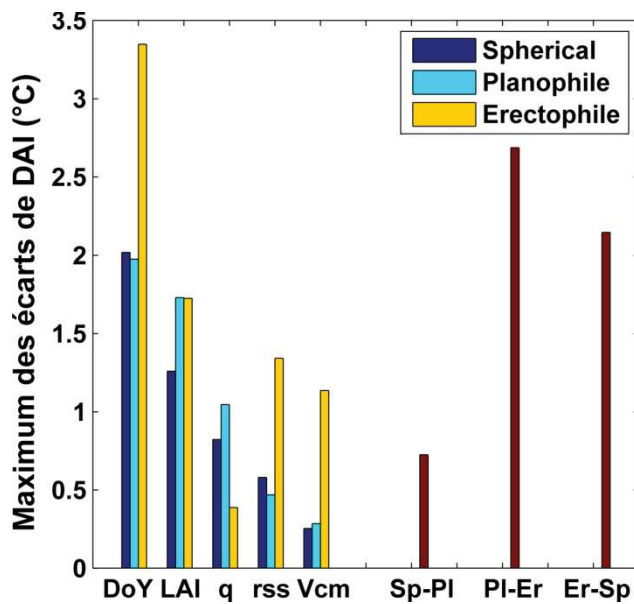


Figure 4.3 - Valeurs maximales des différences de DAI pour chaque variable testée. Les trois dernières barres montrent les différences de DAI maximales entre un couvert sphérique (Sp) et planophile (Pl), entre un couvert planophile et érectophile (Er) et enfin entre un couvert érectophile et sphérique.

La position solaire et le rayonnement global sont les premiers moteurs de l'anisotropie. Sous leur seul effet, le DAI peut varier dans une gamme de 0 à 2°C pour un couvert sphérique, et jusqu'à 3,3°C pour un couvert érectophile. L'anisotropie, simulée au cours des trois journées tests dans les mêmes conditions (structure de canopée, vitesse de vent et statut hydrique) sont identiques, présente de très fortes variations. A 13:00 UTC, au moment du maximum d'anisotropie, le DAI peut atteindre respectivement 1,9°C ; 1,2°C et 0,2°C pour le solstice d'été, l'équinoxe de printemps et le solstice d'hiver.

La structure de la canopée est source de fortes variations d'anisotropie. À conditions identiques, le LADF implique des différences de DAI atteignant jusqu'à 0,7°C entre un couvert planophile et un couvert sphérique, 2,1°C entre un couvert sphérique et un couvert érectophile, et jusqu'à 2,7°C entre des couverts planophiles et érectophiles. En plus d'un impact fort sur l'indice d'anisotropie la structure érectophile induit des différences sur la forme des signatures directionnelles. En effet, les variations d'anisotropie d'un couvert érectophile dans le plan principal présentent deux maximums : l'un au nadir et l'autre au hot spot. Les couverts sphériques et planophiles n'ont quant à eux qu'un seul maximum localisé au hot spot (Figure 4.2).

L'anisotropie varie en fonction du LAI, avec un maximum atteint pour des LAI compris entre 1 et 2 pour les canopées sphériques. Ce maximum a tendance à se décaler vers LAI=1 pour les canopées planophiles, et vers LAI=2 pour les canopées érectophiles. Ceci s'explique par le fait que, à LAI égal, la structure verticale laisse 'voir' davantage de sol. L'écart maximum de DAI expliqué par les variations de LAI est de 1,5°C pour des couverts planophiles et érectophiles, et de 1,3°C pour des couverts sphériques.

La sensibilité de l'anisotropie au paramètre de hot spot est nettement plus marquée pour les couverts sphériques et planophiles que pour les couverts érectophiles. Les différences de DAI dues à ce paramètre atteignent jusqu'à 1°C dans le cas de couverts planophiles contre 0,4°C pour des couverts érectophiles.

L'effet du sol, tous autres paramètres égaux, se traduit par des variations de DAI de 0,6°C au maximum pour des couverts sphériques et planophiles. L'humidité du sol affecte davantage les variations d'anisotropie sur des couverts érectophiles avec des écarts de DAI allant jusqu'à 1,3°C. Les résultats de cette étude indiquent également que l'anisotropie est plus sensible à l'état hydrique du sol que de la végétation. Et bien que, pour $LAI > 2$ l'effet végétation soit prédominant, les gammes de variations sont beaucoup plus restreintes (au maximum 0,3°C pour des couverts sphériques ou planophiles). L'effet du statut hydrique varie également selon le type de couverts, son importance étant plus marquée pour les couverts érectophiles où les différences de DAI atteignent jusqu'à 1,1°C.

Enfin, la vitesse du vent a un effet plus limité que les facteurs précédents, mais constant quel que soit le LAI, le paramètre de hot spot, le statut hydrique et le couplage entre position solaire et rayonnement global. L'écart d'anisotropie entre une canopée soumise à un vent de 1 m.s⁻¹ ou 10 m.s⁻¹ est de l'ordre de 0,4°C ($\pm 0,2^\circ\text{C}$ autour de l'anisotropie d'une canopée soumise à un vent de 2 m.s⁻¹).

La figure 4.3 résume les écarts maximums des DAI obtenus en fonction des divers paramètres testés. L'effet du vent n'ayant pas été testé pour les couverts planophiles et érectophiles, cette variable n'est pas intégrée à la figure.

4.2.4. Implication pour les mesures satellitaires dans le contexte de la mission spatiale THIRSTY

L'intérêt d'une telle étude est double. En plus de mieux cibler les variables et paramètres à prendre en compte pour le développement et la calibration de méthodes simplifiées de correction des effets directionnels, elle permet aussi d'évaluer l'amplitude des effets directionnels qui affectent les mesures satellitaires.

Les effets directionnels dans l'IRT sont en effet une source d'incertitudes lorsque des données satellitaires sont comparées entre-elles ou à des mesures de terrain (Pinheiro et al. 2004b; Rasmussen et al. 2011; Guillevic et al. 2013). Pour les satellites à orbite quasi-polaire héliosynchrone, le niveau d'anisotropie qui affecte les mesures est conditionné par la combinaison de plusieurs facteurs : la latitude, le plan de balayage, la date et l'heure de passage. Afin d'évaluer concrètement l'effet de ces facteurs, nous nous sommes appuyés sur le cas de la future mission THIRSTY qui a une orbite quasi-polaire héliosynchrone avec un passage à l'équateur à 13:00 UTC et dont la fauchée de $\pm 35^\circ$ est perpendiculaire à la trace.

4.2.4.1. Plan de balayage

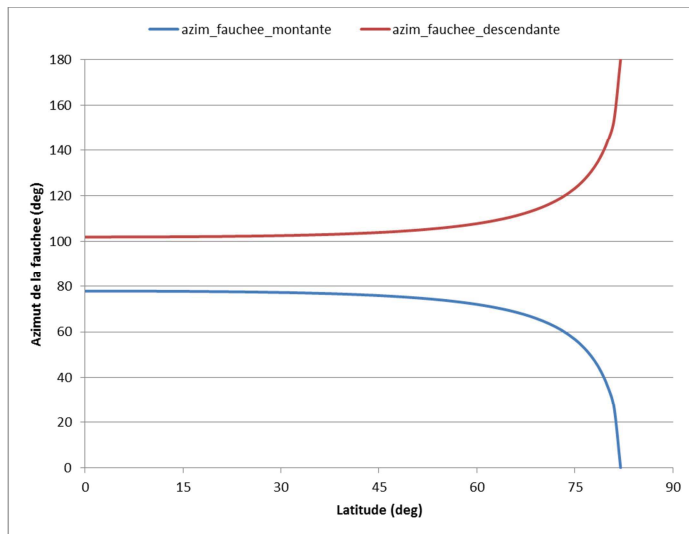


Figure 4.4 – Evolution du plan de balayage de THIRSTY en fonction de la latitude pour une orbite ascendante (trait bleu) et une orbite descendante (trait rouge).

L'orientation du plan de balayage par rapport à la position du hot spot conditionne la gamme de variations de l'anisotropie. Dans le cas de THIRSTY, ce plan est orienté quasiment sud-ouest à l'équateur et varie jusqu'à atteindre une orientation nord-sud lors du passage à proximité du Pôle. La figure 4.4 illustre l'évolution du plan de balayage de THIRSTY avec la latitude pour les orbites ascendantes et descendantes. La figure 4.5 permet de visualiser les plans de balayage de THIRSTY en orbite ascendante et en orbite descendante en même temps

que la position solaire (position anti-hot spot) à 13:00 UTC aux deux solstices et à l'équinoxe de printemps, à l'équateur (Figure 4.5a) et aux latitudes moyennes (Figure 4.5b). Ces mêmes figures réalisées pour les Tropiques Nord et les hautes latitudes (60°) sont incluses dans l'article rattaché au chapitre.

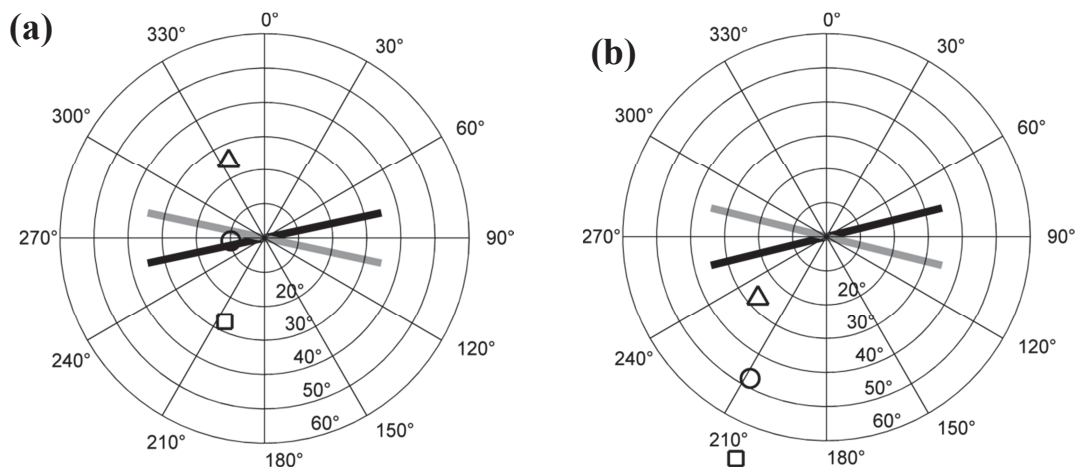


Figure 4.5 - Rosaces directionnelles illustrant l'azimut de la fauchée d'un satellite ayant une orbite héliosynchrone quasi-polaire avec un plan de balayage de $\pm 35^\circ$ perpendiculaire à la trace (caractéristiques orbitales de THIRSTY), en orbite montante (trait gris) et descendante (trait noir). Elles sont représentatives des conditions observées à 0°N (a) et 45°N (b) de latitude. La position solaire est celle du pixel situé au nadir du satellite à 13:00 UTC à l'équinoxe de printemps (cercles) et aux solstices d'été (triangles) et d'hiver (carrés).

A l'équateur et dans la zone intertropicale, le hot spot se trouve à proximité immédiate du plan de balayage à certaines dates (21 mars à l'équateur, 21 juin aux tropiques Nord). Le fait que le hot spot reste la plupart du temps circonscrit dans des valeurs de zéniths inférieures à 35° (sauf en hiver aux Tropiques Nord) est à même d'induire des effets directionnels très

importants. Néanmoins, à l'équateur, aux alentours du solstice d'été (resp. hiver), les mesures en orbite descendante (resp. montante) sont faites dans le plan solaire perpendiculaire et évitent ainsi l'effet de hot spot.

A 45° de latitude, le plan de balayage est peu différent de celui de l'équateur. En orbite montante, à l'équinoxe de printemps et au solstice d'hiver, il correspond approximativement au plan solaire perpendiculaire. De plus, pour ces deux dates l'angle zénithal solaire est supérieur à 35°. Les mesures ne peuvent donc pas être directement soumises à l'effet de hot spot. Aussi, pour des couverts végétaux homogènes, les effets d'anisotropie présentent une symétrie dans le plan perpendiculaire qui implique que les mesures effectuées de part et d'autre du nadir seront affectées de façon similaire.

En conditions estivales, des mesures en orbite montante permettraient d'éviter l'effet de hot spot. Dans le cas d'une orbite descendante, la variation de l'anisotropie avec l'angle zénithal devrait être plus forte du fait de la proximité du hot spot pour les mesures en bord de fauchée en visée sud.

Les résultats de notre étude de sensibilité ont montré que, aux latitudes moyennes et pour des couverts végétaux homogènes, l'amplitude des effets directionnels (ADA) peut atteindre jusqu'à 3,5°C dans le plan perpendiculaire et 11°C dans le plan principal. Ces chiffres confirment l'importance de la correction de ces effets.

Au niveau du cercle polaire, le hot spot reste très éloigné en zénith au printemps et automne, ce qui tend à limiter l'anisotropie. L'azimut du balayage par rapport au plan solaire induit néanmoins une dissymétrie d'anisotropie de chaque côté de la trace.

Ces résultats valent pour tous les satellites à orbite quasi-polaire dont la fauchée est perpendiculaire à la trace au sol. Néanmoins, il est nécessaire de rappeler que les mesures peuvent aussi se faire le long de la trace. C'était le cas par exemple de l'instrument AATSR (*Advanced Along-Track Scanning Radiometer*) à bord du satellite ENVISAT. La figure 4.6 est identique à la figure 4.5 mais correspond au cas où la fauchée de THIRSTY s'effectuerait le long de sa trace. A l'équateur, l'effet de hot spot affecterait les mesures faites en orbite montante entre le solstice d'hiver et le solstice d'été. Les mesures effectuées en orbite descendante seraient quant à elles soumises à un effet de hot spot entre le solstice d'été le solstice d'hiver. Aux latitudes moyennes, les mesures s'effectueraient à proximité du plan principal en orbite montante lors des équinoxes.

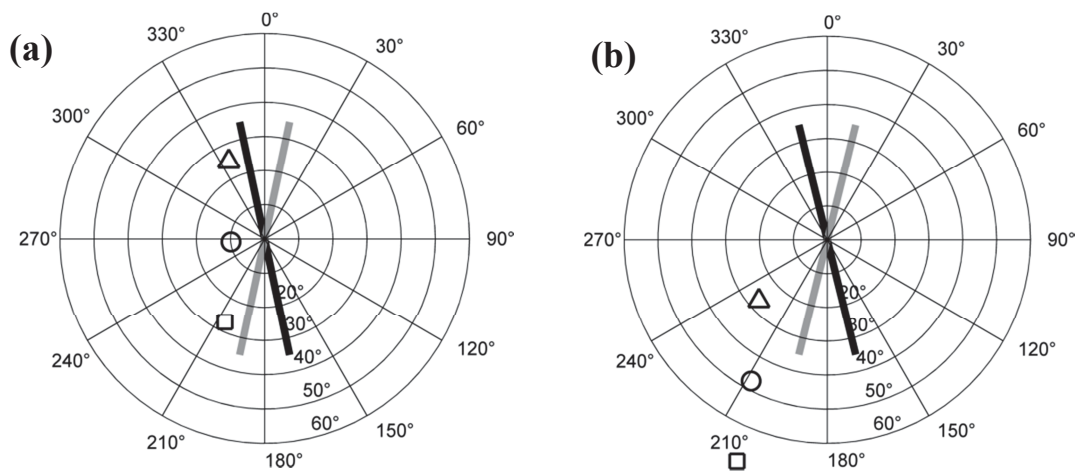


Figure 4.6 - *Idem à la figure 4.5 mais dans le cas d'un balayage le long de la trace.*

4.2.4.2. Rayonnement solaire

La latitude conditionne le niveau de rayonnement solaire disponible à la surface. D'après les résultats obtenus dans ce chapitre, l'amplitude de l'anisotropie tendrait à augmenter en zone intertropicale et, au contraire, à diminuer pour les hautes latitudes.

4.2.4.3. Effets de structure

Les effets de structure de la végétation s'ajoutent pour conditionner fortement l'anisotropie. Dès lors, on peut penser qu'une relation latitude/biome pourrait se superposer à tous ces effets.

4.3. Discussion et résultats supplémentaires

4.3.1. *Discussion*

L'indicateur sélectionné pour comparer l'anisotropie des différentes configurations testées a été calculé dans le plan principal afin de prendre en compte la présence du phénomène de hot spot. L'utilisation de ce plan implique néanmoins deux limitations :

- Les variations d'anisotropie dans le plan principal ne sont pas identiques entre les couverts érectophiles et les deux autres types de couverts : sphériques et planophiles. Or la perte d'information directionnelle due à l'utilisation de cet indicateur ne permet pas de rendre compte de cette signature particulière.
- Les variations d'anisotropie au voisinage immédiat du hot spot sont discutables car elles souffrent d'incertitudes liées à la définition et à la calibration du paramètre de hot spot. Au contraire de l'IRT, la documentation de ce paramètre est abondante dans le domaine optique. La table 4.1 fournit un ensemble de valeurs utilisées pour des couverts végétaux et la définition et les références justifiant la calibration de ce paramètre.

Les valeurs utilisées varient en moyenne entre 0,01 et 0,5. Cette limite haute est préconisée par Verhoef and Bach 2003a. Les études traitant de techniques d'inversions de type réseau de neurones laissent une gamme de variations plus large en autorisant des

valeurs allant de 0 à 1 (Weiss and Baret 1999; Bacour et al. 2002a; Baret et al. 2007). La moyenne de toutes les valeurs listées dans la table 4.1 est de 0,2 et la médiane est de 0,125. Les valeurs utilisées dans notre étude de sensibilité sont donc dans la moyenne basse des valeurs disponibles dans la littérature pour le domaine optique.

La variété des définitions confirme également que les auteurs ne s'accordent pas encore sur ce paramètre. La majorité d'entre-elles préconisent l'utilisation du ratio entre la dimension (largeur ou longueur) des feuilles et la hauteur de la végétation. Néanmoins, dans certains cas de figures, on trouve des relations entre q et le LAI, telles que $q \propto 1/LAI$.

Comme dans le chapitre précédent, on rappelle enfin que la description du compartiment sol du modèle est trop limitée pour réaliser des simulations avec de très faibles LAI, pour lesquelles le sol contribue très fortement au signal. En effet, la rugosité du sol génère des effets directionnels comme cela a pu être montré par Lagouarde et al. 1995. Nous reviendrons sur ce point dans la suite du manuscrit.

Table 4.1 - Revue bibliographique des valeurs du paramètre de hot spot			
Article	HS param	Vegetation	Definition and references
Jupp and Strahler 1991	0.01, 0.02, 0.07, 0.1, 0.33, 0.5	Described as a function of the parameter value	the width of the region around the hot spot point modified by the effect is related to the ratio D/H.
Kuusk 1995	0.06	Soybean	l_l/H =relative linear size of leaves
Andrieu et al. 1997	0.42	Sugar beet (Grignon)	dl is the ratio between leaf diameter and canopy height; Kuusk 1985/1991
Verhoef 1998	0:0.5 With $q \propto l/h$ or $q \propto 1/LAI$	Standard	A new dimensionless parameter obtained by this transformation is the ratio l/h , which is called the hot spot size parameter.
Weiss and Baret 1999	0.01:1 Mean = 0.5	Standard	Ratio between the average size of the leaves and canopy height. (p.3)
Cayrol and Kergoat 2000	0.01	Grass - Shrub	Ratio between leaf size and vegetation height. (p. 6)
Jacquemoud et al. 2000	0.25	Standard	ratio between the radius of a single leaf and the canopy height in SAIL, KUUSK, and NADI, but as the average radius of the sun flecks in IAPI. Gobron et al. (1997) showed that the latter definition could be related to the first one so that all four models

			now use the first definition of Sl to take into account the hot spot effect
Smith and Ballard 2001	0.03 0.06	Simulations	Leaf size / height of canopy
Bacour et al. 2002a	0.00001–1 Initial : 0.5	wheat (Triticum aestivum) Maize (Zea mays) sunflower (Helianthus annuus) Alfalfa (Medicago sativa)	-
Bacour et al. 2002b	0.25 0.01, 0.06, 0.21, 0.36, 0.51, 0.65, 0.80, 0.95, 1	Standard	In each model, sl is defined as the ratio between the average length of a single leaf and the canopy height.
Combal et al. 2002	Use 0.15 And 0.1 0.05 : 1	Sugar beet	Its value has been set to 0.15 according to [1] (Andrieu)
Moulin et al. 2002	0.1	Wheat	“Mean leaf angle and hot spot parameter were prescribed by F. Baret”
Weiss et al. 2002	0.01:1	Standard	-
Combal et al. 2003	0.1	Maize	-
Verhoef and Bach 2003b		Corn Barley Alfalfa Dry crops Brown leaves	q was slaved to total LAI by means of a simple inversely proportional relationship that is plausible for cereal crops.
Verhoef and Bach 2003a	0.5/ LAI allowed maximum of 0.5	Barley Alfalfa Dry crops Brown leaves	-
Baret et al. 2007	0.001 – 0.1	Standards	-
Verhoef and Bach 2007	f(LAI) 0.05	Maize Deciduous forests	sl is equal to the ratio of the correlation length of leaf projections in the horizontal plane and the canopy height.
Jacquemoud et al. 2009	0.25	-	function of the ratio of leaf size to canopy height
Timmermans et al.	0.05	Maize	-

2009		Wheat Sugar beet Barley (orge) Grass	
Van der Tol et al. 2009	-	-	ratio of leaf width to canopy height
Duveiller et al. 2011	0.1 – 0.5 Mean 0.3	Standard	-
Laurent et al. 2011	0.01	Norway spruce (Picea abies)	“a value of 0.01 for hot is common for forests”
Casas et al. 2014	0.5 0.01 0.05	Grasses Shrubs Forests	“The hot spot parameter was set in agreement with the literature: for grasses 0.5, for shrubs 0.01, and for forests 0.05 (Verhoef & Bach, 2007)”
Kuusk et al. 2014	0.5 0.5 0.25 0.25 0.4 0.4	Birch, red Birch, NIR Pine, red Pine, NIR Spruce, red Spruce, NIR	the hot-spot parameter (shoot length, m)
Duffour et al. 2015	0.04	Pinus Pinaster	Ratio of shoot length to height of canopy

4.3.2. Résultats supplémentaires

L’impact du spectre de réflectance du sol, et de l’inertie thermique a été discuté dans l’article décrivant cette étude. La réflectance du sol, en modifiant le bilan d’énergie, contribue à conditionner sa température et donc potentiellement l’anisotropie. L’inertie thermique, en étant impliqué dans la méthode de force-restore pour calculer la température du sol, peut, elle aussi, modifier les effets d’anisotropie.

Nous apportons ici des éléments de clarification quant à leur influence sur les effets directionnels.

4.3.2.1. Impact de la réflectance du sol sur l'anisotropie directionnelle

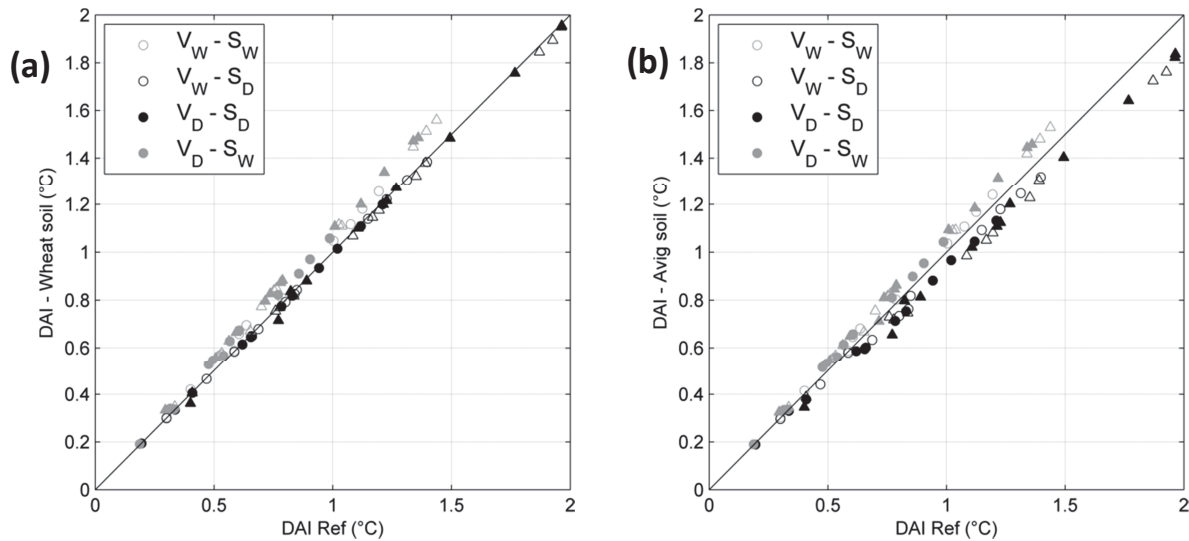


Figure 4.7 - DAI calculé en utilisant quatre spectres de réflectance de sols mesurés pour un sol agricole (a) et le sol du site expérimental de l'INRA d'Avignon (b) en conditions très sèches (symboles noirs) et très humides (symboles gris) en fonction du DAI calculé pour l'étude présentée. Les cercles correspondent aux DAI simulés au jour 79 et les triangles au jour 174. 'V' et 'S' signifient respectivement 'Végétation' et 'Sol'. Les indices 'w' et 'd' signifient quant à eux 'Wet' et 'Dry'. Ainsi la notation V_D-S_D correspond à un état hydrique pour lequel la végétation et le sol sont secs.

La réflectance du sol dépend de son humidité dans les domaines optique et thermique ; mais cette relation réflectance-humidité varie en fonction du type de sol considéré. Pour illustrer l'impact de l'adaptation de la réflectance du sol à son humidité, nous avons utilisé 4 spectres couvrant la gamme $[0,4 ; 15]$ μm mesurés en laboratoire (Lesaignoux 2010; Lesaignoux et al. 2013). Deux spectres correspondent à un sol agricole (appellation 30BleA dans Lesaignoux 2010) totalement sec et très humide (0% et 36%). Les deux autres sont des spectres de réflectance du sol du site expérimental de l'INRA d'Avignon, également mesurés dans des conditions extrêmes d'humidité (0% et 25%).

Les figures 4.7a et 4.7b représentent les DAI simulés en utilisant des réflectances adaptées à l'humidité du sol en fonction du DAI simulé dans l'étude décrite précédemment. On constate que l'effet de l'émissivité sur le DAI est faible ($< 0.1^\circ\text{C}$). Ce paramètre a donc une influence négligeable sur l'effet d'anisotropie directionnelle.

4.3.2.2. Impact de l'humidité du sol sur l'anisotropie directionnelle

Pour évaluer l'impact couplé de l'inertie thermique et de la résistance de surface du sol, nous avons réalisé le même plan d'expérience que dans l'étude décrite précédemment mais en utilisant cette fois la paramétrisation déterminée pour le sol d'Avignon (Olios 1992 et Van de Griend and O'Neill 1986), i.e. la même que celle utilisée dans l'article décrit dans Duffour et al. 2015 :

$$\Gamma = 3516 \times SM_{0-5} + 816 \quad (4.1)$$

$$r_{ss} = 1.439 \times 10^5 (SM_{sat} - SM_{0-5})^{3.14} \quad (4.2)$$

Deux valeurs d'humidité de sol (SM_{0-5}) sont utilisées : 10% et 30%. Sachant que la valeur de saturation est de 48% (SM_{sat}), on obtient :

$$\Gamma = \{1167 ; 1870\} \text{ J.s}^{-1/2} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \text{ et } r_{ss} = \{6895 ; 660\} \text{ s.m}^{-1}.$$

La figure 4.4 permet d'analyser les différences de DAI (Fig.4.8a et 4.8b), de flux de chaleur sensible (Fig.4.8c et 4.8d) et de flux de chaleur latente (Fig.4.8e et 4.8f) entre les deux paramétrisations ($SM=10\%$ et $SM=30\%$).

Les résultats obtenus à 10% et 30% d'humidité correspondent à ceux obtenus dans le cas de 'référence', i.e. en fixant la résistance de surface respectivement entre 2000 et 200 s.m^{-1} . Cela confirme qu'en l'absence d'informations sur l'inertie thermique, la prescription de r_{ss} à 200 et 2000 s.m^{-1} pour simuler les effets d'anisotropie est cohérente. Cette prescription, bien qu'elle n'ait pas d'effet notable sur l'anisotropie modifie toutefois les valeurs des températures brutes et le flux de chaleur latente. Elle doit donc être utilisée avec précaution.

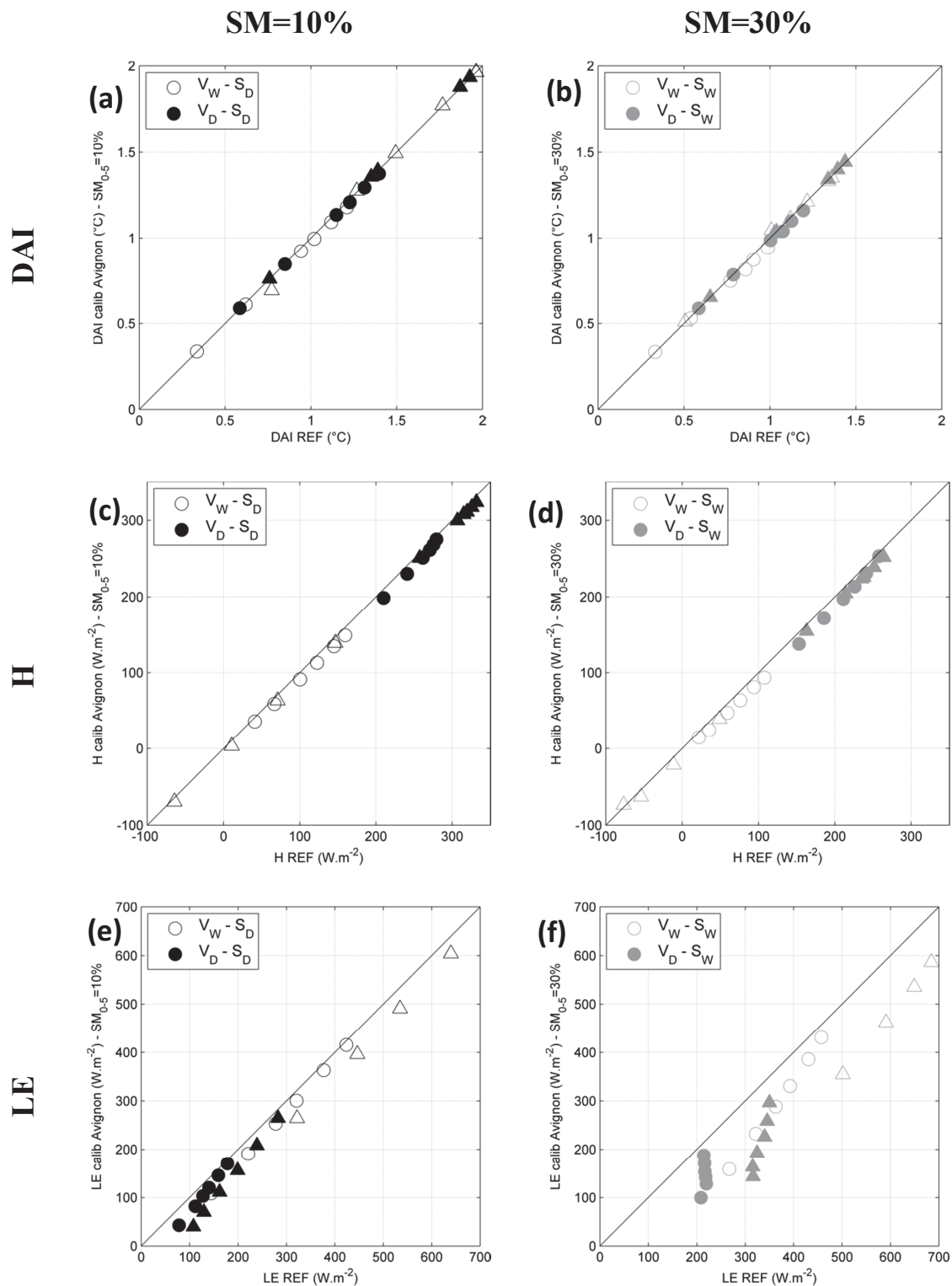


Figure 4.8 – Impact de la variation jointe de la résistance de surface du sol et de son inertie thermique en fonction de son humidité sur le DAI (a et b), le flux de chaleur sensible (c et d) et le flux de chaleur latente (e et f) en fonction des données simulées dans notre étude. Les résultats présentés dans la colonne de gauche sont obtenus avec une humidité de sol de 10%, contre 30% à droite.

- Dans ce chapitre nous avons mené une étude de sensibilité pour évaluer l'impact relatif des facteurs gouvernant l'anisotropie dans l'IRT. Un classement de ces facteurs par ordre croissant d'influence pourrait se résumer ainsi :

$Rg \setminus \theta_s > LADF > LAI > q > \text{humidité du sol} > \text{vitesse du vent, stress hydrique}$

- Le LADF, en plus d'avoir un effet sur l'amplitude de l'anisotropie, modifie les signatures directionnelles. Les couverts sphériques et planophiles ne présentent qu'un seul maximum situé en position hot spot, alors que les couverts érectophiles présentent deux maximums, l'un au nadir et l'autre en position hot spot.
- Les effets directionnels qui affectent les mesures satellitaires sont conditionnés par l'orbite, la latitude et la date.
- Aux latitudes moyennes, l'amplitude des effets d'anisotropie atteint jusqu'à 11°C dans le plan principal et 3,5°C dans le plan perpendiculaire

ARTICLE 2

Driving factors of the directional variability of thermal infrared signal in temperate regions.

Remote Sens. Environ., vol. 177, pp. 248–264, Feb. 2016
<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.024>



Driving factors of the directional variability of thermal infrared signal in temperate regions



C. Duffour^a, J.-P. Lagouarde^{a,*}, A. Oliso^{b,c}, J. Demarty^d, J.-L. Roujean^e

^a INRA, UMR 1391 ISPA, F-33140 Villenave d'Ornon, France

^b INRA, EMMAH, UMR 1114, F-84 914 Avignon, France

^c UAPV, EMMAH, UMR 1114, F-84 000 Avignon, France

^d UMR HydroSciences Montpellier – UMR5569 CNRS/IRD/UM1/UM2, F-34095 Montpellier, France

^e Météo France CNRM-GAME, F-31057 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 29 July 2015

Received in revised form 27 January 2016

Accepted 11 February 2016

Available online xxxx

Keywords:

Thermal infrared remote sensing

Land surface temperature

Directional anisotropy

SCOPE

ABSTRACT

Land surface temperature (LST) is a good indicator of the land surface state. The measurement of LST is however prone to directional anisotropy which may severely affect the interpretation of the measurements if it is not corrected.

This study aims at determining and describing the impact of various factors on anisotropy of continuous crops at mid-latitudes.

The SCOPE (Soil Canopy Observation, Photochemistry and Energy fluxes) model is used as a data generator of directional anisotropy since it enables exploring a very large range of meteorological, biochemical and geometrical conditions. An original indicator, the standard deviation of anisotropy in principal plane, is used in order to investigate the impact of the tested variables and parameters.

We found that anisotropy is, at first order, related to seasonal trends, in relation to the amount of incident radiation and the solar zenith angle. Then the geometrical structure of the canopy modifies the anisotropy (LAI, LADF, hot spot parameter) followed by the coupling between the water status of the soil and the stress of canopy. Wind speed which is known for having a significant impact on temperature level has a very limited influence on anisotropy.

An analysis of the amplitude of anisotropy in the principal and perpendicular planes (from -50° to 50° zenith) showed that anisotropy can reach up to 11°C and $\sim 3.5^\circ\text{C}$ respectively.

The impact of satellite orbit on anisotropy is also discussed and it is found that, given the latitudes and the season, the anisotropy can severely affect measurements. This is particularly true when the satellite measurements are acquired in a configuration close to the solar principal plane, which often occur at low latitude.

These results are of great help in the context of developing simple methods which could then be integrated into satellite data processing algorithms.

© 2016 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

The surface temperature (T_s) measured from space is a key variable to estimate the surface energy fluxes at the landscape scale. The accuracy of the retrieved fluxes is tightly related to the accuracy of T_s measurements. For instance Norman, Divakarla, & Goel, 1995 report that an error of 1°C in T_s can lead to errors up to $\sim 100\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ in the retrieval of the sensible heat flux. Much work has been done on the correction of satellite Thermal Infrared (TIR) measurements from atmospheric effects and several algorithms have been proposed (single channel - Price, 1983, multi-channel (split window) - Becker & Li, 1990; Prata, 1993; Wan & Dozier, 1996, multi-angle methods - Sobrino, Li, Stoll, & Becker,

1996; Sobrino & Soria, 2004). Attention has also been paid to the 'temperature emissivity separation' problem (Gillespie et al., 1998; Schmugge, French, Ritchie, Rango, & Pelgrum, 2002; Hulley & Hook, 2011; Jiménez-Muñoz, Sobrino, Mattar, Hulley, & Gottsche, 2014). However, a better understanding of directional effects of TIR measurements is still needed. This is obvious for instruments currently operating aboard polar orbiting missions such as MODIS on TERRA and AQUA satellites or VIIRS on SUOMI NPP, for which the across-track scan angle reaches up to $\pm 55^\circ$. This also remains true for missions under preparation which target high spatial resolution, with scan angles of about $\pm 35^\circ$ for THIRSTY (Thermal InfraRed Spatial sYstem, Crebassol, Lagouarde, & Hook, 2014) or $\pm 25.5^\circ$ for HypSPiRI (<http://hypspiri.jpl.nasa.gov/>) and ECOSTRESS (ECOSystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station – <http://science.nasa.gov/missions/ecostress/>) and for agile off-nadir pointing satellites such as MISTIGRI (Lagouarde et al.,

* Corresponding author.

E-mail address: jean-pierre.lagouarde@bordeaux.inra.fr (J.-P. Lagouarde).

2013). In addition, no simple data processing algorithm to correct measurements for directional effects is available today.

The surface temperature directional anisotropy (simply referred to as DA in what follows), here defined as the difference between off-nadir and nadir surface temperature measurements, can reach several degrees as reported in the literature (Paw U, Ustin, & Zhang, 1989; Lagouarde, Kerr, & Brunet, 1995; Voogt & Oke, 1998), with important hot spot effects.

Many factors have a key impact on the anisotropy. In a first step, it is important to keep in mind that a directional measurement of surface temperature results from the integration of the temperatures of the facets seen by the sensor within the canopy and at the soil surface. As a consequence it highly depends on the temperature profile within the canopies, and on the geometrical structure of canopies which governs both the radiative and energy transfers inside the vegetation and the radiative energy reaching the soil surface. The meteorological forcing and vegetation water status also act together through the energy transfer. Solar radiation being a major determinant of radiative transfer, the directional anisotropy obviously depends on the date and time of the measurements. Through all these processes, the properties of soil and vegetation (i.e. reflectances, resistance to water transfer) also contribute to anisotropy.

A literature survey reveals that either the experimental or the modelling studies performed up to now were generally focusing on the relationship between directional Ts and only a limited number of factors. Despite the study of Huang, Liu, Qin, Du, & Li, 2011, no synthetic results on the combined effects on anisotropy of all other factors above-mentioned can be found. Indeed much experimental research has been performed since the 60s (Fuchs, Kanemasu, Kerr, & Tanner, 1967) at the field scale, often motivated by the goal of determining the water stress of crops. For instance Jackson, Reginato, & Idso, 1977 discussed the ability of oblique measurements performed with handheld TIR radiometers to discriminate the contributions of soil and vegetation to evapotranspiration. A particular attention has been paid to the case of row crops which shows very important anisotropy effects, up to 10 K, for instance over cotton (Kimes & Kirchner, 1983) or orange groves (Caselles, Sobrino, & Coll, 1992).

Several modeling approaches to simulate the directional Ts have been proposed. For instance, Olioso, 1992 developed a combined radiative transfer–energy balance model that simulates directional temperatures from calculated leaf and soil temperatures. The radiative transfer formulation was adapted from the SAIL radiative transfer model developed by Verhoef, 1984 for the simulation of spectral reflectances (Olioso, 1995; Olioso et al., 1999). Differences in directional temperatures (nadir vs. 45°) up to 3 °C were computed for a grass canopy depending on LAI (Leaf Area Index) and LADF (Leaf Angle Distribution Function). This model was latter used for inverting evapotranspiration from directional TIR signals (Olioso et al., 1999). Francois, Ottle, & Prevot, 1997 tried to retrieve leaf and soil temperatures from two directional measurements, using a parametric model developed from the results of a multilayer canopy radiative transfer model (Prévot, 1985). The parameters and variables tested in this study were the leaf area index (LAI), zenith angle of observation (0° and 55°) and emissivities of soil and vegetation. The latter were found to play a negligible role in resulting directional radiances, contrary to zenith angle observation and LAI. Nevertheless this study did not integrate the impact of other critical parameters and variables such as soil moisture, vegetation water stress, angular inclination and distribution of leaves. Both studies Olioso (1992) and Francois et al. (1997) did not represent the distribution of sunlit and shaded leaf temperatures within the canopy which was a major driver of temperature anisotropy. The hot spot was not simulated either. Improvements were brought using 3D canopy models that were able to represent better the distribution of temperatures inside of the canopy and at the soil surface (Smith, Pedelty, Ballard, & Schmutge, 1997; Guillevic, Gastellu-Etchegorry, Demarty, & Prévot, 2003; Luquet et al., 2004; Lagouarde et al., 2010). Luquet et al., 2003 evaluated the interest of directional surface temperatures to

characterize the water status of a cotton crop. Huang, Liu, & Qin, 2010 coupled the 3D Thermal Radiosity Graphics Model (TRGM) and an extended energy balance model CUPID to simulate the seasonal and daily variation of directional brightness temperature of wheat canopies. This study focused on the impact of LAI, row widths and orientation, leaf size, and azimuth viewing angle on the hot spot shape and confirmed previous results (Jackson, Reginato, Pinter, & Idso, 1979; Kimes, 1983; Sobrino & Caselles, 1990; Caselles et al., 1992; Yu et al., 2004). By coupling again TRGM and CUPID, Huang et al., 2011 proposed a fast sensitivity analysis of the factors affecting thermal emission directionality of crop canopies aiming at better understanding the temporal variations of temperature of the heterogeneous crop canopies. The authors found that global radiation, LAI and soil moisture are the main factors affecting the directional effects in the TIR while the impact of the wind speed is less critical. In this same study two indicators adapted to MODIS and ATSR instruments were used: the average and the standard deviation of the anisotropy for a unique zenith viewing angle 55° and merging all azimuth viewing directions.

A correct assessment of TIR DA and of the factors to which it displays more sensitivity is required for several purposes, for instance evaluating the quality of experimental data, or providing guidelines for the design of future spatial missions (such as the trade-offs orbit/coverage/scan angle, etc...). Constructing simplified correction algorithms to be integrated in the ground segment dedicated to the processing of data from space also requires knowledge about the relative weight of the different factors affecting DA. To address this, the goal of our paper is threefold:

1. Evaluate the respective impacts, and interactions, of the ensemble of factors governing the directional anisotropy in the thermal infrared domain over continuous vegetation canopies.
2. Document the orders of magnitude of anisotropy that might occur,
3. Provide an analysis of the influence of anisotropy on satellite measurements (in the specifications of the THIRSTY mission).

We based our analysis on a simulation approach using a deterministic model as a data generator. Such a method allows -provided the model is robust enough- to test a very large range of cases which can practically be met, and to easily discriminate the prevailing key factors which govern DA. An experimental approach obviously cannot be an alternative here because of the number of cases to be investigated and of the cost of measurements possibly requiring airborne campaigns if one wants to describe DA in all zenith and azimuth viewing configurations (Lagouarde, Ballans, Moreau, Guyon, & Coraboeuf, 2000). Moreover literature already provides a number of experimental data, which suffice to check the consistency of the simulation exercises, before generalization by an extensive simulation work.

This was done using the deterministic model SCOPE (Soil Canopy Observation, Photochemistry and Energy fluxes - Van der Tol, Verhoef, Timmermans, Verhoef, & Su, 2009), owing to its ability to simulate TIR anisotropy as demonstrated by Duffour, Olioso, Demarty, Van der Tol, & Lagouarde, 2015. The model was used to generate large data sets from inputs varying in realistic ranges of values. The SCOPE model will be briefly described. Based on a synthetic statistical criterion which will be justified, the sensitivity of each of the input factors will be analyzed and their relative weight on anisotropy discussed.

2. Material & methods

2.1. Approach

We generated TIR anisotropy data by using the SCOPE model, a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model that solved the energy balance of leaf layers in the vegetation and at the soil surface providing a detailed distribution of leaf surface temperatures as a function of canopy depth, leaf inclination and incident radiation at the leaf surface. The SCOPE model is described in the next section. The range

of variation of the input data is then presented. For simplicity these are sorted in three classes. The so-called ‘forcing variables’ data gather the meteorological data and the illumination geometry (Sun zenith and azimuth angles). The ‘canopy structure’ parameters gather the physical and optical properties of the vegetation and of the soil (roughness length, leaf area index LAI, leaf angles, height, spectral reflectances, etc...). The parameters characterizing the resistance to water transfer of soil and vegetation are grouped within a third ‘water status’ category. We then propose a synthetic statistical descriptor to rank the sensitivity of the directional anisotropy to each of the input data. Finally a summary analysis of the whole anisotropy simulated dataset is made to specify the variability of directional effects and their maximum values likely to be met when performing TIR measurements.

2.2. SCOPE (Soil Canopy, Photochemistry and Energy Fluxes) model

SCOPE (Van der Tol et al., 2009) is a 1 Dimensional multi-layer SVAT model simulating the radiative and energy transfers of continuous canopies. The term ‘continuous’ here means that uncomplete canopies – such as sparse canopies – and canopies displaying important directional anisotropy of their structure – such as row crops – are not considered in this paper. The crown shape/size/spacing characteristics of canopies displaying a marked surface topography (such as forests for instance) are not explicitly taken into account in SCOPE, but simulations can nevertheless be done for such canopies provided the canopy is dense enough. SCOPE is only briefly presented here, and the reader is referred to Van der Tol's paper for more details.

The canopy is described through the prescription of 60 horizontal layers for vegetation, and 1 layer for soil. Classical parameters are used to account for the canopy structure in vegetation layers, such as LAI, leaf angles distribution or gap fractions probabilities. Leaves are equally distributed in 36 azimuthal directions. A LADF (leaf angle distribution function) allows characterizing the orientation of leaf zenithal angles on the stem, with a distribution in 13 angle classes. The LADF allows simulating different types of vegetation structure, such as planophile, spherical or erectophile canopies.

The unified 4SAIL model (Verhoef, Jia, Xiao, & Su, 2007) is used to simulate the radiative transfer. It computes net radiation and radiances within the [0.4–50] μm spectral range. In the optical range ([0.4–2.5] μm) the PROSPECT model (Jacquemoud & Baret, 1990) is also used to derive reflectance and transmittance spectra for vegetation. For wavelengths greater than 2.5 μm , leaves emissivity is set equal to 0.97 and transmittance is assumed to be 0. Similarly for the soil, a reflectance spectrum is taken from the ASTER spectral library up to 14 μm . For wavelengths greater than 14 μm , the soil emissivity is prescribed to 0.95.

An energy budget is solved separately for sunlit and shaded parts of each layer; an iterative process with a convergence criterion on the residual of the energy budget allows computing the corresponding surface temperatures. Leaves temperatures are updated from the energy balance of their respective layers while soil temperatures are updated from a force-restore approach. More details can be found in the original Van der Tol's paper.

The computation of energy fluxes (sensible heat, latent heat, soil heat) and CO₂ fluxes is based on biochemical and aerodynamic processes. Biochemical processes involve the Cowan's model (Cowan, 1977) to compute stomatal conductance and the Farquhar, von Caemmerer, & Berry, 1980 leaf photosynthesis model which uses the carboxylation capacity (V_{cmo}) as input, a parameter controlling the photosynthetic capacity. Aerodynamic resistances are computed from the Wallace & Verhoef, 2000 approach and the soil surface resistance (r_{ss}) can be prescribed or slaved to soil moisture.

Additionally to fluxes, SCOPE enables computing directional reflectances in the solar domain and directional brightness temperatures in the thermal domain (between 8 μm and 14 μm). The directionality results both from the combination of the probability of viewing - or

not - a leaf or a soil element, and of the probability of being sunlit/shaded for soil or leaves. These probabilities are computed for each vegetation layer, which enables estimating the radiances emitted by shaded and sunlit leaves and soil seen by the observer in a given direction above the canopy. By summing these radiances (for more details see Eq. 28–35 in Van der Tol et al., 2009) we obtain the directional radiance at top of canopy (TOC), $L(\theta, \phi)$, which is transformed into a directional brightness temperature $T_b(\theta, \phi)$ according to the Stefan–Boltzmann equation:

$$\pi L(\theta, \phi) = \sigma T_b^4(\theta, \phi) \quad (1)$$

where σ is the Stefan Boltzmann constant ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$).

The ability of SCOPE to simulate both energy fluxes, TIR directional brightness temperatures and DA at TOC was evaluated by Duffour et al., 2015 by comparing simulations against experimental data obtained over a winter wheat crop and over a maritime pine stand. We point out that, in first approximation, possible directionality effects of emissivity of leaves or soil (McAtee, Prata, & Lynch, 2003; García-Santos, Valor, Caselles, Ángeles Burgos, & Coll, 2012) have not been taken into account in the model, although they could impact the resultant simulated brightness temperature. Moreover for soil microtopography effects discussed below can also contribute to DA surface temperature.

2.3. Input data

All required parameters (i.e. no time dependency) and/or variables (i.e. time dependent) that have been used in this study are listed in Table 1. In this section we recall their definition and we provide for each of them the range of variation considered in the simulation exercise.

2.3.1. Forcing variables

As the aim of this work is to illustrate the range of variation of anisotropy potentially observable throughout the year, we carried out simulations for three clear days at different seasons. For each day shortwave and longwave radiations as well as air temperature and humidity were taken from measurements at 2.8 m height at the Auradé meteorological station – located near the city of Toulouse, France – with a CNR1 (Kipp&Zonen, Delft, NL) and a Vaisala probe (HMP35A, Vaisala, Helsinki, Finland) respectively (Béziat, Ceschia, & Dedieu, 2009). These variables were integrated over 30 min time step. Fig. 1 illustrates the time course of the global (shortwave) radiation and the air temperature for the 2 selected dates close to spring equinox (DoY 79) and summer solstice (DoY 174). The case of winter solstice (DoY 354) also presented in Fig. 1 will be briefly discussed in Section 3.1.1. To test the impact of wind speed on anisotropy, uniform values of 1, 2, 5 and 10 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ throughout the day were successively prescribed.

Zenith viewing angle θ_v for simulations ranges from nadir up to 50° off nadir by step of 1°. The $\pm 50^\circ$ range was taken to match with MODIS or VIIRS characteristics. Moreover performing simulations up to 50° allows simulating the hot spot over a large range of time of day and seasons at mid-latitude, according to Sun. elevation.

2.3.2. Canopy structure

Herein the term of structure for the canopy includes LAI, LADF, leaf width and canopy height. All of these parameters are expected to have significant impact on the measured anisotropy of the canopy as they modify the proportion of sunlit/shaded-soil/vegetation.

Six values of LAI, varying between 0.5 to 5 are used: {0.5; 1; 1.5; 2; 3; 5}. This choice allows covering a large range of fraction of vegetation cover, from partial cover (LAI ~0.5) up to full cover (LAI ~5). Although simulations are made with LAI = 0.25 in Van der Tol et al., 2009, we limited LAI to 0.5 as the lowest limit, because we are less confident in the simulations with LAI close to 0. Indeed we consider that the soil parameterization within the model is not detailed enough to run simulations for which soil is the main contributor; for instance possible anisotropy

Table 1
Summary of the inputs used in the study.

Model inputs	Range	References
<i>Leaf properties</i>		
Chlorophyll ($\mu\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$)	$C_{ab} = 35$	Jacquemoud et al. (2000)
Dry material ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$)	$C_{dm} = 0.01$	
Water (cm^{-1})	$C_w = 0.015$	
Thickness parameter	$N = 1.5$	
Thermal ($\lambda > 3 \mu\text{m}$) emissivity	$\epsilon_i = 0.97$	–
<i>Soil properties</i>		
Brown sandy loam soil spectrum	7.0% clay; 43.2% silt; 49.8% sand	ASTER spectral library
Thermal ($\lambda > 14 \mu\text{m}$) emissivity	$\epsilon_s = 0.95$	–
<i>'Water' availability stress</i>		
Carboxylation capacity ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)	$V_{cmo} = \{25; 125\}$	Medlyn et al. (2002) Guillevic et al. (2012)
Soil surface resistance ($\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$)	$r_{ss} = \{200; 2000\}$	Van de Griend and Owe (1994)
<i>Structure and aerodynamic variables</i>		
Leaf area index ($\text{m}^2\cdot\text{m}^{-2}$)	LAI = {0.5; 1; 1.5; 2; 2.5; 3; 5}	–
Leaf Angle Distribution Function (LADF)	Spherical: $a = -0.35$; $b = -0.15$ Planophile: $a = 1$; $b = 0$ Erectophile: $a = -1$; $b = 0$	Verhoef, 1998
Leaves width (m)	$lw = \{0.01; 0.05; 0.1\}$	See Section 3.2.3
Height of canopy (m)	$h_c = 1$	–
Height of measurements (m)	$h_m = 2.8$	Béziat et al. (2009)
<i>Season</i>		
Viewing conditions		
Day of year	DoY = {79 (03/20); 174 (06/23); 354 (12/20)}	–
Latitude (°)	Lat = 45	
Longitude (°)	Lon = 0	
Solar zenith angle (°)	$\theta_s = \{46; 23; 69\}$ at 13:00 UTC	
Observer zenith angle (°)	$\theta_v = [0; 50]$	
Observer azimuth angle (°)	$\phi_v = [0; 180]$ (symmetry – see Section 2.3.2)	
<i>Meteorological forcing</i>		
Global radiation and temperature	See Fig. 1	Béziat et al. (2009)
Wind speed ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	$u = \{1; 2; 5; 10\}$	–

effects related to the soil surface topography (such in the case of harrowed or ploughed soils, see Lagouarde et al., 1995) are not modelled in SCOPE.

We simulate TIR directional anisotropy assuming 3 types of LADF: the typical spherical distribution together with two extreme distributions, planophile and erectophile. These distributions depict realistic scenarios for most of crops. As an example, potato and cucumber are planophile, while rice is erectophile (Sinoquet & Andrieu, 1993). The spherical representation is very standard and it is widely used in modelling exercises (Jacquemoud, Bacour, Poilvé, & Frangi, 2000; Sobrino, Jimenez-Munoz, & Verhoef, 2005; Guillevic et al., 2013). It must be noted that the LADF has an impact only on the leaf zenithal angle distribution since the azimuthal distribution is assumed to be uniform and equally distributed in SCOPE. This makes the solar principal plane a symmetry axis for directional anisotropy.

TIR directional measurements of vegetation generally display a maximum at hot spot position, i.e. when the direct Sun. beam direction (opposite to the Sun. position seen from ground) and the viewing direction coincide, a situation in which all the vegetation and soil facets seen are sunlit and generally the warmest ones within the canopy. Modelling anisotropy around hot spot is strongly dependent on the so-called hot spot parameter (q) defined as the ratio of leaves width to canopy height. For our study we use three common values: 0.01, 0.05 and 0.1, according to several studies (Jupp & Strahler, 1991; Smith & Ballard, 2001; Laurent, Verhoef, Clevers, & Schaepman, 2011; Casas, Riaño, Ustin, Dennison, & Salas, 2014; Kuusk, Kuusk, & Lang, 2014; Duffour et al., 2015; Verrelst et al., 2015).

2.3.3. Water status

The stomatal closure in reaction to a water stress induces a decrease of actual evaporation with a consequent increase of sensible heat flux

and surface temperature through the energy budget, resulting in a signature on TIR directional anisotropy.

As explained in Section 2.2, the stomatal conductance which is governed by biochemical processes is computed in SCOPE by the Cowan's model. It involves two parameters, (i) the marginal water cost of carbon assimilation and (ii) the carboxylation capacity (V_{cmo}) through the Farquhar's leaf photosynthesis model. The first one describes the compromise between the loss of water by transpiration and uptake of CO_2 through stomatal cavities while the second is related to the photosynthetic capacity of the plant. Duffour et al., 2015 showed that both have a critical impact on fluxes and TIR directional anisotropy. Strictly speaking the marginal water cost of carbon assimilation would be the parameter most related to water stress. However, due to the limited knowledge about this parameter, we preferred to tune V_{cmo} even if it is not directly linked to water deficit. Two values are used, $25 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and $125 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ (Guillevic et al., 2012) which correspond to low and high stomatal conductance respectively, i.e. stressed and unstressed vegetation conditions (referred to as 'dry' vegetation and 'wet' vegetation respectively in what follows). The marginal cost of assimilation is set at $2000 \text{ mol}\cdot\text{mol}^{-1}$.

In version 1.32 of SCOPE the soil moisture is used to control the surface resistance r_{ss} . By using relationships such as those proposed in Olioso, 1992 or Van de Griend & Owe, 1994 we could link r_{ss} to soil moisture. However these empirical relationships are too much dependent on the type of soil for which they were developed and they might be not adapted for all cases. To avoid such uncertainties we directly set r_{ss} at 200 and $2000 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ to introduce 'wet' and 'dry' soil conditions respectively (Van de Griend & Owe, 1994; Wallace & Verhoef, 2000). Through the combination of the 2 prescribed values of r_{ss} and V_{cmo} , four configurations of water availability are tested in the simulation exercise, contrasting themselves between dryness or wetness in the vegetation

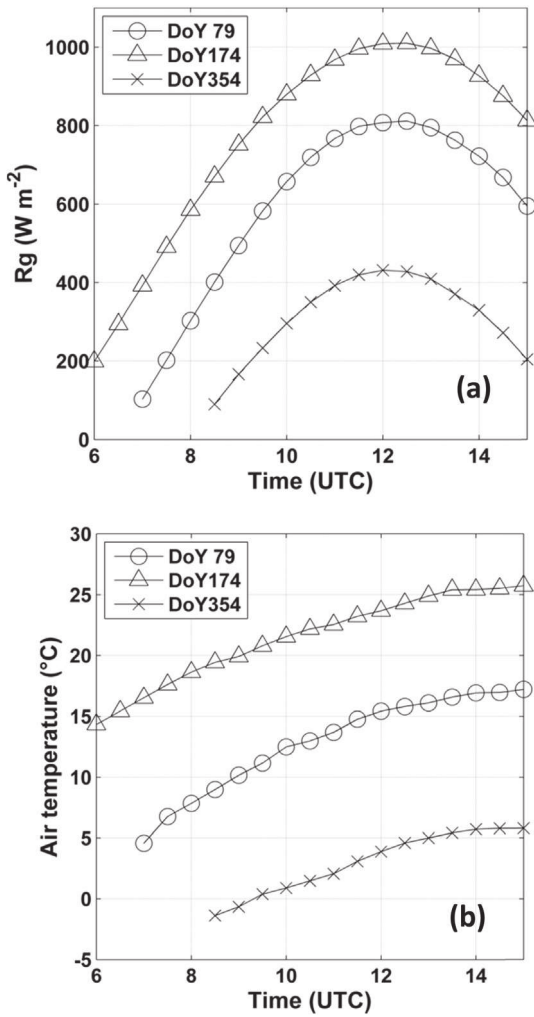


Fig. 1. Meteorological variables: shortwave radiation (a) and air temperature (b) used as inputs for the three DoY of interest (DoY 79, circles, DoY 174, triangles, DoY 354, crosses).

layers with dryness or wetness of the soil layer. The water stress parameters impact the TIR anisotropy through the temperature profiles of leaves. As can be seen in Fig. 2, the profiles are governed by both (i) the water status of vegetation and soil and (ii) the LAI. For low LAI values (LAI = 1.5, Fig. 2a) the penetration of radiation within the

canopy explains the relatively high dry sunlit leaf temperatures and the difference with the shaded ones. Fig. 2b shows that the contrasts in temperature all along the profiles are very much reduced in the case of a dense canopy. The sunlit soil temperature (not plotted in the figure) reaches very high temperatures, between 15 and 20 °C higher than lower layers of canopy. It remains slightly lower (by about 2–3 °C) than canopy for shaded soil. This is consistent with the results shown in the paper of Van der Tol. Nevertheless the realism of sunlit soil temperatures seems questionable in SCOPE and its parametrization should be re-examined. In terms of fluxes, in average, the contrast between well-watered and dry conditions simulated corresponds to ratio $\frac{H}{A}$, H being the sensible heat flux and A the available energy at surface (i.e. $R_n - G$, with R_n the net radiation and G the soil heat flux), varying between 13% and 67%.

Finally a unique set of spectral reflectance of leaves and soil is prescribed in our study, neglecting their potential dependency to the humidity.

To summarize, the overall sensitivity study is based on about 500 simulations including:

- 3 DoYs were simulated (including DoY 354),
- 4 values of wind speed,
- 6 values of LAI,
- 3 leaves angular distributions,
- 3 hot spot parameters,
- 4 water status levels.

2.4. Defining a Directional Anisotropy Index (DAI)

For a given sun position (i.e. solar zenith and azimuth angles according to time of day and date) the representation of the TIR directional anisotropy is classically made using polar plots (Fig. 3). The radii indicate the azimuth viewing angle (φ_v), i.e. the direction viewed while concentric circles correspond to zenith viewing angles (θ_v). The values of anisotropy for each viewing direction (θ_v, φ_v) are color-coded according to a colorbar associated to the representation. In such plots the hot spot is well depicted, and the whole information about anisotropy is provided. Nevertheless all the information is not mandatory for evaluating the sensitivity of anisotropy to a large set of parameters (more than 10 in our case): indeed (i) there is a certain redundancy of information within each polar plot (between planes in a certain range of vicinity for instance), and (ii), on a practical point of view, handling large anisotropy datasets appears uneasy and too ‘plot expensive’. We therefore propose to reduce each polar plot to a unique synthetic directional anisotropy

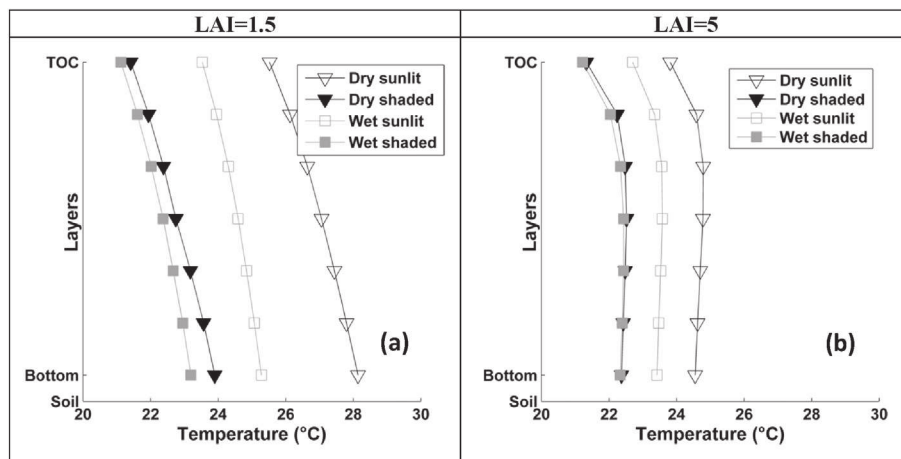


Fig. 2. Vertical profiles of contact temperatures of sunlit (empty symbols) and shaded (full symbols) leaves (averages per layer) in case of dry (triangles) and wet (squares) vegetation and soil water status for LAI = 1.5 (a) and LAI = 5 (b) on DoY 174.

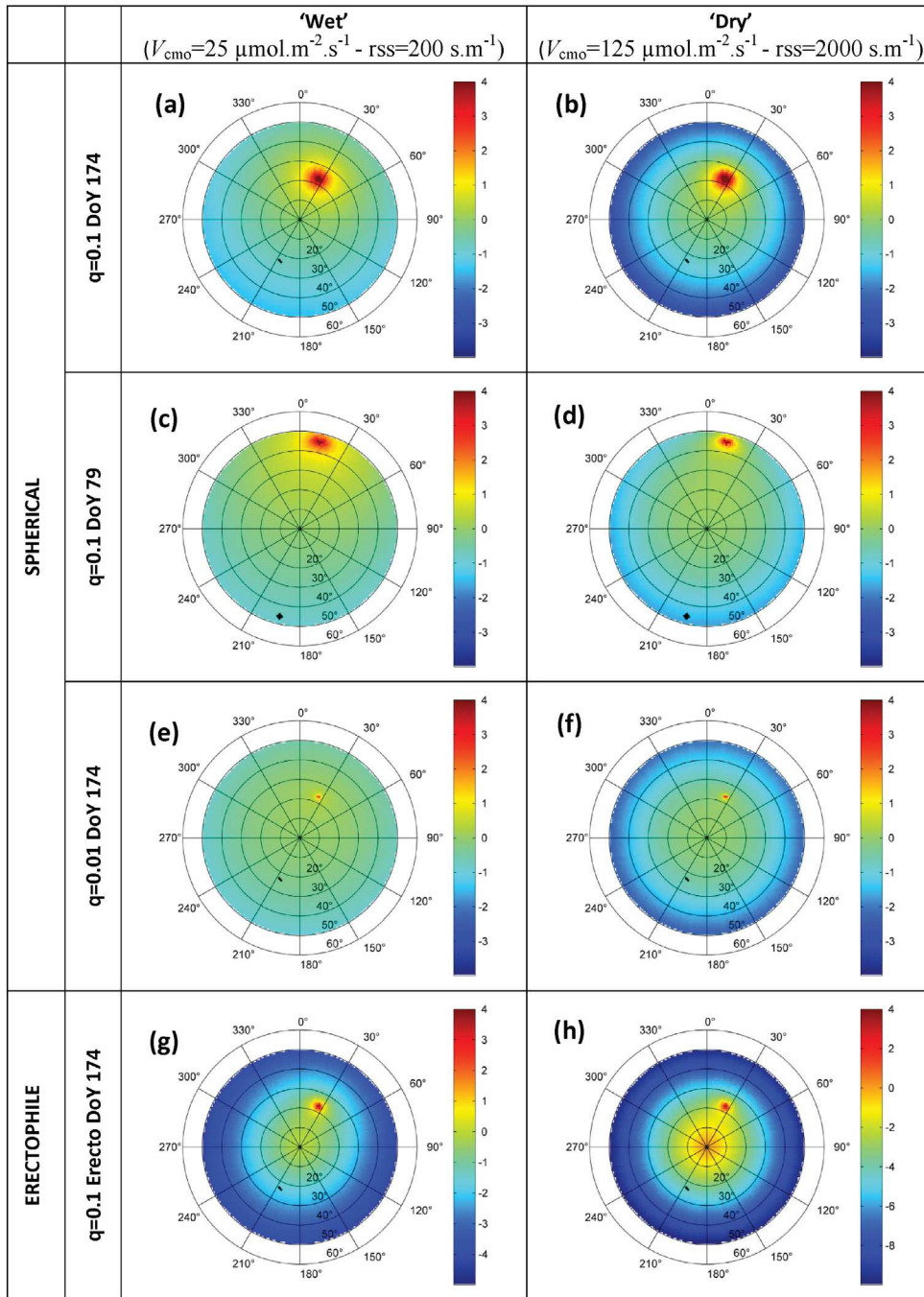


Fig. 3. Polar plots of anisotropy simulated for different conditions. Radii indicate azimuth direction relative to North and concentric circles indicate zenith angles. The difference between oblique and nadir brightness surface temperatures is coded according to the color bars associated to each polar plot. The black line indicates the sun position at 13:00 UTC. First row illustrates DoY 174 with $q = 0.1$. Second row illustrates DoY 79 with $q = 0.1$. Third row illustrates DoY 174 with $q = 0.01$ and last row illustrates anisotropy of an erectophile canopy on DoY 174 with $q = 0.1$. The two columns illustrate the impact of water availability conditions: $V_{\text{cmo}} = 25 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and $r_{\text{ss}} = 200 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ (on left) and $V_{\text{cmo}} = 125 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and $r_{\text{ss}} = 2000 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ (on right).

index (DAI) defined as the standard deviation of anisotropy values in the principal plane for the $[-50^\circ + 50^\circ]$ range of zenith viewing angles. The principal plane has been chosen because it displays maximum variations of anisotropy. Moreover the arbitrary 50° limit has been set because at 45° latitude it allows integrating the hot spot entirely for most of the dates along the year. Fig. 3 displays several anisotropy polar plots simulated with SCOPE with different input data sets. They will be further discussed in detail, but they are preliminarily provided here to illustrate the consistency of the proposed DAI. They illustrate a few cases of the sensitivity of DA to some parameters. The difference

between two polar plots facing each other (columns) corresponds to two different prescriptions of the water status of the soil–plant system in the simulations. The rows differ by the prescriptions of DoY (i.e. Sun. angles and meteorological forcing) and canopy structure: LAI, leaf distribution (spherical vs erectophile canopies - see Section 3.2.2) and hot spot parameter (see Section 3.2.3).

We quantitatively evaluated the efficiency and the limits of DAI for the simulations presented in Fig. 3. Results are given in Fig. 4 which displays four examples of comparisons of anisotropy in the principal plane together with the corresponding DAI. As previously the two columns

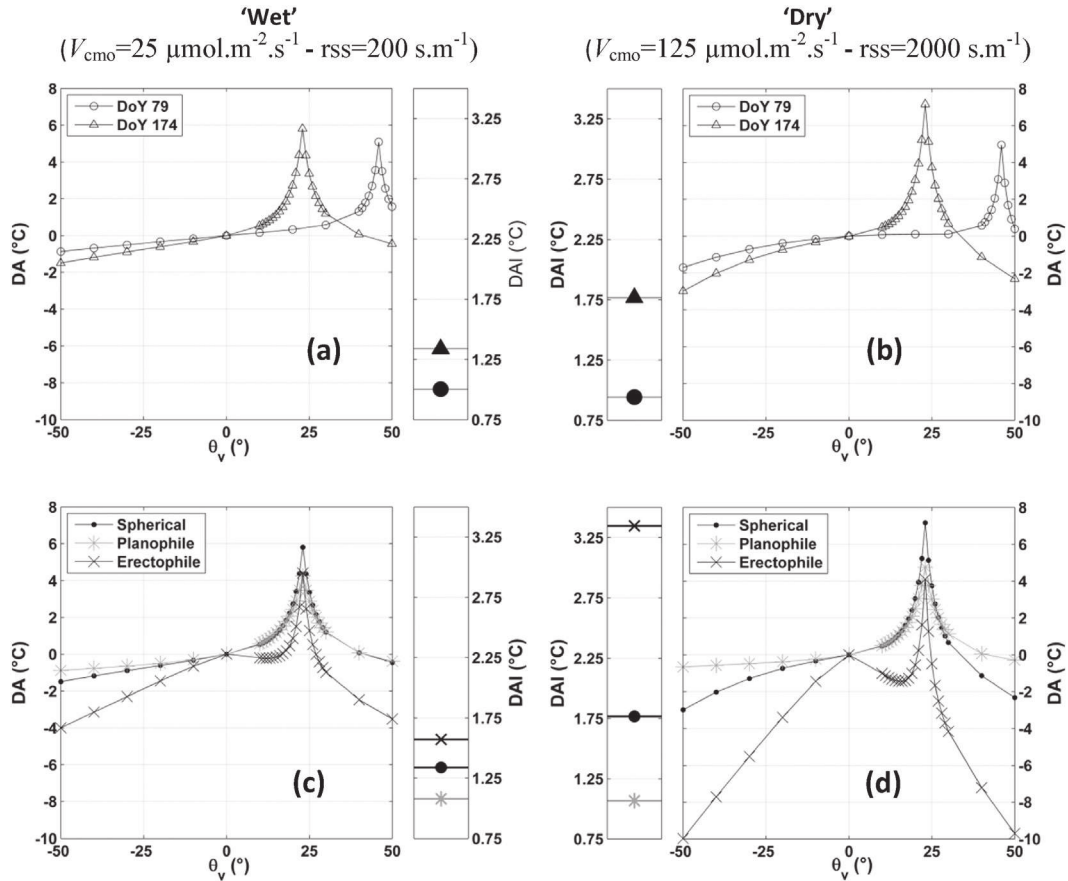


Fig. 4. Anisotropies in principal plane as a function of the zenith viewing angle and their corresponding standard deviations for two water status conditions: $V_{\text{cmo}} = 25 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and $r_{\text{ss}} = 200 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ (on left) and $V_{\text{cmo}} = 125 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ and $r_{\text{ss}} = 2000 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ (on right), (columns). On top for DoY 79 (circles) and 174 (triangles). On bottom are examples for spherical (points), planophile (thick grey) and erectophile (crosses) LADF on DoY 174. LAI = 2 and $q = 0.1$ for all plots.

differ by the water status. In the first row the combined effects of the acquisition DoY together with the water status are illustrated (Fig. 4a –resp 4b corresponding to Fig. 3a and c –resp b and d). The variation of anisotropy on the $\pm 50^\circ \theta_v$ range is smaller in spring (DoY 79) than in summer (DoY 174) and the hot spot displaced towards high zenith viewing angles following Sun. elevation. Moreover, rather ‘dry’ conditions (right column, see Section 3.3) lead to a more important hot spot peak in summer than for humid conditions, whereas the anisotropy variations appear quite similar in winter. The DAI values reveal to be consistent with these observations.

The ability of DAI to characterize the effect of the plant canopy structure together with water status can be assessed by comparing Fig. 4c and d resulting from simulations performed for DoY 174. The erectophile canopy displays maximum anisotropy, with even 2 maxima corresponding to vegetation and soil contribution (see Section 3.2.2). Here again the driest conditions generate both the highest anisotropy and highest values of DAI.

Finally, although DAI doesn’t indicate any angular variation of anisotropy and eliminates any information on the position of the hot spot in θ_v , it appears as a tool efficient enough to investigate the sensitivity of anisotropy to various factors.

In order to evaluate anisotropy variations more completely, and in particular to assess the range of possible values of anisotropy itself, in some cases we also used a second indicator corresponding to the amplitude of directional anisotropy termed ADA. It is defined as the difference between its maximum and minimum values within the $\pm 50^\circ \theta_v$ range. While our main index is the DAI as computed in the principal plane, we also presented some results based on calculation of both ADA and DAI in the principal and the perpendicular plane.

3. Results of the sensitivity study

3.1. Sensitivity to forcing variables

3.1.1. Global radiation and angular configuration

Fig. 5 displays the evolution of the directional anisotropy throughout the day for DoY 79, 174 and 354 using 4 indicators. The first one (Fig. 5a) is the DAI, standard deviation of anisotropy in the principal plane (with $-50^\circ < \theta_v < 50^\circ$) as defined before. The second one (Fig. 5b) is similarly defined, but in the perpendicular plane. The last two ones correspond to the amplitude of directional anisotropy ADA_{princ} and ADA_{perp} in the principal and perpendicular planes respectively. All sub-figures reveal similar behavior, with a maximum reached around 12:00–13:00 UTC consistent with the global radiation daily evolution. Huang et al. (2011) report similar patterns. Moreover our results clearly show a seasonal effect, with highest values of anisotropy for summer (DoY 174): in the principal plane (Fig. 5a and c) the DAI (resp. ADA) shows maximum values of 1.2 and 1.8 °C for DoY 79 and 174 (resp. 7 and 11 °C). For the winter day (DoY 354) the anisotropy effect appears to be insignificant (< 0.2 °C for DAI, < 0.5 °C for ADA), which is easily explained by the fact the hot spot cannot be seen for $\theta_s < 50^\circ$: as a matter of fact, for the winter solstice at 45° latitude, the solar zenith angle always remains larger than $\sim 68.3^\circ$. Moreover the global radiation keeps low values all day long in winter. For these reasons we will not discuss DoY 354 any more in the following.

The seasonal dependency of anisotropy is likely to be governed by global radiation. However these simulations do not allow discriminating the effects of R_g and of solar zenith angle θ_s which are naturally tightly linked. To do so, comparisons should be done between simulations

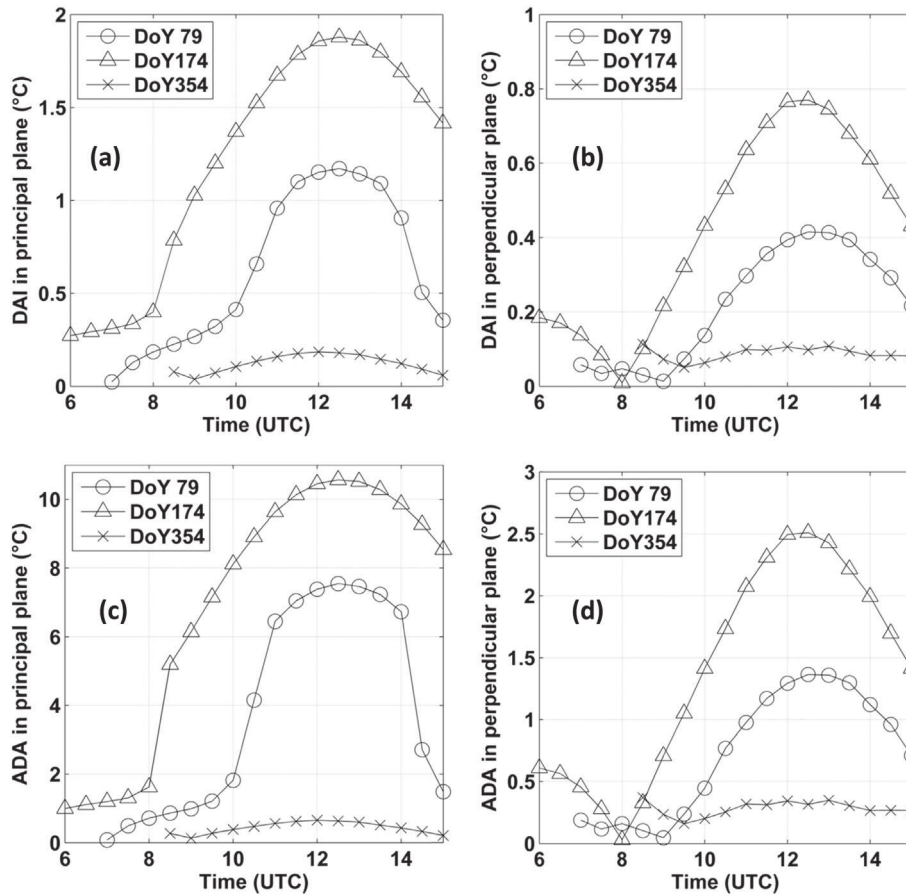


Fig. 5. Simulated time courses of the standard deviation of anisotropy (top) and the amplitude of directional anisotropy (bottom) in the principal plane (left) and in the perpendicular plane (right) using the SCOPE model. Figures display simulations performed for DoY 79 (circles), 174 (triangles) and 354 (crosses) in response to a diurnal variations of the incident solar radiation. Others main prescribed parameters are LAI = 2, $V_{cmo} = 25 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, $r_{ss} = 2000 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ and $q = 0.1$.

performed at different seasons and times of the day chosen providing similar values of R_g . θ_s would therefore act through the penetration of light within the canopy and radiative transfer. Nevertheless this exercise we considered to be useless was not done.

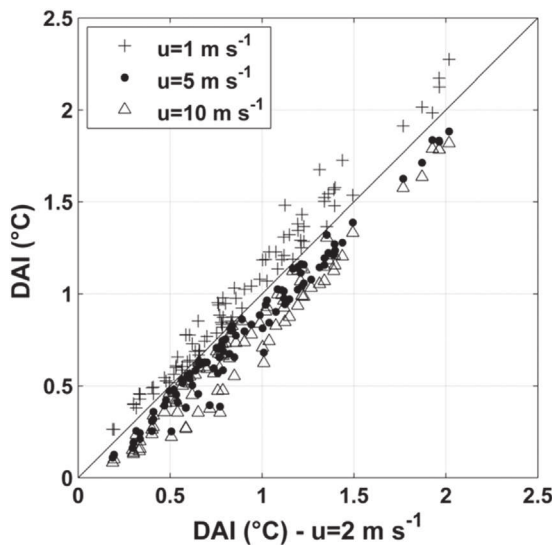


Fig. 6. Impact of wind speed on the anisotropy expressed in terms of scatterplots of DAI simulated with wind speed of $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and wind speed of $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (crosses), $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (points) and $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (triangles), in case of a spherical canopy.

The sensitivity analysis which is presented further is based on simulations performed at 13:00 UTC. Two reasons lead us to select this time. First, as just shown above, it is the time when the anisotropy is maximum. The second reason lies in the fact this study is partly guided by the definition of the specifications of future satellite missions such as MISTIGRI (Lagouarde et al., 2013) or THIRSTY for which a 13:00 UTC overpass time is proposed to provide maximum sensitivity and accuracy on the estimation of surface fluxes and actual evapotranspiration (see Fig. 6 of Delogu et al., 2012's paper).

3.1.2. Wind speed

Wind speed contributes to the transfer of sensible heat through the aerodynamic resistance. For a given available energy, an increase of wind speed leads to decrease soil and vegetation temperatures and conversely. For each input data set, 4 simulations are repeated with wind speed $u = 1, 2.5$ and $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Fig. 6 displays the DAI for $u = 1, 5$ and $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, taking the DAI for $u = 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ as a reference. As expected anisotropy therefore decreases when wind speed increases. The DAI obtained at each wind speed appear quasi-linearly correlated. The slope coefficients of the regression lines of DAI obtained with wind speed of $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ as a function of DAI obtained with a wind speed of $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ are 1.021, 0.986 and 0.947 with intercepts of $0.082 \text{ }^\circ\text{C}$, $-0.105 \text{ }^\circ\text{C}$ and $-0.11 \text{ }^\circ\text{C}$ respectively (correlation coefficient are $R^2 = 0.983$, $R^2 = 0.969$ and $R^2 = 0.953$ respectively). It means that the difference in DAI is about $\pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$ when we compare a canopy prone to a wind speed of $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ up to $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, which is a very limited variation.

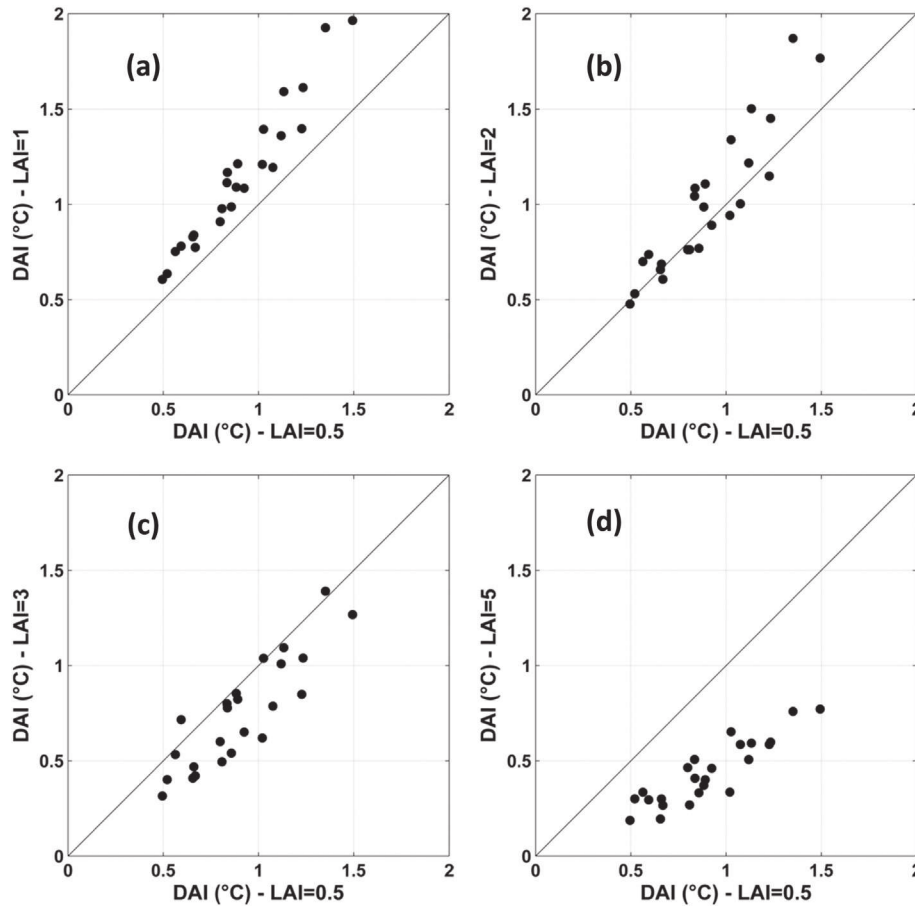


Fig. 7. Impact of the LAI on the anisotropy expressed in terms of scatterplots of DAI simulated with LAI = 1 (a), LAI = 2 (b), LAI = 3 (c) and LAI = 5 (d) as a function of DAI simulated with LAI = 0.5, in case of a spherical canopy prone to a wind speed $u = 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

3.2. Sensitivity to canopy structure

3.2.1. LAI

Fig. 7 displays 4 scatter plots which compare DAI obtained at LAI = 1, 2, 3 and 5 to DAI obtained with LAI = 0.5, for a spherical canopy, for all meteorological and water status conditions at 13 h explored in this study.

For LAI = 1, DAI is always greater than for LAI = 0.5 (Fig. 7a) while for LAI = 5, DAI is always lower than for LAI = 0.5 (Fig. 7d). We observe that the difference between the DAI values at a given LAI and the reference values computed for LAI = 0.5 range with LAI. This suggests that DAI reaches a maximum for LAI values between 1 and 2. This is explained by the fact that anisotropy is driven by the proportions of shaded and sunlit soil and vegetation seen by the observer. The higher the LAI, the lesser contribution of the soil. Low LAI values correspond to rather open canopies, for which the number of sunlit/shaded vegetation facets is reduced, with an important soil contribution. As the anisotropy effects induced by the soil topography (soil roughness, presence of sunlit/shaded facets of clods in particular, see Lagouarde et al., 1995) are not modelled in SCOPE, it finally results in limited directional anisotropy (only two values of soil surface temperatures are given by SCOPE, one for shaded area and one for sunlit area). Conversely for dense continuous canopies characterized by high LAI values, the anisotropy only originates in temperature differences within vegetation and decreases as a consequence. The anisotropy effects are therefore expected to display a maximum for intermediate LAI values.

Nevertheless for a sake of generality, and to better assess the anisotropy effects over partial canopies, the coupling of SCOPE with a soil model remains to be done.

3.2.2. Leaf angular distribution

Fig. 3g and h provide two examples of polar plots of DA for an erectophile canopy where anisotropy is much more pronounced than for spherical canopies. Its variation in the principal plane, as it can be found in Fig. 4c and d, has a particular shape displaying two extrema, one at the hot spot according to sun position, and another one for a

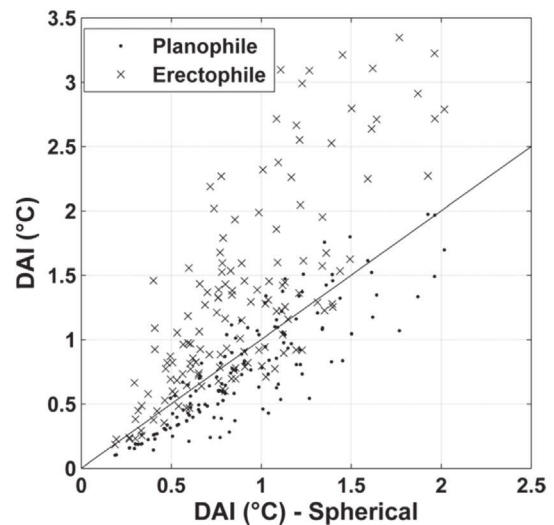


Fig. 8. DAI simulated with a planophile (points) and an erectophile (crosses) LADF as a function of DAI simulated with a spherical LADF. The wind speed is set at $u = 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

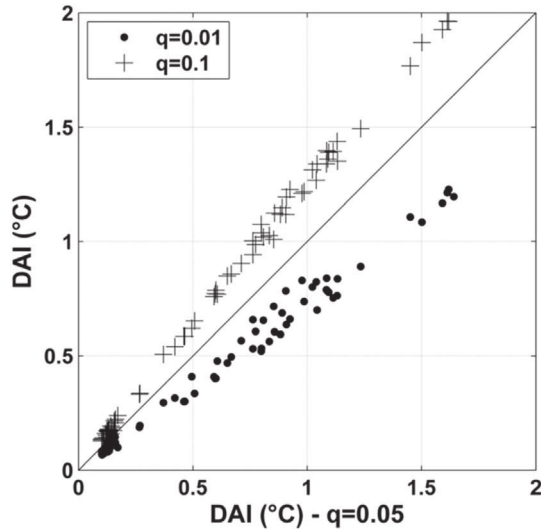


Fig. 9. DAI simulated with $q = 0.01$ (points) and $q = 0.1$ (crosses) as a function of DAI simulated with $q = 0.05$ (spherical case, $u = 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

nadir viewing. The latter corresponds to the contribution of the soil easily seen between plants having mostly erected leaves and therefore small vertically projected area on ground. This results in variations reaching up to $15 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 4d). As previously, this order of magnitude is to be considered with care, the impact of the soil topography being ignored. The scatter plot displayed in Fig. 8, in which DAI obtained with erectophile and planophile LADF are compared to DAI simulated from a spherical canopy, confirms that the DAI of a planophile canopy is generally the lowest one while that of an erectophile canopy tends to be the highest, with important scattering: the maximum DAI reaches about $3.3 \text{ }^\circ\text{C}$ whereas it only reaches $\sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$ for spherical and planophile cases.

3.2.3. Hot spot parameter

The polar plots corresponding to DoY 174 with hot spot parameters $q = 0.1$ and $q = 0.01$ are given in Fig. 3a & e. They have been produced assuming rather wet canopy whereas the plots facing them in Fig. 3b and f have been computed for drier conditions (see Section 3.3), all the other parameters being kept similar. Low values ($q = 0.01$) tend to make the hot spot width very narrow contrary to $q = 0.1$ for which the hot spot spreads more. We also observe on Fig. 3a and e that at high angles in anti-hot spot position (around -50°) the anisotropy is larger for $q = 0.1$ (DA $\sim 1.5 \text{ }^\circ\text{C}$) than for $q = 0.01$ (DA $\sim 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$). Fig. 9 illustrates the impact of q on anisotropy in all configurations investigated in this study (spherical canopy, $u = 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). The scatter plot of all the DAI obtained with $q = 0.01$ and $q = 0.1$ as a function of DAI obtained with $q = 0.05$ indicates that, whatever the other conditions, the higher q the higher the anisotropy. The difference of DAI due to a modification of q is linear. Slopes of the regression lines are 1.2 and 0.75 for DAI at $q = 0.1$ and $q = 0.01$ versus DAI at $q = 0.05$ respectively. Intercepts are very close to 0 in each case and correlation coefficients are $R^2 = 0.968$ and $R^2 = 0.995$ for $q = 0.01$ and $q = 0.1$ respectively. Nevertheless, q remains an issue of concern for modelers, and its value difficult to prescribe. First, literature about it essentially deals with solar domain (Jupp & Strahler, 1991; Smith & Ballard, 2001; Laurent et al., 2011; Casas et al., 2014; Kuusk et al., 2014; Duffour et al., 2015), and values reported display a large range of variation. Second, experimental data are too scarce to be fully confident about the values that may be assigned in TIR. Another difficulty when dealing with this parameter is that q can be set from several definitions. On the one hand, the main users define it as the ratio of leaves width or leaves length to canopy height. In case of tree canopies the shoot length replaces the leaves width (Jupp & Strahler, 1991). Values generally vary between 0 and 0.5. On the other hand, Verhoef & Bach, 2007 propose to relate it to LAI in case of a maize

canopy, allowing a maximum of 0.5. Finally, some studies dealing with inversion techniques (Weiss & Baret, 1999; Bacour et al., 2002; Baret et al., 2007) allow it being up to 1.

3.3. Sensitivity to water status

As explained in Section 2.3.3, we set the carboxylation capacity, for vegetation, and the surface resistance, for soil, at two values each corresponding to dry and wet conditions. We therefore obtain 4 different configurations crossing vegetation and soil status (in the following V and S refer to Vegetation and Soil water status respectively while the subscripts W and D mean Wet and Dry).

V_W	S_W : unstressed vegetation and wet soil ($V_{\text{cmo}} = 125 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, $r_{\text{ss}} = 200 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$).
V_W	S_D : unstressed vegetation and dry soil ($V_{\text{cmo}} = 125 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, $r_{\text{ss}} = 2000 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$)
V_D	S_D : stressed vegetation and dry soil ($V_{\text{cmo}} = 25 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, $r_{\text{ss}} = 2000 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$)
V_D	S_W : stressed vegetation and wet soil ($V_{\text{cmo}} = 25 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, $r_{\text{ss}} = 200 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$)

The scatter plots presented in Fig. 10 enable comparing the impact of water conditions on DAI for the three canopy structures (plano and erecto-phile, and spherical). They all include the variations due to the 2 DoY, the 6 LAI and the 3 hot spot parameters while wind speed is equal to $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Planophile and spherical canopies display the same trends contrary to an erectophile canopy. For these two first leaves angular distributions the results are as follows.

Fig. 10 gathers 6 sub-plots crossing the DAIs in different vegetation/soil water status. These are provided to help the reader to evaluate the impacts of each configuration. Fig. 10a shows that the case $V_W - S_W$, for which both soil and vegetation are well-watered, leads to lower DAI than the $V_W - S_D$ condition. It means that, for given vegetation status, the soil water status impact on anisotropy is strong and a dry soil tends to increase anisotropy contrary to a wet soil. This can be related to a larger surface temperature difference between sunlit soil on one side and vegetation and/or shaded soil on the other side. At high LAI, DAI are low and in a similar range as they mostly depends on vegetation behavior. In the same way, $V_D - S_W$ also leads to lower DAI than the $V_D - S_D$ condition (Fig. 10d).

The impact of water vegetation status only is illustrated in the two plots (Fig. 10b & c). The scatter plot of $V_D - S_D$ versus $V_W - S_D$ (Fig. 10b) displays a slight tendency of $V_D - S_D$, i.e. the stressed condition, leading to higher anisotropy than the unstressed conditions. The same trend is visible by comparing vegetation status effect on anisotropy when soil is wet (scatter plot $V_W - S_W$ versus $V_D - S_W$, Fig. 10c). The temperatures of shaded and sunlit unstressed leaves would be very close while in case of stressed vegetation, the sunlit leaves would clearly exhibit a temperature higher than the shaded ones. In the simulated conditions, the impact of changing the water status of plant is lower than the impact of changing the soil water status, as the change in leaf temperatures is lower than the change in soil temperature.

Then the comparison between DAI obtained for unstressed and stressed conditions (Fig. 10e) indicates that the stressed condition always lead to increased anisotropy. Still, the impact of soil surface is determinant.

DAI are usually higher for the $V_W - S_D$ conditions, except at low DAI, which correspond to the higher values of LAI (2 and 5) and for which temperatures distribution between shaded and sunlit leaves are the dominant factor of anisotropy. In such conditions planophile canopies exhibit the lowest DAI. At lower LAI, DAI are higher when the soil surface is dry.

In case of erectophile canopies the trends differ when we compare $V_D - S_D$ to $V_W - S_D$ and $V_W - S_W$ to $V_D - S_W$ (Fig. 10b and c). In each

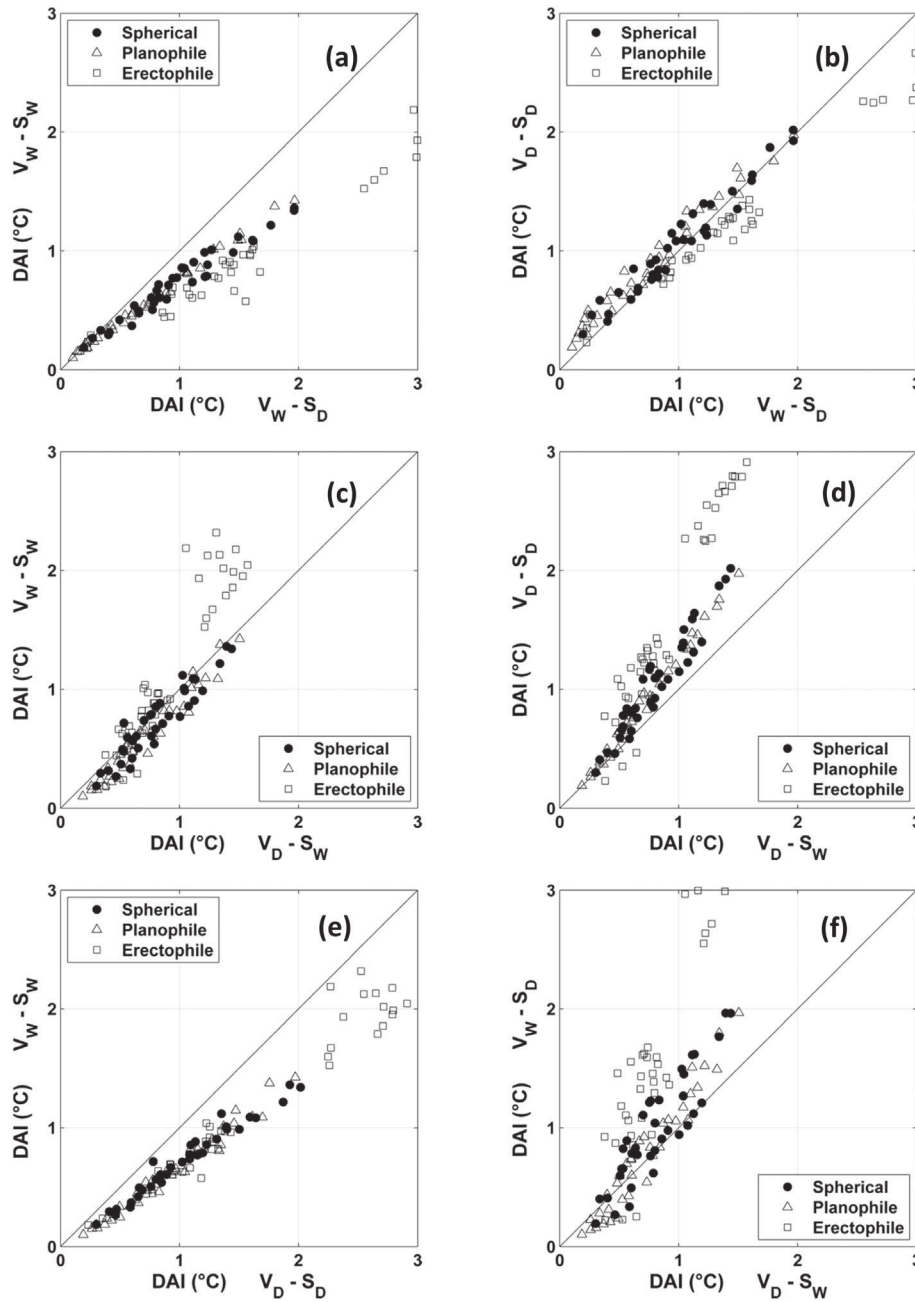


Fig. 10. Impact of conditions of soil and vegetation water availability on DAI. V \leftrightarrow Vegetation, S \leftrightarrow Soil, W \leftrightarrow Wet, D \leftrightarrow Dry. As an example top left plot displays DAI simulated with wet vegetation (V_W) and soil (S_W) as a function of DAI simulated with wet vegetation (V_W) and dry soil (S_D). Wind speed is set at $u = 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

of these conditions, the water status of the vegetation is the prevailing parameter with unstressed vegetation leading to greater DAI.

Actually for erectophile canopies, the anisotropy is mainly driven by the differences of temperature between sunlit soil and shaded vegetation due to the very large proportion of sunlit soil that can be seen by the observer, especially around nadir. The temperature of unstressed vegetation is cooler than for stressed vegetation, which leads to increased anisotropy.

In theory, because they govern the albedo which finally impacts the surface temperature through the energy budget, the soil and vegetation reflectances should be adapted according to their water status for sake of realism in the simulation of anisotropy. The impact of the adaptation of the soil reflectance to r_{SS} was evaluated. For this purpose we used two types of soils for which a dry and a wet spectrum were available (Lesaignoux, 2010; Lesaignoux, Fabre, & Briottet, 2013). Compared to anisotropy in our study (with only one soil reflectance spectrum), we

find that this has only limited impact, with a bias lower than 0.1 °C on DAI. With a fully moist soil, anisotropy is increased compared to the use of only one spectrum, while with the use of a very dry soil reflectance spectrum anisotropy is found a bit lower. That tends to decrease the differences due to soil water status observed in Fig. 10.

3.4. Synthesis of the results on DAI

From the results previously described we are able to sort all the tested factors as a function of their relative impact on TIR directional anisotropy.

Fig. 11 synthesises the results presented in previous section: it is given to sort the relative impacts on anisotropy of all the factors interacting together. In Fig. 11 all plots provide the variations of DAI at 13:00 UTC as a function of LAI. For each of these plots, conditions of wet vegetation are represented with empty symbols and conditions of

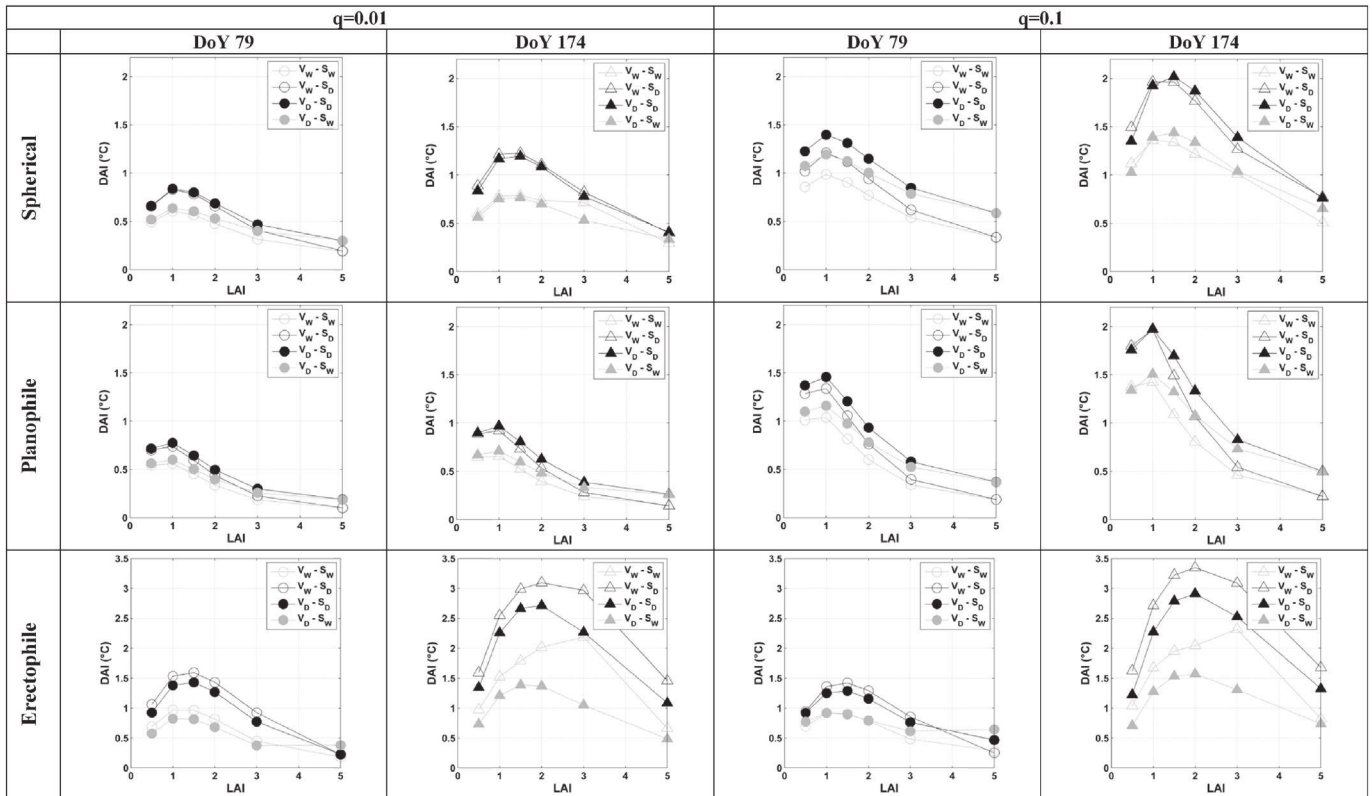


Fig. 11. Standard deviation of anisotropy in principal plane at 13:00 UTC for spherical, planophile and erectophile (from top to bottom) leaves distribution. In black and gray $r_{ss} = 2000 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ and $200 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ and full and empty symbols stand for $V_{cmo} = 25 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ and $125 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ respectively for DoY 79 (circles), 174 (triangles). Wind speed is set at $u = 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

dry soil are indicated with black symbols. We separate cases for which q is set to 0.01 (left side) and 0.1 (right side). For each of these two cases we present results obtained on DoY 79 (plot on left for each q value) and on DoY 174 (plot on right for each q value). Results obtained on DoY 354 are discarded here due to the low anisotropy occurring on this day (see Section 3.1.1). Finally each row corresponds to a given LADF, with results obtained for spherical planophile and erectophile distributions

displayed from top to bottom. As wind speed only involves variations of only $\pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ on average on DAI (see Section 3.1.2), it has not been integrated here. Note that this result agrees well with the conclusions found by Huang et al., 2011.

The coupling between the global radiation and the Sun. zenith angle can actually be considered as the driver of anisotropy while the other factors would rather adjust it. Fig. 11 clearly illustrates the increase of

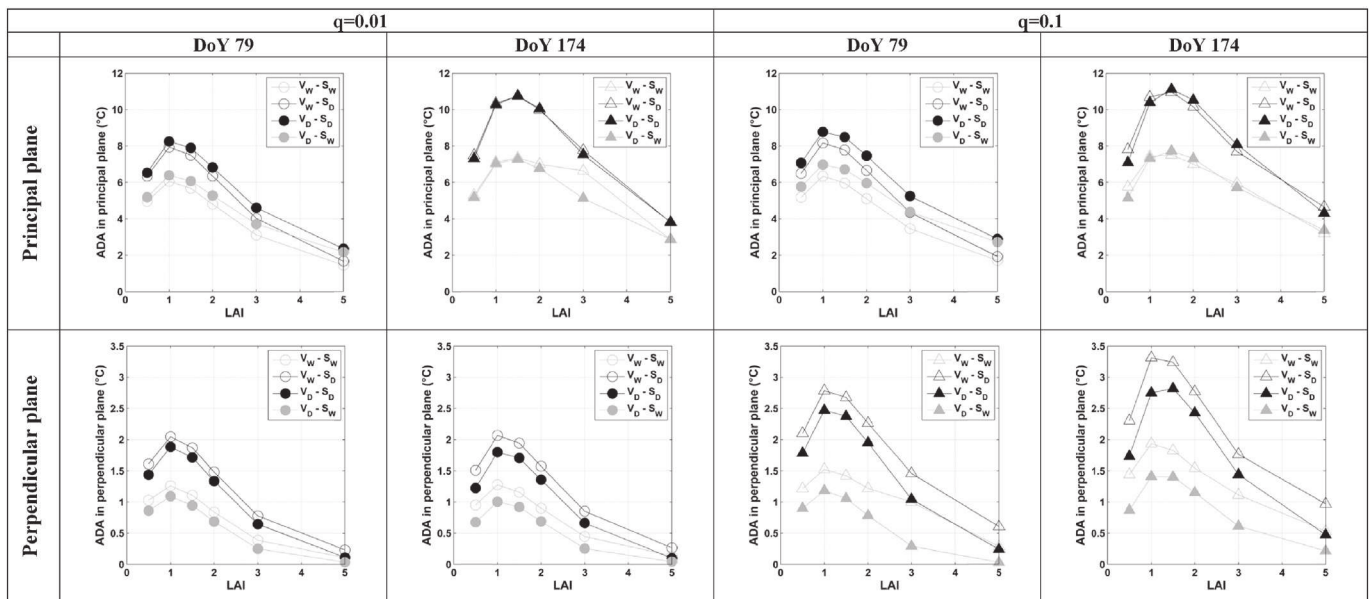


Fig. 12. Amplitude of directional anisotropy in principal (top) and perpendicular (bottom) plane at 13:00 UTC for spherical leaves distribution. In black and grey $r_{ss} = 2000 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ and $200 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$, full and empty symbols stand for $V_{cmo} = 25 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ and $125 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ respectively for DoY 79 (circles), 174 (triangles). Wind speed is set at $u = 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

DAI between DoY 79 and 174 whatever the other variables and parameters. DAI goes from ~ 2 °C on DoY 174 up to ~ 0.2 °C on DoY 354. Then the structure of the canopy strongly impacts the anisotropy, through the LAI first.

The evolution of the DAI with LAI follows a bell shape curve for which the maximum is located between 1 and 2, especially depending on the LADF. This maximum occurs because of the proportions of soil and vegetation which give more weight to differences of sunlit soil and shaded vegetation temperatures. This occurs at the lower LAI for planophile canopies as the fraction of vegetation cover increases faster and at higher LAI for erectophile canopies as the fraction cover is lower (highest DAI are obtained to LAI up to 3 in the wettest situations). The effect of LAI can modify the DAI up to 1.5 °C (e.g. LAI = 1 and LAI = 5 for planophile case on DoY 174 and with $q = 0.1$). The effect of the LADF can also induce huge differences of anisotropy, especially when the erectophile case is considered.

Then the hot spot parameter is the last vegetation structure parameter playing a role on anisotropy. The DAI can be modified up to almost 1 °C because of it. Finally, the water status of the canopy involves differences of anisotropy, with dry soils generally leading to higher anisotropy which is explained by the fact that a dry soil will be hotter than a wet soil, increasing the differences with the vegetation temperature. These effects are exacerbated for LAI comprised between 1 and 2 and as far as LAI becomes high, the influence of the water status strongly decreases.

3.5. Assessment of anisotropy amplitude

The DAI as defined before (standard deviation of anisotropy in principal plane) is of interest to sort the impact of the different factors affecting anisotropy. However for practical applications, it is interesting to assess the range of possible values of anisotropy itself, for instance to evaluate the uncertainty on LST measurements and corrections to be brought to them. We therefore estimated the amplitude of the directional anisotropy (ADA, expressed in °C). Fig. 12 gives an overview of ADA in principal (top) and perpendicular (bottom) planes obtained for a spherical canopy with a wind speed of $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. For both planes, the shape of variation of ADA with LAI is similar to that of DAI, with a maximum reached between LAI of 1 and 2: our results indicate that the amplitude of anisotropy reaches up to 11 °C in the principal plane and much less, ~ 3.5 °C, in the perpendicular plane, for the typical summer day we simulated. The LAI may induce variations up to 7 °C, as can be seen for instance for DoY 174 between LAI values 1.5 and 5 for which ADA values are 11 and 4 °C respectively (see simulation performed with $q = 0.01$, DoY 174). In all cases the water status of the canopy/soil system also appears as a strong determinant of ADA, with a maximum sensitivity for low LAI ($1 < \text{LAI} < 2$) when large portion of soil can be seen. The soil water status is clearly a discriminant of ADA, lower (resp. higher) values of ADA being obtained for 'wet' (resp. 'dry') soil cases. The effect of water status explains about 4 °C variation of ADA as can be seen for DoY 174; it decreases to less than 1 °C at LAI = 5. The impact of the hot spot parameter q is much smaller. This is an expected result for ADA since this parameter governs the shape of the hot spot (making it narrower for low q values) but not significantly impact the maximum temperature reached: this can be easily seen by comparing Fig. 3a and b against Fig. 3e and f respectively plotted for DoY 174 with two assumptions for q ($q = 0.1$ and $q = 0.01$). The wind speed has a more limited impact with a difference on ADA reaching ~ 1 °C for wind speed varying on a $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ to $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (not shown here).

These results are quite consistent with those previously found with DAI, and a posteriori confirm the DAI as the reference indicator of anisotropy. As the SCOPE simulations have been performed for a sunny summer day (summer solstice, DoY 174) and at 13:00 UTC close to maximum global radiation time, one may think that the values of ADA which

have been found provide a good indication of the maximum anisotropy values which can be met for continuous crops in mid-latitude regions.

4. Impact of anisotropy on satellite data

The issue of anisotropy on satellite measurements when comparing satellite data to modelling and in situ data has been highlighted by several authors (Pinheiro, Privette, Mahoney, & Tucker, 2004; Rasmussen, Gottsche, Olesen, & Sandholt, 2011; Guillevic et al., 2013). For Sun-synchronous polar orbiting satellites several factors combine together to determine the directional anisotropy affecting LST measurements. Along the orbit, their weight varies according to latitude interacting with viewing geometry:

- As well for descending as for ascending orbit, the azimuth of the scan line varies with latitude, very rapidly in particular at high latitudes: at the Equator it is nearly East–West and determined by the inclination of the orbit, whereas it reaches North–South when the satellite approaches the poles. The consequence is that, depending on the satellite overpass time and on the ascending/descending mode, the measurements can be performed in all possible configurations between principal and perpendicular solar planes.
- The global radiation forcing decreases towards North, jointly with Sun. azimuth, which tends to decrease anisotropy as shown in Section 3.1.1. The hot spot is displaced towards very high viewing zenith angles, and cannot be effectively observed by satellites at reasonable scan angles.
- The overpass time is also a determinant of anisotropy as it governs the Sun. angles.

Fig. 13 provides polar plots of different relative Sun.-viewing configurations at four latitudes from Equator to 60°N close to the Arctic Circle, for the THIRSTY satellite mission currently under study. THIRSTY is designed for a 3-day revisit, global coverage, and a spatial resolution of about 60 m. That results in a candidate orbit at 666 km, $\pm 35^\circ$ scan angle providing a 900 km swath width, with a 98.05° inclination at Equator (Crebassol et al., 2014). The scan direction of both descending and ascending orbits (grey and black thick lines respectively) are indicated in Fig. 13. We add on each polar plot the position of the Sun. at 13:00 UTC – the overpass time selected for THIRSTY – for spring equinox (circle) and summer and winter solstices (triangles and squares respectively). The corresponding hot spot should situate symmetrically of the Sun. position, relatively to the center of the polar plot. The anisotropy effects along the scan line tightly depend on the relative position of the hot spot relatively to the scan line; indeed Fig. 14 shows a anisotropy polar plot with an arbitrary scale and reveals that in the ascending mode the anisotropy for the viewing directions along AA' close to the perpendicular plane will vary less than for DD' more affected by the vicinity of the hot spot. The maximum anisotropy effects are expected when the scan line corresponds to the hot spot direction. All possible situations can be met for satellite measurements (Fig. 13):

- The hot spot will mostly affect the measurements around spring and autumn equinoxes for Equator (Fig. 13a) and around summer solstice for North Tropics (Fig. 13b) for ascending orbits. In case of descending orbit, at North tropics, the impact of hot spot will be maximal around equinoxes. Moreover the spreading of the hot spot makes that for solar zenith angles lower than 30° , measurements of THIRSTY would likely to be affected by important anisotropy effects in the inter-tropical zone, all along the year close to the Equator. At North Tropics the hot spot effect might impact the observations less only in winter.
- At latitudes 45°N (Fig. 13c) the solar plane is almost perpendicular to scan plane for ascending orbit, which makes LST measurements less sensitive to hot spot effect. Around summer solstice the sun zenith angle reaches 23° while it is greater than 35° all along the year: this makes LST measurements more prone to anisotropy, particularly for

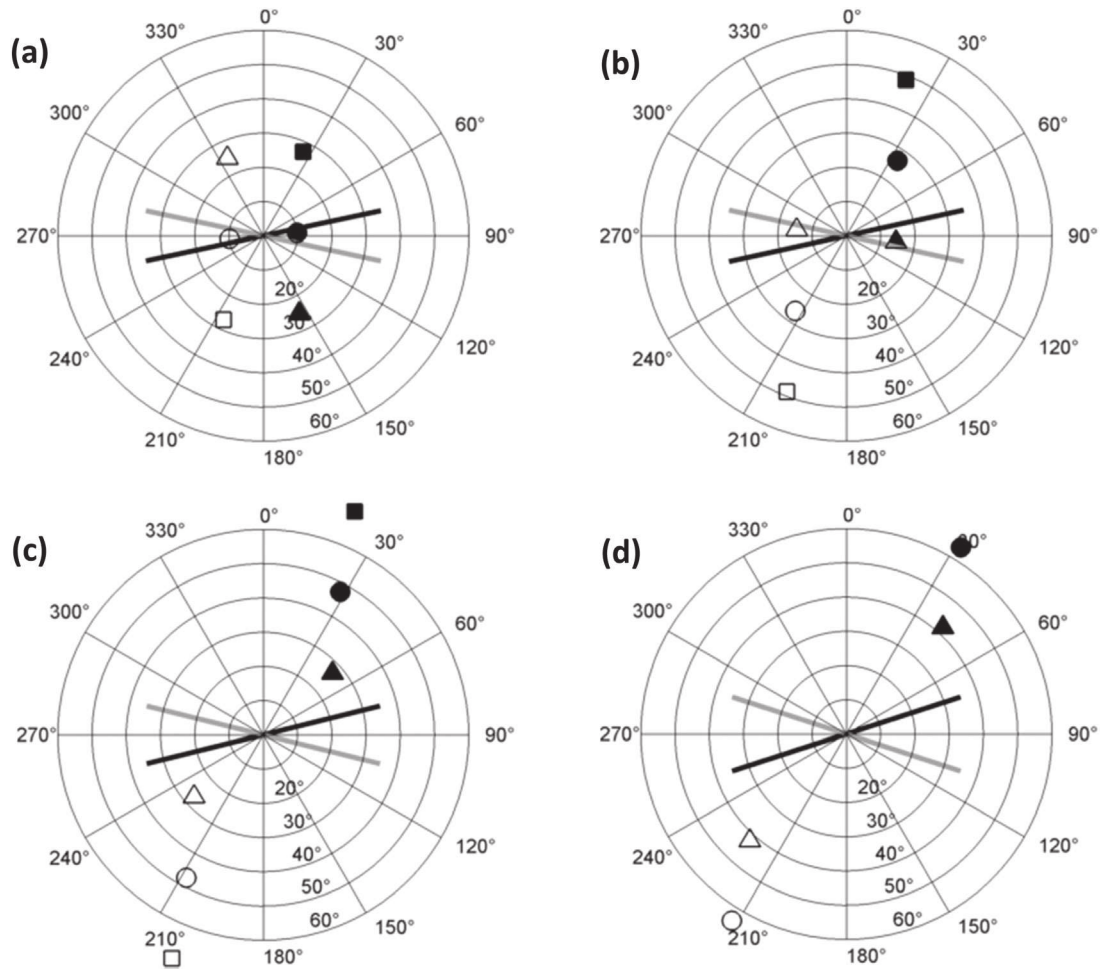


Fig. 13. Polar plots displaying the direction of the ascending (grey thick line) and descending (black thick line) swath, at $\pm 35^\circ$ off-nadir, of a satellite following a sun-synchronous and circular orbit and for which the scan plane is perpendicular to the track. It is represented for latitude 0°N (a), 23°N (b), 45°N (c) and 60°N (d). The sun position is represented as seen at nadir of the satellite at 13:00 UTC, for spring equinox (circles) and summer (triangles) and winter solstices (squares). The corresponding hotspot position is indicated with a full symbol.

descending orbits. Following results presented in Fig. 12, we may suppose that satellite measurements over continuous canopies could be prone to anisotropy effects having orders of magnitude of $\sim 4^\circ\text{C}$ during summer and $\sim 2^\circ\text{C}$ around spring equinox for descending orbits,

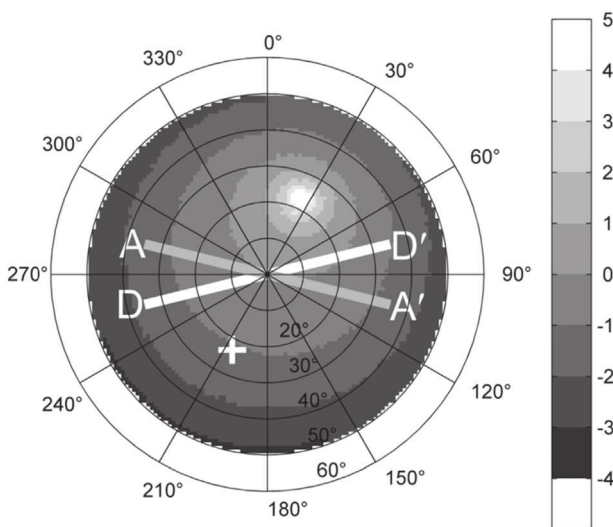


Fig. 14. Impact of anisotropy on descending (DD') and ascending (AA') orbits at mid-latitudes at 13:00 UTC around summer solstice. The white cross indicates the sun position.

whereas these values would be much lower for ascending orbits. For most of continuous crops with $\text{LAI} = 5$, anisotropy would certainly be very limited ensuring a good quality to data without any correction process. When $\text{LAI} = 3$, spring data would certainly be unspoiled, contrary to summer data. For LAI lower than 3 if the measurements are not corrected for DA, errors of interpretation can be made to derive fluxes.

- Close to the Arctic Circle (Fig. 13d), the hot spot can never be seen all along the year because too high Sun. zenith angles, with the consequence of limiting anisotropy effects.

Fig. 13 clearly illustrates that, whatever the ascending/descending mode, the measurements along the orbit will be performed in configurations possibly varying between the principal plane in which hot spot induces important variability in directional anisotropy, and the perpendicular plane in which the effects are much more limited. Obviously a second step would now be to evaluate the possible range of anisotropy at any latitudes following what has been done for mid-latitudes in this paper. SCOPE reveals to be a tool quite well adapted for this purpose. These guidelines so provided should be considered for optimizing the mission specifications.

Finally, dealing with the exploitation of future satellite data to retrieve surface fluxes, more investigations are needed to define the best way of coping with anisotropy, for ensuring better accuracy on fluxes as possible. Several ways could be imagined: combining data from different satellite systems viewing a given area under different configurations, adding

directional modules to fluxes models to open the door to a direct assimilation of directional data from space, normalizing all directional data into a given viewing/solar geometry to be defined etc.

5. conclusion

This paper addresses the problem of the directional variability of thermal infrared signal of continuous canopies (which is original since most of the existing studies deal with row crops) in temperate regions focusing on its sensitivity to the ensemble of factors (meteorological forcing, canopy structure and water status) governing it. Using SCOPE anisotropy simulated data, we first evaluated how these factors interact and their respective impact on LST measurements, and then we illustrated the orders of magnitude of anisotropy that might occur given the range of variations of the tested variables and parameters. The study has been conducted for the 13:30 UTC time which is the overpass time privileged for the future spatial missions MISTIGRI or THIRSTY currently studied.

In order to quantify the anisotropy we introduced an original indicator the DAI, i.e. the standard deviation of anisotropy in the principal plane, computed from -50° to 50° viewing zenith angle. Thanks to the use of such an indicator we could rank the impact of the tested factors on anisotropy.

The global radiation coupled to the Sun. zenith angle was found to be the main driver of anisotropy. The anisotropy being due to the differences of temperatures between the sunlit/shaded - soil/vegetation components, absence of global radiation means that the surface is not warmed and so the temperatures of the components remain very close.

Then the structure of the canopy, especially through the LAI, creates more or less anisotropy. The evolution of DAI with LAI follows a bell shape for which the maximum of anisotropy generally occur for LAI comprised between 1 and 2 because the largest differences of temperatures occur between shaded vegetation and sunlit soil and, in such cases, all components contribute to the signal. The LADF modifies the evolution of this bell-shape and also the values of the DAI: a planophile canopy doesn't enable observing a large proportion of soil contrary to an erectophile one which consequently exhibits more anisotropy. We observed that the hot spot parameter modifies the DAI in large proportions by modifying the distribution of temperatures around the hot spot position. The calibration of this parameter being not as obvious, experimental analysis remain to be carried out in order to document the values that have to be set in TIR.

The water status of the soil layer was tuned through the soil surface resistance and for leaves it was controlled through the maximum of carboxylation. Results indicated that, in general, the soil moisture has a more severe impact on anisotropy than the water stress of the plants. This is balanced by the LAI and the LADF since, e.g. when the canopy is closed (fully-covered), the soil moisture doesn't have impact anymore.

Even though the DAI had never been used in previous studies, the ranking of the drivers of anisotropy we could derive from it confirms some results of the literature. As an example, the impact of the solar zenith angle and the LAI were often found as important drivers of anisotropy.

A study of the amplitudes of the directional anisotropy in both principal and perpendicular planes (from -50° to $50^\circ \theta_v$) showed that for the typical summer day simulated anisotropy could reach up to 11°C and $\sim 3.5^\circ\text{C}$ respectively. Despite the uncertainty which remains strong about anisotropy at hot spot position, these results match well with those available in literature (e.g., Kimes & Kirchner, 1983 report anisotropy up to 16°C while Luquet et al., 2003 report anisotropy up to 5°C). They also confirm that anisotropy is very important and cannot be neglected whatever the type of measurements (in-situ, airborne or satellite). Given these results, we qualitatively evaluated how satellite measurements could be prone to directional effects. Based on the THIRSTY specifications, i.e. a polar-orbiting satellite located at 666 km height with a swath of 35° , we derived the ascending and descending

scan planes for several latitudes. At mid-latitudes and around spring equinox the scan plane is in the perpendicular plane, limiting the effects of anisotropy. Around summer solstice the scan plane could be spoiled by the hotspot effect, especially for descending orbit. At Equator and at Tropics the scan plane is often close to the principal plane which confirms the necessity of taking anisotropy into account in satellite data processing chains. This strongly argues for the development of simplified methods such as parametric models (Lagouarde & Irvine, 2008; Vinnikov et al., 2012; Duffour, Olioso, Demarty, Roujean, & Lagouarde, 2014). For this purpose SCOPE is a good tool in order to generate large datasets of directional anisotropy which could help developing and calibrating such methods.

A limitation of our study is that we only explored directional anisotropy for a meteorological dataset measured at mid-latitudes. To deeply evaluate the impact of anisotropy all along an orbit, such an exercise should be done again considering the latitudes of interest by adapting as an example the global radiation and the position of the sun. Moreover we only considered data at 13:00 UTC in this study while revisit time of satellites can differ ($10:30$ UTC for MODIS onboard Terra e.g.). These limitations can easily be overcome by using a tool like SCOPE, as demonstrated with this work, and would provide very useful guidelines for designing satellite missions.

Acknowledgements

This work was supported by the 'Centre National d'Etudes Spatiales' (CNES) through the TOSCA ('Terre, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère') group and the 'Institut National de la Recherche Agronomique' (INRA), department of 'Environnement et Agronomie'. We are grateful to the CESBIO team who provided us the meteorological data.

References

- Bacour, C., Jacquemoud, S., Leroy, M., Hauteceur, O., Weiss, M., Prévot, L., ... Chauki, H. (2002). Reliability of the estimation of vegetation characteristics by inversion of three canopy reflectance models on airborne POLDER data. *Agronomie*, 22, 555–565. <http://dx.doi.org/10.1051/agro:2002039>.
- Baret, F., et al. (2007). LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION Part 1: Principles of the algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 110, 275–286. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.018>.
- Becker, F., & Li, Z. -L. (1990). Towards a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 369–393. <http://dx.doi.org/10.1080/01431169008955028>.
- Béziat, P., Ceschia, E., & Dedieu, G. (2009). Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 1628–1645. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.05.004>.
- Casas, A., Riaño, D., Ustin, S. L., Dennison, P., & Salas, J. (2014). Estimation of water-related biochemical and biophysical vegetation properties using multitemporal airborne hyperspectral data and its comparison to MODIS spectral response. *Remote Sensing of Environment*, 148, 28–41. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.011>.
- Caselles, V., Sobrino, J., & Coll, C. (1992). A physical model for interpreting the land surface temperature obtained by remote sensors over incomplete canopies. *Remote Sensing of Environment*, 39, 203–211. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(92\)90086-Y](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(92)90086-Y).
- Cowan, I. (1977). Stomatal behaviour and environment. *Advances in Botanical Research*, 4, 117–228.
- Crebassol, P., Lagouarde, J. -P., & Hook, S. (2014). THIRSTY – Thermal InfraRed SpatiAl sYstem. *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 3021–3024). IEEE.
- Delogu, E., et al. (2012). Reconstruction of temporal variations of evapotranspiration using instantaneous estimates at the time of satellite overpass. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(2995–3010), 2012. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-16-2995-2012>.
- Duffour, C., Olioso, A., Demarty, J., Roujean, J. -L., & Lagouarde, J. -P. (2014). Development of a simple parametric model to simulate the directional effects in the thermal infrared domain. *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 2997–3000). IEEE.
- Duffour, C., Olioso, A., Demarty, J., Van der Tol, C., & Lagouarde, J. -P. (2015). An evaluation of SCOPE: A tool to simulate the directional anisotropy of satellite-measured surface temperatures. *Remote Sensing of Environment*, 158, 362–375. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.019>.
- Farquhar, G. D., von Caemmerer, S., & Berry, J. A. (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149, 78–90. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00386231>.
- Francois, C., Ottle, C., & Prevot, L. (1997). Analytical parameterization of canopy directional emissivity and directional radiance in the thermal infrared. Application on the retrieval of soil and foliage temperatures using two directional measurements.

- International Journal of Remote Sensing*, 18, 2587–2621. <http://dx.doi.org/10.1080/014311697217495>.
- Fuchs, M., Kanemasu, E. T., Kerr, J. P., & Tanner, C. B. (1967). Effect of viewing angle on canopy temperature measurements with infrared thermometers. *Agronomy Journal*, 59, 494. <http://dx.doi.org/10.2134/agronj1967.00021962005900050040x>.
- García-Santos, V., Valor, E., Caselles, V., Ángeles Burgos, M., & Coll, C. (2012). On the angular variation of thermal infrared emissivity of inorganic soils. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 117. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JD017931> (n/a – n/a).
- Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothren, J. S., Hook, S., & Kahle, A. B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1113–1126. <http://dx.doi.org/10.1109/36.700995>.
- Guillevic, P. C., Bork-Unkelbach, A., Gottsche, F. M., Hulley, G., Gastellu-Etchegorry, J. -P., Olesen, F. S., & Privette, J. L. (2013). Directional viewing effects on satellite land surface temperature products over sparse vegetation canopies—A multisensor analysis. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 10, 1464–1468. <http://dx.doi.org/10.1109/LGRS.2013.2260319>.
- Guillevic, P. C., Privette, J. L., Coudert, B., Palecki, M. A., Demarty, J., Otlé, C., & Augustine, J. A. (2012). Land surface temperature product validation using NOAA's surface climate observation networks—Scaling methodology for the Visible Infrared Imager Radiometer Suite (VIIRS). *Remote Sensing of Environment*, 124, 282–298. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.004>.
- Guillevic, P., Gastellu-Etchegorry, J. -P., Demarty, J., & Prévot, L. (2003). Thermal infrared radiative transfer within three-dimensional vegetation covers. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4248. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002247>.
- Huang, H., Liu, Q., & Qin, W. (2010). Thermal emission hot-spot effect of crop canopies—Part I: Simulation. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3, 313–322. <http://dx.doi.org/10.1109/JSTARS.2010.2046625>.
- Huang, H., Liu, Q., Qin, W., Du, Y., & Li, X. (2011). Temporal patterns of thermal emission directionality of crop canopies. *Journal of Geophysical Research*, 116, D06114. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JD014613>.
- Hulley, G. C., & Hook, S. J. (2011). Generating consistent land surface temperature and emissivity products between ASTER and MODIS data for earth science research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, 1304–1315. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2010.2063034>.
- Jackson, R. D., Reginato, R. J., & Idso, S. B. (1977). Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, 13, 651–656. <http://dx.doi.org/10.1029/WR013i003p0651>.
- Jackson, R. D., Reginato, R. J., Pinter, P. J., & Idso, S. B. (1979). Plant canopy information extraction from composite scene reflectance of row crops. *Applied Optics*, 18, 3775–3782. <http://dx.doi.org/10.1364/AO.18.003775>.
- Jacquemoud, S., & Baret, F. (1990). PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra. *Remote Sensing of Environment*, 34, 75–91. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90100-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(90)90100-Z).
- Jacquemoud, S., Bacour, C., Poilvé, H., & Frangi, J. -P. (2000). Comparison of four radiative transfer models to simulate plant canopies reflectance: Direct and inverse mode. *Remote Sensing of Environment*, 74, 471–481. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00139-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00139-5).
- Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J. A., Mattar, C., Hulley, G., & Gottsche, F. -M. (2014). Temperature and emissivity separation from MSG/SEVIRI data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52, 5937–5951. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2013.2293791>.
- Jupp, D. L. B., & Strahler, A. H. (1991). A hotspot model for leaf canopies. *Remote Sensing of Environment*, 38, 193–210. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(91\)90089-O](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(91)90089-O).
- Kimes, D. S. (1983). Remote sensing of row crop structure and component temperatures using directional radiometric temperatures and inversion techniques. *Remote Sensing of Environment*, 13, 33–55. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(83\)90026-3](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(83)90026-3).
- Kimes, D. S., & Kirchner, J. A. (1983). Directional radiometric measurements of row-crop temperatures. *International Journal of Remote Sensing*, 4, 299–311. <http://dx.doi.org/10.1080/01431168308948548>.
- Kuusik, A., Kuusk, J., & Lang, M. (2014). Modeling directional forest reflectance with the hybrid type forest reflectance model FRT. *Remote Sensing of Environment*, 149, 196–204. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.035>.
- Lagouarde, J. P., Kerr, Y. H., & Brunet, Y. (1995). An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 167–190. [http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02260-5](http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923(95)02260-5).
- Lagouarde, J. -P., & Irvine, M. (2008). Directional anisotropy in thermal infrared measurements over Toulouse city centre during the CAPITOUL measurement campaigns: first results. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 102, 173–185. <http://dx.doi.org/10.1007/s00703-008-0325-4>.
- Lagouarde, J. -P., Ballans, H., Moreau, P., Guyon, D., & Coraboeuf, D. (2000). Experimental study of brightness surface temperature angular variations of maritime pine (*Pinus pinaster*) stands. *Remote Sensing of Environment*, 72, 17–34. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(99\)00085-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00085-1).
- Lagouarde, J. -P., Hénon, A., Kurz, B., Moreau, P., Irvine, M., Voogt, J., & Mestayer, P. (2010). Modelling daytime thermal infrared directional anisotropy over Toulouse city centre. *Remote Sensing of Environment*, 114, 87–105. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.012>.
- Lagouarde, J. -P., et al. (2013). The MISTIGRI thermal infrared project: scientific objectives and mission specifications. *International Journal of Remote Sensing*, 34, 3437–3466. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2012.716921>.
- Laurent, V. C. E., Verhoef, W., Clevers, J. G. P. W., & Schaepman, M. E. (2011). Inversion of a coupled canopy-atmosphere model using multi-angular top-of-atmosphere radiance data: A forest case study. *Remote Sensing of Environment*, 115, 2603–2612. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.016>.
- Lesaignoux, A. (2010). *Estimation de l'humidité de surface des sols nus à partir de l'imagerie hyperspectrale à haute résolution spatiale sur le domaine optique 0.4–14 µm*.
- Lesaignoux, A., Fabre, S., & Briottet, X. (2013). Influence of soil moisture content on spectral reflectance of bare soils in the 0.4–14 µm domain. *International Journal of Remote Sensing*, 34, 2268–2285. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2012.743693>.
- Luquet, D., Bégue, A., Vidal, A., Clouvel, P., Dauzat, J., Olioso, A., ... Tao, Y. (2003). Using multi-directional thermography to characterize water status of cotton. *Remote Sensing of Environment*, 84, 411–421. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00131-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00131-1).
- Luquet, D., Vidal, A., Dauzat, J., Bégue, A., Olioso, A., & Clouvel, P. (2004). Using directional TIR measurements and 3D simulations to assess the limitations and opportunities of water stress indices. *Remote Sensing of Environment*, 90, 53–62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2003.09.008>.
- McAtee, B. K., Prata, A. J., & Lynch, M. J. (2003). The angular behavior of emitted thermal infrared radiation (8–12 µm) at a semiarid site. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1060–1071. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1060:TABOET>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1060:TABOET>2.0.CO;2).
- Medlyn, B. E., Dreyer, E., Ellsworth, D., Forstreuter, M., Harley, P. C., Kirschbaum, M. U. F., Le Roux, X., Montpied, P., Strassmeyer, J., Walcroft, A., Wang, K., & Loustau, D. (2002). "Temperature Response of Parameters of a Biochemically Based Model of Photosynthesis. II. A Review of Experimental Data." *Plant, Cell and Environment*, 25(9), 1167–1179. <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1365-3040.2002.00891.x>.
- Norman, J. M., Divakar, M., & Goel, N. S. (1995). Algorithms for extracting information from remote thermal-IR observations of the earth's surface. *Remote Sensing of Environment*, 51, 157–168. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(94\)00072-U](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(94)00072-U).
- Olioso, A. (1992). *Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface*.
- Olioso, A. (1995). Simulating the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index. *International Journal of Remote Sensing*, 16, 3211–3216. <http://dx.doi.org/10.1080/01431169508954625>.
- Olioso, A., Chauki, H., Wigneron, J., Bergaoui, K., Bertuzzi, P., Chanzy, A., ... Clavet, J. -C. (1999). Estimation of energy fluxes from thermal infrared, spectral reflectances, microwave data and SVAT modeling. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 24, 829–836. [http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00089-1](http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00089-1).
- Paw U, K. T., Ustin, S. L., & Zhang, C. (1989). Anisotropy of thermal infrared emission in sunflower canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 48, 45–58. [http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923\(89\)90006-3](http://dx.doi.org/10.1016/0168-1923(89)90006-3).
- Pinheiro, A. C. T., Privette, J. L., Mahoney, R., & Tucker, C. J. (2004). Directional effects in a daily AVHRR land surface temperature dataset over Africa. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 1941–1954. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2004.831886>.
- Prata, A. J. (1993). Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 98, 16689. <http://dx.doi.org/10.1029/93JD01206>.
- Prévot, L. (1985). "Modélisation Des échanges Radiatifs Au Sein Des Couverts Végétaux: Application à La Télédétection, Validation Sur Un Couvert de Maïs/Modelling of Radiation Exchanges inside Plant Canopies : Applications to Remote Sensing, Validation for Maize Canopy." *Thèse de doctorat - Université de Paris*, 6.
- Price, J. C. (1983). Estimating surface temperatures from satellite thermal infrared data—A simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sensing of Environment*, 13, 353–361. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(83\)90036-6](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(83)90036-6).
- Rasmussen, M. O., Gottsche, F. -M., Olesen, F. -S., & Sandholt, I. (2011). Directional effects on land surface temperature estimation from meteosat second generation for Savanna landscapes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, 4458–4468. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2011.2144604>.
- Schmugge, T., French, A. R., Ritchie, J. C., Rango, A., & Pelgrum, H. (2002). Temperature and emissivity separation from multispectral thermal infrared observations. *Remote Sensing of Environment*, 79, 189–198. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00272-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00272-3).
- Sinoquet, H., & Andrieu, B. (1993). The geometrical structure of plant canopies : Characterization and direct measurement methods. In C. Varlet-Grancher, R. Bonhomme, & H. Sinoquet (Eds.), *Crop structure and light microclimate*. (pp. 131–158) Paris.
- Smith, J., & Ballard, J. R. (2001). Thermal infrared hot spot and dependence on canopy geometry. *Optical Engineering*, 40, 1435. <http://dx.doi.org/10.1117/1.1387990>.
- Smith, J. A., Pedely, J. A., Ballard, J. R., Jr., & Schmugge, T. J. (1997). Three-dimensional modeling of agricultural canopies for thermal IR exitance studies. In G. Cecchi, E. T. Engman, & E. Zilioli (Eds.), *Earth surface remote sensing, vol. 3222*. (pp. 50–57) of.
- Sobrino, J., & Caselles, V. (1990). Thermal infrared radiance model for interpreting the directional radiometric temperature of a vegetative surface. *Remote Sensing of Environment*, 33, 193–199. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90030-P](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(90)90030-P).
- Sobrino, J. A., & Soria, G. (2004). Surface temperature retrieval from along track scanning radiometer 2 data: Algorithms and validation. *Journal of Geophysical Research*, 109, D11101. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JD004212>.
- Sobrino, J. A., Li, Z. -L., Stoll, M. P., & Becker, F. (1996). Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 2089–2114. <http://dx.doi.org/10.1080/01431169608948760>.
- Sobrino, J., Jimenez-Munoz, J., & Verhoef, W. (2005). Canopy directional emissivity: Comparison between models. *Remote Sensing of Environment*, 99, 304–314. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.09.005>.
- Van de Griend, A. A., & Owe, M. (1994). Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, 30, 181–188. <http://dx.doi.org/10.1029/93WR02747>.
- Van der Tol, C., Verhoef, W., Timmermans, J., Verhoef, A., & Su, Z. (2009). An integrated model of soil-canopy spectral radiances, photosynthesis, fluorescence, temperature

- and energy balance. *Biogeosciences*, 6, 3109–3129. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-6-3109-2009>.
- Verhoef, W. (1984). Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling: The SAIL model. *Remote Sensing of Environment*, 16, 125–141. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(84\)90057-9](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(84)90057-9).
- Verhoef, W. (1998). "Theory of Radiative Transfer Models Applied in Optical Remote Sensing of Vegetation Canopies." *PhD Thesis*. Wageningen Agricultural University.
- Verhoef, W., & Bach, H. (2007). Coupled soil–leaf–canopy and atmosphere radiative transfer modeling to simulate hyperspectral multi-angular surface reflectance and TOA radiance data. *Remote Sensing of Environment*, 109, 166–182. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.013>.
- Verhoef, W., Jia, L., Xiao, Q., & Su, Z. (2007). Unified optical-thermal four-stream radiative transfer theory for homogeneous vegetation canopies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 1808–1822. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2007.895844>.
- Verrelst, J., Rivera, J. P., van der Tol, C., Magnani, F., Mohammed, G., & Moreno, J. (2015). Global sensitivity analysis of the SCOPE model: What drives simulated canopy-leaving sun-induced fluorescence? *Remote Sensing of Environment*, 166, 8–21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.06.002>.
- Vinnikov, K. Y., Yu, Y., Goldberg, M. D., Tarpley, D., Romanov, P., Laszlo, I., & Chen, M. (2012). Angular anisotropy of satellite observations of land surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 39, L23802. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL054059>.
- Voogt, J. a., & Oke, T. R. (1998). Effects of urban surface geometry on remotely-sensed surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 19(895–920), 1998. <http://dx.doi.org/10.1080/014311698215784>.
- Wallace, J., & Verhoef, A. (2000). Modelling interactions in mixed-plant communities: Light, water and carbon dioxide. *Leaf Development and Canopy Growth*, 204–250.
- Wan, Z., & Dozier, J. (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 892–905. <http://dx.doi.org/10.1109/36.508406>.
- Weiss, M., & Baret, F. (1999). Evaluation of canopy biophysical variable retrieval performances from the accumulation of large swath satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 70, 293–306. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(99\)00045-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00045-0).
- Yu, T., Gu, X., Legrand, M., Baret, F., Hanocq, J. -F., Bosseno, R., & Zhang, Y. (2004). Modeling directional brightness temperature over a maize canopy in row structure. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 2290–2304. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2004.834196>.

CHAPITRE V

5. Mise au point d'approches paramétriques - Application à la correction des données satellites

Article associé au chapitre : Duffour C., Lagouarde J.-P., and Roujean J.-L., “The RL parametric model as a simplified approach to simulate TIR directional effects for remote sensing applications,” Remote Sens. Environ., - Submitted.

5.1. Contexte

Les mesures satellitaires effectuées dans l'IRT ne sont pas corrigées des effets directionnels alors qu'ils peuvent entraîner des erreurs allant jusqu'à une dizaine de degrés. Le contexte satellitaire actuel nous pousse à étudier ces effets pour plusieurs raisons :

- Certains capteurs opérant dans l'IRT ont des fauchées larges, impliquant inévitablement des effets directionnels. C'est le cas par exemple des instruments MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*) et VIIRS (*Visible/Infrared Imager Radiometer Suite*) à bord des satellites à orbite quasi-polaire AQUA et TERRA pour MODIS et S-NPP (*Suomi National Polar-orbiting Partnership*) pour VIIRS dont les angles de visée zénithaux atteignent respectivement $\pm 55^\circ$ et $\pm 56^\circ$ en bord de fauchées.
- Les capteurs à bord des satellites géostationnaires sont également soumis à des effets directionnels. Si chaque pixel est vu sous une configuration angulaire qui lui est propre, l'évolution de la position solaire (diurne et saisonnière) implique des effets directionnels variables.
- Dans le cas de la mission THIRSTY, son orbite quasi-polaire héliosynchrone a été calculée pour que les traces orbitales au sol soient fixes. Chaque point est donc vu sous une configuration angulaire unique, minimisant l'impact des effets angulaires lors de l'analyse des séries temporelles. Demeure cependant l'effet de l'éclairement solaire (angles solaires) qui varie au cours de l'année. Même si l'angle de balayage envisagé pour THIRSTY est de $\pm 35^\circ$ seulement (par comparaison aux capteurs à large champ), nous avons montré dans le chapitre précédent que l'effet de hot spot affecte inévitablement les mesures réalisées dans la zone intertropicale aux dates auxquelles l'angle zénithal solaire est proche du nadir.

Il est donc nécessaire de développer des méthodes opérationnelles pour corriger ces effets de façon systématique. Dans cet objectif, SCOPE est inadapté, d'une part car il nécessite beaucoup trop de données en entrée, et d'autre part parce que les temps de calcul sont incompatibles avec les chaînes de traitements satellitaires. C'est pourquoi nous cherchons à développer et à mettre en œuvre des méthodes plus simples.

L'utilisation de réseaux de neurones est une voie possible et SCOPE serait d'un grand intérêt pour la génération des bases d'apprentissage. Toutefois, ces méthodes n'ont, à notre connaissance, pas encore été développées dans le cadre de la correction des données directionnelles dans l'IRT. Cette piste n'a pas non plus été explorée dans le cadre de la thèse où nous nous sommes penchés sur les méthodes paramétriques.

Les méthodes paramétriques ont fait l'objet de travaux mais restent peu nombreuses dans l'IRT. Certaines de ces méthodes sont basées sur l'hypothèse suivante : tout pixel de télédétection est la somme de la contribution de quantités radiométriques élémentaires dissociées qui peuvent être modélisées par combinaison linéaire de plusieurs fonctions mathématiques appelées noyaux ('kernels'). Une approche opérationnelle de ce type a été développée par Vinnikov et al. 2012 dans l'objectif de corriger les mesures des satellites GOES-EAST et GOES-WEST. Ce modèle (que nous appellerons indifféremment modèle, méthode ou approche de Vinnikov), totalement empirique, fait l'hypothèse suivante :

l'anisotropie, définie comme le rapport entre les températures directionnelles et la température au nadir, est égale à la somme de trois kernels décrivant respectivement un effet isotrope, un effet d'émissivité et un effet 'solaire' (effet de la variation de la géométrie d'éclairement au cours du jour) :

$$\frac{T(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{T_{nadir}} = 1 + A.E(\theta_v) + D.S(\theta_v, \theta_s, \varphi) \quad (5.1)$$

où T_{nadir} représente la température mesurée en visée nadir et θ_s , θ_v et φ correspondent respectivement à l'angle zénithal solaire, l'angle zénithal de visée et l'azimut relatif entre les directions d'éclairement et d'observation. A et D représentent les coefficients respectifs des kernels d'émissivité et solaire E et S. Les fonctions mathématiques qui leur sont associées sont les suivantes:

$$E(\theta_v) = 1 - \cos(\theta_v) \quad (5.2)$$

$$S(\theta_v, \theta_s, \varphi) = \sin(\theta_v)\cos(\theta_s)\sin(\theta_s)\cos(\theta_s - \theta_v)\cos(\varphi) \quad (5.3)$$

Le coefficient A et la fonction E ont été déterminés en calant le modèle sur des données nocturnes. La fonction S et le coefficient D ont ensuite été obtenus à l'aide de données diurnes.

Malgré un développement totalement empirique, on note que ce modèle intègre les divers éléments qui pilotent l'anisotropie. La fonction S et le coefficient D, couplés à la température au nadir, intègrent implicitement les effets de forçage météorologique. La structure de la canopée est intégrée dans la dérivation de la fonction E et du coefficient A.

Dans ce chapitre nous nous intéressons plus particulièrement à une approche paramétrique basée sur la dérivation d'expressions analytiques simples à partir d'hypothèses simplificatrices de la physique du rayonnement. Ce type de modèles a notamment été utilisé par Roujean 2000 afin de dériver un modèle de hot spot dans l'optique, tel que :

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \rho_{HS}e^{-kf} \quad (5.4)$$

où ρ représente la réflectance directionnelle, ρ_{HS} la réflectance au hot spot, k un paramètre relié à la structure de la canopée et f représente la 'distance' qui sépare le rayonnement solaire et le rayonnement qui parvient à l'observateur donnée par l'équation (3.6) rappelée ici :

$$f = \sqrt{\tan^2(\theta_v) + \tan^2(\theta_s) - 2 \tan \theta_v \tan \theta_s \cos \varphi} \quad (3.6)$$

A partir de ce modèle, Lagouarde and Irvine 2008 ont dérivé une expression analytique permettant de simuler l'anisotropie directionnelle dans l'IRT. L'expression obtenue est la suivante :

$$Tb(\theta_s, \theta_v, \varphi) - Tb_{nadir} = (Tb_{HS} - Tb_{nadir}) \frac{(e^{-kf} - e^{-kf_{nadir}})}{(e^{-kf_{HS}} - e^{-kf_{nadir}})} \quad (5.5)$$

$$\Leftrightarrow \Delta Tb(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \Delta T_{HS} \frac{(e^{-kf} - e^{-k \tan(\theta_s)})}{(1 - e^{-k \tan(\theta_s)})} \quad (5.6)$$

où $\Delta T_{HS} = (Tb_{HS} - Tb_{nadir})$ et k sont les paramètres du modèle et $f_{nadir} = \tan(\theta_s)$ et $f_{HS} = 1$.

On note que les principaux facteurs qui gouvernent l'anisotropie sont implicitement pris en compte dans ce modèle. Le forçage météorologique et l'effet de la structure sont respectivement pris en compte via les paramètres ΔT_{HS} et k .

Ce modèle, que l'on appellera RL (en référence aux auteurs l'ayant développé : Roujean et Lagouarde), a été testé pour simuler l'anisotropie d'une canopée urbaine (Lagouarde and Irvine 2008). Les résultats obtenus étant très encourageants, ils nous ont poussés à :

- Tester ce modèle sur des couverts végétaux,
- Evaluer sa précision
- Comparer cette approche à celle développée par Vinnikov et al. 2012

5.2. Présentation de l'article

Le modèle RL a été évalué de trois façons dans cette étude :

- Par confrontation à des données expérimentales
- Par confrontation à des données générées à l'aide de SCOPE
- Par comparaison avec le modèle de Vinnikov

5.2.1. *Comparaison RL \ données expérimentales*

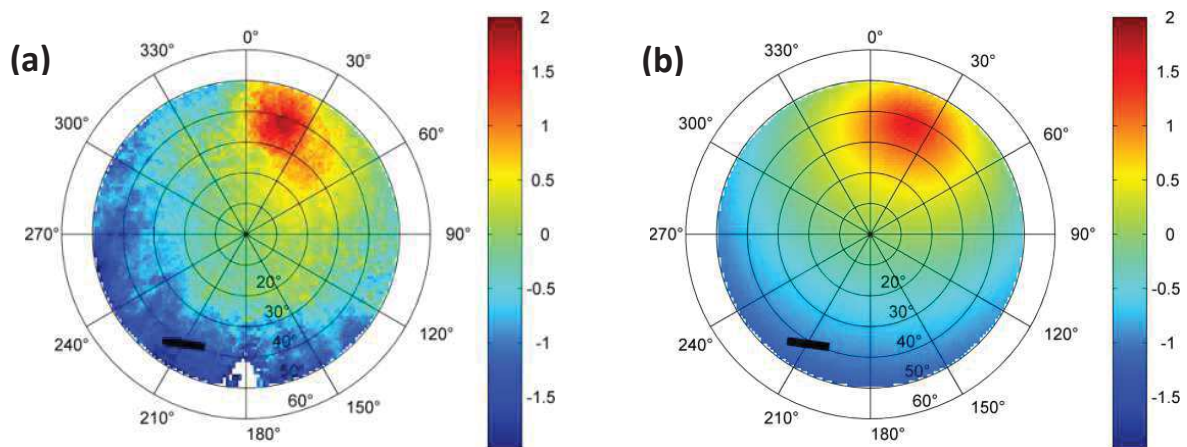


Figure 5.1 – Rosaces directionnelles mesurée (a) à l'aide d'une caméra aéroportée au-dessus d'un couvert forestier de pins maritimes (site de Le Bray) entre 12:52 et 13:36 UTC le 4 Septembre 1996, et simulée par le modèle RL ajusté (b). Le trait noir épais indique la course du soleil pendant la période du vol.

Les données expérimentales ont été mesurées sur des couverts urbains et végétaux en mettant en œuvre le protocole expérimental décrit par Lagouarde et al. 2000 basé sur l'utilisation d'une caméra IRT aéroportée équipée d'un grand angle.

Pour les zones urbaines, les données utilisées ont été mesurées le 15 Juillet 2004 aux alentours de 11:30 UTC (de 11:15 à 11:49 UTC) et de 14:00 UTC (de 13:48 à 14:23 UTC) au-dessus de la ville de Toulouse lors de l'expérience CAPITOU (Masson et al. 2008). Pour la canopée végétale, les données d'anisotropie ont été mesurées le 4 Septembre 1996 au-dessus d'un couvert de pins maritimes (site de Le Bray) à trois heures de la journée (de 11:20 à 11:52

UTC, de 12:52 à 13:36 UTC et de 15:38 à 16:08 UTC). Ces mesures sont décrites dans Lagouarde and Irvine 2008 et Lagouarde et al. 2000.

Le modèle RL a été calé sur ces données par ajustement des 2 paramètres k et ΔT_{HS} . Toutes les directions de mesure, pour des zéniths allant jusqu'à 50° , ont été utilisées dans ce processus.

Le modèle RL montre des performances remarquables. La figure 5.1 présente une rosace directionnelle mesurée (Fig.5.1.a) et une rosace directionnelle simulée avec le modèle RL ajusté (Fig.5.1.b). On constate que les gammes de variations de l'anisotropie sont identiques et que le hot spot est bien simulé, tant sur sa position ($\theta_s=39^\circ$; $\varphi=20^\circ$) que sur l'amplitude des variations d'anisotropie à son voisinage. D'autres exemples de rosaces directionnelles sont fournis dans l'article lié à ce chapitre. Pour les 4 cas testés, les signatures directionnelles sont bien reconstituées et les statistiques calculées entre le modèle ajusté et les mesures donnent des $RMSE \leq 1^\circ C$. Ce résultat est très satisfaisant compte tenu du fait que les mesures présentent des incertitudes dues notamment aux mouvements de l'avion.

Afin d'aller plus loin dans cette évaluation et d'étudier de façon plus détaillée sa précision, le modèle RL a été comparé à un jeu de données d'anisotropie développé avec le modèle SCOPE, permettant d'explorer une large gamme de signatures directionnelles.

5.2.2. Comparaison RL \ SCOPE

Table 5.1 - Récapitulatif des données utilisées en entrée de SCOPE pour l'évaluation du modèle RL.	
Forçage météorologique	
Jours (10:30 - 15:00 UTC)	20 mars (DoY 79) 23 juin (DoY 174)
Vitesse du vent ($m.s^{-1}$)	2
Statut hydrique	
Maximum de carboxylation ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$)	25 \ 125
Coût marginal d'assimilation ($mol.mol^{-1}$)	2000
Résistance de surface du sol ($s.m^{-1}$)	200 \ 2000
Structure de canopée	
LAI	{0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 3 ; 5}
LADF (sphérique)	LADF _a =-0,35 ; LADF _b = -0,15
Paramètre de hot spot	0,01 ; 0,05 ; 0,1 ; 0,5
Hauteur de canopée (m)	1

Le modèle SCOPE a été utilisé pour générer un jeu de données de signatures directionnelles à partir duquel le modèle RL a été calé. Comme précédemment, le calage s'est fait en ajustant les 2 paramètres k et ΔT_{HS} .

Le jeu de données utilisé ici est proche de celui développé pour les besoins du chapitre précédent. Les données météorologiques sont les mêmes que précédemment : elles proviennent du site de Auradé ($43^\circ 54' 97''$ N, $01^\circ 10' 61''$ E), situé près de Toulouse (France), qui fait partie du réseau d'observation CarboEurope (Dolman et al. 2006), et donc représentatives des conditions observées aux latitudes moyennes. Les deux journées proches de l'équinoxe de printemps et proche du solstice d'été ont été de nouveau utilisées. Les simulations ont ici été

réalisées de 10:30 UTC à 15:00 UTC mais seuls les résultats obtenus à 13:00 UTC sont

détaillés. Notons également qu'ici nous avons fait varier q jusqu'à 0,5 et que seules les signatures des couverts sphériques ont servi à l'étude. Les valeurs des différents paramètres et variables clés sont rappelées dans le tableau 5.1. Tous ces facteurs ont été croisés, menant à 192 cas par horaire simulé.

On trouve une très bonne corrélation ($R^2=0,9$) et une faible erreur ($RMSE=0,26^\circ C$) entre les simulations SCOPE et RL, toutes données confondues à 13:00 UTC. Une étude plus détaillée des erreurs montre que les performances de RL augmentent avec q . En comparant toutes les configurations pour lesquelles $q=0,01$; on obtient $R^2=0,65$. Cette même comparaison réalisée en ne sélectionnant que les cas de figures où $q=0,5$; on trouve $R^2=0,98$. Ce résultat met une fois de plus en avant l'importance de ce paramètre et la nécessité de le documenter plus en détails dans le futur.

La figure 5.2 présente les variations de RMSE calculées entre les données SCOPE et RL en fonction du LAI et pour les 4 statuts hydriques créés à 13:00 UTC. De façon générale, le maximum d'erreur a lieu pour les LAI compris entre 1 et 2, i.e. aux alentours du maximum d'anisotropie en termes d'indice d'anisotropie (cf. chapitre IV). En termes de statuts hydriques, pour q allant de 0,01 à 0,1 ; la tendance est toujours la même :

$$RMSE_V_W_S_D \geq RMSE_V_D_S_D \geq RMSE_V_W_S_W \geq RMSE_V_D_S_W$$

où V et S signifient respectivement 'Végétation' et 'Sol', et les indices W et D correspondent respectivement à 'Wet' (humide) et 'Dry' (sec).

Les signatures directionnelles des canopées dont le sol est sec sont moins bien simulées par RL. Les signatures directionnelles issues de végétation plus sèche sont quant à elles mieux restituées que celles issues de végétation non-stressée. Cet ordre n'est modifié que lorsque la végétation atteint LAI=5. Néanmoins, dans toutes les configurations pour lesquelles LAI=5, on a $RMSE \leq 0,2^\circ C$ et de faibles variations de RMSE entre les différents statuts hydriques.

Dans le cas où $q=0,5$; toutes les conditions sont bien restituées ($RMSE < 0,35^\circ C$) et aucune tendance particulière n'est à noter.

Finalement, RL restitue correctement les signatures directionnelles simulées par SCOPE avec une erreur acceptable ($RMSE \leq 0,6^\circ C$, toutes données confondues à 13:00 UTC).

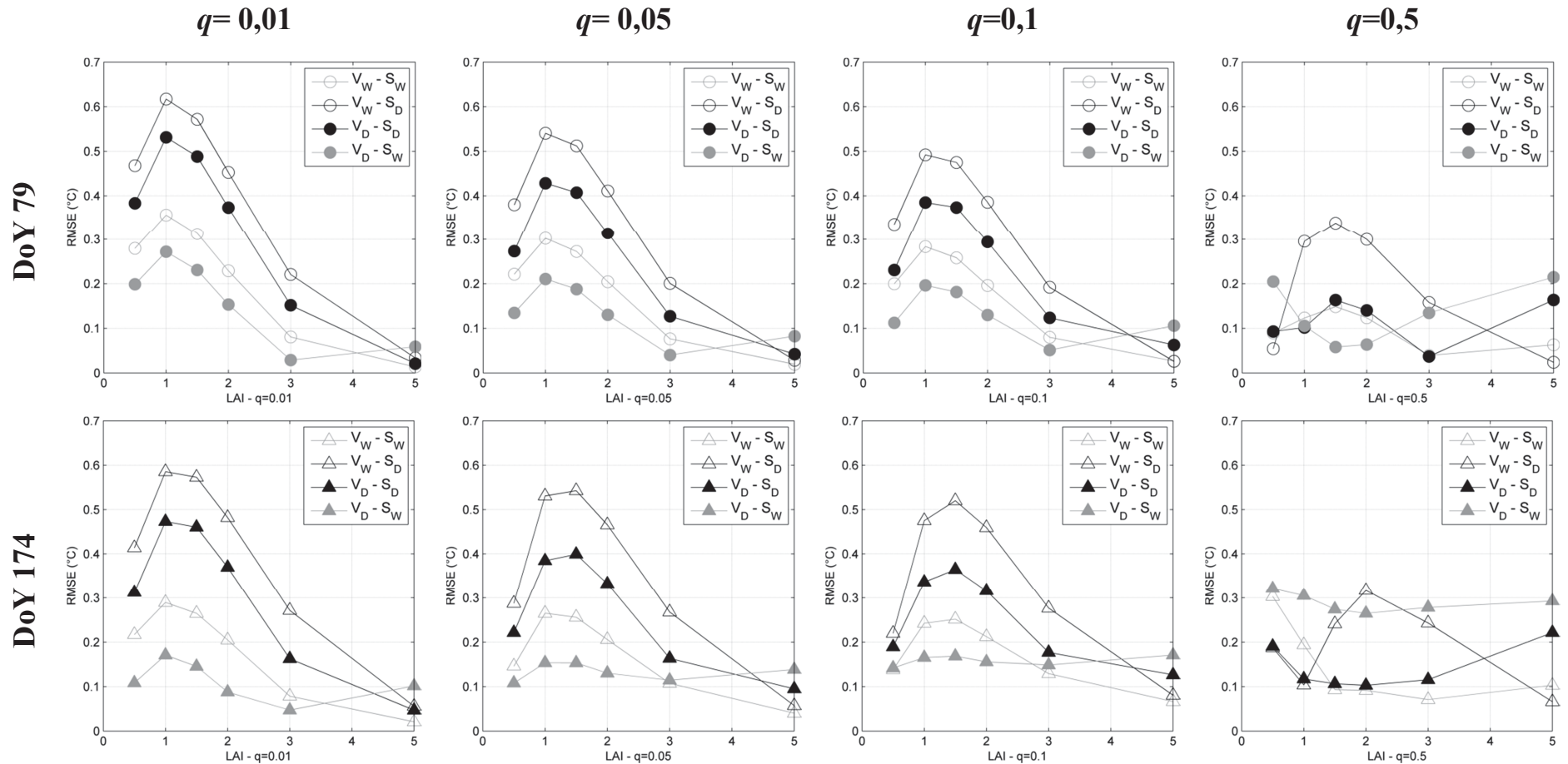


Figure 5.2 - RMSE entre les modèles SCOPE et RL en fonction du LAI pour tous les cas de figures simulés dans cette étude à 13:00 UTC. Les colonnes représentent les résultats pour q allant de 0,01 à 0,5 et les lignes les résultats pour les jours 79 et 174. Les symboles pleins (vides) indiquent les cas pour lesquels la végétation est stressée (non-stressés) et les symboles noirs (gris) indiquent les cas où le sol est sec (humide). On rappelle que V et S signifient respectivement 'Végétation' et 'Sol', et les indices W et D correspondent respectivement à 'Wet' (humide) et 'Dry' (sec).

5.2.3. Comparaison RL \ Vinnikov

Les modèles RL et Vinnikov ont été comparés sur le jeu de données synthétique généré par SCOPE et utilisé précédemment.

Le modèle de Vinnikov est décrit comme un modèle à 1 paramètre car le coefficient A est défini comme universel ($A=-0.0138 \text{ K}^{-1}$). Toutefois, le calage du modèle en ajustant uniquement le coefficient D sur les données SCOPE montre que cette paramétrisation n'est pas satisfaisante. On trouve en effet, toutes données confondues à 13:00 UTC, $R^2=0,59$ et $RMSE=0,55^\circ\text{C}$.

Les résultats sont très nettement améliorés lorsque les deux coefficients A et D sont ajustés lors du processus de calage. On obtient alors $R^2=0,86$ et $RMSE=0,3^\circ\text{C}$. Ces résultats demeurent toutefois légèrement en-dessous de ceux obtenus avec le modèle RL, qui, rappelons-le, sont : $R^2=0,9$ et $RMSE=0,26^\circ\text{C}$. Cependant, même si statistiquement les résultats des 2 modèles sont proches, le modèle de Vinnikov présente de très larges faiblesses : la position et l'amplitude du hot spot ne sont pas exactes. Cet effet est illustré par la figure 5.3 qui présente 3 rosaces simulées avec SCOPE, avec le modèle RL ajusté et avec le modèle de Vinnikov calé en ajustant ses 2 coefficients A et D.

Ainsi le modèle RL est plus fiable et plus précis que le modèle de Vinnikov.

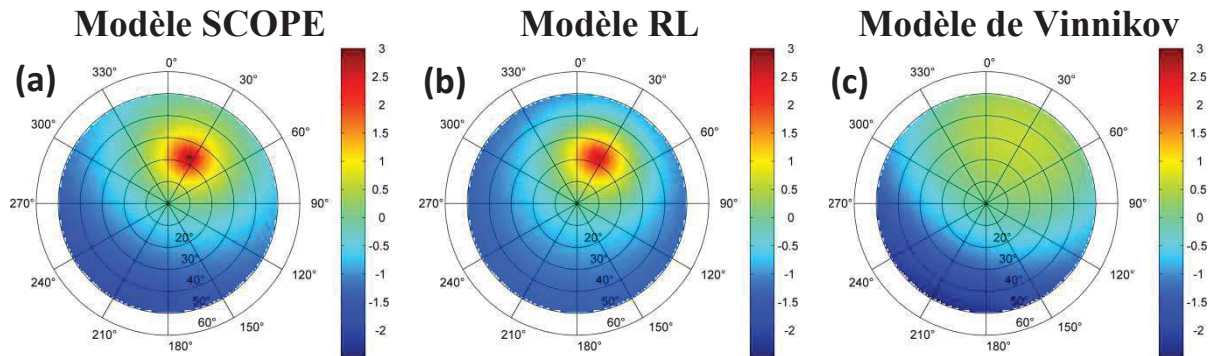


Figure 5.3 – Rosaces d'anisotropie directionnelle simulées avec le modèle SCOPE (a), le modèle RL (b) et le modèle de Vinnikov (c) tous deux calés sur le modèle SCOPE par ajustement de leurs 2 paramètres. Les paramètres de simulations sont ici $LAI=1,5$; $q=0,5$; $V_{cno}=25 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$; $r_{ss}=200 \text{ mol.mol}^{-1}$; pour le jour 174 à 13:00 UTC.

5.2.4. Application opérationnelle des méthodes paramétriques

Dans le chapitre précédent, nous avons montré, en nous basant sur la simulation de l'orbite quasi-polaire héliosynchrone de la mission THIRSTY, que selon la date, l'orbite ascendante ou descendante et la latitude, certaines régions du globe peuvent être 'vues' en position hot spot. C'est le cas de toute la zone intertropicale.

Vinnikov et al. 2012 se sont intéressés à la correction de données directionnelles issues des satellites géostationnaires GOES-EAST et GOEST WEST. Or nous avons constaté que tous les pixels situés dans le champ de vue de ces satellites peuvent être vus sous un effet de hot

spot deux fois par an, en plus d'être soumis à des effets directionnels variables du fait de l'évolution de la position solaire au cours de l'année. Par exemple, l'instrument SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*) à bord du satellite *Meteosat Second Génération*, 'voit' la France en position hot spot entre la fin du mois de Février et la mi-Avril, et entre la fin du mois d'Août et la mi-October. Ce résultat a un impact direct sur le développement des méthodes simplifiées car il signifie que ces approches doivent nécessairement être capables de simuler avec précision les effets d'anisotropie dans tous les plans d'observations, y compris dans le plan principal. Ceci milite donc en faveur de l'utilisation du modèle RL, plus que du modèle de Vinnikov.

Nous avons présenté les 2 modèles, RL et Vinnikov, comme des modèles à 2 paramètres. Cependant, leur formulation sous-entend la connaissance de la température au nadir. D'un point de vue opérationnel, ces approches doivent donc être traitées comme des approches à 3 paramètres, ce qui revient à résoudre une équation à 3 inconnues. Puisque les données satellitaires sont ponctuelles et qu'il est compliqué d'avoir accès simultanément à trois mesures de température, la résolution de l'équation pourrait passer par la paramétrisation d'1 des 2 coefficients. Dans son article, Vinnikov réussit à contourner ce problème en considérant le coefficient A comme universel et en combinant les mesures faites par les satellites GOES-EAST et GOES WEST.

Dans l'article lié à ce chapitre nous avons intégré une brève discussion sur la possibilité de calibrer les paramètres ΔT_{HS} et k du modèle RL. Elle est étayée et documentée ci-après.

5.2.5. Paramétrisation de k et ΔT_{HS}

Les figures 5.4 et 5.5 illustrent respectivement les variations des deux paramètres ΔT_{HS} et k avec le LAI, et ce pour les 4 statuts hydriques définis dans l'étude.

Pour le jour 174, la variation de ΔT_{HS} avec le LAI suit sensiblement la variation de l'indice d'anisotropie défini au chapitre précédent. Cette variation présente une forme de parabole dont la valeur maximum est atteinte entre LAI=1 et LAI=2. Les valeurs de ΔT_{HS} sont très sensibles à l'évolution de q . Enfin, on note que le couple V_W-S_W (c'est-à-dire quand la végétation et le sol sont humides) présente toujours les plus petites valeurs. La tendance entre les autres statuts hydriques est moins bien définie. Pour le jour 79, les variations de ΔT_{HS} avec le LAI sont limitées. L'influence de q est tout aussi notable que pour le jour 174. L'effet du statut hydrique est très net et ΔT_{HS} suit largement la tendance:

$$V_D-S_W > V_D-S_D > V_W-S_W > V_W-S_D.$$

Les variations de k avec les statuts hydriques suivent la même tendance que pour ΔT_{HS} (Figure 5.5). On remarque toutefois que les cas V_D-S_D (végétation et sol secs) et V_W-S_W (végétation et sol humides) donnent des résultats quasi-identiques. La variation de k avec le LAI est quant à elle opposée à celle de ΔT_{HS} : c'est un minimum qui est atteint entre LAI=1 et LAI=2. De la même façon que pour ΔT_{HS} , k augmente très nettement avec q . Toutes ces caractéristiques sont identiques pour les deux journées tests.

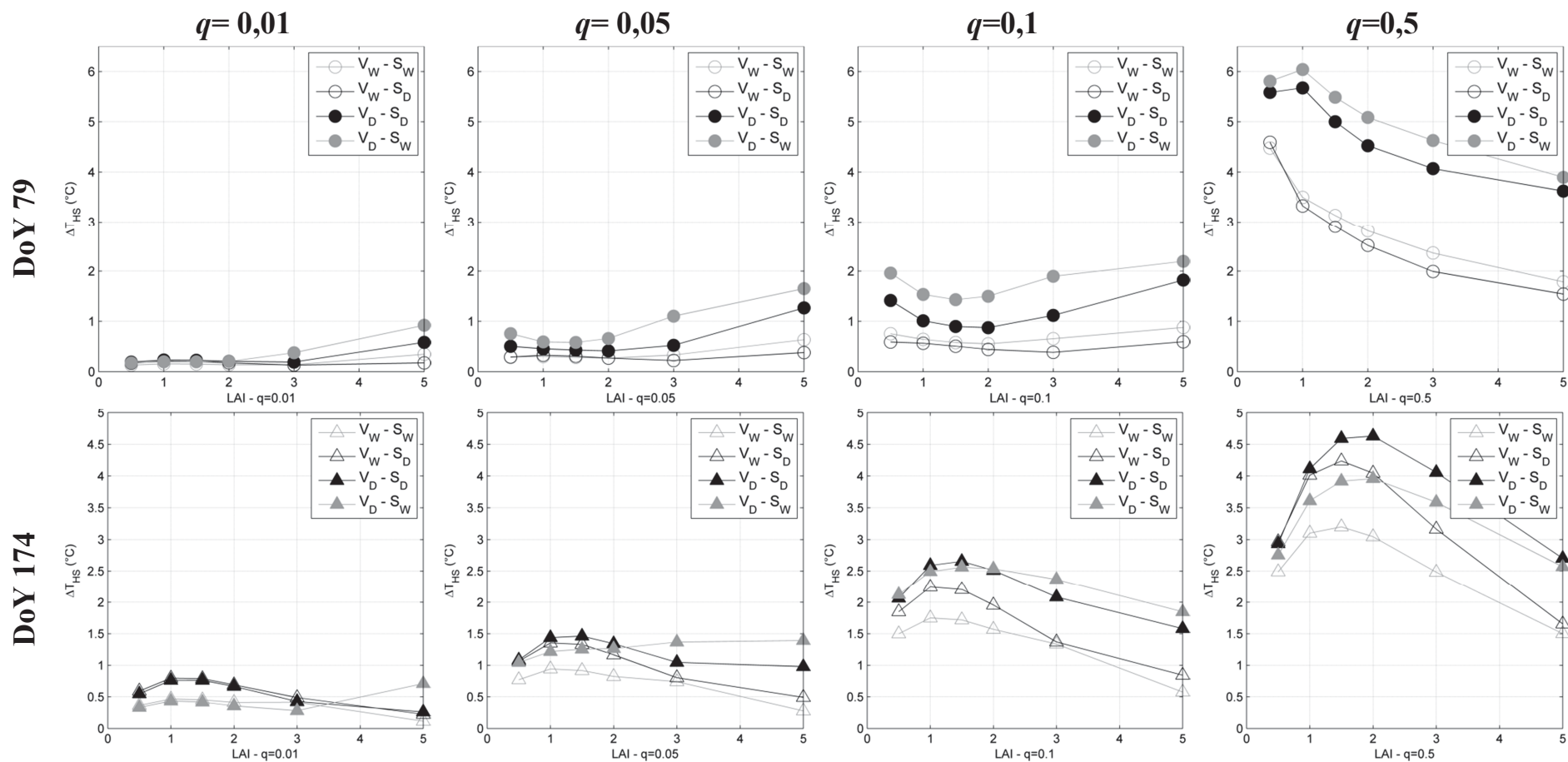


Figure 5.4 - Idem que pour la figure 5.2 pour ΔT_{HS} en fonction du LAI à 13:00 UTC.

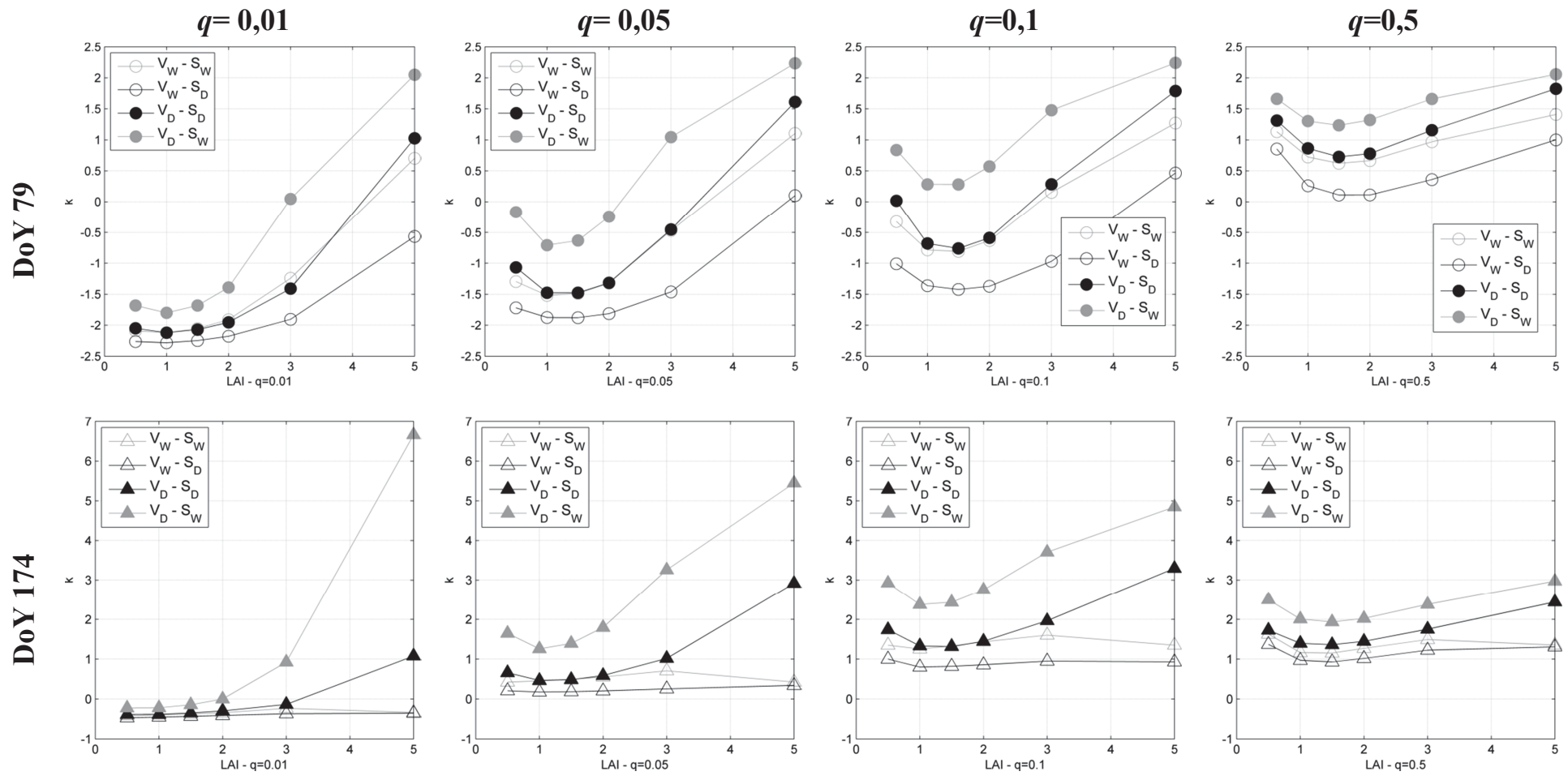


Figure 5.5 - Idem que pour la figure 5.2 pour k en fonction du LAI à 13:00 UTC.

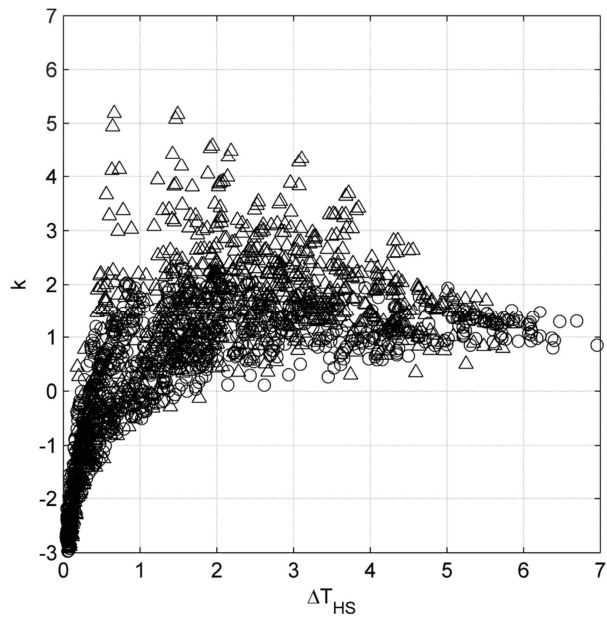


Figure 5.6 - Variations de k en fonction de ΔT_{HS} pour toutes les configurations simulées entre 10:30 et 15:00 UTC.

La figure 5.6 représente les variations de k en fonction de ΔT_{HS} ajustés pour toutes les configurations simulées et pour tous les horaires (de 10:30 UTC à 15:00 UTC). Il semble d'après cette dernière que les deux paramètres ne soient pas totalement indépendants et une relation du type $k = \log(\Delta T_{HS})$ tend à se dessiner.

Dans l'approche initialement développée par Roujean 2000, k est un paramètre de structure étroitement relié au LADF et, de fait, au LAI. Dans le cas de couverts sphériques, k est asservi au LAI tel que $k = LAI/4$. Même si les valeurs ajustées lors du calage du modèle sur les données SCOPE ne vont pas dans ce sens (on ne retrouve pas la relation $k = LAI/4$ malgré une relation nette entre k et

le LAI), cette paramétrisation a quand même été testée. Le modèle a alors été calé en ajustant uniquement ΔT_{HS} sur les données SCOPE. Les résultats obtenus sont très satisfaisants avec, toutes données confondues à 13:00 UTC, $R^2=0,85$ et $RMSE=0,32^\circ C$.

La figure 5.7 illustre ces résultats en représentant l'anisotropie simulée par le modèle RL calé en ajustant les deux paramètres et en ajustant seulement ΔT_{HS} en fonction de l'anisotropie simulée par SCOPE pour chacun des jours 79 et 174. On constate que le modèle RL à 1 paramètre est également capable de reproduire avec succès l'anisotropie générée par SCOPE.

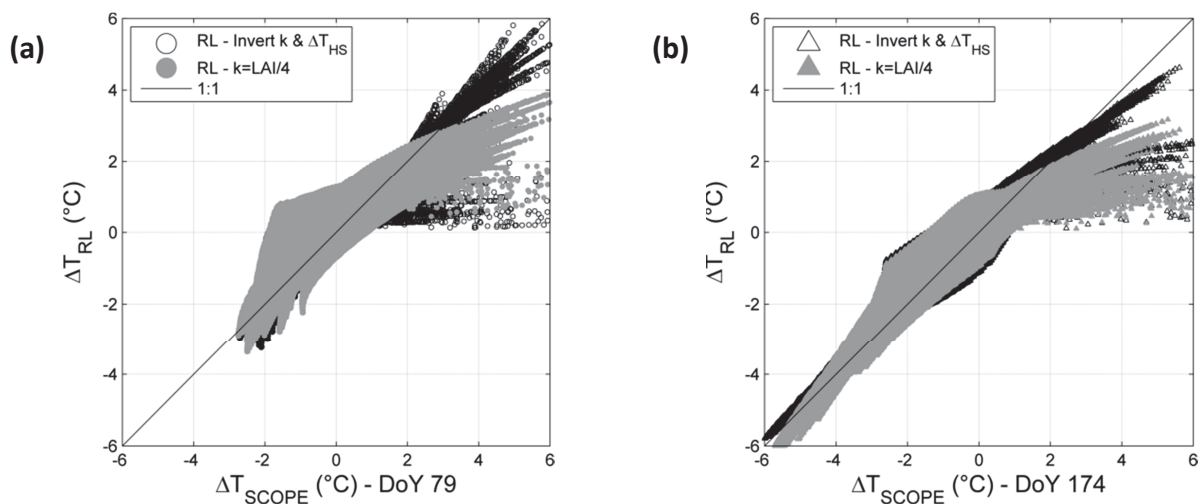


Figure 5.7 – Anisotropie simulée par le modèle RL calé en ajustant les deux paramètres k et ΔT_{HS} (symboles noirs vides) et en ajustant uniquement ΔT_{HS} ($k=LAI/4$ – symboles gris pleins) pour les jours 79 (a) et 174 (b) à 13:00 UTC en fonction de l'anisotropie générée par le modèle SCOPE.

La figure 5.8 illustre les variations de ΔT_{HS} en fonction du LAI obtenues lors du processus de calage avec $k = LAI/4$ pour les cas $q=0,01$ et $q=0,5$ et pour les deux journées test. On retrouve ici encore une courbe en forme de cloche avec un maximum atteint pour des valeurs de LAI comprises entre 1 et 2. L'impact du paramètre de hot spot est de nouveau notable. L'augmentation de ΔT_{HS} atteint jusqu'à 3°C entre $q=0.01$ et $q=0.5$ pour le jour 79 (figures 5.8a et 5.8b). Les effets d'humidité de la canopée sont limités lorsque $q=0.01$ mais ils augmentent lorsque $q=0.5$. La différence maximale atteinte est de 1,5°C entre la canopée totalement humide et la canopée totalement sèche (figure 5.8b).

Cette paramétrisation, bien qu'efficace pour simuler l'anisotropie de couverts végétaux situés aux latitudes moyennes, et donc soumis à des conditions d'éclairement spécifiques ($\theta_s > 21^\circ$ tout au long de l'année), pourrait s'avérer inadaptée aux effets d'anisotropie rencontrés à certaines dates dans la zone intertropicale. Lorsque la géométrie d'illumination est telle que le soleil se trouve proche du zénith ($\theta_s \rightarrow 0^\circ$), ΔT_{HS} est contraint, par définition, à tendre vers 0°C. De plus, dans cette configuration, le dénominateur du modèle tend lui aussi vers 0. En fixant k à $LAI/4$, le modèle serait alors totalement verrouillé. Nous n'avons pas exploré ce cas de figure ici, mais cette double contrainte (sur k et ΔT_{HS}) pourrait donner des résultats incorrects.

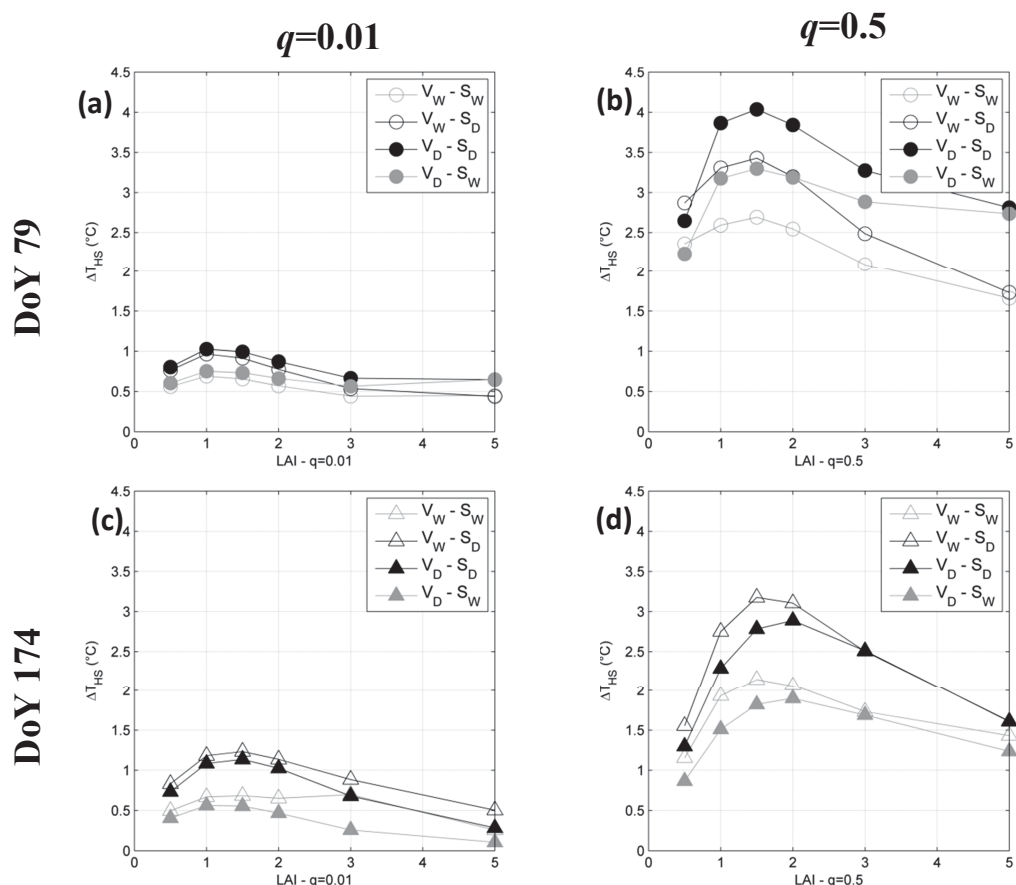


Figure 5.8 – Variations de ΔT_{HS} ajusté par calage du modèle où $k=LAI/4$ en fonction du LAI. Les lignes correspondent, de haut en bas, aux ajustements effectués pour les jours 79 et 174 à 13:00 UTC. Les colonnes représentent les valeurs ajustées dans les cas où $q=0.01$ (a et c) et $q=0.5$ (b et d).

- Dans ce chapitre nous avons évalué les capacités du modèle paramétrique RL à simuler les effets d'anisotropie.
- Dans un premier temps, le modèle a été comparé à des données expérimentales mesurées sur un couvert urbain et un couvert forestier. Le calage du modèle sur ces données, par ajustement de ses deux paramètres, montre des capacités très encourageantes ($RMSE \leq 1^\circ C$).
- Afin d'aller plus loin dans son évaluation, le modèle RL a été confronté à des données d'anisotropie générées avec le modèle SCOPE dans des conditions météorologiques et hydriques très variées. La qualité des signatures directionnelles de RL, en amplitude et en géométrie, est remarquable. On obtient $R^2=0,9$ et $RMSE=0,26^\circ C$ toutes données confondues.
- Dans un troisième temps, le modèle RL a été comparé au modèle de Vinnikov qui, à l'heure actuelle, est la seule méthode opérationnelle de correction des données directionnelles satellitaires. Le modèle RL présente de meilleurs résultats que l'approche de Vinnikov. Ce dernier souffre en effet de faiblesses dues à une mauvaise simulation du phénomène de hot spot.
- Les satellites à orbite quasi-polaire héliosynchrones ainsi que les satellites géostationnaires peuvent observer certaines régions du globe en étant soumis à un effet de hot spot. Les approches simplifiées se doivent donc de simuler l'anisotropie correctement dans tous les plans d'observation, y compris dans le plan principal.
- Le modèle RL répond favorablement aux exigences rigoureuses d'une chaîne de traitement opérationnel par satellite.

ARTICLE 3

A two parameters model to simulate thermal infrared directional effects for remote sensing applications.

Soumis à Remote Sensing of Environment, Avril 2016

A two parameters model to simulate thermal infrared directional effects for remote sensing applications

C. Duffour⁽¹⁾, J.-P. Lagouarde⁽¹⁾, J.-L. Roujean⁽²⁾,

⁽¹⁾ INRA, UMR 1391 ISPA, F-33140 Villenave d'Ornon, France

⁽²⁾ Météo France CNRM-GAME, F-31057, Toulouse, France ;

Email: jean-pierre.lagouarde@bordeaux.inra.fr ; Tel : 33 (0)5 57 12 24 32

Abstract

Measurements of land surface temperature (LST) performed in the thermal infrared (TIR) domain are prone to strong directional anisotropy. Instead of detailed analytical physical TIR models requiring too much input information and computational capacities, simplified parametric approaches capable to mimic and correct with precision the angular effects on LST will be deemed suitable for practical satellite applications. In this study, we present a simple two parameters model, so-called RL (Roujean-Lagouarde), which shows capabilities to properly depict the directional signatures of both urban and vegetation targets within an accuracy better than 1°C. This latter value is the RMSE (root mean square error) obtained as the best adjustment of the RL model against in situ datasets. Then the RL approach was compared to a synthetic dataset generated by the model Soil Canopy Observation, Photochemistry and Energy fluxes (SCOPE) in which large variability in meteorological scenarios, canopy structure and water status conditions was accounted for. Results indicate $RMSE \leq 0.6^{\circ}C$ which is a very hopeful result. Besides, the RL model performs even better than the popular parametric model of Vinnikov that encompasses two unknowns. The ability of RL model to better reproduce the hotspot phenomenon explains this feature.

The RL model appears as potential candidate for future operational processing chains of TIR satellite data because it fulfills the requirements of both simple analytical formulation and limited number of input parameters. Nevertheless efforts remain to be done on inversion methodologies.

Keywords

Directional anisotropy, Land surface temperature, Thermal infrared (TIR) remote sensing, Parametric model, SCOPE

I. INTRODUCTION

THERMAL infrared (TIR) measurements are widely used to retrieve land surface temperature (LST) which is a useful proxy to derive surface fluxes, especially evapotranspiration. However these measurements are prone to strong directional anisotropic effects. Those can be defined as the difference between off-nadir and nadir temperatures. Such difference can reach up to 15°C according to various authors (Kimes and Kirchner 1983; Lagouarde et al. 2014).

Efforts have been made in the past to model the TIR radiation anisotropy in following geometric, radiative transfer, 3-Dimensional and parametric approaches. A review can be found in Verhoef et al. 2007. Duffour et al. 2016b recently demonstrated the ability of the Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model SCOPE (Van der Tol et al. 2009) which combines a detailed description of both physical and physiological processes to simulate TIR directional anisotropy. Actually, TIR data processing is in need of simple models for several purposes. First reason is to be able to correct TIR remote sensing data from directional effects using a fast and computationally efficient method. For such, one must only consider algorithms (i) requiring a few input data and (ii) being analytically interpretable for ease of implementation into operational satellite data processing chains. Secondly, simple models are very helpful for a rapid assessment of the impact of the angular sampling, which is particularly relevant for the design of experimental campaigns with the concern of optimizing the instrumental protocol.

Simple parametric models are attractive in many ways. Because of their limited number of input parameters, the inversion procedure is more certain. Another asset is that they can be relevant at any spatial scale, in particular when linearity of the model is possible. Moreover, parametric models may be more robust to noisy measurements noise compared to deterministic models which are affected by the cumulative uncertainties of the large input datasets they require. Parametric models can be totally empirical or based on physical assumptions. Although parametric models are widely used to correct optical BRDF (Bi-directional Reflectance Distribution Function), such an approach has not yet been developed so far to process and analyze TIR data. One limitation however would be the prescription of *a priori* values for the input parameters, unless their physical meaning may be well determined through field experiments for instance.

When approaching TIR satellite measurements through modeling, a primary assumption is that any sensor pixel is the sum of dissociated elementary photometric quantities. These latter can be further modeled as a linear combination of mathematical functions sketched by kernels being trigonometric functions of the geometry of observation. In the optical domain, the kernel approach has been successful to mimic the BRDF (Wanner et al. 1995; Jupp 2000, Bréon et al. 2002; Vermote et al. 2009). In the TIR domain, it has been applied to simulate the directional anisotropy of surface emissivity (Snyder and Wan 1998; Su et al. 2002. In order to model the radiation anisotropy on TIR signal and further on temperature from geostationary satellites observations, Vinnikov et al. 2012 developed a parametric model of TIR anisotropy based on only two kernels.

Generally speaking, the solution to the inverse problem may be obtained by generating first Look Up Tables (LUTs) issued from simulations of a sophisticated TIR model, at the cost of some training for initiate some machine learning. Even so, and to our knowledge, this

possibility has not been evaluated yet in the TIR domain. However, in the context of remote sensing applications, the robustness of the solution is indeed a real concern in order to comply with possibly noisy and sparse observations.

This justifies for another approach here consisting in the derivation of analytical expressions departing from simplified assumptions on the physics. For instance Roujean 2000 and Bréon et al. 2002 have proposed two models of hot spot simplifying the radiative transfer processes inside canopies for optical remote sensing applications. In the TIR, Lagouarde and Irvine 2008 adapted the Roujean 2000 model to derive a parametric expression of directional anisotropy requiring two parameters only to be known or adjusted. Lagouarde and Irvine 2008 Lagouarde and Irvine 2008 Lagouarde and Irvine 2008 A first favorable test was obtained against experimental measurements acquired over an urban canopy. The simplicity of the model makes it very attractive to characterize the directional anisotropy.

Nevertheless it still requires to be extensively evaluated. Such is the goal of this paper. In a first section the model will be described and its ability to simulate DA over vegetation demonstrated. The scarcity of available experimental DA datasets providing both azimuth and zenith angular information led us to assess the reliability of the model in a second step by testing it against a synthetic dataset generated by a deterministic model, SCOPE, here used as a data generator, for a large range of realistic conditions that can be met: structure of the canopy, water status, meteorological forcing. A third section finally proposes a comparison with the Vinnikov's approach, the only parametric one which has practically been used to correct satellite data for DA effects to our knowledge, and their mutual interest for remote sensing applications discussed.

II. THE PARAMETRIC RL MODEL

A. *Mathematical development*

The RL model has been adapted from the reflectance model proposed by Roujean 2000 by replacing the reflectance (see expression 25 in Roujean's paper) by the surface temperature. To obey the definition of anisotropy we have adopted (i.e. difference between off-nadir and nadir temperatures), the nadir temperature (T_N) is introduced which leads to the following expression (see Eq. 1 in Lagouarde and Irvine 2008):

$$T(\theta_s, \theta_v, \varphi) - T_N = (T_{HS} - T_N) \frac{[\exp(-kf) - \exp(-kf_N)]}{[\exp(-kf_{HS}) - \exp(-kf_N)]} \quad (1)$$

The difference $T(\theta_s, \theta_v, \varphi) - T_N$ (called ΔT) sizes the anisotropy for given zenith viewing angle (θ_v) and viewing azimuth (φ_v). The difference $(T_{HS} - T_N)$ (called ΔT_{HS}) is the anisotropy in the hot spot geometry (the subscript HS stand for Hot Spot). θ_s is the solar zenith angle, and φ the relative azimuth between sun (φ_s) and observer (φ_v). It is worth reminding that what is referred to as 'hot spot' here corresponds to the highest values of brightness temperature obtained when the viewing direction coincides with the Sun direction (Sun being backward): this is related to the fact that in the exact Sun direction, the target displays only sunlit elements which are also the warmest ones. When the viewing direction departs from the Sun one, more and more shaded elements can be seen by the sensor and contribute to decrease the measured directional temperature. Therefore both hot spot in the thermal and in the visible/near (VNIR) infrared spectral ranges are associated to the same geometric configuration though somewhat different physical meanings may arise. In the VNIR the directional anisotropy is governed mainly by the radiative transfer processes within the canopy. In the TIR domain the coupled energy transfers are further added to the physics of DA. Indeed these latter govern the vertical profile of the surface temperature within the canopy according to its attributes (leaf elements, stems, whorls, etc...) seen by the sensor, possibly down to the soil. This explains the dependence of TIR DA with all factors governing the energy exchanges: canopy structure (for radiation, but also wind penetration), meteorological forcing, water availability for soil evaporation and plant transpiration. In addition, thermal inertia effects could also affect the TIR directional anisotropy. But at the opposite to urban canopies where a small bias on hotspot *vs* Sun angles is observed (e.g., Lagouarde et al., 2010), there is no impact for vegetation canopies. In this paper, to be outlined we only focus on turbid vegetation canopies. We assume it is the case of the urban canopy for which Eq. (1) was originally proposed. We shall examine its applicability for vegetation in what follows. The case of discrete incomplete canopies such as savannahs for instance (Pinheiro et al., 2006), sparse vegetation (Kabsch et al., 2008; Guillevic et al., 2013) or row crops (such as vineyards, see Lagouarde et al., 2013) for which TIR directional anisotropy displays different patterns will not be investigated here. The function f measures the angular distance between the directions of the sun beam and the observer. It is defined as:

$$f = \sqrt{\tan^2\theta_s + \tan^2\theta_v - 2\tan\theta_s\tan\theta_v\cos\varphi} \quad (2)$$

At nadir f takes the value $f_N = \tan\theta_s$ while in hot spot geometry $f_{HS} = 0$. Thus Eq. 1 can be simplified as:

$$\Delta T(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \Delta T_{HS} \frac{[\exp(-kf) - \exp(-k \tan\theta_s)]}{[1 - \exp(-k \tan\theta_s)]} \quad (3)$$

In what follows ΔT_{HS} and k are considered to be the two parameters of the model.

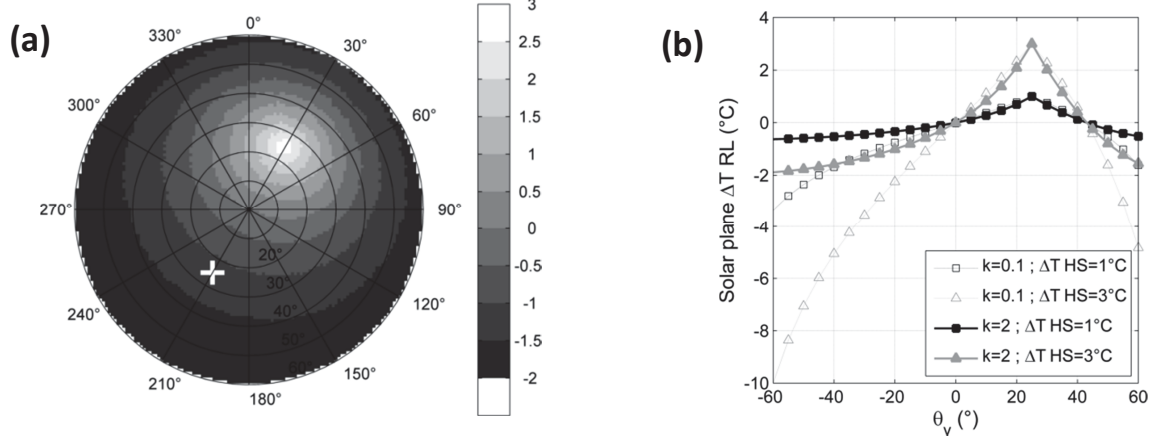


Figure 1. Polar plot (a) of anisotropy as simulated by RL with $k=2$ and $\Delta T_{HS}=3^\circ\text{C}$ (the white cross indicates the solar position) and corresponding anisotropy in principal plane (b) with $k=0.1$ (grey) and 2 (black) and $\Delta T_{HS}=1^\circ\text{C}$ (full symbols) and 3°C (empty symbols).

Fig. 1 is provided to illustrate the potential of analytical expression (3) to describe the anisotropy, with arbitrary prescribed values $k=0.1$ and 2 and $\Delta T_{HS}=1^\circ\text{C}$ and 3°C , and with a Sun position ($\varphi_s = 210^\circ$, $\theta_s = 25^\circ$) corresponding to an acquisition time in early afternoon. k and ΔT_{HS} have here been chosen only to provide a realistic range of anisotropy values. Fig. 1a first shows the directional anisotropy (grey-color coded) simulated by RL (with $k=2$ and $\Delta T_{HS}=3^\circ\text{C}$). The polar plot representation used in previous papers is adopted here. It indicates the viewing direction (relative to the observer position): the radii are oriented according to the azimuth view angle φ_v , and concentric circles correspond to zenith view angles θ_v . A way of easily figuring this representation is to imagine and hypothetic observer placed on the vertical axis passing through the center of the polar plot and looking at the surface in the directions corresponding to those of the polar plot. For instance, if this observer looks towards N-NE ($\varphi_v = 30^\circ$, with a zenith view angle $\theta_v = 25^\circ$, a maximum of anisotropy will be caught. This is explained by the fact the canopy elements therefore seen are those directly facing Sun, which are the warmest ones because of radiation effect. The maximum anisotropy effect obtained when viewing the surface in the exact Sun direction, with the Sun in the back, is referred to as 'hot spot'. The Sun position is also indicated in Fig. 1a by a white cross occupying a position opposite to the hot spot in the polar diagram. The directional structure of anisotropy rendered by Eq. (3) appears quite consistent with previous experimental results (see for instance polar plots of Fig. 2 in this paper, taken from Lagouarde et al., 2000 and 2010).

Fig. 1b displays the anisotropy (i.e. $\Delta T(\theta_s, \theta_v, 0)$) computed following Eq. 3) simulated with RL in the solar principal plane for the four cases ($k=0.1$ & $\Delta T_{HS}=1^\circ\text{C}$; $k=0.1$ & $\Delta T_{HS}=3^\circ\text{C}$; $k=2$ & $\Delta T_{HS}=1^\circ\text{C}$; $k=2$ & $\Delta T_{HS}=3^\circ\text{C}$). As expected, ΔT_{HS} governs the anisotropy at hotspot while k adjusts the shape of the variations of anisotropy with the viewing zenith angles. An increase of k results in a decrease of the anisotropy amplitude over the range of variation of θ_v , with a somewhat sharper shape of anisotropy around the hotspot. This behavior was expected, as it is related to the introduction of the f function and also illustrated in Fig. 3 of Roujean 2000 paper.

The quantities k and ΔT_{HS} , both referred to as 'parameters' of the RL model, have not exactly the same status. According to Roujean 2000 k in the optical domain Roujean 2000 Roujean 2000 is closely related to the canopy structure, in particular leaf area index LAI, and can be approached by LAI/4 for a random foliage (i.e. spherical canopy). The possibility of using this approximation for TIR will be examined further in details in Section 3.3. The variable ΔT_{HS} quantifying the hot spot phenomenon depends on the meteorological forcing imposed at the surface and on the surface water status. Therefore ΔT_{HS} is perceived as a variable rather difficult to a priori prescribe.

In this paper, we only focus on demonstrating the ability of the RL model to properly depict the directional anisotropy. This is a necessary preamble prior to a validation exercise which will have to be performed in a second round. Indeed, this would require us to calibrate the model first, i.e. be able to set the k and ΔT_{HS} parameters to any conditions met, which is not the case yet; this is discussed at the end of the paper, where guidelines for inversion are suggested. Therefore the protocol we followed here simply consists in fitting the RL model on available either measured or simulated data by retrieving ΔT_{HS} and k by inversion, to finally evaluate the error.

B. Experimental evaluation of RL

1) Experimental data

This section aims at demonstrating the consistency of RL model by a comparison exercise against available experimental datasets. The measurements were obtained during 2 field campaigns performed over a city (Lagouarde and Irvine, 2008) and a forest canopy (Lagouarde et al., 2000). The measurement protocol was based on the use of airborne TIR cameras embarked aboard a small aircraft. The cameras were equipped with wide angle lenses and were mounted aboard the aircraft with an inclined angle to increase the range of zenith viewing angles investigated. Several short flight lines were flown in opposite directions all crossing at the centre of the study area (city portion or forest stand). The first line was flown in the principal solar plane and the second one within the perpendicular plane. Two additional lines were then flown in directions $\pm 45^\circ$ from the principal plane. The combination of the 8 flight segments allows one to obtain TIR directional measurements for zenith viewing angles θ_v up to 60° with a total coverage of all azimuthal viewing directions. The originality of this protocol lies in the fact it operates an averaging of both spatial non-homogeneities of the

study area (streets, yards, squares, small clearings, etc...) and temporal fluctuations (due to the turbulence of atmospheric flow, see also Lagouarde et al., 2015). Detailed descriptions of the protocol can be found in the 2 above-referenced papers of Lagouarde et al. (2000) and Lagouarde and Irvine (2008).

The urban area was the city centre of Toulouse and was studied in the framework of the CAPITOUL experiment (Masson et al., 2008). The city centre of Toulouse spreads over an area of about 2×3 km. It is densely built with small yards or gardens inside the blocks, and only a little vegetation (about 8%) concentrated along a few streets or in parks. Most buildings are old and the materials most commonly used are brick for walls and tiles for roofs. The mean height of walls is about 15 m. Streets are oriented in all directions and display a large variety of widths. A homogeneous study area was arbitrarily delimited by interpreting airborne photos; the area was large enough to include all the characteristic elements of the city centre and to extract representative TIR anisotropy.

The second experiment was performed over a pine stand, at Le Bray (44°43'N, 0°46'W), an INRA experimental site situated near Bordeaux. It was a large rectangular 350x500 m stand, 26 years old, with a 17.6 m mean height of trees (in 1996). The density was 518 trees per hectare. The mean spacing between trees was 4.7 m. The LAI was about 3.1. The ground was not fully covered by the canopy, with a crown cover estimated to be about 70%. Moreover, the stand had been planted in rows (about 35° of azimuth from North), but the spacing between rows and trees (4 and 4.7 m respectively) being nearly similar, the stand was appearing rather homogeneous.

For each surface 2 sequences of measurements acquired in the middle of the day were selected. Table 1 provides the position of the Sun at the beginning and the end of each sequence. For every sequence of measurements (i.e. for each experimental polar plot) the fit of the RL model and inversion of ΔT_{HS} and k is made on the range [0-50°] of zenith viewing angles by step of 1° and in the range [0-360°] by step of 1° for azimuth directions. For this purpose, we used the automatic optimization “fminsearch” procedure, proposed in the MATLAB optimization toolbox. It is a multidimensional unconstrained non-linear minimization procedure, based on the Simplex algorithm (Nelder and Mead - 1965).

2) *Evaluation of RL over a urban canopy*

A first test of the RL model against experimental data had initially been proposed over the centre of Toulouse at 2 dates in 2004 and 2005 (October 4th, around 11:00 UTC¹ and February 25th, around 14:10 UTC). The fall and winter dates made that the hot spot was corresponding to rather large zenith solar angles, about 50° and 60° respectively, and the model had been fitted against the measured anisotropy close to the principal plane only (assembling all the measurements in the planes comprised between the principal solar plane $\pm 3^\circ$). The agreement between the measurements and RL simulations as the result of a best fit was found quite satisfactory, with correlation coefficients R^2 of 0.96 and 0.93 and root mean

¹ in this paper, because of location of sites close to 0° longitude, times can be expressed indifferently in UTC or LST. The notation in UTC has been adopted.

square errors (RMSE) of 0.5°C and 1°C for October 4th and February 25th respectively (see Fig. 11 of Lagouarde and Irvine, 2008, paper).

The new results presented here over the same city during the same CAPITOUL experiment, but on summer conditions (July 15, 2004) have been obtained by fitting the RL model on the whole experimental dataset, i.e. for all azimuth viewing directions ($0 \leq \varphi_v \leq 359^\circ$), and for zenith viewing angles $0 \leq \theta_v \leq 50^\circ$. The results are illustrated in Fig. 2a and Fig. 2b for 11:30 UTC, and in Fig. 2d and 2e for 14:00 UTC. The general agreement is excellent for both cases. The variation of position of the hot spot with the time of the day is also well depicted. Nevertheless a spread of high anisotropy values around the hot spot can be observed on the experimental data for azimuthal viewing directions towards North, West and East. This remains unexplained for time being but it could be related to a few prevailing street directions within the city (possibly the two perpendicular 'boulevards' oriented NW-SE and NE-SW clearly visible in the aerial photography of the city provided in Fig. 1 of the Lagouarde et al. 2010 paper). The scatter plots also given (Fig. 2c and 2f) confirm the reliability of the RL model. It can be noticed a tendency of RL to underestimate the measurements for zenith viewing angles larger than 40°. The deviation of a group of points from the 1:1 line in Fig. 2c is clearly related to the spread of the experimental measurements around the hot spot, as mentioned just above. Despite this, the directional signatures are very well depicted with $R^2 > 0.8$ and $RMSE \leq 1^\circ C$.

3) *Evaluation of RL over a forest canopy*

Fig. 2g and Fig. 2j display the polar plots of anisotropy measured during 2 flights between 11:20 and 11:52, and between 12:52 and 13:36 UTC on September 4th 1996 (Lagouarde et al., 2000), whereas Fig. 2h and Fig. 2k are the corresponding RL simulations. As for urban canopies, the directional variations are correctly represented by RL. The anisotropy simulated in the immediate vicinity of the hotspot appears slightly lower than the measured one by 0.75°C, as shown in the scatterplots provided in Fig. 2i and Fig. 2l. The statistics indicate $R^2=0.65$ and 0.81 and $RMSE=0.29^\circ C$ and $0.26^\circ C$ for the first and second flight respectively. The deviation between measured and fitted anisotropy above the 1:1 line noted in Fig. 2i corresponds to azimuth viewing directions φ_v around 320° for which a discontinuity appears in experimental data (Fig. 2g). The linear structure of this discontinuity suggests a measurement artefact appearing when combining the different axes flown successively and possibly affected by different ambient micrometeorological conditions -wind speed in particular- inducing variations in surface temperature. A possible effect of row direction (35° from North) could also be invoked. However RL fits quite well the experimental data.

The preliminary consistency tests above presented over a city and a forest canopy demonstrate the potential of RL to describe DA, but the scarcity of similar anisotropy data over other surfaces and other conditions makes difficult evaluating the RL model further. Indeed a recent sensitivity study (Duffour et al., 2015a) demonstrated that TIR directional anisotropy is governed by several factors jointly: additionally to Sun position (i.e. season, date, and time of day), canopy structure (i.e. Leaf Area Index, Leaf Angle Distribution Function and hotspot parameter), meteorological forcing and surface water status. An extensive evaluation of the RL model for a large variety of situations that can be met is

therefore needed. This can only be based on large simulated datasets. Next section describes this exercise using the SCOPE model as a data generator.

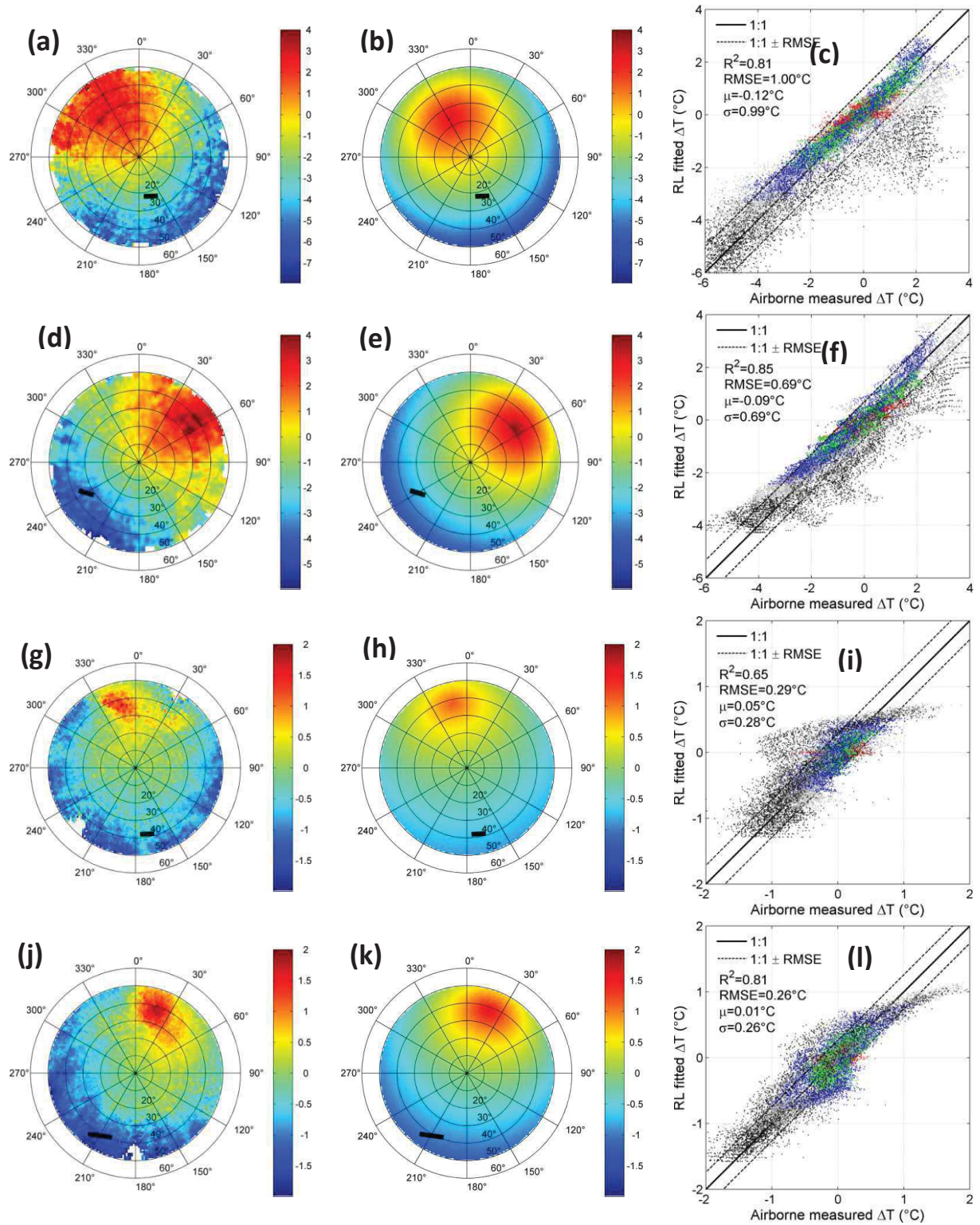


Figure 2. Anisotropy measured above Toulouse city between 11:15–11:49 (a) and 13:48–14:23 UTC (d) and a maritime pine stand at Le Bray between 11:20–11:52 (g) and 12:52–13:36 (j) with corresponding polar plots obtained with RL model (b–e–h–k) and scatterplots of RL anisotropy versus SCOPE anisotropy (c–f–i–l). In these latter, red, green, blue, grey and black points correspond to data located in the zenith intervals $[0;10]$, $[21;30]$, $[31;40]$ and $[41;50]$ respectively. The radii correspond to the azimuth viewing angles φ_v , and the concentric circles indicate the zenith viewing angles θ_v . The azimuth angles are referred to north ($\varphi_v=0$) and counted clockwise. The black segment indicates the position of the Sun (opposite to the hot spot) during the measurements.

III. SCOPE GENERALIZATION

A. *The SCOPE model*

The SCOPE model (Van der Tol et al. 2009) is a multi-layer SVAT model developed for the combined simulation of directional reflected solar radiation, emitted thermal radiation and sun-induced fluorescence signals at TOC (Top Of Canopy) of homogeneous canopies together with energy, water and CO₂ fluxes. It is based on a combination of several models describing radiative, turbulent and mass transfers inside the canopy, taking into account leaf biochemistry and aerodynamic processes. The main features of the model are briefly recalled here, and for more details, the reader is referred to the original paper.

The canopy is described through the prescription of 60 horizontal layers for vegetation, and 1 layer for soil. Classical parameters are used to account for the canopy structure in vegetation layers, such as LAI, leaf angles distribution or gap fractions probabilities. Leaves are distributed in 13 zenithal per 36 azimuthal directions. The unified 4SAIL model (Verhoef et al. 2007) is used to simulate the radiative transfer. It computes net radiation and radiances within the [0.4 – 50] μm spectral range. In the optical range ([0.4 - 2.5] μm) the PROSPECT model (Jacquemoud and Baret 1990) is used to derive reflectance and transmittance spectra for vegetation. For wavelengths beyond 2.5 μm, leaves emissivity is prescribed to 0.97 and transmittance is assumed to be 0. For the soil, a reflectance spectrum must be provided.

The computation of energy fluxes (sensible heat, latent heat, soil heat) and CO₂ fluxes is based on biochemical and aerodynamic processes. Biochemical processes involve the Cowan's model (Cowan 1977) to compute stomatal conductance and the Farquhar et al. 1980 leaf photosynthesis model which uses the carboxylation capacity ($V_{c_{mo}}$) as input, a parameter controlling the photosynthetic capacity. Aerodynamic resistances are computed from the Wallace and Verhoef 2000 approach and the soil surface resistance (r_{ss}) can be prescribed or slaved to soil moisture.

Additionally to fluxes, SCOPE enables computing directional reflectances in the solar domain and directional brightness temperatures in the thermal domain (between 8 μm and 14 μm). The directionality results both from the combination of the probability of viewing - or not - a leaf or a soil element, and of the probability of being sunlit/shaded for soil or leaves. These probabilities are computed for each vegetation layer, which enables estimating the radiances emitted by shaded and sunlit leaves and soil seen by the observer in a given direction above the canopy. By summing these radiances (for more details see Eq. 28-35 in Van der Tol et al. 2009) we obtain the directional radiance at top of canopy (TOC), $L(\theta, \varphi)$, which is transformed into a directional brightness temperature $T_b(\theta, \varphi)$ according to the Stefan-Boltzmann equation:

$$\pi L(\theta, \varphi) = \sigma T_b^4(\theta, \varphi) \quad (4)$$

where σ is the Stefan Boltzmann constant ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$).

The ability of SCOPE to simulate the energy fluxes as well as TIR directional brightness temperatures and directional anisotropy at TOC was evaluated by Duffour et al. 2015. These authors first compared the results of simulations to two ground experimental datasets measured on winter wheat and a maritime pine stand for which latent and sensible heat fluxes with CO₂ assimilation were available. Complementary to these data directional brightness

temperatures were measured towards North and South on the winter wheat site. On the maritime pine stand, a set of measurements of the directional brightness temperature was made towards West, and a second set was made with measurements made at hot spot, the radiothermometer being mounted on a motorized platform slaved to Sun position all along the day. A mean RMSE of about 30 and 50 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ was found for latent and sensible heat fluxes respectively, while for directional brightness temperatures, the RMSE ranged between 1 and 1.5°C. A second part of the study demonstrated that the SCOPE model could qualitatively simulate directional signatures of anisotropy (difference between off-nadir and nadir temperatures) successfully. This comparison was made against the forest canopy dataset used in Section II.2.

B. Generation of a synthetic dataset

Using SCOPE as a data generator we created a synthetic dataset of TIR directional anisotropy in a large range of conditions. This is the dataset which has been used by Duffour et al. 2016a to study the sensitivity of directional anisotropy to its governing factors. The values prescribed to these factors are recalled here for the sake of convenience. SCOPE simulations were made at 13:00 UTC for two days under cloud free conditions close to spring equinox (DoY 79) and to summer solstice (DoY 174). These dates were chosen to have a large change both in forcing global radiation and solar position. We also run simulations on DoY 354 (close to winter solstice) but anisotropy revealed to be very low at this season (no more than 0.5°C) on the range of zenith viewing angles considered in this study ($\theta_v < 50^\circ$), due to a low global radiation and a position of hot spot located at large zenith angle ($> 65^\circ$); the results obtained on this day were considered as non-significant and therefore discarded here. We focused on the 13:00 time because it corresponds to the overpass time we anticipate for a future TIR spatial mission (Lagouarde et al., 2013). We consider that limiting the dataset to a single time does not alter its representativeness as the variability of forcing conditions throughout the day is likely to be partly reproduced through the variability between dates.

The main input meteorological data (global radiation, longwave downward radiation, and air temperature and humidity) were taken from the Auradé station, located near Toulouse (France) (Béziat et al. 2009, http://www.cesbio.ups-tlse.fr/data_meteo/index.php?perma=1378392362), which constrains our study at $\sim 45^\circ$ latitude. The wind speed was set at a constant value of 2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ since Duffour et al. 2016a found that its impact on anisotropy was low, contrary to other conditions such as surface water status or global radiation. We simulated a 1 meter height canopy with a spherical leaf angle distribution function. Different canopy structures were created by prescribing 6 Leaf Area Index ($\text{LAI} = \{0.5, 1, 1.5, 2, 3, 5\}$) and 4 values of the hot spot parameter q defined as the ratio between leaves size and height of the canopy (0.01, 0.05, 0.1 and 0.5). 4 water statuses are considered. For vegetation, the maximum of carboxylation, V_{cmo} (a parameter related to the photosynthetic activity and therefore to the stomatal conductance), is prescribed at 125 and 25 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ to simulate high and low stomatal conductance respectively, i.e. to simulate well-watered and dry conditions. For the soil, the surface resistance (r_{ss}) is set at 200 and 2000 $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$, which corresponds to wet and dry conditions respectively. The resulting simulated dataset is composed of ~ 200 cases. For each of them the anisotropy is computed for

all directions from 1° to 360° and from nadir to 50° zenith by steps of 1°. The limitation in zenith is justified since it corresponds to maximum scan angle of current large swath instruments such as MODIS or VIIRS.

C. Comparison of RL and SCOPE directional anisotropy

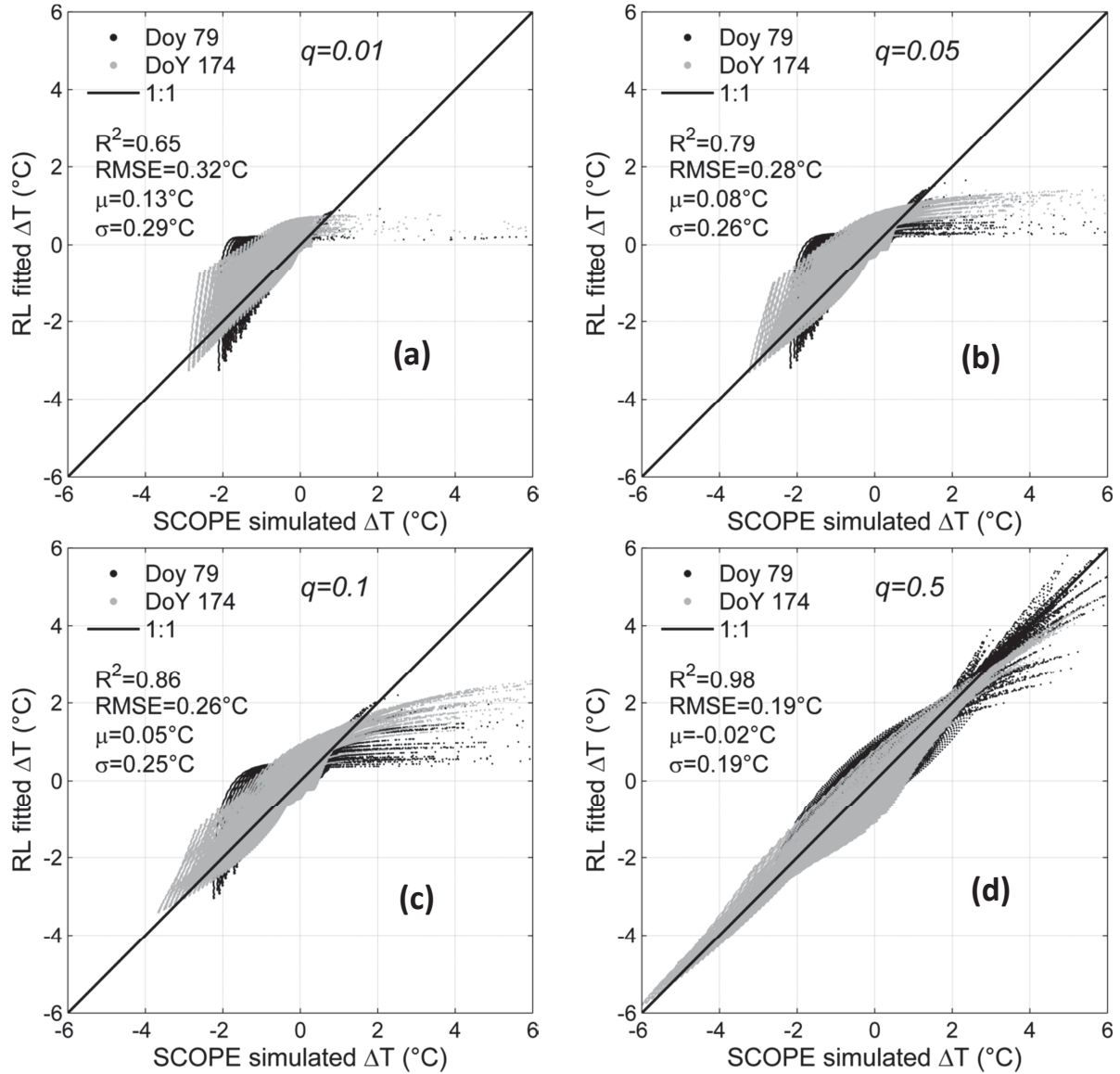


Figure 3. Anisotropy simulated with the adjusted RL model versus anisotropy simulated with SCOPE using $q=0.01$ (a), $q=0.05$ (b), $q=0.1$ (c) and $q=0.5$ (d). Black squares and grey points correspond to data simulated on DoY 79 and DoY 174 respectively.

Fig. 3a-d exemplify the anisotropy obtained with the RL model adjusted on data from SCOPE model for the complete dataset, separating the results according to the hot spot parameter values, from $q=0.01$ (Fig. 3a) to $q=0.5$ (Fig. 3d) respectively.

The strong impact of q parameter is conspicuous. It first appears that there is a global agreement between the RL and SCOPE simulated values, and that the range of anisotropy values increase with q . Nevertheless for q values up to 0.1 (Fig. 3a-c), and particularly for

$q=0.05$ and $q=0.1$, we can observe that a deviation from the 1:1 line appears, which corresponds to SCOPE anisotropy values larger than 2°C . It has been checked that these correspond to points situated in the vicinity of the hot spot. This can be explained that, in those cases, the shape of the hot spot is rather sharp and cannot be accurately described with Eq. 1. Despite the representation may be misleading, the density of points within the greyish and black areas deviating from the 1:1 line in Fig. 3b and Fig. 3c, is in fact not so important. For $q=0.5$, the agreement between RL and SCOPE is excellent. The computation of the RMSE and the R^2 confirms the global quality of the fit of RL against SCOPE: R^2 increases with q from 0.65 for $q=0.01$ to 0.98 for $q=0.5$, while RMSE decreases from 0.32°C for $q=0.01$ to 0.19°C for $q=0.5$. RMSE is equal to 0.28°C and 0.26°C for $q=0.05$ (Fig. 3b) and $q=0.1$ (Fig. 3c) respectively. However, although a large range of values can be found in literature for the q parameter in the context of the simulation of directional reflectance in the solar domain, there are no indications about the possibility of prescribing them directly to the TIR domain.

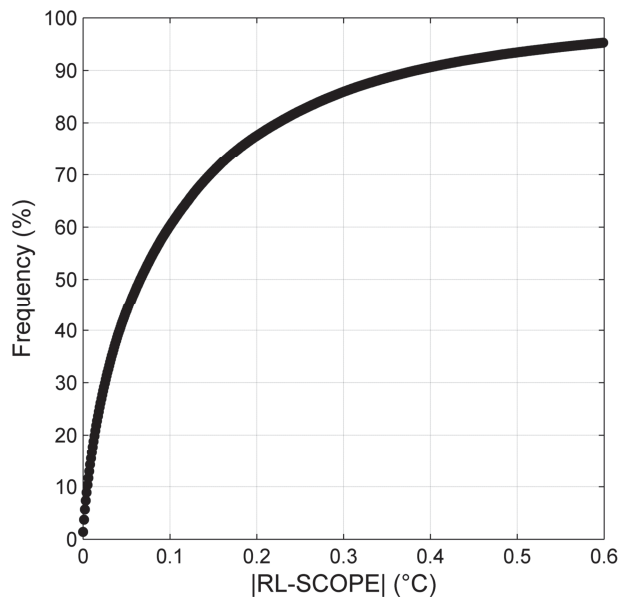


Figure 4. Cumulative histogram of the absolute difference between RL and SCOPE data.

Another illustration of the ability of RL model to describe the anisotropy satisfactorily, and simultaneously a confirmation of the limited weight of discrepancies in the hot spot region is given in Fig. 4a which shows the histogram on the deviations between RL and SCOPE data (full dataset included). It is centered on 0°C and shows a slight asymmetry. The very small peak appearing on the left side corresponds to hot spot data and indicates that less than 1% of the differences between RL and SCOPE are lower than -0.6°C . The other peak on the right side of the histogram corresponds to data for which RL overestimates SCOPE anisotropy by more than 0.6°C .

Owing to an optimum retrieval of the two parameters of the RL model, TIR directional anisotropy is nicely reproduced compared to SCOPE data. A thorough analysis of the retrieved parameters ΔT_{HS} and k shows that such information cannot be set to a priori values since they don't follow obvious trends as a function of the main drivers of anisotropy, i.e. global radiation, canopy structure and water status. As mentioned previously, Roujean 2000 demonstrated that in its expression derived to simulate optical hot spot BRDF, the parameter k could be set to $\text{LAI}/4$ for spherical canopies. In the present exercise the retrieved k values were varying with LAI and q without making possible to find a simple parameterization of k . Moreover k took negative values for some cases with $q=0.01$ on DoY 174 and with q up to 0.1 on DoY 79. In the present status of our study we therefore could not prescribe k to $\text{LAI}/4$, which made necessary fitting both k and ΔT_{HS} in the inversion of the RL model. Nevertheless we suggest further research to be done here. Indeed the attempts of inversion we made with

$k=LAI/4$ were not accurate enough, but several reasons could be argued: is it because the input parameters have been crossed in SCOPE without any constraints, so generating unrealistic situations? Is it because of a lack of realism in the SCOPE simulated hot spot, which is difficult to assess because not documented in literature to our knowledge?

We have shown that RL performs well in a case study with meteorological data (in particular Sun zenith angles) which can be met close to 45° latitude. One can wonder if it could be used in the inter-tropical zone where the sun is at zenith ($\theta_s=0^\circ$) twice a year. Indeed in such geometrical configuration, ΔT_{HS} tends to 0°C since the hot spot position and the nadir coincide. This result must be studied more in details with real datasets measured at these latitudes but, in the framework of this study, we cannot conclude on the possibility to prescribe k to $LAI/4$.

IV. COMPARISON BETWEEN RL AND VINNIKOV CAPABILITIES

A. The Vinnikov kernel approach

Vinnikov et al. 2012 developed a parametric model based on three kernels designed to normalize LST measured by satellites:

$$\frac{T(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{T_{nadir}} = 1 + A.E(\theta_v) + D.S(\theta_v, \theta_s, \varphi) \quad (5)$$

with $T(\theta_v, \theta_s, \varphi)$ the temperature (in Kelvins) measured off-nadir and T_{nadir} the temperature at nadir (in Kelvins). The first term ‘1’ plays the role of the ‘isotropic’ kernel, i.e. it enables setting the ratio $\frac{T(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{T_{nadir}}$ to 1 when $T(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ is measured at nadir.

$E(\theta_v)$ and $S(\theta_v, \theta_s, \varphi)$ are described as an ‘emissivity’ kernel as a ‘solar’ kernel respectively. They are given by:

$$E(\theta_v) = 1 - \cos(\theta_v) \quad (6)$$

$$S(\theta_v, \theta_s, \varphi) = \sin(\theta_v)\cos(\theta_s)\sin(\theta_s)\cos(\theta_s - \theta_v)\cos(\varphi) \quad (7)$$

A and D are the corresponding coefficients of the emissivity and solar kernels. Vinnikov et al. 2012 proposes a universal value for A ($A=-0.0138 \text{ K}^{-1}$) which results in a one parameter model, D becoming the only parameter to adjust.

Currently this model is the only one which might correct satellite data from directional effects. RL could also appear as a candidate for this purpose. This is why the two approaches are now compared.

B. A comparison between RL and Vinnikov capabilities

This comparison aims at evaluating the differences between the two models and at studying the possible efficiency of RL to correct satellite LST measurements. The synthetic dataset generated with SCOPE and introduced in Section III.A is taken as the reference.

Vinnikov et al. 2012 suggest the A parameter of their model to have a universal value, which makes this approach a 1- parameter approach contrary to RL which requires two parameters k and ΔT to be known. However, the Vinnikov model can also be used as a two parameters approach as done in Pires et al. 2015. Three results of modeled anisotropy are therefore compared:

- RL adjusted by retrieving both k and ΔT
- Vinnikov adjusted by retrieving only D (with $A = -0.0138 \text{ K}^{-1}$)
- Vinnikov adjusted by retrieving A and D .

The two approaches don’t use exactly the same definition of anisotropy: Vinnikov et al. 2012 defines it as the ratio between off-nadir to nadir temperature while RL considers anisotropy as the difference between these. For an easier interpretation of the results we preferred to use this second definition. Vinnikov's Eq. 3 turns therefore to be:

$$T(\theta_s, \theta_v, \varphi) - T_{nadir} = T_{nadir} \times (A \cdot E(\theta_v) + D \cdot S(\theta_v, \theta_s, \varphi)) \quad (8)$$

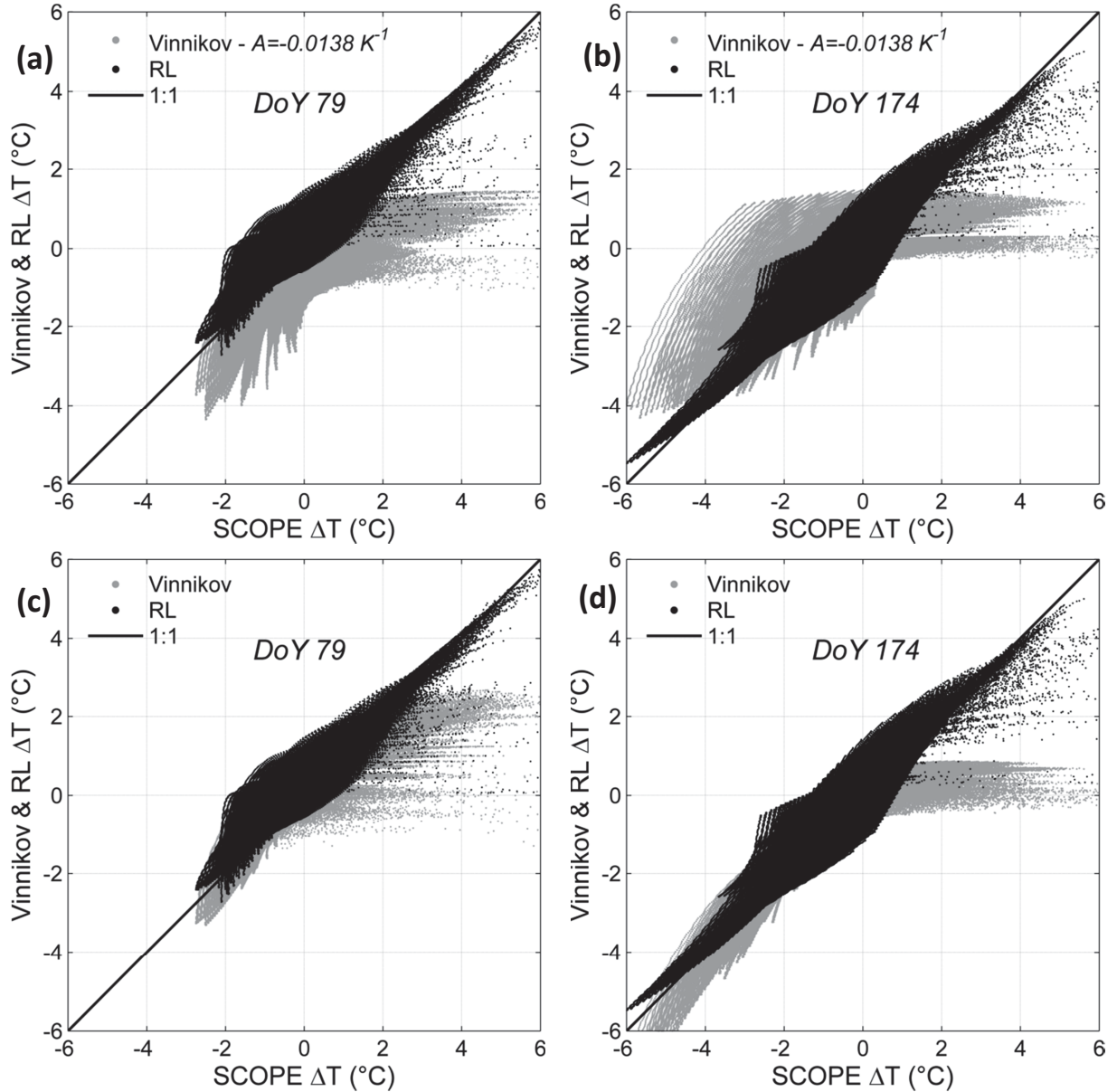


Fig. 5. Anisotropy simulated with RL (black) and Vinnikov (grey) models against SCOPE simulated anisotropy for DoY 79 (a & c) and 174 (b & d). In (a) & (b) Vinnikov model is adjusted on D only ($A=-0.0138 \text{ K}^{-1}$) while in (c) & (d) it is adjusted with A and D free.

Fig. 5 displays the anisotropy as simulated by the two models as a function of anisotropy simulated by SCOPE. The results obtained with Vinnikov's model adjusted on D only for DoY 79 and 174 are given in Fig. 5a-b respectively. The two corresponding lower figures (5c and 5d) are for Vinnikov adjusted with two parameters. Whatever the DoY, the model of Vinnikov displays much more dispersion than the RL model when A is prescribed to -0.0138 K^{-1} . Statistics confirm that RL performs better than Vinnikov with RMSE between SCOPE and RL of 0.26°C for the two days, while it reaches about 0.55°C between SCOPE and Vinnikov. Similarly the correlation coefficients R^2 between SCOPE and RL are 0.84 and 0.92 for DoY 79 and 174 respectively ($R^2=0.9$ for the whole dataset) against 0.59 and 0.65 between

SCOPE and Vinnikov. The comparison of Fig. 5a-b on the one hand against Fig. 5c-d on the other hand clearly shows that prescribing A seems to be too much constraining in the general case. The fact it appeared satisfactory in the Vinnikov's paper could possibly be explained by the particular case study of geostationary satellite data for which the large pixel scale induces a smoothing effect and less dispersion in the resulting directional variability. This smoothing effect results from two different sources. First the spatial variability of the land use (patch of fields for instance) often being at a much lower scale than the pixel size, mixed geostationary satellites pixels tend to appear rather similar, which is likely to reduce possible impact of misregistration errors when associating pixels from two different satellites at different view angles. Second, as recently shown by Lagouarde et al. (2015), the limitation of surface temperature temporal fluctuations (i.e. uncertainty) induced by atmospheric flow turbulence over large pixels could also be invoked. Fig. 5c and 5d show that the performances of the Vinnikov's model are significantly improved when fitted using the two A and D parameters and RMSE become 0.23°C and 0.35°C for DoY 79 and 174 respectively (RMSE= 0.3°C when the whole dataset is compared) and $R^2=0.86$ for each day. For DoY 79, statistics of Vinnikov approach are even slightly better than for RL. Nevertheless the results remain better with the RL model. In particular, despite difficulties in both cases, the simulation of the anisotropy in the vicinity of the hot spot (which corresponds to the points deviating under the 1:1 line) is of poor quality with the Vinnikov's model. Indeed, Eq. 5 fails to depict the hot spot correctly.

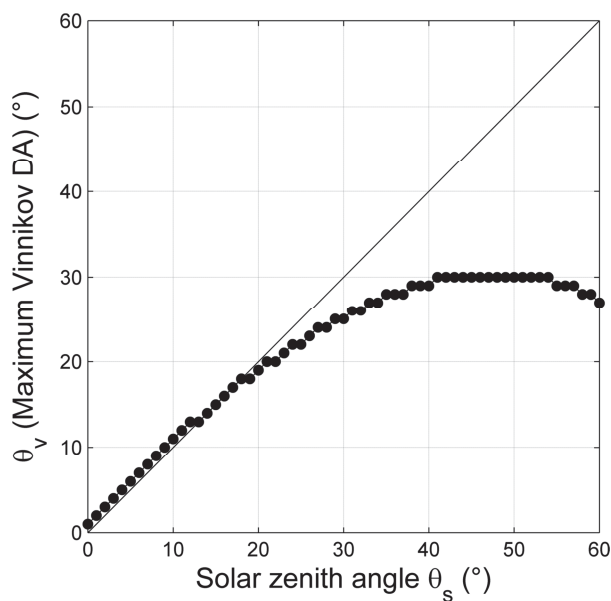


Figure 6. Zenith angle for which the maximum of anisotropy occurs in the Vinnikov's function versus solar zenith angle.

Fig. 6 helps to understand this issue: it shows that the zenith angle for which the maximum of anisotropy is simulated does not correspond to the solar zenith angle, whereas it should according to the definition of the hot spot.

Finally, it seems that the two models should rather be used as two parameters approaches. Indeed, with the prescription $A=-0.0138\text{K}^{-1}$, the performances of the Vinnikov model are not satisfactory and lower than the RL model. We also note that Pires et al. 2015 don't follow this prescription and they propose to use the Vinnikov model as a two parameters approach, with A and D to adjust.

V. DISCUSSION

A. *Limitations of the parametric approaches*

The issue which prevents the Vinnikov approach from being efficient to correct anisotropy close to the hot spot is due to the fact it has been empirically derived and not tested in a large panel of cases. Even if the RL approach can also be considered as empirical (because based on the assumption that optical and TIR anisotropy behave identically), it has been derived from a model developed for the solar domain which is based on physical considerations, not wavelengths dependent, and fully justified in Roujean 2000. Especially the introduction of the ‘distance’ between the sun and view directions (Eq. 2) seems to be essential for the quality of such a simplified method. This is confirmed by Jupp 2000, who discusses the interest of introducing the phase angle in kernels development. The lack of such an angle in Eq. 5 is likely to severely weaken the Vinnikov model.

Nevertheless, a mathematical indetermination appears in RL formulation when the sun is at nadir ($\theta_s=0^\circ$) because the denominator in Eq. (1) becomes 0, which makes the computation of anisotropy impossible. This particular geometry occurs only twice a year only in the intertropical zone. In this case, the nadir viewing and hotspot position coincide, leading to $\Delta\text{THS} = 0$, with negative values of anisotropy for other viewing geometries. A study remains to be done in order to evaluate how to cope with this caveat for practical applications. Nevertheless, preliminary tests have been made fitting the RL model on a directional anisotropy dataset generated with SCOPE over Congo (4.5°S, 12°E) using an input meteorological dataset available at the laboratory, with a date and time chosen (DoY 228, October 8, 11:00) for having a solar zenith angle close to 1°. The results revealed very promising with an excellent fit of RL on SCOPE simulations still being possible, but further work is required for confirmation.

A common caveat of RL and Vinnikov's approaches is their non-reciprocity. The reciprocity is a mathematical property which expresses that a multi-variables function remains invariant by inverting two of its variables. In our case the reciprocity should be verified by inverting solar and viewing zenith angles: the shadows created by the sun would become hidden elements for an observer, and conversely. Kernel models developed in the solar domain always verify this condition, and we might suppose that it is true in TIR. However, neither Vinnikov nor RL verifies the reciprocity. The first because of its empirical development, and the second, contrary to the model initially developed by Roujean 2000, because of the definition of anisotropy which is referred to nadir.

Finally, as both RL and Vinnikov's model have been tested against SCOPE-simulated anisotropy data, the question rises if the confidence in the results of this exercise cannot be biased by the quality of SCOPE. In particular the prescription of the hot spot parameter in SCOPE might be questionable. The definition of the thermal hot spot shape is little documented in literature and requires further research and experimental characterization.

Despite the aforementioned limitations we can notice that RL and Vinnikov's approaches implicitly take into account the main drivers of anisotropy (Duffour et al. 2016a), on the one

hand the meteorological forcing (which governs ΔT_{HS} and T_{nadir}) and on the other hand the canopy structure (through the k parameter and the ‘emissivity’ kernel).

B. Applications of RL to field and satellite data

1) Qualitative assessment of field measurements

Additionally to remote sensing, several applications can be found to the RL model. By easily allowing one to qualitatively assess the directional variability of thermal anisotropy, it can help to design ground experiments for determining the optimum setting of TIR radiometers or cameras according to FOV, inclination angle of instruments, location and time of year for instance, and to anticipate the meaning and the quality of measurements.

2) Qualitative assessment of anisotropy on satellite data

The RL model can help to define some specifications for future LEO missions in the thermal infrared, in particular the combined choice of overpass time and orbit inclination. Figure 7 shows the possible positions of the hot spot throughout the day, between 8:00 and 16:30 UTC, and throughout the year, between winter and summer solstices, at three latitudes, Equator, Northern Tropic and 45° North (the longitude is 0°). The positions of the hot spot at particular local times 10:30 (approximately Landsat and MODIS/TERRA overpass), 13:30 (NOAA/AVHRR, MODIS/AQUA, SUOMI NPP and planned future missions overpass) and 16:00 have been indicated by different symbols. Also indicated by arrows the direction of scan lines for a polar orbiting mission for two orbit inclinations. To reduce the impact of directional anisotropy effects on measurements it is preferable that the scan line be as close to the perpendicular solar plane as possible : it both minimizes the amplitude of anisotropy and makes it symmetrical on each side of the satellite ground track. In therefore can be seen in Fig. 7 that an orbit inclination according to a flight azimuth > 0 (resp. < 0) is recommended for an overpass in the beginning of the afternoon at 13:30 (resp. in the mid morning at 10:30). At the North Tropics (Fig. 2b), the same holds for winter months, but for summer months, the measurements are prone to hot spot effects whatever the orbit inclination. Similarly, close to the Equator the previous recommendation still holds, but for spring and autumn months. In the Southern hemisphere (figures not presented), the position of the hot spot displaces in the opposite direction so that the same analysis can be made and that the same recommendation remains valid.

The RL model could reveal particularly useful to a first qualitative assessment of directional effects for the ECOSTRESS (<http://ecostress.jpl.nasa.gov/>) mission consisting of installing the Prototype HypsIRI Thermal Infrared Radiometer (PHyTIR) instrument aboard the International Space Station (ISS). Indeed its low inclination orbit ($\sim 51.6^\circ$) and the fact it is not Sun-synchronous make that a very large range of viewing geometries is met, with azimuth view angles in all directions and zenith view angles corresponding to the maximum scan angle up to 25.5° .

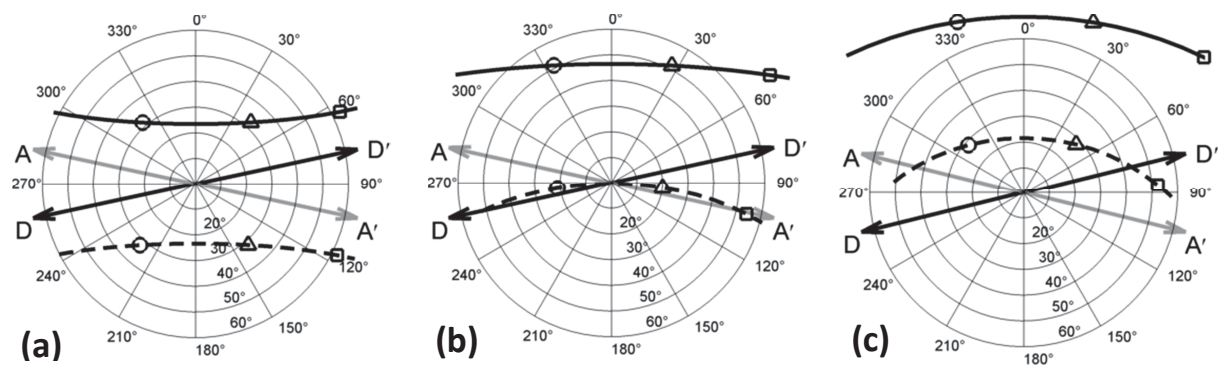


Fig. 7. Hotspot position from 8:00 to 16:30 UTC for a pixel located at latitudes 0° (a), 23° North (b) and 45° North (c) for summer (dashed lines) and winter (solid lines) solstices. Circles, triangles and squares indicate the hot spot position at 10:30, 13:30 and 16:00 UTC. AA' and DD' are the scan planes of ascending and descending orbits respectively possibly met for a polar sun-synchronous satellite.

3) Correction of TIR directional anisotropy on space data

The inversion problem remains to be solved before the RL model can be practically used for correcting satellite data from DA effects. In the VNIR domain, the assumption that -apart from some phenological stages- the vegetation canopy does not display too rapid changes over periods of a few days. This generally allows acquiring measurements from satellite of the same surface under different viewing angles, which facilitates the inversion of simple models such as kernels to estimate anisotropy effects and correct for them. This is not possible in the thermal infrared, because the surface temperature is continuously varying with forcing conditions (meteorological variables) and water status (rainfall, irrigation). Vinnikov could solve this problem by combing 3 measurements from geostationary satellites GOES E and GOES W over US, both at nighttime and daytime, to determine the 2 kernel coefficients and the nadir temperature. Such an approach is impossible for other locations, such as Europe or Africa, observed by only one geostationary satellite. The problem remains entire with LEO satellites for which only single measurements over a given pixel can be obtained and for which the combination with data from geostationary system is made unrealistic by the differences in spatial resolution. To cope with the problem of directional anisotropy in recent projects, such as MISTIGRI or THIRSTY, it has been proposed to set the orbit ground track, so that every point at the Earth surface is always observed under the same viewing angles. Despite the contribution of the variation of Sun angles throughout the year cannot be eliminated, this specification has been set to facilitate the analysis of temporal series of surface temperature at a given location. To correct for TIR DA with such an orbit, it could be suggested to take advantage of spatial variability instead of temporal variability as for VNIR domain, performing the inversion on a few pixels with the same vegetal canopy selected along the scan line; nevertheless this obviously requires some assumptions to be done -same water status, similar forcing conditions in particular- and to correct for differences in local time. Despite these assumptions appear rather constraining, it should be worth to be tested with the available land use information derived from VNIR channels.

VI. CONCLUSION

The need for correcting satellite LST measurements from the directional effects incites to develop simple methods which could be implemented into satellite data processing chains. The simple directional anisotropy model proposed in this paper (and referred to as 'RL') is adapted to continuous turbid canopies; it requires two parameters (ΔT_{HS} representing the anisotropy at hotspot and k more related to the canopy structure) to be known. We first demonstrated its ability to reproduce TIR directional signatures by fitting it against experimental datasets over a urban canopy (Toulouse city) and over a forest canopy (maritime pine stand). Results were very encouraging with a satisfactory simulation of the hot spot and RMSE values estimated over a large range of viewing directions (all azimuth directions, zenith viewing angles up to 60°) lower than 1°C . Then, in a purpose of generalization, the RL model was tested against SCOPE simulated data crossing different input conditions of meteorological forcing, structure of the canopy and water status of soil and vegetation, to simulate most of the situations which can practically be met. On the range $[0-50^\circ]$ for θ_v and $[0-360^\circ]$ for φ_v , the agreement was rather good with a $\text{RMSE} \leq 0.6^\circ\text{C}$. Some discrepancies were observed in the vicinity of hot spot, the RL model being unable to simulate very sharp hot spot shapes accurately. However, the modeling of the hot spot and the extreme sensitivity of SCOPE to the hot spot parameter q still pose problem. A better knowledge of hot spot is therefore essential to assess the performance of RL. We also pointed out the fact that when the hotspot and the nadir coincide, i.e. when the Sun is at zenith ($\theta_s=0^\circ$), the RL model is undetermined. A study must be carried out to evaluate the behavior of the model in this particular configuration which occurs twice a year in the whole inter-tropical zone.

Simple parametric approaches to correct satellite LST measurements are still rare and the method proposed by Vinnikov et al. (2012) is currently the only one available to our knowledge. This method was compared to the RL model using the same SCOPE simulated anisotropy dataset. The RL model reveals more efficient than Vinnikov's one to simulate DA, in particular close to the hot spot where the latter fails, probably because of unadapted kernels. Nevertheless, despite some constrains - study areas seen by 2 satellites simultaneously and far enough from hot spot - the Vinnikov's approach has the advantage of easy inversion and realistic results, and it has already been implemented for practical correction of geostationary satellite data.

The RL model is more satisfactory on the conceptual plan and brings a much better description of DA close to hot spot. It has been shown that, in its present state, it can help to qualitative assessments of DA for various purposes : preparation of field experiments, critical analysis of measurements found in literature, help to the definition of spatial missions. Significant research work remains to be done to make it a practical tool for correcting DA on satellite data. Several directions currently explored at the laboratory are just briefly evoked here.

First, ancillary data could be introduced to improve the RL model. The air temperature is a candidate as the water status is indirectly related to actual evaporation itself linked to the difference between surface and air temperature. Similarly VNIR anisotropy derived from VNIR measurements could provide an information linked to the canopy structure.

Second, efforts are made to improve the understanding of the hot spot phenomenon, and field experiments using UAVs are undertaken for this purpose. Finally, strategies to develop inversion methodologies of RL to correct DA for LEO satellites are studied to cope with the impossibility of acquiring imagery simultaneously in different viewing conditions. A possible approach could be to perform the inversion over fields with identical crops seen under different viewing angles, but assumed to have similar surface temperature. These studies should open up the way to the implementation of the RL algorithm in the processing of data from satellites such as MODIS, SUOMI NPP, or future high spatial resolution/high revisit TIR missions currently under study.

CHAPITRE VI

6. Conclusion

L'objectif de cette thèse était de modéliser les effets d'anisotropie directionnelle qui affectent les mesures de température de surface dans l'infrarouge thermique (IRT). La maîtrise de ces effets est indispensable pour améliorer l'interprétation des mesures satellitaires de température de surface, en particulier pour le suivi du bilan d'énergie des surfaces et l'estimation des flux convectifs (chaleur latente et chaleur sensible), avec, in fine, des applications au suivi du fonctionnement des agroécosystèmes. Pour cela, il est nécessaire de disposer d'outils de modélisation des effets directionnels, de caractériser l'anisotropie susceptible affecter les mesures satellitaires et de développer, évaluer et calibrer des approches simplifiées ayant pour but d'être intégrées dans des chaînes de traitements satellitaires. Le projet de mission spatiale CNES-NASA THIRSTY (Crebassol et al. 2014) dans l'IRT a fourni le cadre de ce travail de thèse.

Si les effets directionnels ont fait l'objet de nombreuses études depuis les années 1960, l'analyse de l'état de l'art a permis d'évaluer les manques actuels et ainsi de dessiner les contours de ce travail.

Malgré de très nombreuses études expérimentales, les jeux de données sur couverts végétaux continus sont disparates (directions de mesures privilégiées) et permettent difficilement d'explorer de larges gammes de variations des facteurs pilotant l'anisotropie. Il est ainsi clairement apparu la nécessité de disposer (i) d'un modèle déterministe qui permette d'étudier finement les effets d'anisotropie et (ii) de méthodes simplifiées qui soient faciles à mettre en œuvre afin de répondre aux contraintes des chaînes de traitement satellitaires. Parmi les nombreux modèles disponibles dans la littérature, nous avons choisi d'utiliser le modèle déterministe SCOPE du fait de la prise en compte et de la description détaillée des interactions entre les divers processus énergétiques, radiatifs, turbulents et biochimiques qu'il propose.

Dans ce travail de thèse, nous nous sommes concentrés sur la caractérisation des facteurs qui pilotent l'anisotropie dans l'IRT avec le modèle SCOPE et l'évaluation d'une méthode simplifiée de simulation des effets directionnels. Les travaux présentés dans cette thèse ont ainsi permis de :

- ✓ Évaluer l'impact relatif des facteurs qui pilotent l'anisotropie
- ✓ Documenter des ordres de grandeur d'anisotropie aux latitudes moyennes
- ✓ Montrer la faisabilité de la simulation de ces effets d'anisotropie à partir d'approches simplifiées.

6.1. Résumé et résultats principaux

La thèse s'est déroulée autour de trois chapitres articulés comme suit :

- Dans un premier temps, le modèle déterministe multicouches SCOPE a été évalué à la fois sur ses capacités à simuler les flux d'énergie, les températures de brillance directionnelle et l'anisotropie directionnelle. (**Chapitre III**)

Les flux d'énergie et les températures de brillance directionnelles simulés avec SCOPE ont été comparées à des mesures effectuées sur du blé d'hiver et sur une forêt de pins maritimes. Les résultats se sont avérés très satisfaisants. Les RMSE n'excèdent

pas 65 W.m^{-2} sur le flux de chaleur sensible, 20 W.m^{-2} sur le rayonnement net, 30 W.m^{-2} sur le flux de chaleur latente et $5 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour l'assimilation de CO_2 . Pour les températures, les RMSE varient entre $1,1^\circ\text{C}$ et $1,4^\circ\text{C}$.

La capacité de SCOPE à simuler l'anisotropie directionnelle dans l'IRT a été évaluée de façon qualitative par comparaison à des mesures aéroportées réalisées au-dessus d'une forêt de pins maritimes. SCOPE s'est révélé capable de restituer les signatures directionnelles mesurées (position et largeur du hot spot, gammes de variation de l'anisotropie) de façon satisfaisante. SCOPE constitue ainsi un excellent outil d'étude de l'anisotropie mis en œuvre par la suite (**Chapitre IV**).

- Nous avons identifié et étudié la sensibilité relative de plusieurs paramètres et variables (reliés au forçage météorologique, à la structure de la canopée et à l'état hydrique du sol et de la végétation) sur l'anisotropie. Cette étude de sensibilité a été menée à partir de données expérimentales acquises sur un site français (situé près de Toulouse) membre du projet CarboEurope (Dolman et al. 2006). La situation géographique du site implique des contraintes sur les positions solaires (θ_s) et le rayonnement incident (R_g) à la surface. Les résultats sont donc représentatifs d'une canopée située aux latitudes moyennes. La structure est prise en compte au travers des angles d'insertion foliaire (LADF), du LAI et du paramètre de hot spot (q). Pour l'humidité, nous avons choisi d'investiguer des cas extrêmes de sols secs et humides associés à de la végétation sèche et humide. Pour les couverts planophiles et sphériques, l'impact relatif des facteurs testés peut se résumer ainsi :

$$R_g, \theta_s > \text{LAI} > q > \text{humidité du sol} > u \text{ et stress hydrique}$$

La gamme extrême des valeurs possibles d'anisotropie aux latitudes moyennes a pu être établie. L'amplitude des effets directionnels dans le plan perpendiculaire peut atteindre $3,5^\circ\text{C}$. Dans le plan principal, ces effets atteignent jusqu'à 11°C .

- Finalement, un modèle paramétrique, issu de travaux dans l'optique et ayant fait l'objet d'un premier test d'adaptation dans l'IRT pour les milieux urbains, a été évalué. (**Chapitre V**)

La capacité de ce modèle RL (du nom des auteurs Roujean 2000; Lagouarde and Irvine 2008) à reproduire les signatures directionnelles de couverts urbains et végétaux a été étudiée avec des données expérimentales mesurées sur la ville de Toulouse et sur un couvert de pins maritimes. Les résultats obtenus après calage du modèle, en ajustant ses deux paramètres, sur les données mesurées ont confirmé les qualités de cette approche. Afin d'aller plus loin dans son évaluation, nous avons utilisé un jeu de données d'anisotropie généré par le modèle SCOPE. La diversité des simulations a été obtenue en faisant varier les paramètres d'entrée dans une gamme la plus large possible, tout en restant réaliste. Ceci résulte en un jeu composé de 192 conditions pour lesquelles l'anisotropie est calculée dans toutes les directions d'observations, et pour des zéniths allant jusqu'à 50° .

Après calage des deux paramètres du modèle RL sur les données SCOPE, la comparaison des simulations montre que 60% des différences entre les deux modèles sont inférieures à $0,1^\circ\text{C}$ et 90% sont inférieures à $0,4^\circ\text{C}$.

Enfin, les capacités du modèle RL ont été comparées à celles du modèle de Vinnikov, une approche paramétrique de type kernel développée afin de corriger les données satellitaires de façon opérationnelle (la seule approche alternative à notre connaissance). Les deux modèles ont été comparés sur le même jeu de 192 cas généré par SCOPE.

L'approche RL présente des résultats statistiques légèrement meilleurs que Vinnikov (RMSE=0,26°C et R²=0,9 pour RL contre RMSE=0,3°C et R²=0,86 pour Vinnikov). De plus, l'approche de Vinnikov, contrairement à l'approche RL, est inapte à restituer le phénomène de hot spot.

Ainsi, même si à l'heure actuelle elle n'est pas totalement opérationnelle, le modèle RL présente des qualités qui en font un candidat à la correction des effets directionnels dans les chaînes de traitements satellitaires. Nous recommandons donc son utilisation dans les études ultérieures.

Les études menées lors de ce travail de thèse ont donné lieu à trois publications :

- [1] C. Duffour, A. Olioso, J. Demarty, C. Van der Tol, and J.-P. Lagouarde, “*An evaluation of SCOPE: A tool to simulate the directional anisotropy of satellite-measured surface temperatures*” *Remote Sens. Environ.*, vol. 158, pp. 362–375, Mar. 2015.
- [2] C. Duffour, J.-P. Lagouarde, A. Olioso, J. Demarty, and J.-L. Roujean, “*Driving factors of the directional variability of thermal infrared signal in temperate regions*” *Remote Sens. Environ.*, vol. Under revision.
- [3] C. Duffour, J.-P. Lagouarde, and J.-L. Roujean, “*The RL parametric model as a simplified approach to simulate TIR directional effects for remote sensing applications*” *Remote Sens. Environ.*, vol. Submitted.

6.2. Faits marquants - Highlights

Ce travail de thèse a permis d'obtenir des résultats originaux récapitulés ci-après :

- SCOPE simule avec succès les flux d'énergie, les températures de brillance directionnelle et l'anisotropie directionnelle dans l'IRT. Il est toutefois nécessaire de calibrer avec précaution certains paramètres clés.
- Le modèle SCOPE peut être utilisé comme outil d'étude de l'anisotropie directionnelle dans l'IRT. Cette utilisation permet d'explorer les signatures directionnelles de nombreux types de couverts végétaux soumis à des conditions météorologiques et hydriques variées.
- Le modèle SCOPE peut être utilisé en tant que générateur de données d'anisotropie directionnelle dans l'IRT.
- Le forçage météorologique, la structure de la canopée et l'état hydrique sont les pilotes de l'anisotropie dans l'IRT. Les variables couplées, rayonnement global et position solaire, sont les moteurs de l'anisotropie. Le LADF, le LAI et le paramètre de hot spot jouent un rôle clé sur les probabilités d'observation et

d'éclairement des éléments de la canopée. Les états hydriques du sol et de la végétation contribuent à exacerber ou à réduire les écarts de température entre ces éléments.

- Les effets d'anisotropie atteignent leur maximum pour des LAI compris entre 1 et 2.
- Les effets d'anisotropie auxquels sont soumises les observations satellitaires dépendent de la latitude et de l'orbite et de l'heure d'acquisition.
- Le modèle paramétrique RL permet une excellente restitution des signatures directionnelles de couverts végétaux soumis à des conditions météorologiques et hydriques variées.

6.3. Perspectives d'applications à la télédétection

6.3.1. *Utilisation de SCOPE*

La chute d'anisotropie à $LAI < 1$ a été attribuée à un effet sol. Or, le sol génère lui-même de l'anisotropie. La prise en compte de cet effet par l'ajout d'un module de description de la rugosité du sol constituerait une amélioration à apporter au modèle. Ce modèle 'sol' devra tenir compte de la taille et de la forme géométrique de la topographie (mottes, sillons). Toutefois, ceci représente un travail lourd. Nous pouvons donc nous demander s'il est pertinent de complexifier le modèle en ajoutant une description détaillée de la couche de sol, ou s'il est préférable de se tourner vers d'autres approches de modélisation.

Le manque de jeux de données d'anisotropie directionnelle dans l'IRT peut être pallié par la génération d'un grand nombre de signatures directionnelles avec SCOPE. L'étude de signatures simulées à des latitudes autres que les latitudes moyennes, et pour d'autres types de couverts (modification de la hauteur du couvert, de la réflectance des feuilles et du sol, etc.), permettrait de :

- confirmer les résultats obtenus au cours de cette thèse (classement des facteurs qui pilotent l'anisotropie, évaluation du modèle RL),
- affiner la gamme de variations des valeurs d'anisotropie qui affecte les mesures satellitaires.

L'amélioration de la maîtrise des effets directionnels passe par une meilleure compréhension des variations d'anisotropie au voisinage du hot spot. Des campagnes expérimentales aéroportées avec des protocoles adaptés permettraient de documenter le hot spot et de créer des bases de données exhaustives afin de mieux contraindre cette source d'incertitudes. Les mesures aéroportées par avion sont toutefois lourdes et coûteuses. Pour surmonter ces limitations, l'utilisation de drones légers équipés de caméras IRT miniatures est une piste à explorer et qui commence à faire l'objet de travaux à l'UMR ISPA.

6.3.2. Le modèle RL et les approches simplifiées

Le modèle paramétrique RL a démontré des qualités faisant de lui une méthode simple et fiable d'estimation des effets d'anisotropie. Il est notamment exploitable pour interpréter des données disponibles dans la littérature ou pour préparer des campagnes de mesures expérimentales. Néanmoins, son utilisation à des fins de correction des mesures satellitaires nécessite encore des travaux.

Le modèle RL est présenté comme une approche à deux paramètres. Toutefois la formulation mathématique du modèle sous-entend que la température au nadir est connue, ce qui n'est pas toujours le cas. D'un point de vue opérationnel, on a donc affaire à un modèle à trois paramètres. Or, les mesures satellitaires sont ponctuelles. Nous devons donc résoudre un problème mal posé : un système d'une équation à trois inconnues.

La calibration des deux paramètres du modèle permettrait de mieux contraindre le système. Cette étape de calibration a été évoquée dans le chapitre V (Duffour et al. 2016c) mais les relations entre les facteurs pilotes de l'anisotropie et les paramètres du modèle RL ne sont pas concluantes.

Une autre piste serait d'analyser comment l'utilisation conjointe de plusieurs données satellitaires peut apporter de l'information, en particulier sur la température au nadir. Dans le cadre de la mission THIRSTY, on pourrait imaginer s'appuyer sur des données MODIS, VIIRS ou encore SEVIRI ; mais se poseraient alors des problèmes de comparaisons dus aux différences de résolution spatiale entre les capteurs.

Dans sa forme actuelle, le modèle RL présente une indétermination mathématique : lorsque l'angle zénithal solaire tend vers 0° , le dénominateur de la fonction tend vers 0. Ce cas de figure est cependant très particulier puisqu'il a lieu seulement 2 fois par an et uniquement dans la zone intertropicale. Un test préliminaire effectué sur des données acquises au Congo montre que le modèle reste fiable à proximité immédiate du hot spot. Il reste néanmoins nécessaire de vérifier à l'aide de travaux plus poussés comment se comporte le modèle RL dans ces configurations.

Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes focalisés sur l'utilisation des modèles paramétriques, mais d'autres approches simplifiées méritent d'être évaluées.

Les réseaux de neurones sont des méthodes déjà utilisées dans le domaine de la télédétection satellitaire. La qualité des réseaux de neurones repose sur leur apprentissage, qui, lui-même, dépend du jeu de données utilisé. Si la base d'apprentissage ne couvre pas assez de conditions, on crée un modèle peu efficace, car non-initié à de nombreuses configurations, et donc pas assez robuste pour extrapoler des cas inconnus. Au contraire, un sur-apprentissage fournira un modèle incapable de généraliser et de prédire les résultats sur de nouveaux échantillons. A condition de disposer de bases de données exhaustives de signatures directionnelles, l'application de ce type de méthode à des fins de correction des mesures directionnelles satellitaires est une piste à explorer. SCOPE se trouverait être un générateur de données parfaitement adapté au cas des couverts végétaux continus.

6.3.3. Implications pour la télédétection satellitaire

Les résultats obtenus lors de ce travail de thèse trouvent une application immédiate pour évaluer les effets directionnels sur les mesures spatiales des capteurs à large champ (comme MODIS et VIIRS). La correction des effets directionnels permet en particulier d'améliorer l'analyse des séries temporelles. En permettant de dissocier l'information sur l'évolution temporelle et la contribution des effets angulaires, une meilleure maîtrise des effets directionnels faciliterait l'interprétation des acquisitions multi-capteurs effectuées sur un même site avec des angles de visée différents et à des heures différentes.

L'étude des effets directionnels dans l'IRT a également un rôle à jouer pour la définition des spécifications des futures missions spatiales. La sensibilité de la mesure satellitaire va en effet être conditionnée par l'heure de passage et le choix d'orbite (ascendant-descendant, la géométrie d'observation pour un site donné et la trace au sol).

Ces effets sont très étroitement reliés à des paramètres de structure et de forçage météorologique. S'il s'avère que les effets d'anisotropie peuvent être évalués à partir de données telles que le rayonnement global, le LAI, ou encore l'humidité du sol, il sera alors utile de définir des méthodes permettant d'accéder à ces informations auxiliaires. Elles pourraient être obtenues par des réseaux d'observation au sol ou par des observations satellitaires annexes.

Les mesures satellitaires effectuées dans le domaine optique sont elles aussi soumises à des effets directionnels (BRDF) qui sont de mieux en mieux maîtrisés. On peut alors se demander comment la connaissance de la BRDF optique peut apporter de l'information sur les effets directionnels subis dans le thermique. La BRDF n'est pas dépendante des processus d'échanges énergétiques de surface mais elle est sensible aux effets de structure. Ainsi les mesures optiques directionnelles pourraient permettre de décorréler l'effet 'structure' des autres effets conditionnant l'anisotropie dans l'IRT. En spécifiant et caractérisant les bandes de fréquences complémentaires, de tels résultats pourraient orienter les futures missions spatiales vers des couplages entre capteurs thermiques et optiques. Ce type d'étude peut être mené avec des outils de modélisation tels que SCOPE. Cette voie semble très prometteuse et mérite d'être explorée.

BIBLIOGRAPHIE :

- Abrams, M. J., and S. J. Hook, 2013: NASA's Hyperspectral Infrared Imager (HyspIRI). *Thermal Infrared Remote Sensing*, C. Kuenzer and S. Dech, Eds., Springer Netherlands, 117–130.
- Andrieu, B., F. Baret, S. Jacquemoud, T. Malthus, and M. Steven, 1997: Evaluation of an improved version of SAIL model for simulating bidirectional reflectance of sugar beet canopies. *Remote Sens. ...*, **60**, 247–257, doi:10.1016/S0034-4257(96)00126-5.
- Arya, S. P., 2001: *Introduction to micrometeorology*. J. Holton, Ed. International Geophysics Series, 420 pp.
- Bacour, C., S. Jacquemoud, M. Leroy, O. Hautecoeur, M. Weiss, L. Prévot, N. Bruguier, and H. Chauki, 2002a: Reliability of the estimation of vegetation characteristics by inversion of three canopy reflectance models on airborne POLDER data. *Agronomie*, **22**, 555–565, doi:10.1051/agro:2002039.
- Bacour, C., S. Jacquemoud, Y. Tourbier, M. Dechambre, and J.-P. Frangi, 2002b: Design and analysis of numerical experiments to compare four canopy reflectance models. *Remote Sens. Environ.*, **79**, 72–83, doi:10.1016/S0034-4257(01)00240-1.
- Balick, L., and B. Hutchinson, 1986a: Directional thermal infrared exitance distributions from a leafless deciduous forest. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **GE-24**, 693–698, doi:10.1109/TGRS.1986.289616.
- Balick, L. K., and B. A. Hutchison, 1987: Directional thermal infrared exitance distributions of a deciduous forest in summer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **GE-25**, 410–412, doi:10.1109/TGRS.1987.289824.
- Balick, L. L., and B. B. Hutchinson, 1986b: Directional Thermal Infrared Exitance Distributions from a Leafless Deciduous Forest. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **GE-24**, 693–698, doi:10.1109/TGRS.1986.289616.
- Baret, F. and Coauthors, 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.
- Bastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. a. Feddes, and a. a M. Holtslag, 1998: A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *J. Hydrol.*, **212-213**, 198–212, doi:10.1016/S0022-1694(98)00253-4.
- Bessemoulin, P., S. Princelo, and P. Sellers, 1994: HAPEX-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. **63**.
- 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. Meteorol.*, **149**, 1628–1645, doi:10.1016/j.agrformet.2009.05.004.
- Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. *J. Appl. Meteorol.*, **14**, 1246–1258, doi:10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2.
- Blad, B., and N. Rosenberg, 1976: Measurement of crop temperature by leaf thermocouple, infrared thermometry and remotely sensed thermal imagery. *Agron. J.*, **68**, 635–641.
- Bolle, H. and Coauthors, 1993: Efeda - European Field Experiment in a Desertification-Threatened Area. *Ann. Geophys. Hydrospheres Sp. Sci.*, **11**, 173–189.

- Bréon, F.-M., F. Maignan, M. Leroy, and I. Grant, 2002: Analysis of hot spot directional signatures measured from space. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4282, doi:10.1029/2001JD001094.
- Casas, a., D. Riaño, S. L. Ustin, P. Dennison, and J. Salas, 2014: Estimation of water-related biochemical and biophysical vegetation properties using multitemporal airborne hyperspectral data and its comparison to MODIS spectral response. *Remote Sens. Environ.*, **148**, 28–41, doi:10.1016/j.rse.2014.03.011.
- Caselles, V., and J. Sobrino, 1989: Determination of frosts in orange groves from NOAA-9 AVHRR data. *Remote Sens. Environ.*, **29**, 135–146, doi:10.1016/0034-4257(89)90022-9.
- Caselles, V., J. Sobrino, and C. Coll, 1992: A physical model for interpreting the land surface temperature obtained by remote sensors over incomplete canopies. *Remote Sens. Environ.*, **39**, 203–211, doi:10.1016/0034-4257(92)90086-Y.
- Cayrol, P., and L. Kergoat, 2000: Calibrating a coupled SVAT-vegetation growth model with remotely sensed reflectance and surface temperature-A case study for the HAPEX-Sahel grassland. *J. Appl. ...*, 2452–2472.
- Chehbouni, A., Y. Nouvellon, Y. H. Kerr, M. S. Moran, C. Watts, L. Prevo, D. C. Goodrich, and S. Rambal, 2001: Directional effect on radiative surface temperature measurements over a semiarid grassland site. *Remote Sens. Environ.*, **76**, 360–372, doi:10.1016/S0034-4257(01)00183-3.
- Combal, B., F. Baret, and M. Weiss, 2002: Improving canopy variables estimation from remote sensing data by exploiting ancillary information. Case study on sugar beet canopies. *Agronomie*, **22**, 205–215, doi:10.1051/agro:2002008.
- Combal, B. and Coauthors, 2003: Retrieval of canopy biophysical variables from bidirectional reflectance. *Remote Sens. Environ.*, **84**, 1–15, doi:10.1016/S0034-4257(02)00035-4.
- Coret, L., X. Briottet, Y. H. Kerr, and A. Chehbouni, 2004: Simulation Study of View Angle Effects on Thermal Infrared Measurements Over Heterogeneous Surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **42**, 664–672, doi:10.1109/TGRS.2003.819443.
- Courault, D., B. Seguin, and A. Olioso, 2005: Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrig. Drain. Syst.*, **19**, 223–249, doi:10.1007/s10795-005-5186-0.
- Cowan, I., 1977: Stomatal Behaviour and Environment. *Adv. Bot. Res.*, **4**, 117–228.
- Crebassol, P., J.-P. Lagouarde, and S. Hook, 2014: THIRSTY - THERmal InfraRed SpaTial sYstem. 2014 *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, IEEE, 3021–3024.
- Dolman, A. J. and Coauthors, 2006: The CarboEurope Regional Experiment Strategy. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 1367–1379, doi:10.1175/BAMS-87-10-1367.
- Donlon, C. and Coauthors, 2012: The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission. *Remote Sens. Environ.*, **120**, 37–57, doi:10.1016/j.rse.2011.07.024.
- Du, Y., Q. Liu, L. Chen, Q. Liu, and T. Yu, 2007: Modeling Directional Brightness Temperature of the Winter Wheat Canopy at the Ear Stage. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**, 3721–3739, doi:10.1109/TGRS.2007.903401.
- Duffour, C., A. Olioso, J. Demarty, C. Van der Tol, and J.-P. Lagouarde, 2015: An evaluation of SCOPE: A tool to simulate the directional anisotropy of satellite-measured surface temperatures. *Remote Sens. Environ.*, **158**, 362–375, doi:10.1016/j.rse.2014.10.019.
- Duffour, C., J.-P. Lagouarde, A. Olioso, J. Demarty, and J.-L. Roujean, 2016a: Driving factors of the

- directional variability of thermal infrared signal in temperate regions. *Remote Sens. Environ.*, **Under revi.**
- Duffour, C., J.-P. Lagouarde, A. Olioso, J. Demarty, and J.-L. Roujean, 2016b: Driving factors of the directional variability of thermal infrared signal in temperate regions. *Remote Sens. Environ.*, **177**, 248–264, doi:10.1016/j.rse.2016.02.024.
- Duffour, C., J.-P. Lagouarde, and J.-L. Roujean, 2016c: The RL parametric model as a simplified approach to simulate TIR directional effects for remote sensing applications. *Remote Sens. Environ.*, **Submitted**.
- Duveiller, G., M. Weiss, F. Baret, and P. Defourny, 2011: Retrieving wheat Green Area Index during the growing season from optical time series measurements based on neural network radiative transfer inversion. *Remote Sens. Environ.*, **115**, 887–896, doi:10.1016/j.rse.2010.11.016.
- Ermida, S. L., I. F. Trigo, C. C. DaCamara, F. M. Götsche, F. S. Olesen, and G. Hulley, 2014: Validation of remotely sensed surface temperature over an oak woodland landscape — The problem of viewing and illumination geometries. *Remote Sens. Environ.*, **148**, 16–27, doi:10.1016/j.rse.2014.03.016.
- Farquhar, G. D., S. von Caemmerer, and J. A. Berry, 1980: A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, **149**, 78–90, doi:10.1007/BF00386231.
- Field, C. B. and Coauthors, 2014: *Changements climatiques 2014: Incidences, adaptation et vulnérabilité – Résumé à l'intention des décideurs. Contribution du Groupe de travail II au cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC)*. 1-34 pp.
- Francois, C., C. Otle, and L. Prevot, 1997: Analytical parameterization of canopy directional emissivity and directional radiance in the thermal infrared. Application on the retrieval of soil and foliage temperatures using two directional measurements. *Int. J. Remote Sens.*, **18**, 2587–2621, doi:10.1080/014311697217495.
- François, C., 2002: The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sens. Environ.*, **80**, 122–133.
- Fuchs, M., 1990: Infrared measurement of canopy temperature and detection of plant water stress. *Theor. Appl. Climatol.*, **42**, 253–261.
- Fuchs, M., E. T. Kanemasu, J. P. Kerr, and C. B. Tanner, 1967: Effect of Viewing Angle on Canopy Temperature Measurements with Infrared Thermometers. *Agron. J.*, **59**, 494, doi:10.2134/agronj1967.00021962005900050040x.
- Gastellu-Etchegorry, J. P., V. Demarez, V. Pinel, and F. Zagolski, 1996: Modeling radiative transfer in heterogeneous 3-D vegetation canopies. *Remote Sens. Environ.*, **58**, 131–156, doi:10.1016/0034-4257(95)00253-7.
- Gillespie, A., S. Rokugawa, T. Matsunaga, J. S. Cothern, S. Hook, and A. B. Kahle, 1998: A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **36**, 1113–1126, doi:10.1109/36.700995.
- Goodrich, D. C. and Coauthors, 2000: Preface paper to the Semi-Arid Land-Surface-Atmosphere (SALSA) Program special issue. *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 105 of, 3–20.
- Van de Griend, A., and P. E. O'Neill, 1986: Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing. *IGARSS'86 Symposium*.
- Guillevic, P., J.-P. Gastellu-Etchegorry, J. Demarty, and L. Prévot, 2003: Thermal infrared radiative

- transfer within three-dimensional vegetation covers. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4248, doi:10.1029/2002JD002247.
- Guillevic, P. C., J. L. Privette, B. Coudert, M. a. Palecki, J. Demarty, C. Ottlé, and J. a. Augustine, 2012: Land Surface Temperature product validation using NOAA's surface climate observation networks—Scaling methodology for the Visible Infrared Imager Radiometer Suite (VIIRS). *Remote Sens. Environ.*, **124**, 282–298, doi:10.1016/j.rse.2012.05.004.
- Guillevic, P. C., A. Bork-Unkelbach, F. M. Gottsche, G. Hulley, J.-P. Gastellu-Etchegorry, F. S. Olesen, and J. L. Privette, 2013: Directional Viewing Effects on Satellite Land Surface Temperature Products Over Sparse Vegetation Canopies—A Multisensor Analysis. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **10**, 1464–1468, doi:10.1109/LGRS.2013.2260319.
- Hatfield, J. L., 1979: Canopy Temperatures: the Usefulness and Reliability of Remote Measurements. *Agron. J.*, **71**, 889, doi:10.2134/agronj1979.00021962007100050043x.
- Heilman, J., W. Heilman, and D. Moore, 1981: Remote sensing of canopy temperature at incomplete cover. *Agron. J.*, **1**, 2–5.
- Hénon, A., P. G. Mestayer, J.-P. Lagouarde, and J. a. Voogt, 2012: An urban neighborhood temperature and energy study from the CAPITOUL experiment with the SOLENE model. *Theor. Appl. Climatol.*, **110**, 177–196, doi:10.1007/s00704-012-0615-0.
- Huang, H., Q. Liu, W. Qin, Y. Du, and X. Li, 2011: Temporal patterns of thermal emission directionality of crop canopies. *J. Geophys. Res.*, **116**, D06114, doi:10.1029/2010JD014613.
- Huang, H., Q. Liu, Q. Liu, and W. Qin, 2012: Validating theoretical simulations of thermal emission hot spot effects on maize canopies. *Int. J. Remote Sens.*, **33**, 746–761, doi:10.1080/01431161.2011.577827.
- Huband, N. D. S., and J. L. Monteith, 1986: Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. *Boundary-Layer Meteorol.*, **36**, 1–17, doi:10.1007/BF00117455.
- Idso, S. B., 1982: Non-water-stressed baselines: A key to measuring and interpreting plant water stress. *Agric. Meteorol.*, **27**, 59–70, doi:10.1016/0002-1571(82)90020-6.
- Jackson, R. D., R. J. J. Reginato, P. J. Pinter, and S. B. Idso, 1979: Plant canopy information extraction from composite scene reflectance of row crops. *Appl. Opt.*, **18**, 3775–3782, doi:10.1364/AO.18.003775.
- Jackson, R. D., S. B. Idso, R. R. J., and P. J. J. Pinter, 1981: Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resour. Res.*, **17**, 1133–1138, doi:10.1029/WR017i004p01133.
- Jacquemoud, S., and F. Baret, 1990: PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra. *Remote Sens. Environ.*, **34**, 75–91, doi:10.1016/0034-4257(90)90100-Z.
- Jacquemoud, S., C. Bacour, H. Poilvé, and J.-P. Frangi, 2000: Comparison of four radiative transfer models to simulate plant canopies reflectance: Direct and inverse mode. *Remote Sens. Environ.*, **74**, 471–481, doi:10.1016/S0034-4257(00)00139-5.
- Jacquemoud, S., W. Verhoef, F. Baret, C. Bacour, P. J. Zarco-Tejada, G. P. Asner, C. François, and S. L. Ustin, 2009: PROSPECT+SAIL models: A review of use for vegetation characterization. *Remote Sens. Environ.*, **113**, S56–S66, doi:10.1016/j.rse.2008.01.026.
- Jupp, D., 2000: A compendium of kernel & other (semi-) empirical BRDF Models. ... *Doc. (May 2002) www.cossa.csiro.au/tasks/brdf ...*, 1–18.
- Jupp, D. L. B., 1998: Directional radiance and emissivity measurement models for remote sensing of the surface energy balance. *Environ. Model. Softw.*, **13**, 341–351, doi:10.1016/S1364-

8152(98)00039-5.

- Jupp, D. L. B., and A. H. Strahler, 1991: A hotspot model for leaf canopies. *Remote Sens. Environ.*, **38**, 193–210, doi:10.1016/0034-4257(91)90089-O.
- Kalma, J. D., T. R. McVicar, and M. F. McCabe, 2008: Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv. Geophys.*, **29**, 421–469, doi:10.1007/s10712-008-9037-z.
- Kimes, D. S., 1980: Effects of vegetation canopy structure on remotely sensed canopy temperatures. *Remote Sens. Environ.*, **10**, 165–174, doi:10.1016/0034-4257(80)90020-6.
- Kimes, D. S., 1983: Remote sensing of row crop structure and component temperatures using directional radiometric temperatures and inversion techniques. *Remote Sens. Environ.*, **13**, 33–55, doi:10.1016/0034-4257(83)90026-3.
- Kimes, D. S., and J. A. Kirchner, 1983: Directional radiometric measurements of row-crop temperatures. *Int. J. Remote Sens.*, **4**, 299–311, doi:10.1080/01431168308948548.
- Kimes, D. S., S. B. Idso, P. J. Pinter, R. J. Reginato, and R. D. Jackson, 1980: View angle effects in the radiometric measurement of plant canopy temperatures. *Remote Sens. Environ.*, **4**, 273–284, doi:10.1016/0034-4257(80)90087-5.
- Kurz, B., 2009: Modélisation de l’anisotropie directionnelle de la température de surface: application au cas de milieux forestiers et urbains.
- Kuusk, A., 1995: A fast, invertible canopy reflectance model. *Remote Sens. Environ.*, **51**, 342–350, doi:10.1016/0034-4257(94)00059-V.
- Kuusk, A., J. Kuusk, and M. Lang, 2014: Modeling directional forest reflectance with the hybrid type forest reflectance model FRT. *Remote Sens. Environ.*, **149**, 196–204, doi:10.1016/j.rse.2014.03.035.
- Lagouarde, J. P., Y. H. Kerr, and Y. Brunet, 1995: An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agric. For. Meteorol.*, **77**, 167–190, doi:10.1016/0168-1923(95)02260-5.
- Lagouarde, J.-P., and M. Irvine, 2008: Directional anisotropy in thermal infrared measurements over Toulouse city centre during the CAPITOUL measurement campaigns: first results. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **102**, 173–185, doi:10.1007/s00703-008-0325-4.
- Lagouarde, J.-P., H. Ballans, P. Moreau, D. Guyon, and D. Coraboeuf, 2000: Experimental Study of Brightness Surface Temperature Angular Variations of Maritime Pine (*Pinus pinaster*) Stands. *Remote Sens. Environ.*, **72**, 17–34, doi:10.1016/S0034-4257(99)00085-1.
- Lagouarde, J.-P., a. Hénon, B. Kurz, P. Moreau, M. Irvine, J. Voogt, and P. Mestayer, 2010: Modelling daytime thermal infrared directional anisotropy over Toulouse city centre. *Remote Sens. Environ.*, **114**, 87–105, doi:10.1016/j.rse.2009.08.012.
- Lagouarde, J.-P., a. Hénon, M. Irvine, J. Voogt, G. Pigeon, P. Moreau, V. Masson, and P. Mestayer, 2012: Experimental characterization and modelling of the nighttime directional anisotropy of thermal infrared measurements over an urban area: Case study of Toulouse (France). *Remote Sens. Environ.*, **117**, 19–33, doi:10.1016/j.rse.2011.06.022.
- Lagouarde, J.-P. and Coauthors, 2013: The MISTIGRI thermal infrared project: scientific objectives and mission specifications. *Int. J. Remote Sens.*, **34**, 3437–3466, doi:10.1080/01431161.2012.716921.
- Lagouarde, J.-P., S. Dayau, P. Moreau, and D. Guyon, 2014: Directional Anisotropy of Brightness

- Surface Temperature Over Vineyards: Case Study Over the Medoc Region (SW France). *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **11**, 574–578, doi:10.1109/LGRS.2013.2282492.
- Lagouarde, J.-P., M. Irvine, and S. Dupont, 2015: Atmospheric turbulence induced errors on measurements of surface temperature from space. *Remote Sens. Environ.*, **168**, 40–53, doi:10.1016/j.rse.2015.06.018.
- Laurent, V. C. E., W. Verhoef, J. G. P. W. Clevers, and M. E. Schaepman, 2011: Inversion of a coupled canopy–atmosphere model using multi-angular top-of-atmosphere radiance data: A forest case study. *Remote Sens. Environ.*, **115**, 2603–2612, doi:10.1016/j.rse.2011.05.016.
- Lee, C. M., M. L. Cable, S. J. Hook, R. O. Green, S. L. Ustin, D. J. Mandl, and E. M. Middleton, 2015: An introduction to the NASA Hyperspectral InfraRed Imager (HyspIRI) mission and preparatory activities. *Remote Sens. Environ.*, **167**, 6–19, doi:10.1016/j.rse.2015.06.012.
- Lesaignoux, A., 2010: Estimation de l’humidité de surface des sols nus à partir de l’imagerie hyperspectrale à haute résolution spatiale sur le domaine optique 0,4 – 14 μm . .
- Lesaignoux, A., S. Fabre, and X. Briottet, 2013: Influence of soil moisture content on spectral reflectance of bare soils in the 0.4–14 μm domain. *Int. J. Remote Sens.*, **34**, 2268–2285, doi:10.1080/01431161.2012.743693.
- Li, X., A. H. Strahler, and M. a. Friedl, 1999: A conceptual model for effective directional emissivity from nonisothermal surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **37**, 2508–2517, doi:10.1109/36.789646.
- Li, X. and Coauthors, 2009: Watershed allied telemetry experimental research. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **114**, doi:10.1029/2008JD011590.
- Li, X. and Coauthors, 2013a: Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research (HiWATER): Scientific Objectives and Experimental Design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **94**, 1145–1160, doi:10.1175/BAMS-D-12-00154.1.
- Li, Z.-L., R. Zhang, X. Sun, H. Su, X. Tang, Z. Zhu, and J. a. Sobrino, 2004: Experimental system for the study of the directional thermal emission of natural surfaces. *Int. J. Remote Sens.*, **25**, 195–204, doi:10.1080/0143116031000116453.
- Li, Z.-L., B.-H. Tang, H. Wu, H. Ren, G. Yan, Z. Wan, I. F. Trigo, and J. a. Sobrino, 2013b: Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sens. Environ.*, **131**, 14–37, doi:10.1016/j.rse.2012.12.008.
- Liu, Q. H., H. G. Huang, W. H. Qin, K. H. Fu, and X. W. Li, 2007: An extended 3-D radiosity-graphics combined model for studying thermal-emission directionality of crop canopy. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**, 2900–2918, doi:10.1109/tgrs.2007.902272.
- Luquet, D., A. Bégué, A. Vidal, P. Clouvel, J. Dauzat, A. Olioso, X. F. Gu, and Y. Tao, 2003a: Using multidirectional thermography to characterize water status of cotton. *Remote Sens. Environ.*, **84**, 411–421, doi:10.1016/S0034-4257(02)00131-1.
- Luquet, D., A. Begue, A. Vidal, J. Dauzat, and P. Clouvel, 2003b: 3D Simulation of Directional Temperature Variability Within a Row-Cotton Crop : Toward an Improvement of Experimental Crop Water Status Monitoring Using Thermal Infrared. *Precis. Agric.*, **4**, 297–309.
- Luquet, D., a. Vidal, J. Dauzat, a. Bégué, a. Olioso, and P. Clouvel, 2004: Using directional TIR measurements and 3D simulations to assess the limitations and opportunities of water stress indices. *Remote Sens. Environ.*, **90**, 53–62, doi:10.1016/j.rse.2003.09.008.
- Masson, V. and Coauthors, 2008: The Canopy and Aerosol Particles Interactions in TOulouse Urban Layer (CAPITOUL) experiment. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **102**, 135–157, doi:10.1007/s00703-008-

0289-4.

- McGuire, M., L. Balick, J. A. Smith, and B. A. Hutchison, 1989: Modeling directional thermal radiance from a forest canopy. *Remote Sens. Environ.*, **27**, 169–186, doi:10.1016/0034-4257(89)90016-3.
- Merchant, C. J. and Coauthors, 2013: The surface temperatures of Earth: steps towards integrated understanding of variability and change. *Geosci. Instrumentation, Methods Data Syst.*, **2**, 305–321, doi:10.5194/gi-2-305-2013.
- Millard, J. P., R. J. Reginato, S. B. Idso, R. D. Jackson, R. C. Goettelman, and M. J. Leroy, 1980: Experimental relations between airborne and ground measured wheat canopy temperatures. **46**, 221–224.
- Monteith, J. L., and G. Szeicz, 1962: Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **88**, 496–507, doi:10.1002/qj.49708837811.
- Moulin, S., L. Kergoat, P. Cayrol, G. Dedieu, and L. Prévot, 2002: Calibration of a coupled canopy functioning and SVAT model in the ReSeDA experiment. Towards the assimilation of SPOT/HRV observations into the model. *Agronomie*, **22**, 681–686, doi:10.1051/agro:2002035.
- Norman, J. M., 1979: Modelling the complete crop canopy. *Modification of the Aerial Environment of Crops*, B. Barfield and J. Gerber, Eds., Am. Soc. Agric. Eng. Monogr. No. 2, ASAE, 249–277.
- Norman, J. M., and F. Becker, 1995: Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Agric. For. Meteorol.*, **77**, 153–166, doi:10.1016/0168-1923(95)02259-Z.
- Norman, J. M., W. P. Kustas, and K. S. Humes, 1995: Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agric. For. Meteorol.*, **77**, 263–293, doi:10.1016/0168-1923(95)02265-Y.
- Ogée, J., Y. Brunet, and D. Loustau, 2003: MuSICA, a CO₂, water and energy multilayer, multileaf pine forest model: evaluation from hourly to yearly time scales and sensitivity analysis. *Glob. Chang. Biol.*, **33**, 697–717.
- Olesen, F., P. Dash, F. Götsche, and A. Schmidt, 2004: *CSP – Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) WP 8316 – Land Surface Temperature*.
- Oliosio, A., 1992: Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface. Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, .
- Otterman, J., T. Brakke, and J. Susskind, 1992: A model for inferring canopy and underlying soil temperatures from multi-directional measurements. *Boundary-Layer Meteorol.*, **61**, 81–97.
- Otterman, J., J. Susskind, T. Brakke, D. Kimes, R. Pielke, and T. J. Lee, 1995: Inferring the thermal-infrared hemispheric emission from a sparsely-vegetated surface by directional measurements. *Boundary-layer Meteorol.*, **74**, 163–180.
- Otterman, J., T. W. Brakke, M. Fuchs, V. Lakshmi, and M. Cadeddu, 1999: Longwave emission from a plant/soil surface as a function of the view direction: dependence on the canopy architecture. *Int. J. Remote Sens.*, **20**, 2195–2201, doi:10.1080/014311699212191.
- Paw U, K., S. Ustin, and C. Zhang, 1989: Anisotropy of thermal infrared exitance in sunflower canopies. *Agric. For. Meteorol.*, **95616**.
- Pinheiro, A. C. T., J. L. Privette, R. Mahoney, and C. J. Tucker, 2004a: Directional effects in a daily AVHRR land surface temperature dataset over Africa. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **42**, 1941–1954, doi:10.1109/TGRS.2004.831886.
- Pinheiro, A. C. T., J. L. Privette, R. Mahoney, and C. J. Tucker, 2004b: Directional effects in a daily

- AVHRR land surface temperature dataset over Africa. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **42**, 1941–1954, doi:10.1109/TGRS.2004.831886.
- Pinheiro, A. C. T., J. L. Privette, and P. Guillevic, 2006: Modeling the observed angular anisotropy of land surface temperature in a Savanna. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**, 1036–1047, doi:10.1109/TGRS.2005.863827.
- Pires, A., S. Ermida, and I. Trigo, 2015: LST Merged Product. *3rd GlobTemperature User Consultation Meeting*, Reading.
- Prevot, L. and Coauthors, 1998: Assimilation of multi-sensor and multi-temporal remote sensing data to monitor vegetation and soil: the Alpilles-ReSeDA project. *IGARSS '98. Sensing and Managing the Environment. 1998 IEEE International Geoscience and Remote Sensing. Symposium Proceedings. (Cat. No.98CH36174)*, Vol. 5 of, IEEE, 2399–2401.
- Prévoit, L., 1985: Modélisation des échanges radiatifs au sein des couverts végétaux : application à la télédétection, validation sur un couvert de maïs / Modelling of radiation exchanges inside plant canopies : applications to remote sensing, validation for maize canopy. Thèse de doctorat - Université de Paris-6, .
- Price, J. C., 1983: Estimating surface temperatures from satellite thermal infrared data—A simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sens. Environ.*, **13**, 353–361, doi:10.1016/0034-4257(83)90036-6.
- Rasmussen, M. O., A. C. Pinheiro, S. R. Proud, and I. Sandholt, 2010: Modeling Angular Dependences in Land Surface Temperatures From the SEVIRI Instrument Onboard the Geostationary Meteosat Second Generation Satellites. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **48**, 3123–3133, doi:10.1109/TGRS.2010.2044509.
- Rasmussen, M. O., F.-M. Gottsche, F.-S. Olesen, and I. Sandholt, 2011: Directional Effects on Land Surface Temperature Estimation From Meteosat Second Generation for Savanna Landscapes. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **49**, 4458–4468, doi:10.1109/TGRS.2011.2144604.
- Ren, H., G. Yan, R. Liu, Z.-L. Li, Q. Qin, F. Nerry, and Q. Liu, 2015: Determination of Optimum Viewing Angles for the Angular Normalization of Land Surface Temperature over Vegetated Surface. *Sensors*, **15**, 7537–7570, doi:10.3390/s150407537.
- Roujean, J. J.-L., M. Leroy, and P. P.-Y. Deschamps, 1992: A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data. *J. Geophys. Res.*, **97**, 20455, doi:10.1029/92JD01411.
- Roujean, J.-L., 2000: A Parametric Hot Spot Model for Optical Remote Sensing Applications. *Remote Sens. Environ.*, **71**, 197–206, doi:10.1016/S0034-4257(99)00080-2.
- Roy, D. P. and Coauthors, 2014: Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote Sens. Environ.*, **145**, 154–172, doi:10.1016/j.rse.2014.02.001.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier, 2002: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 977–992, doi:10.1175/1520-0477(2002)083<0977:AITMSG>2.3.CO;2.
- Smith, J. ., and J. R. Ballard, 2001: Thermal infrared hot spot and dependence on canopy geometry. *Opt. Eng.*, **40**, 1435, doi:10.1117/1.1387990.
- Smith, J. a., K. J. Ranson, D. Nguyen, L. Balick, L. E. Link, L. Fritschen, and B. Hutchison, 1981: Thermal vegetation canopy model studies. *Remote Sens. Environ.*, **11**, 311–326, doi:10.1016/0034-4257(81)90028-6.
- Smith, J. A., J. A. Pedelty, J. R. Ballard, Jr., and T. J. Schmugge, 1997: Three-dimensional modeling of

- agricultural canopies for thermal IR exitance studies. *Earth Surface Remote Sensing*, G. Cecchi, E.T. Engman, and E. Zilioli, Eds., Vol. 3222 of, 50–57.
- Snyder, W. C., and Z. Wan, 1998: BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **36**, 214–225, doi:10.1109/36.655331.
- Sobrino, J., and V. Caselles, 1990: Thermal infrared radiance model for interpreting the directional radiometric temperature of a vegetative surface. *Remote Sens. Environ.*, **33**, 193–199, doi:10.1016/0034-4257(90)90030-P.
- Sobrino, J., J. Jimenez-Munoz, and W. Verhoef, 2005: Canopy directional emissivity: Comparison between models. *Remote Sens. Environ.*, **99**, 304–314, doi:10.1016/j.rse.2005.09.005.
- Stathopoulou, M., and C. Cartalis, 2009: Downscaling AVHRR land surface temperatures for improved surface urban heat island intensity estimation. *Remote Sens. Environ.*, **113**, 2592–2605, doi:10.1016/j.rse.2009.07.017.
- Su, L., X. Li, M. Friedl, A. Strahler, and X. Gu, 2002: A kernel-driven model of effective directional emissivity for non-isothermal surfaces. *Prog. Nat. Sci.*, **12**, 603–607.
- Sutherland, R. A., and J. F. Bartholic, 1977: Significance of vegetation in interpreting thermal radiation from a terrestrial surface. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 759–763, doi:10.1175/1520-0450(1977)016<0759:SOVIIT>2.0.CO;2.
- Tanner, C. B., 1963: Plant Temperatures. *Agron. J.*, **55**, 210, doi:10.2134/agronj1963.00021962005500020043x.
- Timmermans, J., W. Verhoef, C. van der Tol, and Z. Su, 2009: Retrieval of Canopy component temperatures through Bayesian inversion of directional thermal measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **6**, 3007–3040, doi:10.5194/hessd-6-3007-2009.
- Van der Tol, C., W. Verhoef, J. Timmermans, A. Verhoef, and Z. Su, 2009: An integrated model of soil-canopy spectral radiances, photosynthesis, fluorescence, temperature and energy balance. *Biogeosciences*, **6**, 3109–3129, doi:10.5194/bg-6-3109-2009.
- Verhoef, W., 1984: Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling: The SAIL model. *Remote Sens. Environ.*, **16**, 125–141, doi:10.1016/0034-4257(84)90057-9.
- Verhoef, W., 1998: Theory of radiative transfer models applied in optical remote sensing of vegetation canopies. PhD Thesis - Wageningen Agricultural University, .
- Verhoef, W., and H. Bach, 2003a: Simulation of hyperspectral and directional radiance images using coupled biophysical and atmospheric radiative transfer models. *Remote Sens. Environ.*, **87**, 23–41, doi:10.1016/S0034-4257(03)00143-3.
- Verhoef, W., and H. Bach, 2003b: Remote sensing data assimilation using coupled radiative transfer models. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C*, **28**, 3–13, doi:10.1016/S1474-7065(03)00003-2.
- Verhoef, W., and H. Bach, 2007: Coupled soil-leaf-canopy and atmosphere radiative transfer modeling to simulate hyperspectral multi-angular surface reflectance and TOA radiance data. *Remote Sens. Environ.*, **109**, 166–182, doi:10.1016/j.rse.2006.12.013.
- Verhoef, W., L. Jia, Q. Xiao, and Z. Su, 2007: Unified Optical-Thermal Four-Stream Radiative Transfer Theory for Homogeneous Vegetation Canopies. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**, 1808–1822, doi:10.1109/TGRS.2007.895844.
- Vermote, E., C. O. Justice, and F.-M. Breon, 2009: Towards a Generalized Approach for Correction of the BRDF Effect in MODIS Directional Reflectances. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **47**, 898–908, doi:10.1109/TGRS.2008.2005977.

- Vining, R. C., and B. L. Blad, 1992: Estimation of sensible heat flux from remotely sensed canopy temperatures. *J. Geophys. Res.*, **97**, 18951–18954, doi:10.1029/92JD01626.
- Vinnikov, K. Y., Y. Yu, M. D. Goldberg, D. Tarpley, P. Romanov, I. Laszlo, and M. Chen, 2012: Angular anisotropy of satellite observations of land surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L23802, doi:10.1029/2012GL054059.
- Wallace, J., and A. Verhoef, 2000: Modelling interactions in mixed-plant communities: light, water and carbon dioxide. *Leaf Development and Canopy Growth*, 204–250.
- Walthall, C. L., J. M. Norman, J. M. Welles, G. Campbell, and B. L. Blad, 1985: Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetative canopies and bare soil surfaces. *Appl. Opt.*, **24**, 383.
- Wan, Z., and J. Dozier, 1996: A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **34**, 892–905, doi:10.1109/36.508406.
- Wanner, W., X. Li, and A. H. Strahler, 1995: On the derivation of kernels for kernel-driven models of bidirectional reflectance. *J. Geophys. Res.*, **100**, 21077, doi:10.1029/95JD02371.
- Weiss, M., and F. Baret, 1999: Evaluation of Canopy Biophysical Variable Retrieval Performances from the Accumulation of Large Swath Satellite Data. *Remote Sens. Environ.*, **70**, 293–306, doi:10.1016/S0034-4257(99)00045-0.
- Weiss, M., F. Baret, M. Leroy, O. Hautecoeur, C. Bacour, L. Prévot, and N. Bruguier, 2002: Validation of neural net techniques to estimate canopy biophysical variables from remote sensing data. *Agronomie*, **22**, 547–553, doi:10.1051/agro:2002036.
- Weng, Q., 2009: Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, **64**, 335–344, doi:10.1016/j.isprsjrs.2009.03.007.
- Whitcraft, A. K., E. F. Vermote, I. Becker-Reshef, and C. O. Justice, 2014: Cloud cover throughout the agricultural growing season: Impacts on passive optical earth observations. *Remote Sens. Environ.*, doi:10.1016/j.rse.2014.10.009.
- Yu, T., X. Gu, M. Legrand, F. Baret, J.-F. Hanocq, R. Bosseno, and Y. Zhang, 2004: Modeling directional brightness temperature over a maize canopy in row structure. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **42**, 2290–2304, doi:10.1109/TGRS.2004.834196.