



**HAL**  
open science

# Évaluation de l'évapotranspiration des zones irriguées en piémont du Haut Atlas, Maroc : modélisation, mesures micro-météorologiques et télédétection spatiale

Jamal Elfarkh

## ► To cite this version:

Jamal Elfarkh. Évaluation de l'évapotranspiration des zones irriguées en piémont du Haut Atlas, Maroc : modélisation, mesures micro-météorologiques et télédétection spatiale. Sciences agricoles. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Université Cadi Ayyad (Marrakech, Maroc), 2021. Français. NNT : 2021TOU30002 . tel-03208563

**HAL Id: tel-03208563**

**<https://theses.hal.science/tel-03208563>**

Submitted on 26 Apr 2021

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

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



# THÈSE

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

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Cotutelle internationale : Université Cadi Ayyad

Présentée et soutenue par

**Jamal ELFARKH**

Le 19 janvier 2021

**Évaluation de l'évapotranspiration des zones irriguées en piémont du Haut Atlas, Maroc: modélisation, mesures micro-météorologiques et télédétection spatiale**

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie**

Unité de recherche :

**CESBIO - Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère**

Thèse dirigée par

**Lionel JARLAN et SALAH Er-RAKI**

Jury

M. Pierre-Louis FRISON, Rapporteur

M. Jamal EZZAHAR, Examineur

M. Hassan CHEHOUANI, Examineur

M. Lionel JARLAN, Directeur de thèse

M. Salah ER-RAKI, Co-directeur de thèse

Mme Dominique COURAULT, Présidente

## ***Remerciement***

Cette thèse de doctorat a été pour moi une expérience qui a vraiment changé ma vie. Même si mon nom apparaît seul en première page de cette thèse, il ne me serait pas possible de la terminer sans l'aide d'un grand nombre de personnes spéciales. Pour ce fait, je voudrais profiter de cette occasion pour exprimer ma gratitude à ceux qui m'ont aidé de multiples façons.

Tout au long des années de thèse mes encadrants m'ont aidé à perfectionner mes compétences en écriture, à apprendre, à penser comme un scientifique, à relier des problèmes généraux et à poser des questions scientifiques importantes. Ils ont toujours maintenu une politique de communication ouverte et ont été toujours disponible pour répondre à toutes les questions.

Mes plus grands remerciements vont au Pr Salah Er-Raki, directeur de cette thèse de doctorat, pour ses précieux encouragements, ses conseils et sa perspicacité. Des remerciements particuliers vont également au Dr Lionel Jarlan, mon co-directeur, pour son soutien continu et ses commentaires constructifs sur les différents aspects de la thèse.

Je tiens à remercier chaleureusement mes co-encadrants, Pr Jamal Ezzahar et Dr Vincent Simonneaux pour m'avoir, chacun à sa manière, encouragé et conseillé. Je leur suis profondément reconnaissant pour les conseils et les critiques qui m'ont aidé à régler les détails techniques de mon travail.

Je suis également très reconnaissant aux rapporteurs : Pr Hassan Chehouani, Dr Dominique Courault et Dr Pierre-louis Frison. Je tiens à les remercier pour l'intérêt et le temps qu'ils ont accordé pour évaluer mon travail ainsi pour leurs commentaires et suggestions qui ont amélioré certainement le manuscrit de thèse.

J'associe à ces remerciements Dr Abdelghani Chehbouni, et M. Mohammed Chtioui. Je tiens à les remercier pour l'intérêt et le temps qu'ils ont accordé pour juger la qualité scientifique et la pertinence de ce travail.

Merci également à tous les membres du laboratoire LMI-TREMA, aux professeurs Said Khabba et Abderrahmane Lahrouni pour leurs conseils encourageants, aux techniciens Mohamed Kasbani et Adnane Chakir pour les conseils précieux sur le terrain ainsi que leur aide dans la récolte des mesures, aux étudiants, Bouchra, Nadia, Hakim, Alhoussaine, Youssef, Jihad, Zoubair, Diarra, Houda, Salma, Ghizlane, Luis, Yoann, Hosni, Ismail avec lesquels j'avais de grandes opportunités de nouer une véritable amitié et d'échanger des connaissances.

Je désire en outre remercier tous les membres de laboratoire CESBIO pour leur sympathie et leur amitié : Dr Gilles Boulet, Dr Vincent Rivalland et Mme Laurence Keppel.

Merci à l'agence du bassin hydraulique de Tensift et la GIZ pour la collaboration et le financement de l'expérience menée à Tahnaout.

Un soutien précieux de **la famille bien-aimée**. Ma **mère**, sans ses prières et ses efforts, ce travail était impossible à faire. Mes sœurs, **Fatiha** et **Intissar**, m'ont encouragé à surmonter toutes les barrières ; avec leur amour, je crois que je peux faire de mon mieux.

Il ne suffit jamais de dire « **Merci** », mais veuillez accepter ma profonde et sincère reconnaissance pour ce que vous avez tous fait pour moi.

# Table des matières

Liste des Figures.....	iv
Liste des tableaux.....	vii
Table des symboles et d'abréviations.....	viii
Résumé.....	x
Abstract.....	xii
المخلص.....	xiv
<b>Introduction générale.....</b>	<b>2</b>
<b>Chapitre I : Etat de l'art sur la mesure et la modélisation des transferts sol-végétation-atmosphère, notions et définitions</b>	
I.1 Introduction.....	7
I.2 Les échanges énergétiques au niveau de l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA) ...	7
I.2.1 Transfert radiatif.....	8
I.2.2 Transfert convectif .....	9
I.2.3 Transfert par conduction.....	11
I.3 Bilan hydrique à l'interface SVA.....	12
I.4 Utilisation de la télédétection pour la caractérisation des propriétés radiatives de surface	13
I.4.1 Visible et proche infrarouge.....	14
I.4.1.1 NDVI.....	14
I.4.1.2 LAI.....	15
I.4.1.3 Albédo.....	15
I.4.2 Thermique.....	15
I.5 Présentation des différentes approches de modélisation de l'ET.....	17
I.5.1 Modèles de Penman-Monteith .....	18
I.5.2 Modèles de bilan énergétique .....	19
I.5.2.1 Modèles mono-source .....	19
I.5.2.2 Les modèles double source .....	21
I.5.2.3 Les modèles contextuels .....	22
I.5.3 Modèles de bilan hydrique.....	23
I.6 Conclusion .....	25
<b>Chapitre II : Site d'étude, données expérimentales et algorithmes des modèles</b>	
II.1 Introduction.....	27
II.2 Présentation du site.....	27
II.2.1 Cadre géographique.....	27
II.2.2 Cadre climatique .....	28
II.2.3 Topographie .....	28

II.2.4	Occupation du sol.....	28
II.2.5	Système d'irrigation .....	29
II.3	Matériels : description et bases physiques.....	30
II.3.1	Station météorologique et mesure de la température et d'humidité de surface .....	30
II.3.2	Eddy covariance .....	31
II.3.3	Scintillomètre .....	33
II.3.4	Footprint.....	35
II.4	Données satellitaires .....	37
II.4.1	MODIS .....	37
II.4.2	Landsat.....	37
II.4.3	Sentinel-2 .....	38
II.5	Description et implémentation des modèles étudiés .....	38
II.5.1	Le modèle TSEB .....	39
II.5.2	Le modèle SPARSE .....	39
II.5.3	Le modèle Shuttleworth-Wallace.....	40
II.5.3.1	Présentation du modèle.....	40
II.5.3.2	Implémentation du modèle SW.....	42
II.5.3.3	Modèle de bilan énergétique.....	43
II.5.3.4	Méthode de Hourglass .....	44
II.5.4	Le modèle SAMIR .....	45
II.6	Extrapolation des valeurs instantanées aux journalières .....	47
II.7	Conclusion .....	47
<b>Chapitre III : Mesure et estimation des flux turbulents à l'échelle de la parcelle</b>		
III.1.	Introduction .....	49
III.2.	Traitement et analyse des mesures.....	49
III.2.1.	Eddy covariance : Fermeture de bilan.....	49
III.2.2.	Comparaison des mesures du scintillomètre et du système Eddy covariance.....	50
III.3.	Evaluation des données satellitaires.....	53
III.3.1.	Température de la surface .....	53
III.3.2.	Albédo.....	54
III.4.	Validation des estimations des modèles à l'échelle locale par les mesures d'Eddy covariance.....	54
III.4.1.	TSEB.....	54
III.4.2.	SPARSE .....	58
III.4.3.	Shuttleworth-Wallace.....	61

III.4.4.	Évaluation de l'approche proposée sur SW .....	63
III.4.4.1.	Température du sol et de la végétation estimées .....	63
III.4.4.2.	Calcul des résistances et validation de l'approche à l'échelle locale .....	64
III.4.5.	SAMIR .....	66
III.4.5.1.	Calibration SAMIR.....	66
III.4.5.2.	Validation SAMIR.....	69
III.5.	Conclusion.....	70
<b>Chapitre IV : Spatialisation de l'évapotranspiration et inter-comparaison des modèles</b>		
IV.1.	Introduction .....	73
IV.2.	Validation des estimations des modèles à l'échelle régionale par les mesures du scintillomètre .....	73
IV.2.1.	TSEB.....	73
IV.2.2.	SPARSE .....	76
IV.2.3.	Shuttleworth-Wallace.....	77
IV.2.3.1.	Stress indexes and resistances spatialization.....	77
IV.2.3.2.	Cartes d'évapotranspiration.....	79
IV.2.4.	SAMIR .....	83
IV.3.	Comparaison des performances des modèles .....	84
IV.4.	Conclusion.....	87
References.....		95

## Liste des Figures :

<i>Figure I.1: Composantes du bilan radiatif.....</i>	<i>8</i>
<i>Figure I.2: Composantes du bilan hydrique.....</i>	<i>12</i>
<i>Figure I.3: Le spectre électromagnétique (avec UV = ultraviolet, IR = infrarouge, PIR = proche infrarouge et IRT = infrarouge thermique).....</i>	<i>14</i>
<i>Figure II.1: Localisation des stations Eddy covariance et de l'émetteur et du récepteur du scintillomètre superposés à une image du site d'étude du site google earth.....</i>	<i>27</i>
<i>Figure II.2: Image Google Earth posée sur le MNT de la zone (DEM de 8 m dérivé des données PLEIADE), trajectoire du scintillomètre et l'élévation le long de la trajectoire du scintillomètre. ....</i>	<i>28</i>
<i>Figure II.3: a) Emplacement des stations d'Eddy covariance et de l'émetteur (T) et du récepteur (R) du scintillomètre superposés sur la carte d'occupation du sol du site d'étude. (b) Carte de la hauteur de végétation du site d'étude. ....</i>	<i>29</i>
<i>Figure II.4: Station EC1.....</i>	<i>31</i>
<i>Figure II.5: Eddy covariance système (station EC2).....</i>	<i>33</i>
<i>Figure II.6: Emetteur et récepteur du scintillomètre installés sur le site d'étude. ....</i>	<i>35</i>
<i>Figure II.7: footprint journalier du LAS (a), footprint instantanée des deux stations (EC1 et EC2) et LAS (b). ....</i>	<i>36</i>
<i>Figure II.8: Flowchart of the proposed approach. ....</i>	<i>43</i>
<i>Figure II.9: L'illustration d'un polygone défini dans l'espace de couverture végétale fractionnée en température de surface terrestre contient quatre zones distinctes (zone contrôlée par évaporation, zone de surface mixte stressée, zone contrôlée par transpiration. ....</i>	<i>45</i>
<i>Figure III.1: Évaluation de la fermeture du bilan énergétique. La somme de la chaleur sensible (H) et de la chaleur latente (LE) est tracée en fonction de l'énergie disponible (Rn-G) mesurées au niveau de la station EC1 (a, b, c) et EC2 (d, e, f). ....</i>	<i>50</i>
<i>Figure III.2: Variation journalière de la chaleur sensible mesurée par les stations EC1 et EC2 et le LAS pendant les trois années 2017, 2018 et 2019. ....</i>	<i>52</i>
<i>Figure III.3: Variation journalière de la chaleur latente mesurée par les stations EC1 et EC2 et le LAS pendant les trois années 2017, 2018 et 2019. ....</i>	<i>52</i>
<i>Figure III.4: Comparaison entre les produits de température de surface Landsat (a) et MODIS (b) et les mesure in situ sur les deux stations EC1 et EC2. ....</i>	<i>53</i>
<i>Figure III.5: Comparaison entre les produits d'albédo Landsat (a) et MODIS (b) et les mesure in situ sur les deux stations EC1 et EC2. ....</i>	<i>54</i>
<i>Figure III.6: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau des stations et les estimations du modèle TSEB dérivées par les produits Landsat. ....</i>	<i>57</i>
<i>Figure III.7: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau des stations et les estimations du modèle TSEB dérivées par les produits MODIS. ....</i>	<i>58</i>
<i>Figure III.8: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau de la station EC1 et les estimations du modèle SPARSE dérivées par les produits Landsat. ....</i>	<i>60</i>
<i>Figure III.9: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau de la station EC2 et les estimations du modèle SPARSE dérivées par les produits Landsat. ....</i>	<i>61</i>

<i>Figure III.10: Comparaison des valeurs de demi-heure de l'évapotranspiration estimée par le modèle Shuttleworth-Wallace (ETSW) et mesurée par le système EC1 (ETEC).....</i>	<i>62</i>
<i>Figure III.11: Variation des températures du sol (a) et de la végétation (b) dérivée de la méthode de Hourglass, et leur maximum et minimum calculés à partir du modèle de bilan énergétique de la surface du sol, de DOY 45 à DOY 60.....</i>	<i>64</i>
<i>Figure III.12: Températures simulées du sol et de la végétation par rapport aux mesures in situ pour la même période que celle de la figure III.11.....</i>	<i>64</i>
<i>Figure III.13: Relations entre les résistances du sol (a) et de la végétation (b) (<math>r_{s\text{sol}}</math> et <math>r_{sv}</math>) et deux indices de stress (<math>SI_{ss}</math>, <math>SI_{sv}</math>) dérivés des Eqs : 22 et 23 pour les valeurs entre 12h et 15h. Le meilleur ajustement a également été présenté (ligne continue).....</i>	<i>65</i>
<i>Figure III.14: Comparaison des valeurs de demi-heure entre l'ET estimée selon l'approche proposée et celle mesurée par le système EC1 de janvier à juin 2017. ....</i>	<i>66</i>
<i>Figure III.15: Simulation du coefficient d'évaporation (<math>K_e</math>), du coefficient de stress (<math>K_s</math>), du coefficient de culture (<math>K_{cb}</math>) et de fraction du couvert (<math>f_c</math>) pendant la période 2017 et 2018. ....</i>	<i>68</i>
<i>Figure III.16: Evapotranspiration journalière mesurée par EC1 et estimée sur le footprint de EC1 par SAMIR pendant la période 2017 et 2018. ....</i>	<i>69</i>
<i>Figure III.17: Evapotranspiration journalière mesurée par EC2 et estimée sur le footprint de EC2 par SAMIR pendant la période 2017 et 2018. ....</i>	<i>70</i>
<i>Figure IV.1: Séries chronologiques des mesures de flux convectif LAS (<math>H</math> et <math>LE</math>) à 11h00 et des prédictions TSEB basées sur les produits MODIS et Landsat. ....</i>	<i>74</i>
<i>Figure IV.2: Comparaison entre les prédictions TSEB <math>H</math> (a) et <math>LE</math> (b) basées sur les produits Landsat et les mesures LAS utilisant l'énergie disponible calculée en fonction du produit Landsat. ....</i>	<i>76</i>
<i>Figure IV.3: Comparaison de flux de chaleur sensible (<math>H</math>) et de flux de chaleur latente (<math>LE</math>) entre les mesures LAS et les estimations SPARSE basées sur les produits Landsat au temps de passage du satellite. ....</i>	<i>77</i>
<i>Figure IV.4: Cartes de l'indice de stress du sol (<math>SI_{ss}</math>) et de la végétation (<math>SI_{sv}</math>) sur la zone d'étude pour deux dates contrastées (2017-01-16) et (2017-06-09).....</i>	<i>78</i>
<i>Figure IV.5: Cartes de la résistance du sol (<math>r_{ss}</math>) et de la végétation (<math>r_{sv}</math>) sur la zone d'étude à deux dates (2017-01-16) et (2017-06-09). ....</i>	<i>79</i>
<i>Figure IV.6: Cartes d'évapotranspiration (mm/h) sur la zone d'étude pour les dates du passage de Landsat-7. Le footprint de LAS et EC pour l'instant du passage du satellite est également représentée.....</i>	<i>81</i>
<i>Figure IV.7: Cartes de fraction de couverture sur la zone d'étude pour les dates qui coïncident avec le passage du Landsat-7. ....</i>	<i>82</i>
<i>Figure IV.8: Cartes de l'énergie disponible (<math>R_n - G</math>) (<math>W/m^2</math>) sur la zone d'étude pour les dates qui coïncident avec le passage du Landsat-7. ....</i>	<i>82</i>
<i>Figure IV.9: Comparaison de l'évapotranspiration estimée à partir du modèle SW modifié en utilisant Landsat-7 et Landsat-8 et mesurée par le système Eddy covariance (a) et le scintillomètre (b). ....</i>	<i>83</i>
<i>Figure IV.10: ET mesurée par LAS et estimée par SAMIR sur le footprint du LAS au cours de la période 2017 et 2018.....</i>	<i>84</i>
<i>Figure IV.11: Séries journalière des précipitations, ET mesurées par LAS et estimées sur le footprint du LAS par SAMIR (points rouges), par SPARSE (points verts) et par SW (points violet) pendant la période 2017 et 2018. ....</i>	<i>85</i>

*Figure IV.12: Cartes ET pour trois jours de conditions climatiques contrastées estimées par SPARSE, SW et SAMIR. ....87*

## Liste des tableaux :

<i>Tableau I.1: Meilleures combinaisons de réflectance pour récupérer l'albédo des données Landsat. R est pour le rouge et IR pour l'infrarouge. ....</i>	<i>38</i>
<i>Tableau IV.1: Métriques statistiques des comparaisons entre les flux mesurés par le LAS et estimés par TSEB sur les trois périodes. ....</i>	<i>74</i>
<i>Tableau IV.2: Métriques statistiques des comparaisons des flux estimés par TSEB et mesurés par le LAS en utilisant soit le rayonnement mesuré soit calculé en fonction des données Landsat. ...</i>	<i>75</i>
<i>Tableau IV.3: Résultats statistiques des trois modèles SPARSE, SW et SAMIR en les comparant avec les mesures du LAS. ....</i>	<i>85</i>

# Table des symboles et d'abréviations

$\alpha$	albédo	-
$\alpha_{PT}$	coefficient de Priestley-Taylor	-
$\beta$	rapport de Bowen	-
$\Delta$	pente de la pression de vapeur saturante par rapport à la température	Pa/K
$\varepsilon_a$	émissivité de l'air	-
$\varepsilon_s$	émissivité de surface	-
$\gamma$	constante psychrométrique	Pa/K
$\theta$	teneur en eau volumique du sol	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>
$\theta_{fc}$	capacité au champ	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>
$\theta_w$	point de flétrissement	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>
$\rho$	densité de l'air	kg/m <sup>3</sup>
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann	W/m <sup>2</sup> /K <sup>4</sup>
$\tau$	quantité de mouvement	kg/m/s <sup>2</sup>
$\psi$	fonction de stabilité	-
$C_p$	chaleur spécifique à pression constante	J/kg/K
$C_n^2$	paramètre de structure de l'indice de réfraction	-
$C_T^2$	paramètre de structure de la température	-
$C_q^2$	paramètre de structure de l'humidité	-
$d$	hauteur de déplacement	m
$DP$	percolation profonde	mm
$dS$	énergie stockée	W/m <sup>2</sup>
$E$	évaporation	mm/j
$EC$	système Eddy covariance	-
$EF$	fraction évaporative	-
$ET$	évapotranspiration	mm/j
$f_c$	fraction de la végétation	-
$G$	flux de chaleur dans le sol	W/m <sup>2</sup>
$H$	flux de chaleur sensible	W/m <sup>2</sup>
$H_s$	flux de chaleur sensible émis par le sol	W/m <sup>2</sup>
$H_v$	flux de chaleur sensible émis par la végétation	W/m <sup>2</sup>
$IR$	irrigation	mm
$k$	constante de Von Karman	0,4
$K_{cb}$	coefficient de culture	-
$K_e$	coefficient d'évaporation	-
$K_s$	coefficient de contrainte	-
$LAI$	indice de surface foliaire	m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup>
$LAS$	scintillomètre large ouverture	-
$LE$	flux de chaleur latente	W/m <sup>2</sup>
$LE_s$	flux de chaleur latente émis par le sol	W/m <sup>2</sup>
$LE_v$	flux de chaleur latente émis par la végétation	W/m <sup>2</sup>
$L$	longueur de Monin-Obhukov	m
$LST$	température de surface	K

<i>NDVI</i>	indice de végétation par différence normalisée	-
<i>P</i>	précipitation	mm
<i>Ph</i>	photosynthèse	W/m <sup>2</sup>
<i>R</i>	ruissellement	mm
<i>R</i>	coefficient de corrélation	-
<i>R<sup>2</sup></i>	coefficient de détermination	-
<i>R<sub>a</sub></i>	rayonnement atmosphérique incident	W/m <sup>2</sup>
<i>r<sub>a</sub></i>	résistance aérodynamique entre la surface et l'air	s/m
<i>REW</i>	l'eau facilement évaporable	mm
<i>RH</i>	humidité de l'air	-
<i>RI</i>	rayonnement d'ondes à grandes longueur d'onde	W/m <sup>2</sup>
<i>RMSE</i>	écart quadratique moyen	
<i>R<sub>n</sub></i>	rayonnement net	W/m <sup>2</sup>
<i>R<sub>n<sub>s</sub></sub></i>	rayonnement net du sol	W/m <sup>2</sup>
<i>R<sub>n<sub>v</sub></sub></i>	rayonnement net de la végétation	W/m <sup>2</sup>
<i>R<sub>s</sub></i>	rayonnement global, i.e. solaire incident	W/m <sup>2</sup>
<i>r<sub>s</sub></i>	résistance de surface	s/m
<i>r<sub>stmin</sub></i>	résistance stomatique minimale	s/m
<i>r<sub>s<sup>s</sup></sub></i>	résistance du sol	s/m
<i>R<sub>v<sup>v</sup></sub></i>	résistance de la végétation	s/m
<i>SAMIR</i>	modèle satellite monitoring irrigation	-
<i>SEB</i>	modèles de bilan énergétique de surface	-
<i>SI<sub>ss</sub></i>	indice de stress du sol	-
<i>SI<sub>sv</sub></i>	indice de stress de la végétation	-
<i>SPARSE</i>	modèle soil plant atmosphère and remote sensing ET	-
<i>SW</i>	modèle Shuttleworth-Wallace	-
<i>U*</i>	vitesse de frottement	m/s
<i>U</i>	vitesse du vent	m/s
<i>T</i>	transpiration	mm/j
<i>T<sub>a</sub></i>	température de l'air	K
<i>TEW</i>	l'eau évaporable totale	mm
<i>T<sub>s</sub></i>	température du sol	K
<i>TSEB</i>	modèle two-source energy balance	-
<i>T<sub>smin</sub></i>	température du sol minimale	K
<i>T<sub>smax</sub></i>	température du sol maximale	K
<i>T<sub>v</sub></i>	température de la végétation	K
<i>T<sub>vmin</sub></i>	température de la végétation minimale	K
<i>T<sub>vmax</sub></i>	température de la végétation maximale	K
<i>Z<sub>0</sub></i>	longueur de rugosité	
<i>w</i>	composante verticale de la vitesse du vent	m/s

# Résumé

Une évaluation précise de l'évapotranspiration (ET) est indispensable à l'échelle du bassin pour étudier les processus hydrologiques et le bilan hydrique, en particulier de l'amont vers l'aval. Dans les montagnes, ce terme est mal connu en raison de divers défis, notamment la diversité de la végétation, la variabilité topographique, le manque de données disponibles et la difficulté d'effectuer des mesures sur ces terrain complexe. Dans ce contexte, l'objectif principal de cette thèse est d'étudier le potentiel de différents modèles basés sur la télédétection, à savoir TSEB (Two-Source-Energy-Balance model), SPARSE (Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration), Shuttleworth-Wallace (SW) and SAMIR (SATellite Monitoring of IRrigation), pour estimer l'ET sur une région du piémont du montagne. Premièrement, les modèles ont été testés à l'échelle locale en comparant avec les mesures de deux systèmes d'Eddy covariance (EC). Deuxièmement, la performance des modèles à l'échelle de la zone d'étude a été évaluée en pondérant les estimations par le footprint d'un scintillomètre à grande ouverture (LAS) et en les comparant aux mesures.

D'abord TSEB basé sur les données de télédétection, MODIS et Landsat, a été testé à l'échelle locale en comparant ses estimations aux mesures EC. A l'échelle locale, les résultats de comparaison des flux de chaleur latente simulés par TSEB basé sur les données Landsat sont très encourageants en comparant aux mesures LAS, tandis qu'une dispersion plus importante a été observée lors de l'utilisation des produits MODIS. Ensuite, SW a été testé à l'échelle locale et de bons accords avec la mesure ont été démontrés. Cependant, ce modèle a besoin de nombreuses variables d'entrée pour calculer les résistances du sol ( $r_s^s$ ) et de la végétation ( $r_s^v$ ), qui sont souvent difficiles à estimer à grande échelle, en particulier l'humidité du sol. Pour ce fait, une nouvelle approche pour spatialiser  $r_s^s$  et  $r_s^v$  basée sur deux proxys de variables thermiques a été proposée. La comparaison entre les valeurs ET estimées par la nouvelle approche et mesurées confirme la capacité de l'approche proposée à fournir des cartes ET satisfaisantes. SPARSE a montré des performances acceptables pour l'estimation des flux de chaleur latente et sensible. Cependant, il est limité par plusieurs hypothèses et incertitudes. Notamment, la fiabilité des données de température de surface. De plus, le fait de prendre des paramètres calibrés constants sur toute l'année dans différentes conditions de végétation et d'environnement n'est pas représentatif d'une surface aussi complexe, en particulier la résistance stomatique minimale ( $r_{st_{min}}$ ). Le modèle SAMIR (SATellite Monitoring of IRrigation), est utilisé pour effectuer un suivi journalier du bilan hydrique de la zone étudiée. SAMIR a montré une très bonne performance pour la prévision de l'ET. Toutefois, une surestimation est observée de l'ET en été du fait de la non prise en compte de l'arrêt des irrigations lié à l'assèchement de l'Oued. Malgré l'avantage du modèle SAMIR dans l'estimation des composantes du bilan hydrique, la nécessité des données des apport en eau (irrigation et pluie) nécessaires pour l'estimation de l'ET réelle reste le principal inconvénient de ce modèle.

Enfin, SW, SPARSE et SAMIR ont été intercomparé afin d'investiguer leur précision et leur applicabilité compte tenu des différents niveaux de complexité et des exigences en variable d'entrée. Les trois modèles prédisent bien l'évolution saisonnière de l'ET pendant les deux saisons 2017 et 2018. Cependant, SAMIR affiche de meilleures performances que SPARSE et SW. Cette comparaison a montré le potentiel de chaque modèle pour l'estimation de l'ET. De plus, les résultats obtenus montrent que les performances des modèles sont contrastées et varient au cours de la saison en fonction des conditions de stress et du développement de la végétation. Ceci met en évidence l'idée que la complémentarité de ces modèles

pourrait être exploitée, par exemple en assimilant les estimations SPARSE dans SAMIR qui a montré une bonne cohérence temporelle mais avec biais sur certaines périodes.

Mots clés : Évapotranspiration, piémont, modélisation, Scintillomètre, Eddy covariance.

# Abstract

An accurate assessment of evapotranspiration (ET) is crucially needed at the basin scale for studying the hydrological processes and water balance especially from upstream to downstream. In the mountains, this term is poorly understood because of various challenges, including the vegetation diversity, topography variation, lack of available data and because the in situ direct measurement of ET is difficult in complex terrain. The main objective of this theses was to investigate the potential of different models, namely Two-Source-Energy-Balance model (TSEB), Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration (SPARSE), Shuttleworth-Wallace (SW) and SAteellite Monitoring of IRrigation (SAMIR), driven by remote sensing data for estimating ET over a complex mountain region. First, the models were tested at the local scale against the EC measurements using local measurement or/and remote sensing inputs at the satellite overpasses. Secondly, the potential of the models for evaluating the evapotranspiration at large scale was investigated by aggregating the estimated map based on the LAS footprint and compared them to the LAS measurements.

TSEB was tested at the local scale against the EC measurements using multi-scale remote sensing (MODIS and Landsat) inputs at the satellite overpasses. As for the local scale, the comparison of the latent heat fluxes simulated by TSEB driven by Landsat data performed well against those measured by the LAS, while slightly more scattering was observed when MODIS products were used. SW was tested at the local scale and good agreements with the measurement was shown. However, this model needs many input variables to compute soil ( $r_s^S$ ) and vegetation ( $r_s^V$ ) resistances, which are often difficult to estimate at large scale particularly soil moisture. In this study, a new approach to spatialize  $r_s^S$  and  $r_s^V$  based on two thermal-based proxy variables was proposed. The comparison between the ET values estimated using the proposed approach and measured confirm the ability of the proposed approach to provide satisfactory ET maps. The parallel version of SPARSE is used by calibrating five of these more sensitive parameters. SPARSE has shown acceptable performance in estimating latent and sensible heat fluxes. The SPARSE model is limited by several assumptions and uncertainties. In particular, the reliability of the surface temperature data. In addition, the fact of taking constant calibrated parameters over the whole year in different vegetation and environmental conditions is not representative of such a complex surface, in particular the minimum stomatal resistance ( $rst_{min}$ ). The SAMIR model (SAteellite Monitoring of Irrigation) is used to simulate water fluxes at a daily time step in the area studied. SAMIR showed a very good performance for the estimating ET. However, an overestimation is observed of ET in summer due to the failure to take into account the stoppage of irrigations linked to the drying up of the river. Despite the advantage of the SAMIR model in estimating the components of the water balance, the need for water supply data (irrigation and rain) necessary for the estimation of the actual ET remains the main drawback of this model.

SW, SPARSE and SAMIR were compared to investigate their accuracy and practical applicability given different levels of complexity and input variable requirements. All three models predict well the seasonal evolution of ET during the two seasons 2017 and 2018. However, SAMIR performs better than SPARSE and SW. This comparison has shown the potential of each approach in estimating ET and the utility of optical and thermal remote sensing data to provide maps of ET at high temporal satellite revisit. Additionally, the results obtained show that the performance of the models was contrasting and vary in the season depending on the stress condition and vegetation development. This highlights the idea that the

complementarity of these models could be exploited, for example assimilating SPARSE values in SAMIR which has shown a good temporal coherence but with bias during some periods.

Keyword : Evapotranspiration, piedmont, modelisation, Scintillometre, Eddy covariance.

## الملخص

يعد التقييم الدقيق للنتج والتبخر أمرًا ضروريًا على مستوى الحوض لدراسة العمليات الهيدرولوجية وتوازن المياه، خاصة من المنبع إلى المصب. في الجبال، هذا المصطلح غير مدروس بشكل جيد بسبب التحديات المختلفة، بما في ذلك تنوع الغطاء النباتي، والتغير الطبوغرافي، ونقص البيانات المتاحة وصعوبة إجراء القياسات على هذه التضاريس المعقدة. في هذا السياق، الهدف الرئيسي من هذه الأطروحة هو دراسة إمكانات النماذج المختلفة القائمة على الاستشعار عن بعد، وهي نموذج TSEB، SPARSE، Shuttleworth-Wallace و SAMIR، لتقدير النتج والتبخر على منطقة في سفح الجبل. أولاً، تم اختبار النماذج على مستوى الحقل من خلال المقارنة مع قياسات نظام Eddy covariance (EC). ثانياً، تم تقييم أداء النماذج على نطاق منطقة الدراسة من خلال ترجيح التقديرات اعتماداً على منطقة مصدر جهاز scintillomètre (LAS) ومقارنتها بالقياسات.

أولاً تم اختبار TSEB بناءً على بيانات الاستشعار عن بعد، MODIS و Landsat، على نطاق الحقل من خلال مقارنة تقديراته بقياسات EC. أما بالنسبة للمقياس المحلي، فإن نتائج مقارنة التدفقات الحرارية الكامنة التي تمت محاكاتها بواسطة TSEB بناءً على بيانات Landsat مشجعة للغاية عند مقارنتها بقياسات LAS، بينما لوحظ تشتت أكبر عند استخدام المنتجات MODIS. تم اختبار SW محلياً وتم إثبات التوافق الجيد مع القياسات. ومع ذلك، يحتاج هذا النموذج إلى العديد من المدخلات لحساب مقاومة التربة ( $r_s^S$ ) والغطاء النباتي ( $r_s^P$ )، والتي غالباً ما يصعب تقديرها على نطاق واسع، وخاصة رطوبة التربة. لذلك، تم اقتراح نهج جديد لحساب  $r_s^S$  و  $r_s^P$  على نطاق واسع، استناداً إلى اثنين من المؤشرات الحرارية. تؤكد المقارنة بين قيم النتج والتبخر المقدر بالنهج الجديد والمقاسة قدرة النهج المقترح على توفير خرائط للنتج والتبخر مرضية. أظهر SPARSE أداءً مقبولاً لتقدير التدفقات الحرارية الكامنة والمحسوسة. ومع ذلك، فهو مقيد بعدة افتراضات. على وجه الخصوص، موثوقية بيانات درجة حرارة السطح. بالإضافة إلى ذلك، فإن حقيقة أخذ معاملات معايرة ثابتة على مدار العام في ظروف نباتية وبيئية مختلفة لا تمثل مثل هذا السطح المعقد، ولا سيما الحد الأدنى من مقاومة الثغور ( $r_{stmin}$ ). يستخدم نموذج SAMIR لإجراء مراقبة يومية للتوازن المائي في المنطقة المدروسة. أظهر SAMIR أداءً جيداً جداً لتوقعات النتج والتبخر. ومع ذلك، لوحظ مبالغة في تقدير النتج والتبخر في الصيف بسبب عدم مراعاة توقف الري المرتبط بجفاف الواد. على الرغم من ميزة نموذج SAMIR في تقدير مكونات توازن المياه، فإن الحاجة إلى بيانات إمدادات المياه (الري والمطر) اللازمة لتقدير النتج والتبخر الفعلي تظل العيب الرئيسي لهذا النموذج.

أخيراً، تمت مقارنة SW و SPARSE و SAMIR من أجل التحقق من دقتها وقابليتها للتطبيق العملي نظراً لمستويات التعقيد المختلفة ومتطلبات متغيرات الإدخال. تتنبأ جميع النماذج الثلاثة بالتطور الموسمي للنتج والتبخر بشكل جيد خلال موسمي 2017 و 2018. ومع ذلك، فإن أداء SAMIR أفضل من SPARSE و SW. أظهرت هذه المقارنة إمكانات كل نموذج لتقدير النتج والتبخر. بالإضافة إلى ذلك، أظهرت النتائج التي تم الحصول عليها أن أداء النماذج متباين وتختلف خلال الموسم اعتماداً على ظروف الإجهاد المائي وتطور الغطاء النباتي. وهذا يسلط الضوء على فكرة إمكانية استغلال تكامل هذه النماذج، على سبيل المثال من خلال ممانلة تقديرات SPARSE في SAMIR والتي أظهرت اتساقاً زمنياً جيداً ولكن مع تحيز خلال فترات معينة.

# Introduction générale

*Note : Ce travail s'inscrit dans le cadre du Laboratoire Mixte International TREMA (<https://www.lmi-trema.ma/>) qui a pour vocation de mener une recherche finalisée en lien avec les politiques publiques (Plan Maroc Vert, Plan Directeur d'Aménagement et de Gestion Intégrée des Ressources PDAIRE au Maroc, Appui à la Gestion Intégrée des Ressources en Eau au Maroc-AGIRE) sur la thématique générale de la gestion durable de l'eau en Méditerranée du Sud en associant la modélisation hydroécologique, l'observation spatiale et les mesures in situ recueillies dans le cadre de l'observatoire TENSIFT.*

## Problématique générale

L'eau est essentielle à la survie humaine, non seulement en termes de consommation et d'hygiène, mais aussi pour assurer le développement agricole et industriel, la production d'électricité, la navigation et la protection des écosystèmes. Étant donné que la quantité d'eau douce pouvant être utilisée à tout moment est limitée par des raisons économiques, technologiques et environnementales, il est essentiel que les ressources en eau existantes soient gérées de manière efficace et équitable en termes de quantité et de qualité, au niveau local, régional et national. Avec l'augmentation du taux de croissance démographique, les changements climatiques et l'amélioration du mode de vie, les besoins augmentent et la gestion de la ressource devient de plus en plus complexe. La pénurie d'eau devrait augmenter en Méditerranée, augmentant considérablement le besoin en systèmes efficaces d'allocation de cette ressource. Cependant, une approche nouvelle et plus sophistiquée de la gestion de l'eau considérant les acteurs en lieu et place d'une approche d'ingénierie lorsque le stress hydrique est atteint est nécessaire. Ces approches visent une gestion durable des ressources en eau basée sur un processus multidisciplinaire et multipartite.

De nombreux aspects de notre planète évoluent rapidement en raison du changement climatique et des activités humaines (Vicente-Serrano et al. 2020). Ces changements devraient s'accélérer au cours des prochaines décennies (Nangombe et al. 2018). Les augmentations de température seront plus élevées dans les régions climatiques méditerranéennes. Selon Giannakopoulos et al. (2005), une élévation de la température mondiale de 2 °C est susceptible d'entraîner un réchauffement d'environ 1 à 3 °C dans la région méditerranéenne. Ces changements du climat mondial affecteront gravement les écosystèmes d'eau douce intérieurs (lacs, rivières, zones humides ; cf. Marchane et al. 2017 ; Bouras et al. 2019 ; Trambly et al. 2020) et les lacs côtiers de ces régions. Les services écosystémiques hydrologiques tels que l'approvisionnement en eau pour l'agriculture, l'eau potable, la protection contre l'érosion, la production d'énergie hydroélectrique et la purification de l'eau sont menacés par la variabilité croissante des précipitations dans les bassins fluviaux méditerranéens (Terrado et al. 2014).

Parmi toutes les utilisations potentielles de l'eau, la demande en eau de l'agriculture est la plus importante. Le secteur agricole représente plus de 70% de la demande mondiale en eau et, selon l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO). Par ailleurs, si plus de 75% des terres agricoles totales sont pluviales, les terres irriguées produisent la moitié de l'approvisionnement céréalier mondial (Siebert et al. 2010). Les terres pluviales seront affectées par les changements dont les précipitations, les régimes de températures et de l'augmentation des événements météorologiques extrêmes (inondations et

sécheresses), tandis que la gestion de l'irrigation dépend de manière critique non seulement des précipitations mais aussi les réserves en eau (Schilling et al. 2012).

La connaissance des besoins en eau des différentes cultures est donc essentielle pour la programmation des irrigations, la planification du système d'irrigation agricole, la conception des projets d'irrigation et a bonne gestion des ressources en eau. Par conséquent, afin d'optimiser le développement des techniques d'irrigation, la compréhension du fonctionnement des cultures ainsi que l'estimation des besoins en eau des cultures sont des informations nécessaires pour une utilisation durable des ressources en eau. L'une des variables clé du bilan hydrique des cultures est l'évapotranspiration (ET). Cette variable est la somme de l'eau évaporée par la surface et transpirée par la végétation. Le calcul et le suivi de l'ET ont plusieurs applications. L'ET influence l'humidité du sol et joue un rôle essentiel pour la caractérisation des sécheresses agricole hydrologique. C'est également une variable clé pour la prévision climatique, la gestion des ressources en eau et la production alimentaire agricole (Fisher et al. 2017 ; Goulden et Bales 2014 ; Meng et al. 2014). Une estimation précise de l'ET peut aussi aider à maximiser les productions végétales et contribue également à minimiser les coûts de gestion (Wagle et Gowda 2019). De nombreuses études ont été réalisées pour développer des méthodes de mesure et d'estimation de l'ET, en particulier au cours des deux dernières décennies où la télédétection fournit des données précieuses pour évaluer sa variation spatiale et temporelle.

#### Etats de l'art et verrous

Dans plusieurs bassins méditerranéens, l'eau provenant des montagnes est détournée vers les zones de cultures irriguées d'amont en aval par des réseaux de canaux traditionnels ou collectée dans des barrages pour une utilisation ultérieure (Bouimouass et al. 2020). Au cours des trente dernières années, les montagnes du Haut Atlas au Maroc ont connu de graves sécheresses, ce qui a entraîné une diminution de l'approvisionnement en eau qui affecte à la fois l'agriculture et le système hydraulique urbain (Ougougdal et al. 2020). Cependant, la production agricole continue d'augmenter et est le plus grand consommateur des ressources en eau disponibles (Boukhari et al. 2015). Récemment, de nombreuses recherches ont été menées sur les mesures ou les estimations de l'ET sur les cultures irriguées intensives situées en aval, comme en témoignent les nombreuses études réalisées sur les cultures irriguées de la plaine du Haouz dans le bassin versant du Tensift près de Marrakech (Ezzahar et al. 2007b, 2009b, a; Er-Raki et al. 2010a; Diarra et al. 2017; Hssaine et al. 2018b; Rafi et al. 2019). Malheureusement, dans les régions montagneuses, ce terme est encore peu étudié. Les raisons sont nombreuses : l'agriculture en zone de montagne est très hétérogène (petits champs, grande variété de cultures dont des cultures mixtes) et les données manquent dans ces zones mal instrumentées. L'agriculture de montagne est une agriculture familiale. Les exploitants familiaux sont les plus à même de gérer efficacement les zones de montagne, leurs parcelles de terres utilisables dispersées à différentes altitudes avec différents climats et leurs paysages souvent très fragmentés offrant des possibilités de mécanisation très limitées (Wymann von Dach et al., 2013). De plus, la topographie entraîne des transferts de chaleur et de masse complexes avec l'importance des processus d'advection par rapport à un terrain homogène et plat (El Maayar and Chen 2006; Kafle and Yamaguchi 2009; Liu et al. 2012). Il est donc nécessaire de développer de nouvelles méthodologies pour évaluer l'évapotranspiration dans les zones agricoles montagneuses.

Pendant plusieurs décennies, les mesures de terrain ont été largement utilisées pour évaluer l'ET des plantes. Plusieurs méthodes ont été proposées pour mesurer l'ET et ses composants (transpiration des

plantes (T) et évaporation du sol (E)), qui diffèrent en complexité et/ou en précision. Les principes de ces méthodes sont variés ; ils peuvent être hydrologiques, physiologiques ou micro-météorologiques. Sur la base du bilan hydrologique, le lysimètre fournit des mesures directes de l'évaporation ou de l'évapotranspiration à une échelle locale et sur un couvert homogène (Allen et al. 2011; Sánchez et al. 2019). Afin d'évaluer la transpiration des plantes, l'approche physiologique a été utilisée en introduisant une source de chaleur dans la tige ou le tronc d'une plante. Cette approche, connue sous le nom de méthode de flux de sève, peut être utilisée dans des cultures homogènes, mais elle nécessite une procédure de mise à l'échelle pour extrapoler les mesures des plantes individuelles à la transpiration au niveau de la parcelle (Green et al. 2003; Steppe et al. 2010; Er-Raki et al. 2010a; Rafi et al. 2019). Actuellement, les techniques micro-météorologiques telles que la méthode d'Eddy covariance sont largement utilisées pour mesurer l'ET sur une échelle de quelques hectares, en fonction de la hauteur des mesures (Ezzahar et al. 2007b; Allen et al. 2011; Fang et al. 2020). En revanche, la technique du scintillomètre permet de mesurer les flux de chaleur sensible (LAS optique) et latente (LAS micro-ondes) sur des transects allant jusqu'à 10 km (Ezzahar et Chehbouni 2009; Ezzahar et al. 2009b; Zieliński et al. 2013, 2017; Yee et al. 2015). En outre, les scintillomètres sont faciles à installer et à surveiller et peuvent fournir des mesures des flux de surface sur des surfaces complexes, ce qui les rend appropriés pour la validation des méthodes basées sur la télédétection (Duchemin et al. 2008; Tang and Li 2015; Huang et al. 2016; Hssaine et al. 2018a; Saadi et al. 2018). Les scintillomètres appliquent la théorie de similarité de Monin-Obukhov (MOST) pour estimer le flux de chaleur sensible. L'applicabilité de MOST est limitée sur des surface complexe tel que le piémont où la topographie au-dessous du trajet est variable (Ward 2017). Cependant, nombreux les travaux qu'ils ont montré la capacité du scintillomètre à mesurer des flux turbulents sur des paysages hétérogènes et de topographie variable (Gruber et al. 2014; Rotach et al. 2017; Isabelle et al. 2020).

En ce qui concerne l'aspect modélisation, il existe différents types de modèles pour estimer l'ET. Ils vont des plus simples purement empiriques aux plus complexes basés sur la physique, en passant par des outils de complexité intermédiaire appelé modèles conceptuels. Les modèles empiriques reposent sur une relation simplifiée utilisant des données thermiques infrarouges et des données météorologiques (Jackson et al. 1977; Seguin and Itier 1983). D'autres de complexité supérieure sont basés sur des méthodes résiduelles du bilan énergétique (*Surface Energy Balance Algorithm for Land* (Bastiaanssen et al. 1998), *Surface Energy Balance System* (Su 2002), *Two-Source Energy Balance* (Norman et al. 1995), *Mapping Evapotranspiration at a high-Resolution with Internalized Calibration* (Allen et al. 2007)). Un troisième groupe d'outils, plus complexe, caractérise les transferts d'énergie et d'eau au sein du continuum sol-végétation-atmosphère (*Interaction Soil Biosphere Atmosphere* (Noilhan and Mahfouf 1996; Aouade et al. 2019), *Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer* (Braud et al. 1995), *Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration* (Boulet et al. 2015) et *Interactive Canopy Radiation Exchange* (Gentine et al. 2007)). Par rapport à ceux basés uniquement sur le bilan énergétique, cette catégorie de modèles nécessite davantage de données d'entrée qui ne sont souvent pas disponibles à grande échelle. Enfin, d'autres approches de type conceptuelles utilisent un coefficient de culture pour fournir l'ET réelle à partir d'une valeur de référence ou potentielle (Allen et al. 2005; Neale et al. 2005). Ces modèles peuvent être étendus à de grandes zones lorsqu'ils sont combinés à des données de télédétection (Duchemin et al. 2008; Er-Raki et al. 2010b; Diarra et al. 2017). Quant à la disponibilité des données, Les produits satellitaires tels que la température de surface (LST), l'émissivité, l'albédo et les indices de végétation ont amélioré leur résolution spatiotemporelle au cours des dernières années, en particulier avec le lancement des satellites

Landsat 7 et 8 et Sentinel 2. En conséquence, la cartographie et l'évaluation de l'ET sur des zones hétérogènes et étendues est devenue un défi prometteur qui a été largement étudié ces dernières années (Albergel 2010; Singh et al. 2014; Semmens et al. 2016; Tan et al. 2019).

Dans ce contexte, l'objectif principal de cette thèse est d'évaluer la performance et le domaine de validité des différentes approches d'estimation de l'ET de complexité intermédiaire sur une surface hétérogène située sur le site de Tahanaout, dans le piémont du Haut Atlas (Maroc). *Two-Source Energy Balance* (TSEB, Norman et al. 1995), *Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration* (SPARSE, Boulet et al. 2015), le modèle Shuttleworth-Wallace (Shuttleworth et Wallace 1985) et un modèle simplifié de bilan hydrique, *SAtellite Monitoring of IRrigation* (SAMIR, Simonneaux et al. 2009), ont été testés et comparés pendant deux saisons, 2017 et 2018. Chaque modèle a été calibré et validé sur la zone d'étude en utilisant les mesures de deux stations d'Eddy covariance et d'un scintillomètre large ouverture. Tous les modèles séparent la contribution respective de la transpiration des plantes et de l'évaporation du sol dans l'estimation de l'ET. Ces modèles ont été forcés par des données de télédétection de moyenne et haute résolution spatiale tel que MODIS, Landsat et Sentinel. La question se pose de savoir quel est le niveau requis de représentation de l'hétérogénéité en termes de variables de surface d'entrée pour obtenir des prédictions précises de l'ET avec ces modèles. Par ailleurs, une étude comparative de ces modèles peut aider les utilisateurs à choisir les produits d'ET appropriés, mais elle permettra également aux chercheurs d'évaluer chaque approche afin d'en construire une approche hybride qui bénéficiera des avantages de chaque méthode et de chaque donnée, à savoir la continuité des estimations basées sur le bilan hydrique et la précision de celles basées sur les données thermiques.

Le manuscrit comprend ainsi quatre chapitres :

Le chapitre 1 introduit les concepts relatifs aux échanges énergétiques et de masse au niveau de l'interface Sol-Végétation-Atmosphère, les concepts relatifs à la modélisation et à la télédétection et son rôle pour la caractérisation des états de surface.

Le chapitre 2 présente une description détaillée du site d'étude, ainsi que les dispositifs d'acquisition des données de terrain/télédétection nécessaires pour extraire les caractéristiques biophysiques de surface et les variables climatiques.

Le chapitre 3 est dédié à l'évaluation des modèles utilisés à l'échelle locale sur une végétation clairsemée et hétérogène.

Le chapitre 4 est consacré à la spatialisation des modèles à partir des données satellites multi-capteurs et à la comparaison des modèles utilisés.

Finalement, nous concluons ce travail en proposant des perspectives.

*Chapitre I : Etat de l'art sur la  
mesure et la modélisation des  
transferts sol-végétation-  
atmosphère, notions et  
définitions*

## I.1 Introduction

La surface continentale est un système complexe, fluctuant à la fois dans le temps et l'espace. Décrire l'évolution du système et sa variabilité spatiale nécessite une caractérisation appropriée des échanges énergétiques et de masse et des propriétés intrinsèques de la surface. Les interactions Sol-Végétation-Atmosphère peuvent se résumer à travers deux bilans de conservation : celui de la masse et celui de l'énergie. Ces bilans sont couplés entre eux par le flux d'évapotranspiration (dans le bilan de masse) aussi appelé flux d'énergie latente (dans le bilan d'énergie). Une quantification précise des composantes du bilan énergétique de surface, en combinaison avec le bilan hydrique, est importante pour résoudre les questions pratiques relatives aux sciences de l'environnement telles que la gestion d'irrigation des cultures, la gestion des sols, le contrôle de l'érosion, les prévisions météorologiques et les changements climatiques directement liés à la désertification et au rendement agricole.

Une variété de méthodes permet de quantifier ces composantes sur le terrain avec une représentativité spatiale et temporelle variable. Bien que ces mesures constituent le moyen le plus direct, leur utilisation sur de grandes surfaces est limitée. Des efforts importants ont été entrepris au cours des dernières décennies pour développer des méthodes fournissant une information spatiale, notamment avec le développement de données de télédétection fournissant les caractéristiques de la surface terrestre en utilisant des données multispectrales des bandes du spectre électromagnétique allant du visible à l'infrarouge thermique. Dans ce chapitre, les bases physiques de la mesure et de la modélisation des interactions Sol-Végétation-Atmosphère, ainsi que de l'utilisation de la télédétection et de ces différents produits seront présentées.

## I.2 Les échanges énergétiques au niveau de l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA)

Un échange d'énergie a lieu en permanence entre la surface et l'atmosphère. La loi fondamentale de la conservation de l'énergie (i.e. l'énergie entrante est égale à l'énergie sortante) décrit la redistribution du rayonnement net ( $Rn$ ) comme suit :

$$Rn = H + LE + G + Ph + dS \quad \text{Eq : 1}$$

où  $H$  est le flux de chaleur sensible,  $LE$  est le flux de chaleur latente,  $G$  est le flux de chaleur du sol,  $Ph$  est l'énergie mise en jeu par le processus de la photosynthèse et  $dS$  est l'énergie stockée dans la végétation. L'énergie mise en jeu par la photosynthèse qui ne représente rarement que 2 à 3% du rayonnement net (Thom, 1975) et le stockage d'énergie au sein du couvert végétal sont généralement négligés dans l'expression du bilan d'énergie. Cette hypothèse reste légitime pour les cultures d'extension verticale limitée. Cependant, le stockage d'énergie peut néanmoins devenir significatif dans certaines conditions, notamment à l'échelle instantanée dans le cas de couverts forestiers développés. La surface exerce son influence sur le bilan énergétique via plusieurs mécanismes et en fonction des propriétés de la surface et de l'atmosphère.  $Rn$  est affecté par les propriétés radiatives telles que l'albédo et l'émissivité de la surface. Ces propriétés dépendent du type du sol ou de la végétation, de leur structure ainsi que de leur teneur en eau. Par ailleurs,  $G$  dépend principalement des propriétés thermiques du sol, qui sont fonction de la composition du sol et de la teneur en eau du sol (Ten Berge, 1990).  $H$  et  $LE$  sont directement déterminés par l'énergie disponible, la différence de potentiel (température ou humidité) et le coefficient de transfert aérodynamique (Shuttleworth 1991). Ce dernier dépend principalement de la géométrie du couvert et de la rugosité de la surface (Shaw and Pereira 1982; Raupach 1992). Ces effets déterminant l'efficacité de l'échange entre la surface et l'atmosphère peuvent être représentés par les longueurs de rugosité pour le vent,  $Z_{0m}$  et pour la température  $Z_{0h}$  (Beljaars and Holtslag 1991; Kohsiek et al. 1993), ainsi que par la stabilité atmosphérique représentée par la longueur de Monin-Obukhov. De plus,  $LE$  est affecté par les processus de surface, c'est-à-dire l'échange de vapeur d'eau entre les cavités de

surface, soit les stomates dans la végétation ou les pores du sol, et l'atmosphère (Monteith J. L. 1965; Jarvis 1976). L'ampleur de cet effet peut être décrit par des résistances liées principalement à des entités environnementales et à l'état de la surface.

### I.2.1 Transfert radiatif

Le rayonnement échangé à la surface se compose d'une variété de longueurs d'onde (Figure I.1), allant des courtes longueurs d'onde (domaine du visible, 0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ) à des grandes longueurs d'onde (domaine de l'infrarouge thermique, 4-100  $\mu\text{m}$ ). Le spectre solaire se compose presque entièrement de longueurs d'onde inférieures à 4  $\mu\text{m}$ , tandis que le système surface/atmosphère émet un rayonnement à grandes longueurs d'onde (infrarouge thermique). Le rayonnement net sur la surface est le résultat énergétique de cet échange composé de longueurs d'onde courtes et grandes :

$$R_n = (1 - \alpha)R_s + R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow} \quad \text{Eq : 2}$$

où  $R_s$  est le flux de rayonnement solaire total atteignant la surface ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) qui dépend de la transmissivité atmosphérique, de l'heure, du jour de l'année et de la position géographique.  $\alpha$  est l'albédo de surface défini comme le rapport entre flux d'ondes à courtes longueurs d'onde réfléchies et le flux incident.  $R_l$  est le flux de rayonnement d'ondes à grandes longueurs d'onde ( $\text{W}/\text{m}^2$ ). La flèche vers le haut représente le flux ascendant qui dépend de la température de la surface et de son émissivité. La flèche vers le bas représente le flux descendant qui dépend de l'émissivité atmosphérique qui à son tour est influencée par les concentrations des gaz atmosphériques ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  et  $\text{O}_2$ ) et par la température de l'air.

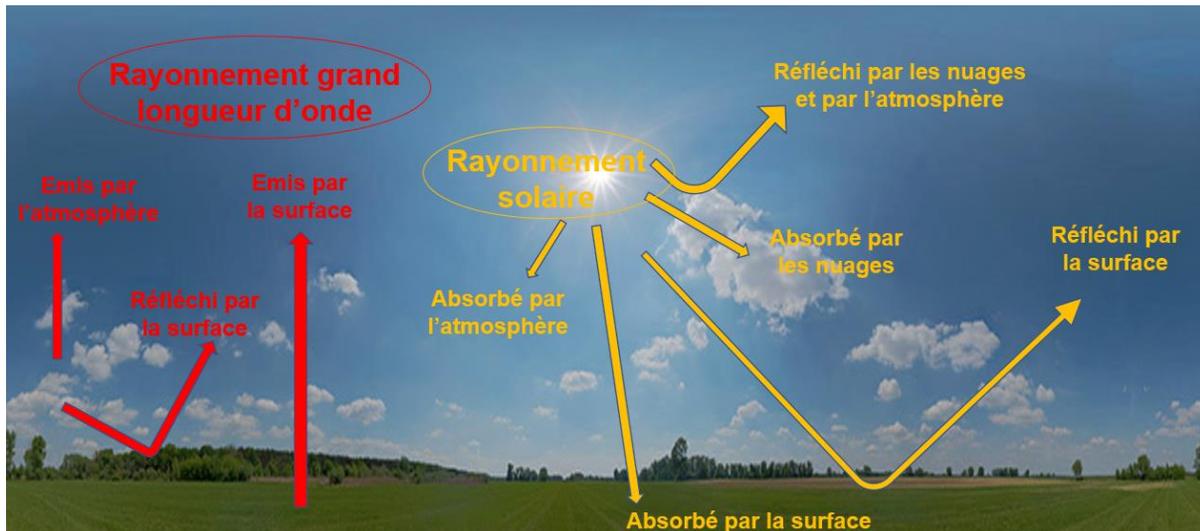


Figure I.1: Les différentes Composantes du bilan radiatif.

Le rayonnement solaire, bien que relativement constant, est sujet à de légères variations ( $\pm 3,5\%$  de la valeur annuelle moyenne) en raison de la distance variable entre la terre et le soleil. Les changements dans l'activité solaire peuvent également entraîner des écarts de quelques pour cent (Van Wijk, 1963). À des fins météorologiques, une valeur moyenne de  $1370 \text{ W}/\text{m}^2$  est utilisée. Le rayonnement solaire réel atteignant la surface sera moindre en raison de l'atténuation causée par la diffusion, l'absorption, la réflexion des nuages et la turbidité atmosphérique (Garratt, 1992). Ensemble, ces facteurs définissent la transmissivité de l'atmosphère, qui est la fraction du rayonnement à courte longueur d'onde atteignant la

surface. L'atténuation sera plus forte pour les faibles angles solaires, en raison du chemin plus long à travers l'atmosphère en descendant vers la surface. Ainsi, la densité de flux de rayonnement solaire total arrivée au surface,  $R_s$ , se compose d'une densité de flux de rayonnement solaire à faisceau direct et de rayonnement qui a été diffusé vers la surface par des molécules et des particules (diffusion de Rayleigh et diffusion de Mie) et de la réflexion à partir des nuages.

Outre le rayonnement solaire à courtes longueur d'onde incident, les surfaces reçoivent également un rayonnement à grande longueur d'onde de l'atmosphère. Cela est dû à l'absorption et à l'émission subséquente de rayonnement par les gaz à effet de serre ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_3$ ) et par l'eau liquide et la glace dans les nuages. L'absorption par les gaz à effet de serre se produit dans certaines bandes de longueurs d'onde. Par exemple, l'Ozone absorbe principalement entre 0,1 et 0,3  $\mu m$ , tandis que  $H_2O$  a ses bandes d'absorption dans le proche infrarouge (0,74 - 3  $\mu m$ ). L'atmosphère peut être considérée comme « noire » pour ces longueurs d'onde. La seule partie du spectre de rayonnement où l'absorption est presque négligeable se situe entre 8 et 14  $\mu m$ , ce qu'on appelle une fenêtre atmosphérique. Les nuages absorbent et émettent également dans cette fenêtre atmosphérique.

La densité du flux du rayonnement émis par la surface est liée principalement à la température de cette surface et à son émissivité. L'émissivité d'une surface dépend du type de surface (sol, végétation, eau ou roches), de la teneur en humidité (sol humide ou sec, biomasse verte ou sénescence), de la composition (teneur en matière organique du sol) et de la structure ou caractéristiques de rugosité (sol lisse ou labouré, distribution de l'angle des feuilles, densité de la canopée).

## I.2.2 Transfert convectif

L'échange continu de flux de chaleur sensible et latente est le résultat de la nature principalement turbulente de l'atmosphère. La turbulence est entraînée par deux mécanismes, convection forcée et libre. Le premier terme décrit le fait que le flux d'air subit une friction avec la surface de la Terre et ses obstacles, il est donc lié à la vitesse du vent. Le deuxième processus est provoqué par des variations verticales de densité donnant lieu à des mouvements verticaux dans l'atmosphère. Cet effet est appelé flottabilité (Priestley 1955).

La théorie concernant ces flux se limitera principalement aux méthodes par lesquelles ils sont mesurés. Deux catégories peuvent être envisagées : la première est basée sur la théorie de la turbulence, tandis que le second groupe utilise les relations de profil de flux. Ce dernier relie les densités de flux verticales aux profils verticaux de quantités telles que la chaleur, la vapeur d'eau ou la vitesse du vent.

Dans la Couche Limite Superficielle (CLS) de l'atmosphère, définie comme la couche de quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface où les effets des forces de Coriolis et de pression sont négligeables, ces flux sont tous de nature turbulente. Leur description repose sur les lois de la mécanique des fluides, et plus particulièrement sur le système d'équations de Reynolds. Cela consiste à établir, par analogie avec la diffusion moléculaire pour laquelle le mélange de l'air se fait uniquement par l'agitation propre des molécules, une relation de proportionnalité entre flux et gradient par le biais d'un coefficient appelé diffusivité turbulente  $K$  ("K-théorie"). Sous cette hypothèse simplificatrice, il devient alors possible d'exprimer les flux turbulents par :

$$H = -\rho C_p K_h \frac{\delta \bar{T}}{\delta z} \quad \text{Eq : 3}$$

$$LE = -\rho L_v K_e \frac{\delta \bar{q}}{\delta z} \quad \text{Eq : 4}$$

$$\tau = \rho K_m \frac{\delta \bar{u}}{\delta z} \quad \text{Eq : 5}$$

où  $\tau$  est le flux de quantité de mouvement,  $\rho$  (kg/m<sup>3</sup>) est la masse volumique de l'air,  $C_p$  la chaleur massique isobare de l'air (J/kg/K),  $L_v$  la chaleur latente de vaporisation de l'eau (J/kg),  $T$  la température de l'air (K),  $q$  l'humidité spécifique de l'air (kg/kg),  $u$  le module du vent (m/s) et  $K_i$  les coefficients de diffusivité turbulente.

Le calcul des flux  $H$  et  $LE$  peut être réalisé par intégration des Eq : 3 et 4 entre deux niveaux atmosphériques  $z_1$  et  $z_2$  après avoir formulé l'hypothèse que les diffusivités turbulentes pour les flux de chaleur sensible et latente sont identiques à celle de la quantité de mouvement ( $K_m = K_h = K_v$ ), c'est la théorie de similarité (Monin et Obukhov 1954).

$$K_m = k u_* (z - d) / \varphi_m \quad \text{Eq : 6}$$

où  $k$  est la constante de Von Karman (= 0,4),  $d$  est la hauteur de déplacement du plan zéro et  $u_*$  est la vitesse de frottement.

$$u_* = k u \left( \ln \left( \frac{(z - d)}{Z_0} \right) - \varphi_m \left( \frac{(z - d)}{L} \right) \right)^{-1} \quad \text{Eq : 7}$$

où  $Z_0$  est la longueur de rugosité est  $\varphi_m$  est la fonction de stabilité. Cette fonction a été estimée empiriquement pour plusieurs expériences sur le terrain (Stull, 1988) en fonction de la longueur de stabilité de Obukhov  $L$ , où :

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 \theta_v}{k g H} \quad \text{Eq : 8}$$

avec  $g$  est l'accélération due à la gravité et  $\theta_v$  la température potentielle virtuelle à proximité de la surface.

Dans la pratique, les dérivés dans les Eq : 3 et 4 sont difficiles à mesurer, pour cela nous travaillons avec des différences discrètes entre les niveaux  $z_1$  et  $z_2$ .

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)} = \frac{1}{k u_*} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\varphi_\zeta}{(z - d)} dz \quad \text{Eq : 9}$$

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)} = \frac{\ln \left( \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) - \psi_\zeta \left( \frac{z_2 - d}{L} \right) + \psi_\zeta \left( \frac{z_1 - d}{L} \right)}{k u_*} \quad \text{Eq : 10}$$

$\psi_\zeta$  est la fonction de stabilité obtenue par intégration du facteur de correction de stabilité  $\varphi_\zeta$ , avec  $\zeta$  désigne l'un des indices  $h$ ,  $e$  ou  $m$ . Plusieurs expressions empiriques pour les fonctions de stabilité  $\psi_\zeta$

existent dans la littérature. Cependant, diverses campagnes expérimentales ont plus ou moins conduit à un consensus sur leurs formes (Brutsaert 1982).

En conditions instables ( $\frac{z}{L} < 0$ ) :

$$\psi_{\zeta}\left(\frac{z}{L}\right) = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad \text{si } \zeta = m \quad \text{Eq : 11}$$

$$\psi_{\zeta}\left(\frac{z}{L}\right) = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad \text{si } \zeta \neq m \quad \text{Eq : 12}$$

$$x = \left(1 - 16 * \frac{z}{L}\right)^{-0.25} \quad \text{Eq : 13}$$

En conditions stables ( $\frac{z}{L} > 0$ ) :

$$\psi_{\zeta}\left(\frac{z}{L}\right) = -5 \frac{z}{L} \quad \forall \zeta \quad \text{Eq : 14}$$

En condition neutres ( $\frac{z}{L} = 0$ ), la longueur de Monin-Obukhov est infinie. Le facteur de correction est donc égal à 1, induisant la disparition des fonctions de correction.

### I.2.3 Transfert par conduction

La chaleur est principalement transmise par conduction dans les sols, c'est-à-dire par transfert d'énergie thermique à l'échelle moléculaire (Van Wijk et De Vries, 1963). La conduction thermique est régie par les propriétés thermiques du sol, la capacité calorifique volumétrique et la conductivité thermique, qui dépendent fortement de la teneur en humidité du sol. Le flux de chaleur du sol peut être décrit par la loi de Fourier pour la conduction thermique dans un milieu homogène avec un écoulement unidimensionnel dans le sens vertical :

$$G = -\lambda \frac{\delta T}{\delta z} \quad \text{Eq : 15}$$

Par conséquent,  $G$  dépend de la conductivité thermique,  $\lambda$  (W/m/K), et de la différence de température sur une couche d'épaisseur infinie. Strictement parlant, Eq : 15 ne peut pas être appliquée aux sols car un sol n'est pas un milieu homogène mais composite. Cependant, dans la plupart des cas, l'Eq : 15 est valable lorsqu'une valeur moyenne appropriée de  $\lambda$  est introduite (Van Wijk et De Vries, 1963). La moyenne  $\lambda$  peut être définie sur la base d'une discrétisation de l'Eq : 15, où  $\delta T$  et  $\delta z$  sont remplacés par  $\Delta T$  et  $\Delta z$ , tandis que  $\Delta z$  doit être grand par rapport aux dimensions des particules du sol. Cette version discrétisée de l'Eq : 15 est également largement utilisée pour le calcul de  $G$  à partir de deux températures du sol et une estimation de  $\lambda$ . Un autre processus par lequel la chaleur du sol peut être transportée est la convection. La convection thermique avec les changements de phase qui l'accompagnent peut augmenter considérablement le transfert de chaleur. Cela est particulièrement vrai pour l'eau, qui a des valeurs très élevées de chaleur latente de condensation/évaporation et de congélation/fusion (Koorevaar et al., 1983).

### I.3 Bilan hydrique à l'interface SVA

L'approche du bilan hydrique est une autre façon de déterminer l'évapotranspiration (ET) en le quantifiant comme résiduel dans l'équation du bilan hydrique (Figure I.2). Cette méthode est simple et solide en théorie et garantit une estimation précise de ET tant que les autres composantes du bilan peuvent être mesurées avec précision. De plus, contrairement aux autres approches, elle ne nécessite pas d'informations météorologiques supplémentaires à l'exception des précipitations. Le lysimètre est un bon exemple pour mesurer/estimer l'ET en utilisant l'approche du bilan hydrique. La méthode du bilan hydrique a été utilisée pour estimer l'ET dans des études antérieures (Ramillien et al. 2006; Zhang et al. 2010a; Long et al. 2014; Zeng et al. 2014). L'estimation de l'ET à l'aide de l'approche du bilan hydrique se fait en tenant compte de toutes les composantes entrantes et sortantes de la zone racinaire à l'aide de l'équation ci-dessous :

$$ET = P + IR + \Delta SW - R - DP \quad \text{Eq : 16}$$

où  $\Delta SW$  est la variation de la teneur en eau du sol pendant la période considérée,  $P$  est la précipitation,  $IR$  est la quantité d'irrigation,  $R$  est le ruissellement de surface et  $DP$  est la percolation profonde. Tous les termes sont exprimés en mm de couche d'eau à la surface du sol, pendant l'intervalle de temps  $\Delta t$  (généralement en heures ou plus fréquemment en jours). Tous les termes sont positifs sauf pour  $DP$  et  $\Delta SW$ , qui peuvent être positifs ou négatifs. Une valeur négative du  $DP$  implique que l'eau s'écoule vers le haut dans le volume de la zone non saturée, ce qui correspond à la remontée capillaire.

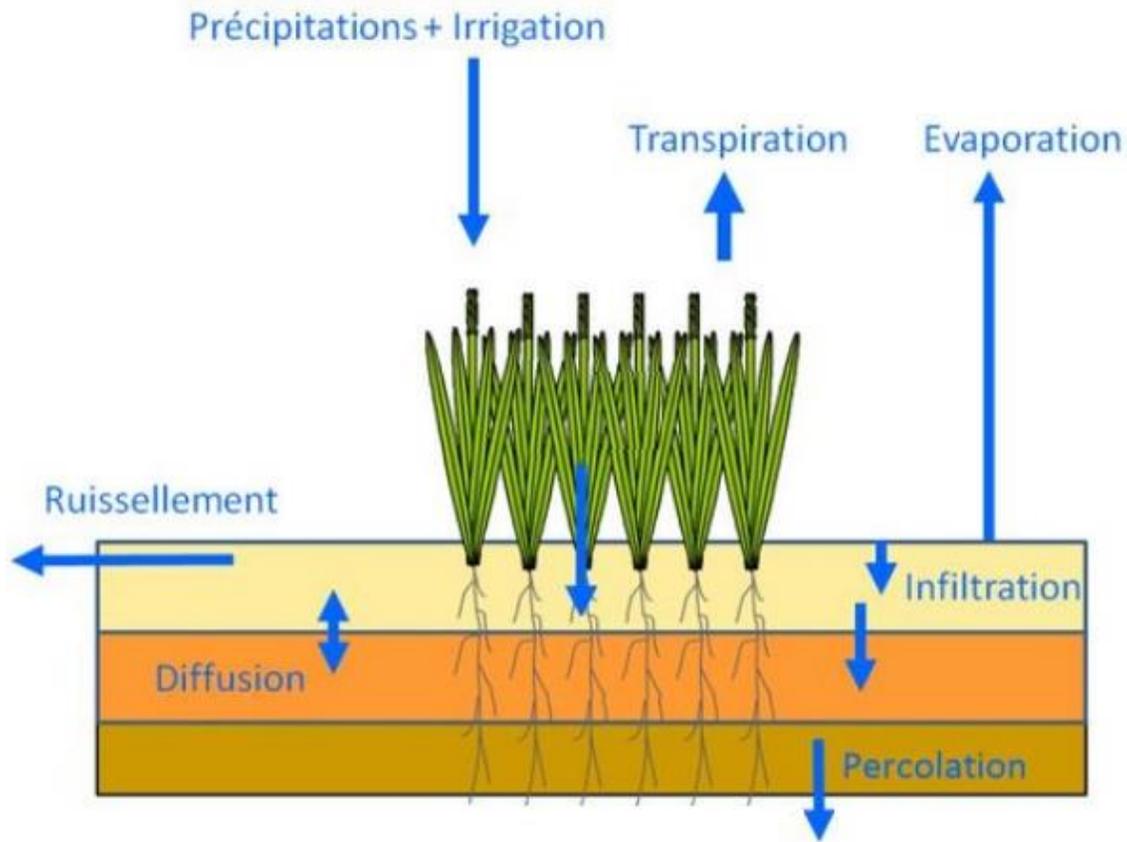


Figure I.2: Les différentes Composantes du bilan hydrique.

## I.4 Utilisation de la télédétection pour la caractérisation des propriétés radiatives de surface

La télédétection se réfère dans un sens général à l'instrumentation, aux techniques et aux méthodes utilisées pour observer ou détecter la surface de la Terre, généralement par la formation d'une image dans une position, stationnaire ou mobile, à une certaine distance éloignée de cette surface. En télédétection, le rayonnement électromagnétique provenant d'un objet, en cas d'observation de la terre, cet objet est la surface de la terre, est mesuré et traduit en informations sur l'objet ou en processus liés à l'objet.

La technologie de télédétection est reconnue comme le seul moyen permettant de cartographier l'ET à l'échelle régionale d'une manière globalement cohérente et économiquement réalisable (Kalma et al. 2008; Li et al. 2009). La technologie de télédétection présente plusieurs avantages marqués par rapport aux mesures « ponctuelles » conventionnelles : 1) elle peut fournir une couverture spatiale large et continue en quelques minutes ; 2) cela coûte moins cher quand la même information spatiale est requise ; 3) elle est particulièrement pratique pour les zones non jaugées où les mesures sont difficiles à réaliser ou indisponibles (Rango 1994). La combinaison des paramètres de surface dérivés des données de télédétection avec les variables météorologiques de surface et les caractéristiques de la végétation permet l'évaluation de l'ET à l'échelle locale, régionale et mondiale. Les informations de télédétection peuvent fournir la distribution spatiale et l'évolution temporelle du NDVI (indice de végétation par différence normalisée), du LAI (indice de surface foliaire), de l'albédo de surface des bandes visibles et proche infrarouge et de l'émissivité de la surface et de la température de surface radiométrique (Figure I.3). Ces informations sont indispensables à la plupart des méthodes et modèles qui répartissent l'énergie disponible en composantes sensibles et latentes (Mauser et Schädlich 1998).

La télédétection thermique fournit la température de la surface (LST) qui est étroitement liée à l'état hydrique de la surface et donc à ET. De nombreux modèles ont été développés pour utiliser des images thermiques pour la cartographie ET. Lorsque des informations sur le bilan énergétique de surface, telles que le rayonnement net ( $Rn$ ) et le flux de chaleur au sol ( $G$ ), sont disponibles, la LST peut être utilisée efficacement pour estimer ET comme le résidu du bilan énergétique de surface après soustraction ( $Rn - G$ ) par la perte de chaleur sensible dans l'air qui est proportionnelle à la différence entre la LST et la température de l'air. Les images de télédétection à courtes longueurs d'ondes contiennent des informations sur le type et la structure de la végétation (e.g. : NDVI), qui peuvent être utilisées de différentes manières pour aider à quantifier l'ET. Une façon consiste à affiner les modèles ET basés sur la température en fournissant la fraction de végétation dans un pixel d'une image thermique (Caselles et al. 1998), et une autre consiste à dériver des paramètres structurels de la végétation, tels que l'indice de surface foliaire (LAI), et les utiliser pour estimer le contrôle physiologique des plantes en utilisant la conductance stomatique sur la transpiration.

Les systèmes de télédétection ne mesurent pas directement les paramètres d'intérêt de la surface terrestre. Au lieu de cela, les capteurs reçoivent un rayonnement électromagnétique réfléchi, diffusé et émis à la fois par la surface et l'atmosphère. Un algorithme d'inversion est nécessaire pour obtenir des paramètres de surface terrestre à partir de données de la télédétection. Il n'est pas facile de récupérer de manière fiable les paramètres de la surface terrestre, car la signature de télédétection est fonction non seulement de la variable d'intérêt, mais aussi de nombreuses autres caractéristiques de l'atmosphère et de la surface. Les aspects à multiples facettes des données de télédétection, tels que les informations temporelles, spectrales,

spatiales et polarisées sont généralement utilisés pour améliorer la qualité de l'estimation des paramètres terrestres.

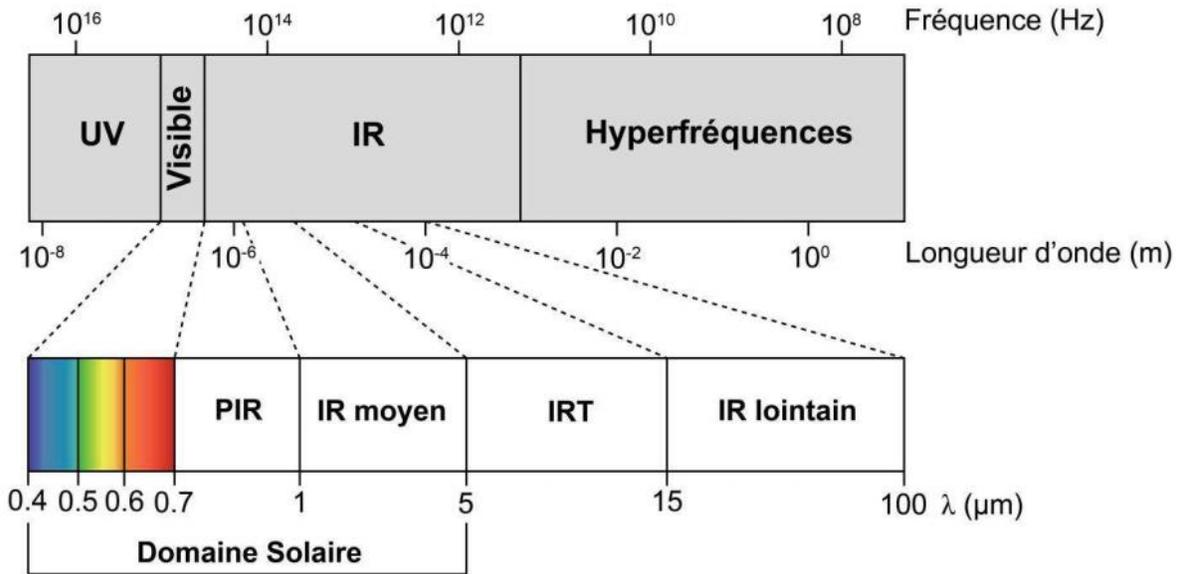


Figure I.3: Le spectre électromagnétique (avec UV = ultraviolet, IR = infrarouge, PIR = proche infrarouge et IRT = infrarouge thermique)

### I.4.1 Visible et proche infrarouge

Les données de télédétection optiques représentent l'une des principales sources d'information pour l'estimation des paramètres de la surface terrestre (ex. L'indice de surface foliaire et l'albédo de surface). Ces paramètres sont largement utilisés dans la recherche et les applications en agriculture pour améliorer la gestion des ressources en eau, en particulier dans le domaine de l'agriculture de précision, pour surveiller l'état des cultures, prédire le rendement des cultures, détecter les maladies et soutenir la gestion des tâches agricoles. Au cours des dernières années, les capacités techniques de l'imagerie de télédétection aérienne et satellitaire ont été améliorées pour inclure des observations hyper-spectrales et multi-angulaires. Parallèlement à l'avancement des techniques d'observation, il y a eu un développement important dans l'étude de l'interaction du rayonnement solaire avec la surface de la Terre.

#### I.4.1.1 NDVI

Divers indices de végétation ont été développés pour faciliter le suivi de la végétation. La plupart sont basés sur les interactions contrastées entre la végétation et l'énergie électromagnétique dans les longueurs d'onde rouge et proche infrarouge. La réponse spectrale de la végétation est caractérisée par une réflectance dans la région rouge (environ 0,6 - 0,7) faible en raison de l'absorption par les pigments foliaires (principalement la chlorophylle). Cependant, la région infrarouge (environ 0,8 - 0,9) présente une réflectance élevée en raison de la diffusion par la structure cellulaire des feuilles. Un indice de végétation très simple peut ainsi être obtenu en comparant la mesure de la réflectance proche infrarouge (*NIR*) à celle de la réflectance rouge (*R*). Un certain nombre de variantes de cette logique de base ont été développées, celle qui est le plus utilisée est l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI), calculé de la manière suivante :

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad \text{Eq : 17}$$

#### I.4.1.2 LAI

Le LAI (*Leaf Area Index*) est défini comme la surface projetée de feuilles sur une unité de surface ( $\text{m}^2/\text{m}^2$ ). Il détermine la taille de l'interface pour l'échange d'énergie (y compris le rayonnement) et la masse entre la canopée et l'atmosphère. Il s'agit d'une variable primaire intrinsèque de la canopée qui ne devrait pas dépendre des conditions d'observation. Le LAI est fortement non linéairement lié à la réflectance. Par conséquent, son estimation à partir des observations de télédétection dépendra fortement de l'échelle (Weiss et al. 2000; Garrigues et al. 2006). Il est à noter que le LAI de la végétation estimé par télédétection inclura tous les contributeurs verts, c'est-à-dire y compris le sous-étage lorsqu'il existe sous les couvertures forestières.. L'un des principaux problèmes liés à l'estimation du LAI calculé à partir des différentes combinaisons de bandes des capteurs multi ou hyperspectraux est la saturation du LAI, ce qui signifie que l'indice de végétation et le LAI n'augmenteront pas de manière linéaire, et que la structure complexe de la canopée forestière, telle que la distribution angulaire des éléments du feuillage et la structure de la canopée, affectera les radiances réfléchies. En outre, comme les relations de régression sont spécifiques au site, au temps et aux espèces, elles ne peuvent pas être facilement appliquées dans un paysage ou au niveau mondial.

#### I.4.1.3 Albédo

L'albédo est la réflectance de l'énergie solaire de la surface terrestre. L'albédo détermine la quantité de rayonnement à ondes courtes absorbée par les surfaces (Vargo et al. 2013). Lorsque l'absorption initiale du rayonnement à ondes courtes est limitée, elle a un impact sur l'énergie des ondes longues rayonnées par la surface de la Terre, ainsi que sur la disponibilité de l'énergie pour l'évapotranspiration et l'énergie à convertir en chaleur sensible. La glace, les terres stériles et le sable ont un albédo plus élevé, ce qui entraîne une réflectance plus élevée du rayonnement à ondes courtes (Vargo et al. 2013). L'Albédo est plus complexe que l'hypothèse d'une valeur constante unique pour une surface. Les valeurs d'albédo changent avec la teneur en eau du sol, le type de sol, le travail du sol, la quantité et le type de couverture de résidus de culture et l'âge du résidu.

#### I.4.2 Thermique

La température de la surface (LST) est une variable pertinente pour l'estimation ET, qui peut être dérivée de mesures de télédétection. Dans des conditions non limitées en énergie, la LST est une signature de l'ET et de la disponibilité en eau dans le sol. Sa mesure est disponible à différentes résolutions spatiales, allant de 60 m à 100 m et à 1 km, à partir de capteurs thermiques tels que ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), Landsat et MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer). La plupart des applications opérationnelles en hydrologie et en gestion des ressources en eau utilisent des données thermiques à l'échelle kilométrique (Stisen et al. 2008a; Tang et al. 2010). La principale raison derrière cela est la disponibilité des données, qui pour les données MODIS à 1 km de résolution est une ou deux fois par jour, alors que la résolution temporelle pour ASTER et Landsat est de 16 jours. Il s'agit d'une période assez longue par rapport aux changements rapides d'humidité du sol qui se produisent dans les régions semi-arides irriguées.

De nombreux systèmes multispectraux détectent le rayonnement dans l'infrarouge thermique ainsi que dans les parties infrarouges visibles et réfléchies du spectre. Cependant, la télédétection de l'énergie émise

de la surface dans l'infrarouge thermique (3  $\mu\text{m}$  à 15  $\mu\text{m}$ ) est différente de la détection de l'énergie réfléchie. Les capteurs thermiques utilisent des photodétecteurs sensibles au contact direct des photons à leur surface, pour détecter les rayonnements thermiques émis. Les capteurs thermiques mesurent essentiellement la température de surface et les propriétés thermiques des cibles. En raison de la longueur d'onde relativement grande du rayonnement thermique (par rapport au rayonnement visible), la diffusion atmosphérique est minimale. Cependant, l'absorption par les gaz atmosphériques limite normalement la détection thermique à deux régions spécifiques 3 à 5  $\mu\text{m}$  et 8 à 14  $\mu\text{m}$ . Étant donné que l'énergie diminue à mesure que la longueur d'onde augmente, les capteurs thermiques ont généralement un grand champ de vision instantané (IFOV) pour garantir qu'une énergie suffisante atteigne le détecteur pour effectuer une mesure fiable. Par conséquent, la résolution spatiale des capteurs thermiques est généralement assez grossière, par rapport à la résolution spatiale possible dans l'infrarouge visible et réfléchi. L'imagerie thermique peut être acquise pendant la journée ou la nuit (parce que le rayonnement est émis) et est utilisée pour une variété d'applications telles que la reconnaissance militaire, la gestion des catastrophes (cartographie des incendies de forêt) et la surveillance des pertes de chaleur.

La température de surface ne peut pas être dérivée simplement des mesures thermiques. Le rayonnement mesuré comprend non seulement le rayonnement émis par la surface mais également le rayonnement émis par l'atmosphère. De plus, le signal de la surface est atténué par le transfert à travers l'atmosphère. La correction de ces effets atmosphériques nécessite de connaître le profil atmosphérique en température et pression de vapeur. La difficulté d'obtenir le profil atmosphérique en même temps et à la même position que la mesure infrarouge thermique génère des incertitudes dans la dérivation de la température de surface. L'effet d'émissivité doit également être pris en compte, car il affecte directement le niveau de rayonnement émis à une température donnée, induisant des incertitudes supplémentaires. Une mauvaise connaissance de l'émissivité de surface ou des effets atmosphériques et de réflexion entraîne une erreur dans la détermination de la température de surface à partir de la mesure de télédétection. Ces effets sont reconnus depuis longtemps (Idso and Jackson 1968; Svendsen et al. 1990). Une erreur de  $\pm 0,01$  sur l'émissivité entraîne une erreur entre 0,6 et 0,9 K sur la température de surface (Oliosio 1995). Cette erreur augmente si le rayonnement atmosphérique n'est pas considéré dans la même gamme spectrale que le capteur, mesure qui est particulièrement complexe. De plus, sa détermination est entravée par le fait que les couches atmosphériques les plus basses sont fortement affectées par les surfaces terrestres sous-jacentes (Jacob et al. 2003). De nombreuses études ont été menées et différentes approches ont été proposées pour dériver la LST à partir de données TIR satellitaires, en utilisant une variété de méthodes pour traiter l'émissivité et les effets atmosphériques (Qin et al. 2001; Jiménez-Munoz and Sobrino 2003).

Différents algorithmes ont été développés pour récupérer la LST à partir des données TIR : la méthode « *single-channel* », la technique « *split-window* » et la méthode « *multi-angle* ». Pour appliquer les deux dernières méthodes, au moins deux canaux thermiques sont nécessaires. L'estimation de la LST avec un seul canal thermique est le principal avantage de la première méthode. Par exemple, c'est la seule méthode qui peut être appliquée à la plate-forme Landsat, avec un canal thermique. Traditionnellement, le principal inconvénient de cette méthode est que certains paramètres atmosphériques sont nécessaires, généralement au moyen d'une base de données ou d'un radiosondage. Plusieurs études (Qin et al. 2001; Sobrino et al. 2004) ont validé l'application de ces méthodes. (Barsi et al. 2003) ont proposé un outil de correction en ligne qui utilise des profils globaux atmosphériques modélisés obtenus du *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) en conjonction avec le modèle de transfert radiatif MODTRAN. Ce

processus a permis aux auteurs d'obtenir les valeurs nécessaires de transmission atmosphérique pour convertir les données de radiance du capteur en température de brillance de surface.

## I.5 Présentation des différentes approches de modélisation de l'ET

Au cours des dernières décennies, l'avènement de la télédétection par satellite a conduit à un travail considérable pour déterminer si de tels systèmes peuvent fournir des informations spatialement explicites concernant les flux de surface. Les techniques de télédétection par satellite sont devenues attrayantes pour la récupération de ces paramètres en raison de leur capacité à fournir des vues répétitives et synoptiques de manière contiguë dans l'espace sans aucun problème de perturbation et d'accessibilité du site dans la zone à étudier (De Troch et al. 1990). En conséquence, divers algorithmes ont été développés en utilisant des informations provenant de divers types d'observations de télédétection et souvent en conjonction avec des observations auxiliaires de surface et atmosphériques pour l'estimation de ces paramètres. L'utilisation combinée de données satellitaires provenant de radiomètres infrarouges optiques et thermiques a montré des preuves de la récupération des flux LE et H et des variations d'humidité du sol (Liou et England 1996; Stisen et al. 2008). Ces méthodes varient d'approches purement empiriques à des approches plus physiques basées sur les équations des bilans énergétique et hydrique et les informations obtenues à partir des relations entre l'indice de végétation et les mesures de la température radiative de surface dérivée du satellite.

La télédétection par satellite fournit des estimations des variables de la surface, mais ces estimations ne mesurent pas directement ET. Par conséquent, la plupart des algorithmes relie les variables de surface dérivées du satellite à ET en utilisant généralement la théorie de la similitude de Monin-Obukhov (MOST) ou l'équation de Penman-Monteith. Au cours de la dernière décennie, un grand nombre de techniques ont été proposées pour estimer ET à partir d'observations par satellite (Overgaard et al. 2006; Kalma et al. 2008; Chen and Liu 2020). Les équations MOST et Penman-Monteith dépendent de la turbulence et sont donc en partie empiriques avec des hypothèses nécessaires. Les méthodes de type MOST nécessitent des estimations précises de LST et  $T_a$ . Cette sensibilité est considérablement réduite par les méthodes de type Penman-Monteith qui utilisent l'énergie disponible et la conductance de la canopée, cette dernière dans certaines études est paramétrée en fonction de l'indice de végétation ou de l'indice de surface foliaire (LAI). Cependant, deux approches différentes ont été proposées pour réduire la sensibilité des estimations de flux aux incertitudes de LST et  $T_a$  : (1) les méthodes utilisant la variation temporelle de LST (Anderson et al. 1997; Norman et al. 2000; Caparrini et al. 2003, 2004) et (2) les méthodes utilisant la variation spatiale de LST (Jiang and Islam 2001; Wang et al. 2006; Carlson 2007) dites modèles conceptuels.

L'équation de Penman-Monteith et les modèles de bilan énergétique de surface (SEB) ont évolué dans l'histoire parallèlement au développement de capteurs satellites en termes de résolutions spatiales, spectrales et temporelles. Cette évolution s'accompagne également d'une expansion rapide de la capacité de calcul ainsi que d'une disponibilité croissante des données auxiliaires, telles que les données météorologiques et pédologiques, permettant la prise en compte de contrôles physiques et physiologiques de plus en plus complexes des processus pour simuler ET à des résolutions spatiales et temporelles élevées. Nous observons donc une sophistication croissante des deux types de modèles au fil du temps. Un compte rendu historique des développements des modèles simulant ET à l'aide d'entrées de télédétection est présenté afin de comprendre l'état actuel des techniques d'estimation de ET à l'échelle

locale et régionale. Nous couvrons également les bases théoriques des principaux modèles ET, et commenterons leur généralité, leur applicabilité, leur utilité et leurs limites peuvent être déduites.

### I.5.1 Modèles de Penman-Monteith

L'ET est contrôlée non seulement par la demande atmosphérique définie en fonction du déficit de vapeur d'eau et de la vitesse du vent, mais également par l'énergie disponible. Penman (1948) a été le premier à dériver un modèle d'évaporation qui combine ces deux contrôles sur le transfert de vapeur d'eau de la surface à l'atmosphère. Penman a supposé que la seule résistance fonctionnante entre la surface humide et l'atmosphère environnante était la résistance atmosphérique. La résistance atmosphérique exprime la capacité de l'air à transporter une quantité donnée loin de la surface. Dans des conditions instables, survenant lorsque la surface est fortement chauffée, la flottabilité améliorera fortement les mouvements verticaux permettant un transport plus rapide, et donc diminuera la résistance. Dans des conditions stables, par exemple par une nuit claire avec des vents légers, le mouvement vertical est amorti par la stratification stable de l'air près de la surface, conduisant à des résistances plus élevées. Cependant, la surface agit comme un plan humide uniquement pendant et immédiatement après un événement de précipitation, lorsque le feuillage est humide. Dans tous les autres cas, l'évapotranspiration a deux contrôles importants. Premièrement, l'évaporation des sols nus est considérablement réduite lorsque la couche supérieure du sol se dessèche, et deuxièmement, la plante contrôle la perte de vapeur d'eau en ajustant l'ouverture stomatique.

Reconnaissant l'influence des contrôles de surface sur l'évapotranspiration totale, Monteith J. L. (1965) a développé l'équation de Penman pour prendre en compte les contrôles de la surface terrestre en introduisant une résistance de surface supplémentaire. Cette résistance dépend du type de végétation, des conditions d'humidité du sol et du climat local. Les modèles du type Penman-Monteith sont souvent appelés modèles « monocouche » ou « big-leaf » car ils ne font pas de distinction entre l'évaporation du sol et la transpiration, mais traitent la surface comme homogène. Leur simplicité et pourtant leur base physiquement solide ont rendu les modèles monocouches largement utilisés. Dans les canopées à végétation dense, ces modèles se sont révélés suffisants pour décrire l'évapotranspiration (Monteith et Unsworth 1990).

Sur une végétation entourée de sols nus, l'hypothèse des « big-leaf » n'est pas adaptée. Ce problème a initié le développement de modèles de type dit patch, tuile ou mosaïque, où la zone couverte par une grille est divisée en fractions de sol nu et de végétation, et le modèle à une couche est appliqué séparément à chacun avec paramètres correspondant au sol et à la végétation. Le modèle de type patch a été introduit pour la première fois par Avissar et Pielke (1989). Des exemples de modèles qui mettent en œuvre l'approche des tuiles pour faire la distinction entre l'évaporation et la transpiration du sol sont le modèle ISBA de la surface de Noilhan et Mahfouf (1996) et SEWAB de Mengelkamp et al. (1999). Les modèles de patches sont considérés comme des modèles monocouche car les flux de chaque patch n'interagissent pas entre eux.

Dans les cas où une végétation homogène mais clairsemée recouvre le sol, les flux provenant de la surface du sol et de la végétation sont connus pour interagir. Dans de tels cas, les modèles monocouches ne parviendront pas à décrire avec précision les flux, ce qui a conduit au développement de modèles à deux couches. Les modèles à deux couches consistent en une seule couche de canopée semi-transparente située au-dessus de la surface de telle sorte que la seule façon pour la chaleur et l'humidité d'entrer ou de quitter

la couche de surface est à travers la couche de canopée, par laquelle les flux de composants sont autorisés à interagir. Une structure largement utilisée pour les modèles à deux couches est la structure proposée par Shuttleworth et Wallace (1985). Cette structure incorpore une résistance des stomates pour la végétation similaire à celle utilisée dans les modèles à « big-leaf », mais introduit également une résistance à la surface du substrat pour contrôler l'évaporation du sol. En supposant que le mélange aérodynamique au sein de la canopée est suffisamment bon pour permettre l'existence hypothétique d'un flux d'air moyen de la canopée, cette formulation permet aux flux de chaleur et d'eau du substrat et de la canopée d'interagir avant qu'ils ne soient échangés avec l'atmosphère.

D'un point de vue structurel, l'approche à deux couches est facilement étendue pour inclure plus d'une couche de végétation. Dans de tels modèles multicouches, les effets de la structure verticale de la canopée sont pris en compte, ce qui peut être nécessaire pour décrire les flux, par exemple, à partir d'un système de forêt/sous-étage ou d'autres types de végétation avec une structure verticale complexe. Les flux sont calculés pour chaque couche et ils sont intégrés sur la profondeur de la canopée afin d'obtenir le flux à l'échelle de la canopée. Des exemples de tels modèles sont donnés par Gu et al. (1999) et Baldocchi et Harley (1995). Gu et al. (1999) distinguent les modèles multicouches incomplets et complets. Ils définissent les modèles multicouches incomplets comme des modèles décrivant la différenciation verticale dans l'environnement du rayonnement solaire et la vitesse du vent, tandis que d'autres facteurs, tels que la température et l'humidité de l'air, sont supposés constants sur la profondeur de la canopée. En revanche, des modèles multicouches complets prédisent les changements verticaux de ces variables dans le but d'obtenir une meilleure représentation de la réalité physique et biologique. L'application de ces modèles nécessite des informations détaillées sur l'architecture du couvert végétal, la physiologie des cultures, la turbulence, etc. couche par couche, et ils sont généralement très exigeants sur le plan des calculs.

## I.5.2 Modèles de bilan énergétique

Ce type de modèles utilise la température de surface (LST) observée par les capteurs thermiques pour estimer le flux de chaleur sensible et pour dériver ET comme résidu du bilan énergétique de surface ou pour estimer la fraction évaporative et pour dériver ET à partir de l'énergie disponible. Des modèles de complexités différentes ont été développés pour estimer l'ET à partir des surfaces de degré d'hétérogénéité différentes, et ils peuvent être caractérisés comme des modèles à une et deux sources. Des méthodes relativement simples ont également été développées pour estimer l'ET en déterminant la fraction évaporative dans un espace triangulaire ou trapézoïdal formé par le LST et un indice de végétation ou une fraction de végétation. Ces modèles et méthodes sont examinés en détail par Courault et al. (2005), Carlson (2007), Kalma et al. (2008), Li et al. (2009) et Zhang et al. (2016). Un bref aperçu sur ces modèles sera présenté dans ce qui suit.

### I.5.2.1 Modèles mono-source

Les modèles mono-source traitent la surface comme une surface homogène, de sorte qu'ils ne peuvent pas faire la distinction entre l'évaporation du sol et la transpiration des plantes. Leur simplicité et pourtant leur base physiquement solide ont rendu les modèles mono-source largement utilisés. Bien que ces modèles puissent fournir des estimations fiables des flux de chaleur turbulents, ils ont souvent besoin d'une calibration sur le terrain et ne peuvent donc pas être appliqués sur une gamme variée de conditions de surface. Kustas (1990) ont montré que sur des surfaces éparpillées le modèle mono-source ne convient pas à l'estimation de ET.

Un grand nombre d'approches SEB unidimensionnelles à une source a été proposé. Ces approches calculent  $LE$  comme terme résiduel dans l'équation du bilan énergétique en évaluant  $Rn$ ,  $G$  et  $H$ . Il s'agit de calculer le flux thermique sensible  $H$  ( $W/m^2$ ) à l'aide de l'analogie électrique :

$$H = \rho C_p \frac{T_{aero} - T_a}{r_a} \quad \text{Eq : 18}$$

où  $T_{aero}$  est la température de surface aérodynamique à la hauteur de la source de la canopée (K),  $T_a$  est la température de l'air près de la surface (K) et  $r_a$  est la résistance aérodynamique au transfert de chaleur sensible entre la hauteur de la source du couvert et l'air à une hauteur de référence au-dessus du couvert (s/m). Ci-dessous, nous présenterons brièvement les étapes clés de l'évolution historique des modèles de bilan énergétique mono-source.

Simple Surface Energy Balance model (Bartholic et al. 1972). Ce modèle peut être considéré comme le premier modèle SEB utilisé pour estimer ET en utilisant la température de surface issue de la télédétection. Une caméra thermique aérienne a été utilisée pour obtenir la température radiative des cultures et des sols, sur la base de laquelle l'humidité du sol et l'ET ont été estimées à l'aide d'un modèle de bilan énergétique de surface simple. Ce modèle nécessite des mesures directes de la température des cultures et des sols, il reste donc difficile à appliquer à l'échelle régionale.

Regional ET Model Using Crop Surface Temperature (Soer 1980) un modèle SEB développé pour cartographier l'ET en utilisant la télédétection thermique. Ce modèle a été testé à l'aide des mesures d'une caméra thermique montée au-dessus d'un couvert végétal et d'autres mesures, y compris les variables météorologiques et du sol. Il a introduit le concept de transfert de chaleur de masse Businger-Dyer (Dyer 1967; Businger et al. 1971) et la théorie de la stabilité atmosphérique de Monin-Obukhov (Monin et Obukhov 1954) dans le calcul du flux de chaleur de la surface. Il a aussi inclus une expression à base physique de la résistance additionnelle pour le transfert de chaleur, mais a supposé que la longueur de rugosité  $Z_{0h}$  pour la chaleur est égale à celle de la quantité de mouvement  $Z_{0m}$  lorsqu'elle a été appliquée à l'ensemble de données acquises parce qu'il n'y avait pas suffisamment de données de profil  $T_a$  pour estimer  $Z_{0h}$ .

Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) (Bastiaanssen et al. 1998) présente plusieurs développements du mono-source : (1) le gradient de température ( $dT$ ) entre la surface aérodynamique et l'air à une hauteur de référence augmente proportionnellement avec la température de surface radiative car la température de l'air à la hauteur de référence, lorsqu'elle est beaucoup plus élevée que la canopée, peut être supposée faiblement variable dans l'espace; (2) un modèle semi-empirique a été développé pour calculer le flux de chaleur dans le sol en fonction de la température radiative et de la réflectance du rayonnement à courtes longueurs d'onde obtenues à partir de la télédétection ainsi que de la fraction de végétation estimée avec NDVI; (3) une méthode semi-empirique a été développée pour estimer le flux de quantité de mouvement effectif basé sur la température radiative de surface et la réflectance des courtes longueurs d'ondes, et le flux est ensuite utilisé pour estimer la longueur de rugosité moyenne  $Z_{0m}$  pour le transfert de quantité de mouvement; (4) une équation empirique a été dérivée pour distribuer la moyenne surfacique  $Z_{0m}$  aux pixels selon les valeurs de NDVI; et (5) la distribution spatiale de la longueur de rugosité  $Z_{0h}$  pour le transfert de chaleur a été obtenue en utilisant le facteur  $kB^{-1}$  ( $kB^{-1} = \ln(Z_{0m} - Z_{0h})$ ). Ils n'ont pas pu quantifier la distribution spatiale du facteur  $kB^{-1}$  et ont supposé qu'il s'agissait

d'une constante. Ils ont également fourni une discussion approfondie sur les problèmes de conversion de la température radiative de la canopée en température de surface aérodynamique nécessaire pour un calcul précis du flux de chaleur sensible et de l'ET, et ont suggéré que cette conversion n'est pas nécessaire lorsque la résistance additionnelle est incluse dans la résistance aérodynamique totale  $r_a$ . Long et al., 2011 ont montré par le biais d'une analyse de sensibilité des paramètres d'entrée de SEBAL que l'augmentation des températures des pixels chauds/froids diminuait H et augmentait les estimations de LE, tandis que la diminution des températures des pixels chauds/froids augmentait H et diminuait les estimations de LE. En revanche, Bastiaanssen et al. (2005) et Wagle et al. (2017) ont trouvé que SEBAL surestime l'ET.

Surface Energy Budget System (SEBS) (Su 2002) est un modèle avec une description détaillée de l'influence de la fraction de végétation ( $fc$ ) sur l'estimation de ET à l'aide de la LST par satellite. Des limites sèches et humides à une  $fc$  donnée sont définies pour mettre à l'échelle le flux de chaleur sensible de chaque pixel. Un processus physique clé décrit en détail dans SEBS est la résistance additionnelle totale de la canopée ( $r_e$ ) comme une partie de la résistance aérodynamique totale ( $r_a$ ). Ce modèle est développé par Gokmen et al. (2012) pour incorporer des informations satellite sur l'humidité du sol pour améliorer l'estimation d'ET. D'autres modèles ont également été développés pour utiliser les informations  $fc$  extraites des données de télédétection à courtes longueurs d'ondes (Caselles et al. 1998; Boegh et al. 2002; McCabe and Wood 2006).

Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration (METRIC) (Allen et al. 2007). Ce modèle utilise comme base le modèle SEBAL, où les gradients de température près de la surface sont estimés en fonction de la température de surface, éliminant ainsi le besoin d'une température de surface absolument précise et la nécessité de la mesure de la température de l'air. Ce modèle apporte plusieurs améliorations importantes à SEBAL. Les principaux sont: (1) la distribution spatiale du gradient de température ( $dT$ ) de la surface à l'air sur les zones à variation topographique est rendue proportionnelle à la température de surface ajustée à une donnée commune pour tenir compte de la variation de température avec l'élévation; (2) la relation linéaire entre  $dT$  et la LST est déterminée en utilisant  $dT$  et la LST des pixels chauds et froids dans l'image après l'ajustement d'élévation; et (3) l'équation de Penman-Monteith est utilisée pour calculer la valeur ET de référence pour un type de végétation de valeurs ET intermédiaires dans le but d'identifier les pixels froids et pour la mise à l'échelle temporelle de ET instantané en valeurs journalières.

### I.5.2.2 Les modèles double source

L'approche représentée par les modèles mono-source ne fait aucune distinction entre l'évaporation de la surface du sol et la transpiration de la végétation, les résistances ne sont donc pas bien définies (Raupach and Finnigan 1988). Pour répondre à ces préoccupations, des modèles à deux sources ont été développés pour une utilisation avec des végétaux qui ne couvrent pas toute la surface (Lhomme et al. 1994; Norman et al. 1995; Kustas and Norman 1999). Ces modèles traitent l'ET comme la somme de l'évaporation de la surface du sol et de la transpiration de la végétation par une décomposition de la température de surface radiométrique en températures des composantes sol et végétation. Cela se fait soit à partir de données thermiques télédéteectées multi-angulaires, soit à partir des itérations respectives des solutions du bilan énergétique du sol et de la végétation combinée à une estimation a priori de la transpiration (à l'aide de l'équation de Priestley-Taylor dans TSEB par exemple). Nous présenterons ci-dessous brièvement quelques exemples de modèles de bilan énergétique double-source couramment utilisés par la communauté scientifique.

Two-Source Energy Balance (TSEB) model (Norman et al., 1995). Ce modèle simule le bilan énergétique de surface des composantes du sol et de la végétation séparément. Dans ce modèle, la résistance additionnelle est également prise en compte dans  $r_a$ , et une équation semi-empirique est développée pour calculer la résistance du sol ( $r_s$ ) à partir de la vitesse du vent près de la surface du sol estimée à partir de la vitesse du vent au-dessus de la canopée. Une méthode a été développée dans TSEB pour obtenir la température de la végétation ( $T_v$ ) et la température du sol ( $T_s$ ) séparément grâce à la LST observée sous deux angles en utilisant l'équation de Priestley-Taylor pour calculer l'ET au niveau de la végétation comme une première estimation. Cela va permettre le calcul du flux de chaleur sensible du sol ( $H_s$ ) et du flux de chaleur sensible de la végétation ( $H_v$ ) (Norman et al. 2000). Sur la base de ce modèle, le modèle de bilan énergétique simplifié à deux sources (STSEB) a été développé en séparant la végétation et le sol dans la modélisation ET (Sánchez et al. 2008).

Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI) model (Anderson et al. 1997). Basé sur TSEB, ce modèle ajoute un nouveau composant qui utilise l'énergie thermique de la couche limite planétaire (PBL) intégrée dans le temps pour contraindre l'estimation régionale du flux de chaleur sensible afin d'améliorer l'estimation d'ET. La méthode est particulièrement utile le matin lorsque la PBL se réchauffe à un rythme qui est déterminé par le flux de chaleur de surface car il est la principale source de la PBL.

Disaggregated ALEXI (DisALEXI) model (Norman et al. 2003). Il s'agit d'un système de modélisation, dans lequel ALEXI est d'abord utilisé pour calculer le flux de chaleur sensible de grands pixels (tels que ceux des satellites géostationnaires ; GOES a une résolution de 5 km) et la température de l'air à un niveau élevé (50 m). Puis les estimations des flux de surface GOES à 5 km sont désagrégées en utilisant des images à haute résolution spatiale de l'indice de végétation et de la température de surface, telles que celles fournies par ASTER, Landsat, MODIS ou des avions, pour produire des cartes à haute résolution spatiale des flux de surface. . Ce modèle a été appliqué à la cartographie régionale de l'ET à l'aide de diverses données de télédétection (Anderson et al. 2007; Houborg et al. 2009).

### I.5.2.3 Les modèles contextuels

Comme il est difficile d'obtenir la température aérodynamique et d'estimer la résistance aérodynamique pour le calcul de la chaleur sensible, de nombreux modèles ont été développés pour utiliser les informations contextuelles spatiales de la température de surface télédétectée sur des zones de différentes fractions de végétation. En utilisant les différences relatives de température entre les pixels, une grande partie des erreurs de biais dans l'estimation de la température aérodynamique peut être éliminée. Pour l'application des données satellitaires sur de grandes surfaces, les données au niveau de la surface, telles que la vitesse du vent, la hauteur de la végétation, la température et l'humidité de l'air, les précipitations ou l'humidité du sol n'étaient souvent pas disponibles, des modèles contextuels ont été développés pour estimer la fraction évaporative (EF) utilisant exclusivement des données de télédétection thermique et optique (Nemani and Running 1989; Price 1990; Carlson et al. 1995; Gillies et al. 1997; Jiang and Islam 2001; Sandholt et al. 2002; Nishida et al. 2003). ET peut alors être calculée à partir de EF et de l'énergie disponible à la surface.

Les modèles contextuels peuvent dériver efficacement l'ET à l'aide de la température de surface télédétectée car le stress hydrique sur les plantes augmente la température lorsque l'ET est réduit. Pour la végétation clairsemée (NDVI faible), la plage de température de surface est souvent grande, et ces modèles peuvent différencier de manière fiable les pixels secs et humides, mais pour la végétation dense,

la variation de la température de surface est généralement petite et les modèles deviennent peu fiables pour estimer ET. À condition que l'eau ne soit pas un facteur limitant, l'ET est alors limitée par l'énergie disponible, et la sensibilité de l'ET à la température est considérablement réduite, ce qui rend les modèles contextuels inefficaces pour les conditions à énergie limitée. Avec une amélioration continue des résolutions spatiales des images de télédétection thermique et optique, les modèles contextuels seraient les plus adaptés pour utiliser les informations contextuelles de ces images pour l'estimation ET.

### I.5.3 Modèles de bilan hydrique

Les modèles de bilan hydrique des sols de type réservoir prévoient des séries chronologiques d'évapotranspiration réelle à des échelles de temps journalières à mensuelles. Les paramètres dont ces modèles dépendent peuvent aller d'un paramètre comme dans le modèle Manabe (Manabe 1969) à six paramètres comme dans le modèle BBH (Bucket with Bottom Hole) (Kobayashi et al. 2001). Les paramètres sont liés aux caractéristiques du sol, du climat et de la végétation. Cependant, on pense généralement que la variabilité temporelle des séries d'humidité du sol dépend principalement de la variabilité des précipitations, en particulier dans des conditions de faibles précipitations. D'autre part, les paramètres du sol tels que la capacité au champ, la conductivité hydraulique à saturation et le point de flétrissement sont des paramètres clés contrôlant les sorties du modèle d'évapotranspiration. Dans le calcul de l'évapotranspiration réelle, une hypothèse principale est liée l'évapotranspiration réelle linéairement à l'évapotranspiration potentielle (ETP) pour tenir compte du stress hydrique du sol. Une telle hypothèse est utilisée dans plusieurs modèles "pluie-débit". Actuellement, de nombreux modèles développés à des fins différentes et fonctionnant à des échelles différentes appliquent différentes fonctions pour réduire l'ETP en se basant sur le concept de demande d'évaporation atmosphérique et l'approvisionnement en eau du sol limitant la ET.

Les modèles hydriques unidimensionnels à l'échelle de la parcelle utilisent généralement des fonctions plus détaillées pour prédire l'ET par rapport aux modèles de bassin versant à grande échelle. Le bilan hydrique du sol (SWB) est un exemple de modèle unidimensionnel pour des couverts uniformes (Annandale et al., 1999). Il s'agit d'un modèle à pas de temps journalier qui comprend un réservoir d'eau du sol à plusieurs couches, où l'eau d'infiltration tombe en cascade de la couche supérieure du sol vers le bas du profil du sol (Manabe 1969). La transpiration réelle est limitée par la demande d'évaporation et l'absorption d'eau par les racines, déterminées par l'humidité du sol. Le potentiel hydrique du sol se traduit à son analogue pour la végétation en tenant compte des résistances à l'écoulement de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère (Annandale et al. 2000).

WATCROS (Water Balance and Crop Production Simulation) est un autre exemple de modèle de simulation unidimensionnel du bilan hydrique et de la production de matière sèche, basé sur des variables et paramètres climatiques, pédologiques et végétaux (Aslyng et Hansen, 1982). Il calcule l'ET de référence de l'herbe en utilisant une formule modifiée de Makkink (1957), et il suppose que cette référence d'herbe représente toute culture agricole dense et verte. Cette évapotranspiration potentielle est divisée en évaporation potentielle du sol et en transpiration de la culture en utilisant la loi de Beer. Afin de calculer la transpiration réelle, l'eau est extraite à un taux potentiel lorsque la teneur réelle en eau du sol est supérieure à la moitié de la capacité du réservoir de la zone racinaire. Au-delà de ce seuil, la transpiration réelle est diminuée de façon linéaire en fonction de l'eau restante dans le réservoir. S'il n'y a plus d'eau dans le réservoir de la zone racinaire, le taux de transpiration est égal à 0. La taille du réservoir de la zone racinaire dépend du sol et de la profondeur effective des racines (Hansen, 1984).

GLEAMS (Groundwater Loading Effects of Agricultural Management System) (Leonard et al. 1987) est également un modèle unidimensionnel de bilan hydrique utilisé pour simuler les processus affectant la qualité de l'eau dans les champs agricoles. Il s'agit de la version modifiée du modèle CREAMS bien validé (Knisel, 1980). Le ETP est calculé à l'aide de Priestley et Taylor (1972) ou de l'équation de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). Le modèle calcule l'évaporation réelle du sol et la transpiration des cultures en fonction de la teneur en eau du sol et de l'indice de surface foliaire (LAI).

Les modèles de bilan hydrique en cascade basés sur les réservoirs d'eau du sol sont souvent utilisés en raison de leur simplicité conceptuelle qui en font des outils peu gourmands en données d'entrée. Cependant, le mouvement des eaux du sol dans les milieux poreux peut être mieux décrit physiquement avec l'équation de continuité du bilan de masse de Richards pour les flux d'eau non saturés (Richards 1931). L'équation de Richards équilibre l'eau entre des points spécifiques (nœuds) en fonction des gradients d'énergie et de conductivité hydraulique de l'eau. L'équation de Richards est non linéaire et peut être résolue de façon itérative par une solution à différences finies. Elle est adoptée dans plusieurs modèles hydrologiques pour simuler la redistribution de l'eau dans la zone des racines et pour des estimations précises de l'absorption d'eau par les racines et de la ET. Par exemple, le RZWQM (Root Zone Water Quality Model) est un modèle de transport des contaminants basé sur la physique qui comprend des sous-modèles pour simuler l'infiltration, le ruissellement, la distribution de l'eau et le mouvement des produits chimiques dans le sol (Ahuja et al. 2000). Le RZWQM simule la ETP avec un modèle Penman-Monteith modifié et la ET réelle est limitée par la disponibilité de l'eau telle qu'elle est estimée à partir de l'équation de Richards.

Le modèle SWAP (Soil-Water-Atmosphere-Plant) est un modèle 2-D transitoire pour l'écoulement de l'eau et le transport des solutés dans les zones saturées et non saturées (Kroes et van Dam, 2003). Il est appliqué aux problèmes agrohydrologiques à l'échelle de la parcelle et utilise l'équation de Richards pour la redistribution de l'eau dans le sol. L'absorption relative d'eau par les plantes est exprimée par le rapport entre la transpiration réelle et la transpiration potentielle (T/PT) calculée avec ce modèle en fonction du potentiel hydrique du sol (Feddes et al., 1978). La solution d'absorption d'eau par les plantes dans SWAP est également adoptée dans le modèle HYDRUS de flux non saturés et de transport de solutés (Simunek et al. 2007) ainsi que dans le modèle SIMGRO (SIMulation of GROUNDwater and surface water levels) (van Walsum et al., 2004).

Un autre exemple de modèle avec une description assez détaillée de la distribution des racines est WAVES (Dawes et Short, 1993). WAVES est un modèle de bilan hydrique qui simule le ruissellement de surface, l'infiltration du sol, l'ET, la redistribution de l'eau dans le sol, le drainage et les interactions avec la nappe phréatique. La transpiration journalière est calculée avec l'équation de Penman-Monteith et réduite à l'aide de facteurs de pondération déterminés par la densité modélisée des racines et une somme pondérée normalisée des potentiels hydriques du sol matriciel et osmotique de chaque couche. Le modèle a été paramétré et utilisé pour simuler l'utilisation de l'eau de différents types de végétation en Afrique du Sud (Dye et al., 2008). Feddes et al. (2001) ont discuté du fait que la végétation à racines profondes et la disponibilité accrue de l'eau peuvent avoir un effet même sur le climat mondial. Les systèmes d'enracinement profond entraînent l'exploration de grands volumes de sol par les racines, de grandes quantités d'eau disponible dans le profil du sol et des taux de transpiration élevés. Ce phénomène est encore plus marqué en présence d'eaux souterraines peu profondes. Jovanovic et al. (2004) ont prouvé que

la contribution des nappes phréatiques peu profondes à l'absorption d'eau par les racines par le biais de l'élévation capillaire peut être un élément important du bilan hydrique.

De nombreux modèles à l'échelle du bassin versant tiennent compte de l'humidité du sol dans l'estimation de l'ET (Viviroli et al. 2009) en utilisant des approches plus ou moins sophistiquées. Par exemple, Zhang et al. (2001) ont développé un modèle semi-empirique de bilan hydrique pour les bassins versants forestiers et non forestiers du bassin Murray-Darling en Australie. Ce modèle était basé sur l'hypothèse que l'ET réelle est égale aux précipitations dans des conditions très sèches, et qu'elle est égale au ETP dans des conditions très humides. D'autre part, Gurtz et al. (1999) ont appliqué le modèle hydrologique PREVAH (PRecipitation Runoff EVApotranspiration HRU Model) dans un bassin alpin. Ils ont calculé l'ET en utilisant l'équation de Penman-Monteith en modifiant la résistance stomatique du couvert en dessous d'un seuil donné d'humidité du sol.

Des approches plus empiriques visant à décrire le cycle hydrologique prennent également en considération l'ET. Un modèle semi-empirique appelé EARTH (Extended model for Aquifer Recharge and moisture Transport through unsaturated Hardrock; Department of Water Affairs and Forestry, 2006) a été développé en Afrique du Sud pour estimer la recharge des eaux souterraines à grande échelle en tenant compte des variables du cycle hydrologique. EARTH utilise des modules pour la végétation, le sol, le réservoir linéaire et l'écoulement saturé. Le module sol calcule l'ET comme une fonction linéaire de l'humidité du sol.

## I.6 Conclusion

Ce chapitre introduit le contexte théorique sur lequel ont été fondées les méthodes de quantification des échanges entre le sol, le couvert végétal et l'atmosphère. La turbulence dans la couche limite atmosphérique permet d'avoir un échange efficace d'énergie et de masse entre la surface terrestre et l'atmosphère. Cette turbulence est due en particulier au cisaillement du vent ou au gradient de température. La capacité d'évaluer ces interactions au niveau de la surface est un atout précieux pour les gestionnaires des ressources en eau, car elle permet de décrire la consommation en eau de la végétation. Cette capacité est renforcée par le développement des produits de la télédétection permettant un suivi de large échelle et avec une fréquence temporelle élevée. Plusieurs méthodes de mesure et de simulation basées sur la théorie des échanges turbulent et du bilan hydrique du sol ont été développées pour quantifier les interactions SVA. Le chapitre suivant est consacré à la description des mesures et des modèles utilisés dans cette thèse.

*Chapitre II : Site d'étude,  
données expérimentales et  
algorithmes des modèles*

## II.1 Introduction

La connaissance d'un certain nombre de variables biophysiques, telles que celles décrivant l'état de la végétation, est nécessaire pour estimer l'ET à l'aide de modèles numériques. Ce chapitre présente l'ensemble des données qui ont été utilisées pour mettre en œuvre les approches proposées dans cette thèse. Ces données sont acquises à différentes échelles par divers types de capteurs. Un site expérimental entièrement équipé sur un champ hétérogène dans le piémont de la montagne du Haut Atlas (Maroc) a été utilisé comme étude de faisabilité pour évaluer différents modèles d'estimation des flux turbulents également décrits dans ce chapitre.

## II.2 Présentation du site

### II.2.1 Cadre géographique

L'expérience a été menée à Tahanaout (N 31.36° W 7.95°), situé dans la région de Marrakech-Safi, à 30 km de Marrakech, près des montagnes du Haut-Atlas. À une altitude de 890 m, il s'agit de l'exutoire du bassin versant de la Rheraya (225 km<sup>2</sup>) qui est considérée comme l'un des sous-bassins les plus actifs du bassin semi-aride du Haouz-Tensift. La Rheraya est en contact direct avec la plaine du Haouz dans sa partie nord, et les bassins versants atlasiques du N'fis à l'ouest et de l'Ourika à l'est (Figure II.1).

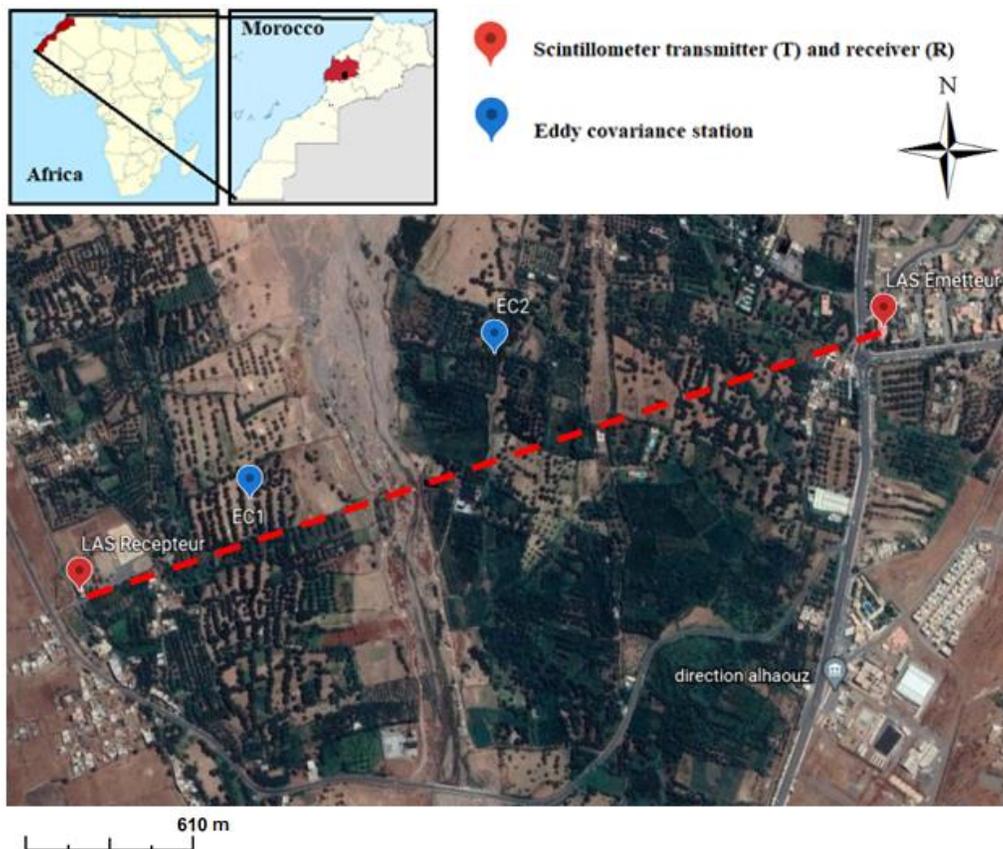


Figure II. 1: Localisation des stations Eddy covariance et de l'émetteur et du récepteur du scintillomètre superposés à une image du site d'étude du site google earth.

## II.2.2 Cadre climatique

Le climat de la plaine du Haouz est de type semi-aride, tandis que la zone montagneuse bénéficie d'un climat semi-aride à humide avec des hivers frais. Les précipitations moyennes à la station exutoire Tahanaout (1064 m d'altitude) sont de 353 mm/an pendant la période 1968-2019 et elles sont de 445 mm/an à la station d'Oukaimeden CAF à une altitude de 2612 m pendant la période 1989-2009. Le débit moyen enregistré au niveau de la station hydrométrique de Tahanaout est de l'ordre de  $1,15 \text{ m}^3/\text{s}$  pendant la période 1990-2009 (Hajhouji et al. 2018). Le bassin de la Rheraya est sujet à des intempéries de type orages de forte intensité et de durée souvent inférieure à une heure (Chaponnière 2005) en fin d'été et en période hivernale, typiques des climats méditerranéens et arides. Les phénomènes climatiques extrêmes comme les crues et les sécheresses sont fréquents au Maroc, et en particulier dans notre périmètre d'étude. Les crues de la Rheraya, bien que n'étant pas aussi dramatiques que celle de l'oued voisin Ourika, restent tout de même l'une des contraintes principales auxquelles les agriculteurs doivent faire face. Ces épisodes climatiques sont fréquents en fin de période estivale, en hiver ainsi qu'au printemps, et d'une très grande intensité, le débit de l'oued pouvant atteindre  $264 \text{ m}^3/\text{s}$ , voire  $649 \text{ m}^3/\text{s}$  pour une crue centennale (ABHT-RESING, 2017).

## II.2.3 Topographie

Le site d'étude est situé au niveau du piémont de la montagne du Haut Atlas et sur le lit de l'Oued Rheraya. Cela présente une variation topographique qui a causé des difficultés pour la mesure des flux turbulents en particulier pour le scintillomètre (LAS). L'altitude au-dessous du trajet du LAS varie entre 10 m au niveau de l'emplacement de l'émetteur et le récepteur jusqu'à 50 m au milieu du trajet du LAS là où l'eau de l'Oued coule (Figure II.2).

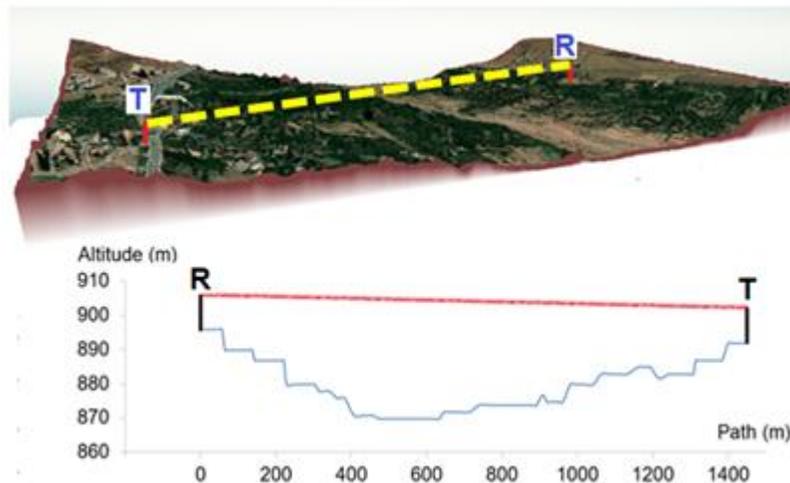


Figure II.2: Image Google Earth posée sur le MNT de la zone (DEM de 8 m dérivé des données PLEIADE), trajectoire du scintillomètre et l'élévation le long de la trajectoire du scintillomètre.

## II.2.4 Occupation du sol

La végétation du bassin est peu développée. Les fonds de vallées étroites sont étagés et cultivés, cultures fourragères et arborées y sont présentes. Chaque talweg parcouru par un affluent est exploité intensivement à des fins agricoles dès lors qu'un peu de terre est présente (Chaponnière 2005). Pour la zone étudiée dans la thèse, la figure II.3a montre la carte d'occupation du sol réalisée en février 2018. La

surface est hétérogène et composée de petits champs plantés d'oliviers avec des hauteurs allant de 3 à 12 m, qui ont été mesurés dans chaque champ à l'aide de la méthode du Triangle 45°. La carte de la hauteur des arbres est affichée sur la figure II.3b. Sous les arbres, certains agriculteurs cultivent du blé, de la luzerne ou du maïs. Les autres cultures comprennent les abricotiers, les pruniers, les orangers et les pêchers. Le sol nu est principalement présent sur les côtés de l'oued Rheraya et dans la partie nord-ouest de la zone.

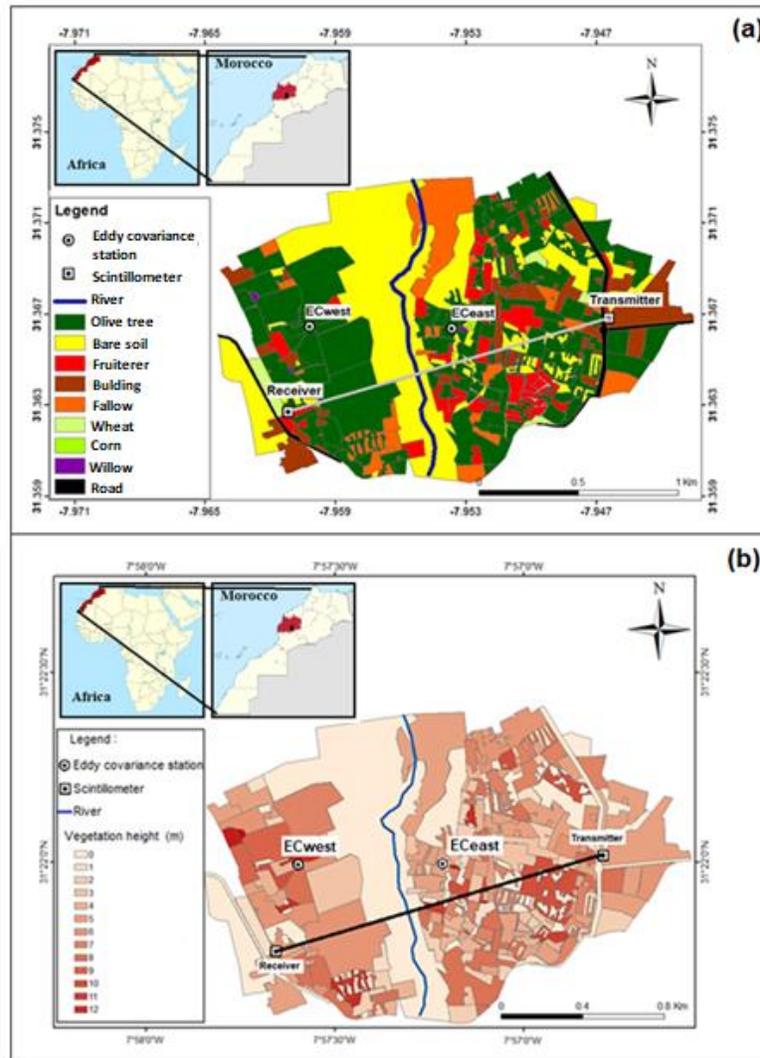


Figure II.3: a) Emplacement des stations d'Eddy covariance et de l'émetteur (T) et du récepteur (R) du scintillomètre superposés sur la carte d'occupation du sol du site d'étude. (b) Carte de la hauteur de végétation du site d'étude.

## II.2.5 Système d'irrigation

En bordure de montagne, les habitants locaux ont profité du débit à des fins d'irrigation en développant un grand réseau de canaux d'irrigation de surface alimentés par gravité (appelés localement Seguias) qui détournent le débit. Pour éviter les conflits liés à l'eau, un système d'irrigation réglementé a été mis en place, inspiré des droits traditionnels sur l'eau. Ce système d'irrigation est répandu au Maroc, mais en particulier dans les zones de piémont sud et nord des montagnes de l'Atlas (Bouimouass et al. 2020).

Pendant les débits élevés et les inondations, tous les canaux d'irrigation de l'amont vers l'aval sont alimentés. Chaque canal principal irrigue une zone donnée allant de centaines à des milliers d'hectares et géré par des associations d'usagers (Fernald et al. 2015). Les canaux secondaires ont leurs propres délégués qui distribuent l'eau entre les agriculteurs. La durée des apports d'irrigation à un seul agriculteur dépend initialement de la superficie du terrain. Les canaux en amont ont priorité sur le débit et sont alimentés en volumes plus importants que les canaux en aval (Libecap 2011). Les canaux situés en amont ont également accès au débit pendant les périodes de faible écoulement en été et en automne ou pendant les périodes sèches prolongées, tandis que les canaux en aval ne sont alimentés que pendant les inondations et les débits printaniers élevés. Par conséquent, les cultures dans les zones en aval dépendent de l'irrigation des eaux souterraines pendant les périodes sèches (Bouimouass et al., 2020).

## II.3 Matériels : description et bases physiques

### II.3.1 Station météorologique et mesure de la température et d'humidité de surface

Un ensemble d'instruments a été déployé au niveau des deux tours d'Eddy covariance (EC1 depuis Octobre 2016 jusqu'à Mars 2019 et EC2 depuis Avril 2017 jusqu'à présent) dans le site d'étude pour mesurer les données météorologiques, l'humidité du sol et la température de surface. Tous les appareils fournis des mesures à un pas de temps de 30min. La température et l'humidité de l'air ont été mesurées par un Vaisala (HMP155, Campbell Scientific) à une hauteur d'environ 15,6 et 17,2 m pour, respectivement, EC1 (Figure II.4) et EC2. Les quatre composantes du rayonnement net ont été mesurées à l'aide d'un radiomètre CNR4 (Campbell Scientific) à une hauteur d'environ 16,7 et 16,4 m pour, respectivement, EC1 et EC2. Le flux de chaleur du sol a été mesuré en utilisant deux plaques de flux de chaleur à 5 cm de profondeur (HPF01, Hukseflux) l'une sous l'arbre (toujours ombragée) et l'autre entre les arbres (directement exposée au rayonnement solaire). L'humidité du sol a été mesurée sur les deux stations à différentes profondeurs (5 et 15 cm) à l'aide des réflectomètres à teneur en eau CS655 (Campbell Scientific). La température de brillance a été mesurée séparément sur le sol et la végétation à l'aide d'un radiomètre infrarouge (IRTS-P, Apogée), puis convertie en température de surface (LST) en utilisant l'émissivité du sol et de la végétation fixé à, respectivement, 0,96 et 0,98. L'un des radiomètres était positionné à une hauteur d'environ 11,7 et 12 m pour, respectivement, EC1 et EC2, dirigé verticalement vers le sol et l'autre était positionné à une hauteur d'environ 6,5 et 6,3 m, respectivement, pour EC1 et EC2 orienté vers la végétation avec un angle de vue d'environ 60 degrés.



Figure II. 4: Localisation de la Station d'Eddy Covariance (EC1)

### II.3.2 Eddy covariance

Depuis le milieu des années 1990, la technique d'Eddy covariance (EC) est devenue un outil fréquemment utilisé pour mesurer directement les flux de carbone et d'eau entre la biosphère et l'atmosphère (Baldocchi and Wilson 2001). La nature aléatoire de la turbulence a conduit les météorologues à utiliser des approches statistiques plutôt que déterministes. En appliquant la moyenne de Reynolds, une variable atmosphérique  $A$  peut être séparée en sa composante turbulente,  $A'$  et sa composante moyenne non turbulente,  $\bar{A}$ , ( $A = \bar{A} + A'$ ) (Stull 1988). De plus, la covariance entre deux variables est définie comme :

$$\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \bar{A})(B_i - \bar{B}) \quad \text{Eq : 18}$$

où  $A_i$  et  $B_i$  sont des valeurs instantanées de  $A$  et  $B$ , et  $N$  est le nombre d'observations dans la période d'intérêt. En utilisant la moyenne de Reynolds, cela peut également s'écrire :  $\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} A'_i B'_i$  et donc comme  $\overline{A'B'}$ .

Pour les flux de surface  $LE$  et  $H$ , nous nous intéressons à la covariance entre la composante verticale de la vitesse du vent,  $w$  (m/s) et l'humidité spécifique,  $q$  ( $\text{kg}_{\text{water}}/\text{kg}_{\text{air}}$ ), et entre, respectivement,  $w$  et la température de l'air,  $T$ . Avec des facteurs de multiplication appropriés ( $\rho\lambda$  et  $\rho C_p$ ), nous obtenons :

$$LE = \rho \lambda \overline{w'q'} \quad \text{Eq : 19}$$

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad \text{Eq : 20}$$

En obtenant des mesures à réponse rapide de variables d'état telles que  $w$  et  $q$  ou  $T$ , nous pouvons générer des séries temporelles pour lesquelles nous pouvons trouver les valeurs de perturbation des points de données. Par exemple, en soustrayant la température de l'air (la composante verticale de la vitesse du vent) moyenne sur 30 minutes de chaque mesure (à très haute fréquence typiquement  $\sim 10\text{-}20$  Hz), nous obtenons une série temporelle de  $T'$  ( $w'$ ), nous pouvons calculer une série temporelle de  $w'T'$  en multipliant les deux. La moyenne de cette série,  $\overline{w'T'}$ , est le flux thermique vertical turbulent (Stull, 1988). La méthode EC nécessite donc des mesures à haute fréquence de la composante verticale de la vitesse du vent ( $w$ ) et des scalaires pour les flux d'intérêt (par exemple la température, la vapeur d'eau ou la concentration de dioxyde de carbone). Des capteurs à réponse rapide, capables de mesurer entre 10 et 20 Hz, sont essentiels pour détecter les flux transportés par les tourbillons à haute fréquence. Généralement, un anémomètre sonique à trois axes et un analyseur de gaz infrarouge adjacent sont utilisés pour fournir les données requises pour les estimations de  $H$ ,  $LE$  et de flux de dioxyde de carbone (Moncrieff et al. 1997).

Pour vérifier la qualité des mesures par le système d'Eddy covariance (EC), on vérifie l'équation du bilan énergétique. En théorie, la somme des flux turbulents ( $H+LE$ ) doit être égale l'énergie disponible ( $Rn-G$ ) :  $Rn - G = H + LE$ . Toutefois, la somme de  $LE$  et  $H$  mesurés par les instruments EC est souvent inférieure à la différence de  $Rn$  et  $G$ . De nombreuses théories ont été proposées pour expliquer la non-fermeture du bilan d'énergie. Ces théories incluent l'inadéquation des footprints des instruments, les erreurs d'observation dans certains composants énergétiques et la violation des hypothèses de la technique EC en raison de la divergence du flux advectif (Gao et al. 2017). Cependant, les hypothèses principales sont actuellement la théorie du stockage de chaleur (Leuning et al. 2012) et la théorie des grands tourbillons (Foken 2008). Leuning et al. (2012) ont suggéré qu'une partie substantielle de la sous-estimation de  $ET$  peut s'expliquer par des décalages de phase entre les flux mesurés et l'énergie stockée dans les sols, l'air et la biomasse en dessous de la hauteur de mesure. En mesurant la composante de stockage d'énergie, la fermeture a été obtenue pour les terres cultivées (Meyers et Hollinger 2004) et les forêts (Lindroth et al. 2010). Foken et al. (2011) ont examiné les résultats de plusieurs campagnes de flux de grande surface et ont fait valoir que le problème de la fermeture du bilan énergétique d'Eddy covariance est fondamentalement un problème d'échelle : l'absence de grands tourbillons de basse fréquence. Les gros tourbillons qui coulent à une échelle comparable au footprint de la tour ne touchent généralement pas le sol et ne peuvent donc pas être détectés très souvent. Kanda et al. (2004) suggère que la moyenne temporelle finie (sur une demi-heure) des mesures de la EC inclurait et omettrait au hasard l'énergie fournie par les grands tourbillons en raison de leur apparence moins fréquente et de la différence de phase entre la vitesse verticale et le scalaire d'intérêt ( $\text{CO}_2$  ou  $\text{H}_2\text{O}$ ) dans les grands tourbillons contribuent le plus à la non-fermeture d'énergie. Une étude récente a révélé que la différence de phase élargie chez les gros tourbillons peut expliquer le degré de sous-estimation de l'ET, car les gros tourbillons sont souvent liés aux occurrences d'advection dominantes (Gao et al., 2017).

Pour corriger le problème de fermeture de bilan, Twine et al. (2000) ont proposé une méthode qui suppose que le rapport de Bowen (le rapport de  $H$  à  $LE$ ) est bien mesuré pendant une demi-heure ou une heure et à l'aide de ce rapport ils ont corrigé les flux de chaleur sensible et chaleur latente en utilisant

l'équation du bilan énergétique. Cette méthode a été adoptée par de nombreuses études (Wohlfahrt et al. 2009; Jung et al. 2010). Les mesures quotidiennes de EC sont en bon accord avec les mesures du flux de sève et du bilan hydrique du sol, qui sont des indicateurs indépendants de la transpiration et de l'évaporation. Ces résultats nous donnent confiance dans l'utilisation des données EC pour évaluer les performances du modèle dans la simulation de  $ET$  (Liu et al. 2003; Fisher et al. 2008; Zhang et al. 2010b; Jiang and Ryu 2016). Dans cette thèse, les mesures EC seront la principale source de données pour évaluer les performances des modèles. Le site d'étude est équipé de deux systèmes d'Eddy covariance (EC) installés sur deux champs d'oliviers sur des tours d'une hauteur d'environ 17,5 m depuis Octobre 2016 jusqu'au Mars 2019 pour EC1 et depuis Avril 2017 jusqu'à présent pour EC2 (Figure II.5).



Figure II.5: Eddy covariance système (station EC2).

### II.3.3 Scintillomètre

La technique de scintillométrie pour mesurer les flux de surface est plus récente que la méthode d'Eddy covariance, mais elle est largement acceptée en raison de sa capacité à quantifier  $H$  et  $LE$  à l'échelle régionale, sur plusieurs kilomètres (Solignac et al. 2009). Les scintillomètres deviennent de plus en plus populaires pour leur validation des estimations de  $H$  par télédétection satellite, notamment à basse et moyenne résolution, en raison de leurs résolutions spatiales comparables. Un scintillomètre se compose d'un émetteur et d'un récepteur. Le récepteur mesure les fluctuations d'intensité du rayonnement émis par l'émetteur causées par la variation de l'indice de réfraction due à des tourbillons sur le trajet du scintillomètre. Ces atténuations d'onde permettent de calculer la variation de la mesure du paramètre de structure de l'indice de réfraction,  $C_n^2$ . Pour les scintillomètres fonctionnant aux longueurs d'onde visible ou proche infrarouge, le paramètre de structure de la température  $C_T^2$  peut être lié au  $C_n^2$ . En revanche, pour les longueurs d'onde radio ( $> 1$  mm), les fluctuations de vapeur d'eau contribuent le plus à modifier le signal du scintillomètre, c'est-à-dire que le paramètre de structure de l'humidité  $C_q^2$  peut être déduit de la mesure de  $C_n^2$ .  $H$  et  $LE$  peuvent être déterminés à partir de  $C_T^2$  et  $C_q^2$  par l'utilisation de la théorie de MOST.

Les scintillomètres peuvent être classés dans le proche infrarouge (longueurs d'onde communes de 850 nm, 880 nm et 940 nm) et micro-ondes (longueurs d'onde communes de 1,86 mm, 3,19 mm et 11,11 mm) en fonction du spectre d'émission de l'émetteur. La plage proche infrarouge est largement utilisée pour mesurer le flux de chaleur sensible, et les appareils utilisant cette plage peuvent être classés comme scintillomètre à petite ouverture (SAS), scintillomètre à grande ouverture (LAS) et scintillomètre à très grande ouverture (XLAS) selon la taille de l'ouverture. Le scintillomètre à onde millimétrique (MWS) peut mesurer directement le flux de chaleur latente

Le scintillomètre à grande ouverture (LAS) est le type utilisé dans cette thèse pour mesurer le flux de chaleur sensible. Comme expliqué précédemment, pour le LAS qui émet une onde dans la gamme de longueurs d'onde proche infrarouge, la scintillation est principalement liée aux fluctuations de température ainsi, le  $C_n^2$  est lié au  $C_T^2$  comme suit (Wesely 1976) :

$$C_T^2 = C_n^2 \left( \frac{T_a^2}{\gamma P} \right)^2 \left( 1 + \frac{0.03}{\beta} \right)^{-2} \quad \text{Eq : 21}$$

avec  $\gamma$  est le coefficient de l'indice de réfraction de l'air ( $7.8 \cdot 10^{-7}$  K/Pa) et  $\beta$  est le rapport de Bowen calculé dans cette étude par la procédure itérative de la méthode de fermeture de Bowen (Solignac et al., 2009).  $T_a$  est la température de l'air (K) et  $P$  est la pression de l'atmosphère (Pa). Le dernier terme entre crochets est un facteur de correction tenant compte des effets de l'humidité.  $C_n^2$  et  $C_T^2$  sont donnés en  $\text{m}^{-2/3}$  and  $\text{K}^2/\text{m}^{2/3}$ , respectivement.

Dans des conditions instables, très probablement pendant la journée, la théorie de la similitude de Monin-Obukhov peut être utilisée pour relier le paramètre de structure de température à l'échelle de température  $T_*$  comme suit (De Bruin et al. 1993; Odhiambo and Savage 2009) :

$$\frac{C_T^2}{T_*^2 (Z_{LAS} - d)^{-\frac{2}{3}}} = 4.9 \left( 1 - \frac{9(Z_{LAS} - d)}{L} \right)^{-\frac{2}{3}} \quad \text{Eq : 22}$$

$Z_{LAS}$  est la hauteur du faisceau du scintillomètre qui, dans notre cas, varie le long du trajet (entre 10 et 50 m). Cela signifie que les mesures du scintillomètre représentent non seulement une moyenne horizontale, mais aussi une moyenne verticale de  $C_T^2$ . La hauteur moyenne de l'émetteur et du récepteur, dans ce cas, ne représente pas la hauteur du  $C_T^2$  moyenné verticalement, car le  $C_T^2$  ne varie pas linéairement avec la hauteur, et le signal du scintillomètre est pondéré vers le milieu du chemin. Il s'agit d'un problème important car  $H$  dérivé des mesures LAS ( $C_T^2$ ) est particulièrement sensible à la hauteur de l'instrument. Afin de prendre en compte la variation de la hauteur du trajet entre l'émetteur et le récepteur la formule développée par (Hartogensis et al. 2003) a été adoptée.

$$Z_{LAS} = \frac{-1 + \sqrt{1 - \frac{32}{L} \left( \int_0^1 \left( Z(u) \left( 1 - 9 \frac{Z(u)}{L} \right) \right)^{\frac{2}{3}} G(u) du \right)^{-\frac{3}{2}}}{\frac{-18}{L}} \quad \text{Eq : 23}$$

où  $u$  est le chemin normalisé en chaque point,  $Z(u)$  est la hauteur du faisceau du scintillomètre le long du chemin et  $G(u)$  est la fonction de pondération.

Le flux de chaleur sensible  $H$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) est ensuite calculé de manière itérative en utilisant les équations de vitesse de frottement et de la longueur d'Obukhov (Eqs 7 et 8) décrites dans le chapitre 1 et la relation suivante :

$$H = \rho C_p U_* T_* \quad \text{Eq : 24}$$

Le flux de chaleur latente est obtenu comme terme résiduel de l'équation du bilan énergétique :

$$LE = R_n - G - H \quad \text{Eq : 25}$$

Pour obtenir  $LE$ , la mesure de  $R_n$  et  $G$  est nécessaire, ce qui est peut-être difficile dans les systèmes de végétation hétérogènes et épars. Une représentativité insuffisante des mesures de  $R_n$  et de  $G$  sur le transect de LAS peut biaiser considérablement la valeur de  $LE$ . Les valeurs de  $R_n$  peuvent être dérivées en utilisant des images satellitaires d'albédo et de température de surface. Cette dernière peut varier de 30 K entre les surfaces humides et les surfaces sèches le long d'un transect de scintillomètre, faisant ainsi varier  $R_n$  jusqu'à  $100 \text{ W/m}^2$ . Les densités de flux de chaleur du sol peuvent varier de la même manière le long du transect mixte du LAS.

Sur la zone de notre étude, un scintillomètre à large ouverture (LAS) a été installé sur un transect de 1464 m couvrant une zone représentative du site entre 10 et 50 m au-dessus de la surface, avec une hauteur effective de 26 m. Il se compose d'un émetteur installé à une hauteur de 10,5 m et d'un récepteur monté à une hauteur de 10 m (Figures II.6). Les mesures ont été échantillonnées à 1 Hz, moyennées, puis stockées à des intervalles de 30 minutes sur des cartes d'acquisition de données CR10X.

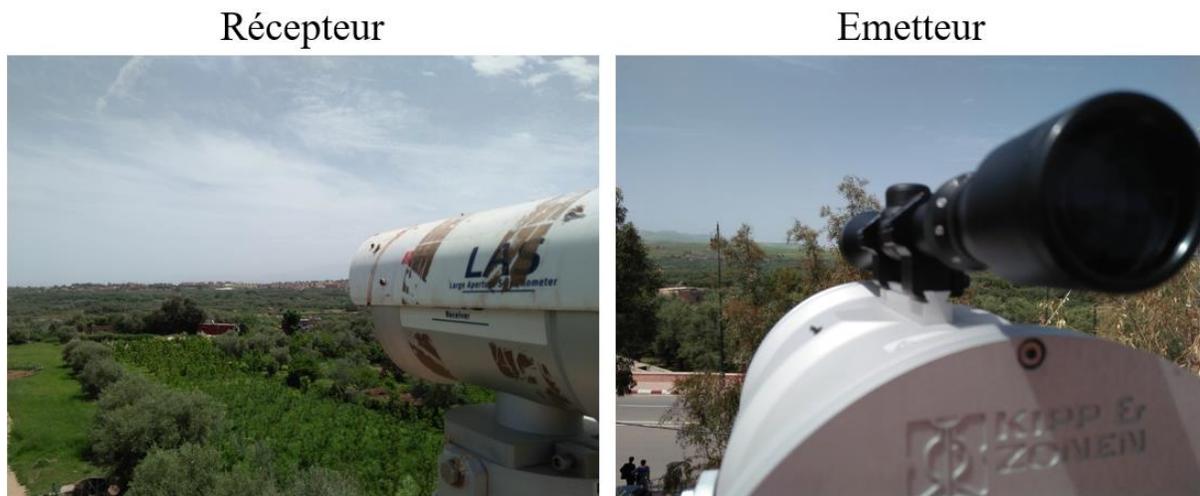


Figure II.6: Emetteur et récepteur du scintillomètre installés sur le site d'étude.

### II.3.4 Footprint

Le footprint d'une mesure de flux définit le contexte spatial de la mesure et la zone source qui influence les capteurs. La taille et l'étendue du footprint dépendent de nombreux facteurs, tels que la hauteur de mesure, la stabilité atmosphérique, la vitesse et la direction du vent et la longueur de la rugosité de la surface. Le concept du footprint est un outil robuste pour aider les chercheurs à effectuer des investigations spécifiques, telles que la conception expérimentale de mesures de flux (Schmid 1997), l'analyse des variations spatiales de l'ET (étude de surfaces spécifiques, Liu et al. 2011, 2013) et la validation des estimations ET calculées en utilisant la télédétection.

L'analyse du footprint fait désormais partie intégrante de la mise en place et du placement des tours de flux et de l'analyse de leur production (Finnigan 2004). Les flux turbulents obtenus à partir des mesures EC reflètent l'influence de la surface sous-jacente sur l'échange turbulent (Schmid 2002). Il est nécessaire

de déterminer la zone source des mesures EC à l'aide du modèle de footprint avant d'analyser les caractéristiques des flux de surface. Généralement, les modèles de footprint peuvent être divisés en deux catégories : les modèles numériques, qui mettent l'accent sur le calcul par simulation (Flesch et al. 1995), et les modèles paramétrés analytiques ou semi-empiriques, qui mettent l'accent sur l'applicabilité et sont plus concis (Horst and Weil 1992; Hsieh et al. 2000; Kormann and Meixner 2001). Le modèle de footprint de flux analytique eulérien (Horst et Weil 1992) est utilisé pour obtenir le footprint de flux des mesures de flux EC,  $f(x, y, z_m)$ , comme suit :

$$f(x, y, z_m) = D_y(x, y) f^y(x, z_m) \quad \text{Eq : 26}$$

où  $x$  est la distance sous le vent pointant contre la direction moyenne du vent horizontal,  $y$  est la distance du vent perpendiculaire,  $z_m$  est la hauteur de mesure,  $f^y(x, z_m)$  est l'empreinte intégrée au vent perpendiculaire et  $D_y(x, y)$  est la fonction de distribution du vent de travers gaussien de la dispersion latérale. Les paramètres de stabilité (longueur d'Oboukhov), de vitesse de frottement, d'écart type de la vitesse du vent latéral, de la vitesse et de la direction du vent et de la hauteur de mesure sont utilisés comme données d'entrée du modèle.

Le footprint pour les observations de flux LAS peut être obtenu en combinant la fonction de pondération de chemin du LAS (Meijninger et al. 2002) avec le modèle d'empreinte de flux ponctuel (système EC) :

$$f_{LAS}(x', y', z_m) = \int_{x_1}^{x_2} W(x) f(x - x', y - y', z_m) dx \quad \text{Eq : 27}$$

où  $W(x)$  est la fonction de pondération de chemin du LAS,  $x_1$  et  $x_2$  sont les emplacements de l'émetteur et du récepteur LAS, respectivement,  $x$  et  $y$  désignent des points le long de la longueur optique du LAS, et  $x'$  et  $y'$  sont les coordonnées au vent de chacun des points ( $x$  et  $y$ ).

Afin de comparer le flux mesuré avec les résultats simulés fournis à pas de temps journalier, les footprints journaliers ont été calculés comme la somme pondérée par les valeurs de rayonnement net des footprints demi-horaires. La figure II.7 présente une illustration des footprints des deux stations EC et du LAS instantanées (figure II.7b) et journalier (figure II.7a).

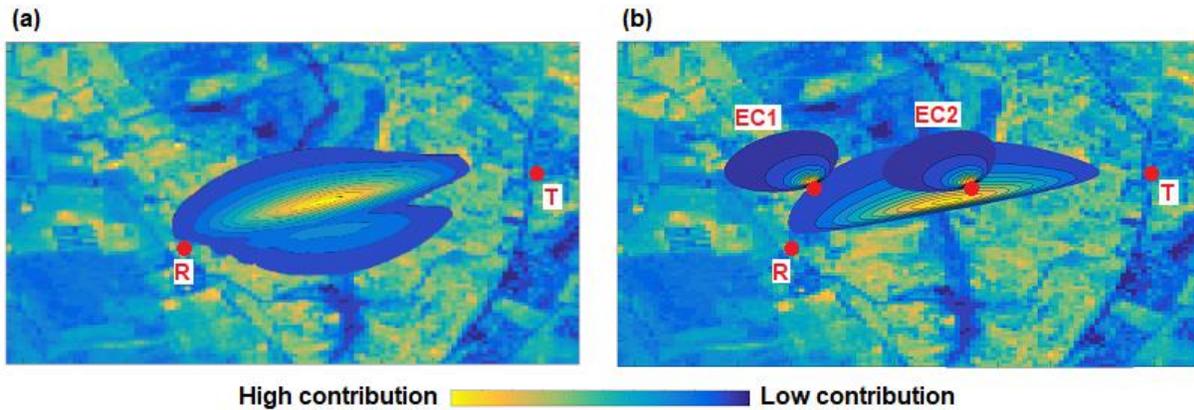


Figure II.7: Exemples d'illustrations des footprints : footprint journalier du LAS (a), footprint instantanée des deux stations (EC1 et EC2) et LAS (b).

## II.4 Données satellitaires

### II.4.1 MODIS

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) est un instrument d'observation scientifique couplés à un système embarqué satellitaire à bord de Aqua et Terra. Il observe la surface entière de la terre tous les un à deux jours et il acquiert des données à trois résolutions spatiales : 250 m, 500 m et 1000 m entre 0,405 et 14,385  $\mu\text{m}$ . La version 6 des produits de la collection a été utilisée dans la présente étude. Le produit MOD11A1, correspond à la LST et à l'émissivité quotidiennes de niveau 3 à une résolution spatiale de 1 km. Il est construit avec les valeurs quotidiennes des pixels LST récupérées par l'algorithme généralisé split-window dans des conditions de ciel clair définies dans le MOD35. MCD43A3 est le produit du modèle d'albédo quotidien à une résolution de 500 m. Il fournit à la fois la réflectance hémisphérique directionnelle (albédo du ciel noir) et la réflectance bihémisphérique (albédo du ciel blanc) pour chacune des bandes de réflectance de la surface du MODIS (Schaaf et al., 2002 ; Román et al., 2010). Chaque image quotidienne est générée à partir de 16 jours de données, centrées sur le jour donné. Dans notre cas, nous avons considéré que nous avons 85% de lumière directe et 15% de lumière diffuse pour calculer l'albédo du ciel bleu (Ait Hssaine et al., 2018). Le produit MYD13Q1 fournit la valeur des indices de végétation (NDVI, EVI) à une résolution de 250 m tous les 16 jours. L'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) a été choisi pour cette étude. Cet indice est calculé à partir des réflectances bidirectionnelles de surface corrigées de l'atmosphère qui ont été masquées pour l'eau, les nuages, les aérosols lourds et les ombres portées des nuages.

### II.4.2 Landsat

Dans cette étude, les données de Landsat 7 et 8 ont été utilisées. La revisite pour ces deux satellites est de 16 jours. Cependant, on peut atteindre une répétitivité de huit jours en combinant les images des deux satellites. Le Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) a été installé à bord de Landsat-7. Il acquiert des images dans la direction du nadir dans le visible et dans le proche infrarouge à une résolution de 30 m et dans l'infrarouge thermique à une résolution de 60 m. Le satellite Landsat-8 est équipé de capteurs multispectraux, notamment : i) Operational Land Imager (OLI) qui acquiert des images dans neuf bandes spectrales allant du visible à l'infrarouge moyen à une résolution de 30 m et ii) Thermal Infrared Sensor (TIRS), qui fournit des bandes dans l'infrarouge thermique à une résolution spatiale de 100 m.

Les données d'images pour cette étude ont été téléchargées du site web de l'USGS (<http://earthexplorer.com/>). Notez que toutes les données thermiques Landsat fournies par l'USGS ont été rééchantillonnées à une résolution de 30 m et projetées en utilisant le système de coordonnées UTM (Universal Transverse Mercator), Zone 29N, système géodésique mondial (WGS) 84. Cependant, la température de surface ne peut pas être directement dérivée des mesures thermiques. Le rayonnement mesuré comprend non seulement le rayonnement émis par la surface, mais aussi le rayonnement émis par l'atmosphère. De plus, le signal provenant de la surface est atténué par l'atmosphère. Les LST réelles ont été dérivées de la radiance thermique Landsat en utilisant la chaîne de traitement développée au CESBIO en suivant les étapes de correction décrites dans (Tardy et al., 2016). La correction est basée sur le jeu de données ERA-Interim pour récupérer les conditions atmosphériques verticales (température, pression, vapeur d'eau et ozone) qui sont nécessaires pour calculer les paramètres de correction atmosphérique à l'aide du logiciel commercial RTM MODTRAN.

L'albédo est dérivé à partir des données Landsat, toutes les combinaisons de bandes acquises dans les domaines visible et proche infrarouge ont été testées par une régression multilinéaire basée sur l'albédo in situ calculé à partir des composantes d'ondes courtes de l'instrument CNR4. La meilleure combinaison (Tableau I.1) a été obtenue à partir des bandes Rouge (R) et InfraRouge (IR), ce qui est en accord avec des études similaires menées pour d'autres capteurs comme FORMOSAT (Courault et al. 2008) et SPOT4 (Diarra et al. 2017).

Tableau I.1: Meilleures combinaisons de réflectance pour récupérer l'albédo des données Landsat. R est pour le rouge et IR pour l'infrarouge.

	Landsat-7	Landsat-8
EC1(parcelle sur le site d'étude)	$\alpha = 0.086 * R - 0.172 * IR + 0.444$	$\alpha = 0.077 * R + 0.444 * IR - 0.032$
EC2(parcelle sur le site d'étude)	$\alpha = 0.106 * R + 0.072 * IR + 0.126$	$\alpha = 0.158 * R - 0.389 * IR + 0.845$

### II.4.3 Sentinel-2

L'indice de végétation NDVI a été calculé en utilisant les réflectances rouge (R, bande 4) et proche infrarouge (NIR, bande 8) fournis par Sentinel-2 à une résolution de 10 mètres. Pour 2017 et 2018, les images Sentinel-2 ont été téléchargées depuis le site web de THEIA, un centre de données terrestres français à code source ouvert (<https://www.theia-land.fr/>) fournissant des images sans nuages et corrigées des effets atmosphériques.

## II.5 Description et implémentation des modèles étudiés

Il existe de nombreuses méthodes qui calculent l'évapotranspiration à l'aide de données de télédétection. Certaines méthodes empiriques reposent uniquement sur la demande atmosphérique par le biais de différentes variables atmosphériques. En particulier pour l'agriculture irriguée, qui ne manque généralement pas d'eau, ces méthodes calculent un taux d'évapotranspiration potentiel ou de référence et pondèrent le flux de chaleur latente par la quantité de végétation présente pour chaque pixel, grâce à l'utilisation d'un indice de végétation tel que le NDVI. Mais ces méthodes sont peu utiles lorsque la végétation souffre d'un stress hydrique, ce qui signifie qu'elles ne sont guère applicables à la gestion opérationnelle de l'eau d'irrigation lorsque l'objectif est de prévenir le stress. En revanche, il existe un couplage étroit entre la disponibilité de l'eau et la température de surface dans des conditions de stress hydrique. Par conséquent, l'utilisation d'informations dans le domaine de l'infrarouge thermique est un moyen approprié pour évaluer l'évapotranspiration réelle et l'état de l'humidité du sol à des échelles spatiales et temporelles pertinentes.

Différents modèles basés sur différentes approches ont été testés dans le cadre de cette thèse afin d'évaluer leurs performances pour l'estimation de l'ET en lien avec leur complexité et leur gourmandise en données d'entrée. On a testé SAMIR qui est un modèle estimant de l'ET en pondérant l'ET de référence par le coefficient culturel basés sur l'NDVI et le bilan hydrique du sol. Par ailleurs, on a testé l'utilité de la donnée thermique par le biais des modèles de bilan d'énergie TSEB et SPARSE. En outre, on a utilisé les images des bandes thermiques afin de spatialiser Shuttleworth-Wallace qui un modèle basé sur l'humidité du sol originalement. Dans cette section, la base physique de chaque modèle est présentée.

### II.5.1 Le modèle TSEB

Le modèle de bilan énergétique à deux sources (TSEB) estime distinctement les flux de chaleur sensible et latente, pour le sol et la végétation. Ce modèle a été décrit dans Norman et al. (1995) et Kustas et Norman (1999). Comme pour la plupart des algorithmes de bilan énergétique sol-plante-atmosphère, TSEB considère que l'énergie disponible ( $R_n - G$ ) est égale à la somme des flux turbulents ( $H + LE$ ) pour les deux composants et suppose que les autres composants énergétiques sont négligeables, tels que le stockage de chaleur de la canopée et la photosynthèse. Deux variables d'entrée dérivées des instruments de télédétection sont essentielles au modèle TSEB. La première est la température de surface, qui est utilisée dans l'estimation du flux thermique sensible. Le second est la fraction du couvert végétal, qui contrôle la répartition de l'énergie entre la végétation de surface et le sol sous-jacent. Dans le modèle TSEB,  $R_n$ ,  $H$  et  $LE$  sont en outre divisés en leurs composantes de couvert et de sol comme suit :

$$Rn_s = LE_s + H_s + G \quad \text{Eq : 29}$$

$$Rn_v = LE_v + H_v \quad \text{Eq : 30}$$

où les composantes du flux se distinguent par les indices suivants: la végétation v et le sol s. La végétation est supposée transpirer à son taux potentiel en utilisant l'équation de Priestley et Taylor 1972.

$$LE_v = \alpha_{PT} f_G Rn_v \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \quad \text{Eq : 31}$$

où  $\alpha_{PT}$  est le coefficient de Priestley-Taylor,  $f_G$  est la fraction de la végétation verte,  $\gamma$  est la constante psychrométrique thermodynamique ( $\approx 67$  Pa/K) et  $\Delta$  est la pente de la courbe de pression de vapeur de saturation en température. Le flux de chaleur sensible de la canopée,  $H_v$ , est déterminé comme le terme résiduel de Eq : 30, et la température de la végétation est calculée à partir de  $H_v$ :

$$H_v = \rho C_p \frac{T_v - T_a}{r_a} \quad \text{Eq : 32}$$

La température du sol,  $T_s$  (Eq 33) est ensuite dérivée de la température de surface permettant le calcul de la chaleur sensible du sol  $H_s$  (Eq 34) comme suit :

$$LST = (f_c T_v^4 + (1 - f_c) T_s^4)^{\frac{1}{4}} \quad \text{Eq : 33}$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a + r_s} \quad \text{Eq : 34}$$

Les résistances aux flux d'énergie de surface sont fortement affectées par la stabilité atmosphérique. La résistance est ajustée en fonction de la longueur de stabilité d'Obukhov,  $L$ , mais cette longueur dépend à son tour des flux de surface. Par itération,  $L$  et la résistance aérodynamique ( $r_a$ ) et la résistance au flux de chaleur au-dessus de la surface du sol ( $r_s$ ) sont déterminées. Si  $LE_s$  est négatif, ce qui signifie une condensation sur le sol, ce qui est très peu probable au cours de la journée, sa valeur est fixée à zéro et une nouvelle valeur de  $LE_v$  est calculée comme terme résiduel du bilan énergétique de la végétation. De même, lorsque des valeurs négatives pour  $LE_v$  sont trouvées, la procédure d'évaluation normale est annulée en réglant  $LE_v$  et  $LE_s$  sur 0 et les composantes de flux restantes sont équilibrées.

### II.5.2 Le modèle SPARSE

Le modèle *Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration* (SPARSE) a été décrit dans Boulet et al. (2015). Il s'agit d'un modèle à deux sources qui résout les bilans énergétiques du sol et de la végétation. Le modèle calcule les températures pour deux composantes, le sol et la végétation, qui sont les principales inconnues dans un système de cinq équations. Deux approches peuvent être utilisées selon le

choix du réseau de résistances reliant à la fois les sources de chaleur du sol et de la végétation à un niveau de référence. Tout d'abord, l'approche par couche où les résistances sont connectées en série à partir de la canopée à travers l'atmosphère. Deuxièmement, l'approche par patch où le sol et la végétation sont connectés à l'atmosphère séparément. Le modèle d'équation du système représente l'expression du flux de chaleur sensible et latente dans les deux premières équations et le bilan énergétique du sol et de la végétation séparément dans les deux deuxièmes équations. La dernière équation décrit le lien entre la température de surface et les flux radiatifs à longues longueur d'onde du sol et de la végétation, qui sont liés aux températures du sol et de la végétation.

$$H = H_S + H_V \quad \text{Eq : 35}$$

$$LE = LE_S + LE_V \quad \text{Eq : 36}$$

$$Rn_S = G + H_S + LE_S \quad \text{Eq : 37}$$

$$Rn_V = H_V + LE_V \quad \text{Eq : 38}$$

$$\sigma LST^4 = R_{atm} - R_{an} \quad \text{Eq : 39}$$

où  $R_{atm}$  est le rayonnement atmosphérique,  $R_{an}$  est le rayonnement net à longues longueur d'onde et  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann.

Les flux de surface dans le modèle SPARSE sont le résultat de l'exécution du même algorithme dans deux modes *prescribed* et *retrieval*. Pour ce dernier mode, SPARSE calcule les flux de surface sur la base de la même méthode que le modèle TSEB (Kustas et Norman, 1999) où le  $LE_V$  est calculé d'abord en considérant que la plante transpire à taux potentiel et en déduisant ensuite  $LE_S$  en utilisant la température de surface de mesure. Si la valeur  $LE_S$  obtenue est négative, l'hypothèse de végétation non contrainte s'avère invalide. Dans ce cas, la végétation est supposée souffrir du stress hydrique et la surface du sol est supposée sèche. Par conséquent,  $LE_S$  est réglé sur  $30 \text{ W/m}^2$  (Boulet et al., 1997) et le système est résolu pour le flux de chaleur latente de la végétation ( $LE_V$ ). Si  $LE_V$  est également négatif, les valeurs  $LE_S$  et  $LE_V$  sont mises à zéro indépendamment de LST. En parallèle, SPARSE fournit des flux potentiels en utilisant un mode prescrit qui sont utilisés comme seuils des résultats du mode *retrieval*. Le mode *prescribed* calcule les flux d'évaporation et de transpiration théoriques dans des conditions stressées et non limitées en eau avec des résistances de surface variables entre un minimum et un maximum.

## II.5.3 Le modèle Shuttleworth-Wallace

### II.5.3.1 Présentation du modèle

Shuttleworth et Wallace ont développé une paramétrisation de l'évapotranspiration de la canopée en 1985. Ce modèle considère deux sources de transfert d'eau de la surface à l'atmosphère, du sol par le processus d'évaporation et de la végétation par transpiration. Pour chaque source, le modèle prend en compte à la fois les résistances aérodynamiques et de surface et suppose que les deux sources interagissent à la hauteur effective du couvert compte tenu d'une autre résistance aérodynamique entre cette hauteur et la source de hauteur de référence. Le modèle est représenté comme suit:

$$ET = E + T = C_S PM_S + C_V PM_V \quad \text{Eq : 40}$$

où  $E$  est l'évaporation du sol,  $T$  est la transpiration de la végétation,  $PM_S$  et  $PM_V$  sont des termes similaires à l'équation de Penman-Monteith. Ils sont exprimés par les deux équations suivantes :

$$PM_S = \frac{\Delta A + \left[ (\rho C_p D - \Delta r_a^s (A - A_s)) / (r_a + r_a^s) \right]}{\Delta + \gamma [1 + r_s^s / (r_a + r_a^s)]} \quad \text{Eq : 41}$$

$$PM_V = \frac{\Delta A + \left[ (\rho C_p D - \Delta r_a^v A_s) / (r_a + r_a^v) \right]}{\Delta + \gamma [1 + r_s^v / (r_a + r_a^v)]} \quad \text{Eq : 42}$$

où  $A$  et  $A_s$  sont l'énergie disponible au-dessus de la canopée et des surfaces du sol ( $\text{W/m}^2$ ), respectivement.  $\Delta$  est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante ( $\text{kPa/K}$ ),  $\rho$  est la densité de l'air ( $\text{kg/m}^3$ ),  $D$  est la vapeur d'eau déficit ( $\text{kPa}$ ). Les coefficients  $C_s$  et  $C_v$  sont donnés comme suit :

$$C_s = \frac{1}{1 + [R_s R_a / R_v (R_s + R_a)]} \quad \text{Eq : 43}$$

$$C_v = \frac{1}{1 + [R_v R_a / R_s (R_v + R_a)]} \quad \text{Eq : 44}$$

où  $R_s$ ,  $R_v$ ,  $R_a$  sont formulés comme:

$$R_s = (\Delta + \gamma) r_a^s + \gamma r_s^s \quad \text{Eq : 45}$$

$$R_v = (\Delta + \gamma) r_a^v + \gamma r_s^v \quad \text{Eq : 46}$$

$$R_a = (\Delta + \gamma) r_a \quad \text{Eq : 47}$$

où  $r_a^v$ ,  $r_a$  et  $r_a^s$  sont la résistance aérodynamique de la végétation, la résistance aérodynamique entre la hauteur de référence et la hauteur effective et de la hauteur effective à la surface du sol ( $\text{s/m}$ ), respectivement. De plus, l'évaporation du sol et la transpiration des plantes sont contrôlées par la résistance de la surface du sol ( $r_s^s$ ) et la résistance de la canopée ( $r_s^v$ ), respectivement. Les deux résistances sont exprimées comme suit :

$$r_s^s = r_{s \min}^s \left( 2.5 \left( \frac{\theta_F}{\theta_s} \right) - 1.5 \right) \quad \text{Eq : 48}$$

$$r_s^v = \frac{r_{sT \min}^v}{LAI \prod_{i=1}^3 F_i(X_i)} \quad \text{Eq : 49}$$

$$F_1(S) = \left( \frac{S}{1100} \right) \left( \frac{1100 + a_1}{S + a_1} \right) \quad \text{Eq : 50}$$

$$F_2(T) = \frac{(T_a - T_L)(T_H - T_a)^{(T_H - a_2) / (a_2 - T_L)}}{(a_2 - T_L)(T_H - a_2)^{(T_H - a_2) / (a_2 - T_L)}} \quad \text{Eq : 51}$$

$$F_3(\theta) = \begin{cases} 1, & \theta \geq \theta_F \\ \frac{\theta - \theta_W}{\theta_{fc} - \theta_W}, & \theta_W < \theta < \theta_{fc} \\ 0, & \theta \leq \theta_W \end{cases} \quad \text{Eq : 52}$$

où  $r_{smin}^s$  est la résistance minimale à la surface du sol (prise à 100 s/m (Zhang et al. 2008)) et  $r_{STmin}$  est la résistance stomatique minimale des feuilles individuelles dans des conditions optimales (prise à 146 s/m (Zhang et al. 2008)).  $\theta_s$  est la teneur en eau de la couche superficielle supérieure du sol ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ). LAI est l'indice de surface foliaire, et  $F_i(X_i)$  est la fonction de contrainte du flux de rayonnement entrant photosynthétiquement actif (S), de la température de l'air ( $T_a$ ) et de la teneur en humidité réelle du sol dans la zone racinaire ( $\theta$ ).  $T_H$  et  $T_L$  sont les limites de température supérieures et inférieures en dehors desquelles la transpiration est supposée s'arrêter ( $^{\circ}\text{C}$ ) et sont fixées à des valeurs de 40 et 0  $^{\circ}\text{C}$  (Harris et al. 2004).  $\theta_W$  est la teneur en eau du sol au point de flétrissement ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ),  $\theta_{fc}$  est la teneur en eau du sol à la capacité du champ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ). Les coefficients empiriques  $a_1$  et  $a_2$  ont été dérivés par optimisation et ont été fixés à 57,67 et 25,78 (Zhang et al., 2008), respectivement.

L'énergie disponible au-dessus de la végétation et au-dessus de la surface du sol est définie par les expressions suivantes :

$$A = Rn - G \quad \text{Eq : 53}$$

$$A_S = Rn_S - G \quad \text{Eq : 54}$$

avec  $G$  est le flux de chaleur dans le sol ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) et  $Rn$  est le rayonnement net ( $\text{W}/\text{m}^2$ ).  $Rn_S$  est le flux net de rayonnement dans la surface du sol ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) qui est paramétré comme suit:

$$Rn_S = Rn e^{-C \cdot LAI} \quad \text{Eq : 55}$$

où  $C$  est le coefficient d'extinction de l'atténuation de la lumière, qui est égal à 0,68 pour une plante adulte (Sene 1994). De plus, les paramétrisations de la résistance sont détaillées dans Zhang et al. (2008). L'indice de surface foliaire (LAI) est dérivé de NDVI d'après Wang et al. (2008) :

$$LAI = \begin{cases} 0, & NDVI < 0.2 \\ \sqrt{NDVI \frac{1 + NDVI}{1 - NDVI}}, & NDVI \geq 0.2 \end{cases} \quad \text{Eq : 56}$$

### II.5.3.2 Implémentation du modèle SW

L'estimation ET réalisée par le modèle SW a montré une bonne cohérence à l'échelle locale (Zhang et al. 2008; Zhu et al. 2013, 2014). Cependant, à notre connaissance, aucune étude n'a tenté de spatialiser le modèle SW puisque de nombreuses variables sont nécessaires, notamment pour le calcul des résistances du sol et de la végétation ( $r_s^s$  et  $r_s^v$ ). Dans cette thèse on vise à inverser les résistances en utilisant des valeurs précises de transpiration et d'évaporation et à suggérer une relation entre les résistances inversées et les indices de stress basés sur la LST mesurée. En fait, l'inversion de ces résistances à partir de mesures basées sur les équations du modèle SW est très difficile mathématiquement. Pour surmonter ce problème, le modèle Shuttleworth-Wallace a été utilisé pour récupérer les deux valeurs de résistance basées sur une très petite convergence seuil (moins de 2  $\text{W}/\text{m}^2$ ) définie comme la valeur absolue de la différence entre l'évapotranspiration simulée (ETSW) et mesurée (ETEC). Ce seuil est choisi en fonction de la fiabilité des

valeurs simulées et de leur nombre afin d'obtenir suffisamment de points pour développer la relation entre les indices et les résistances. Par la suite, une relation exponentielle empirique a été développée entre les résistances inversées et les indices de stress du sol et de la végétation ( $SI_{ss}$ ,  $SI_{sv}$ ). Ces derniers ont été calculés en utilisant les extrêmes des températures déduites du modèle de bilan énergétique du sol et la température de la végétation et du sol calculée selon la méthode de Hourglass comme suit :

$$SI_{ss} = \frac{T_s - T_{smin}}{T_{smax} - T_{smin}} \quad \text{Eq : 57}$$

$$SI_{sv} = \frac{T_v - T_{vmin}}{T_{vmax} - T_{vmin}} \quad \text{Eq : 58}$$

Un aperçu de la méthodologie est résumé dans la figure II.8.

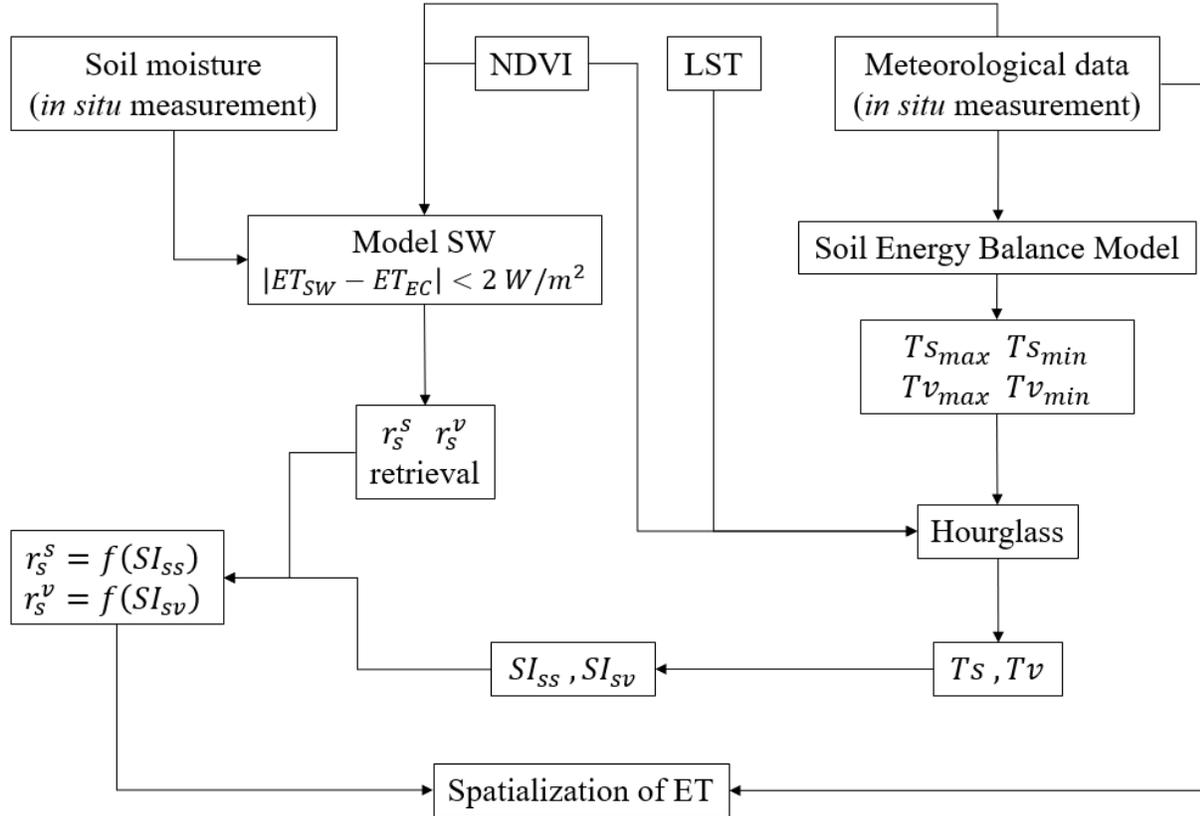


Figure II.8: Flowchart of the proposed approach.

### II.5.3.3 Modèle de bilan énergétique

Le modèle de bilan énergétique des sols est mis en œuvre pour calculer les extrêmes des température ( $T_{smin}$ ,  $T_{smax}$ ,  $T_{vmin}$  et  $T_{vmax}$ ), utilisée ensuite dans la méthode de *Hourglass*. Les températures extrêmes du sol ( $T_{smin}$  et  $T_{smax}$ ) sont simulées en forçant les résistances de surface à 0 et  $\infty$ , respectivement (Stefan et al. 2015; Merlin et al. 2016; Amazirh et al. 2017, 2018). Le modèle a été initialisé par la température de l'air observée et la température du sol est recherchée en minimisant la fonction de coût F suivante :

$$F = (Rn - G - H - LE)^2 \quad \text{Eq : 59}$$

Le  $T_{vmin}$  a été fixé sur la température de l'air mesurée sur la zone étudiée (Carlson et al. 1995; Bastiaanssen et al. 1998; Roerink et al. 2000; Merlin 2013; Stefan et al. 2015). Pour  $T_{vmax}$ , elle a été

définie selon les hypothèses décrites dans Stefan et al. (2015), qui considèrent que les différences entre les températures extrêmes du sol sont les mêmes que celles entre les températures extrêmes de la végétation.

#### II.5.3.4 Méthode de Hourglass

En se basant sur la forte relation entre la variation de la fraction de couverture ( $fc$ ) et la température de surface (LST), Moran et al. (1994) ont déterminé un polygone avec quatre zones où chacune est caractérisée par une gamme de valeurs de  $fc$  et de LST. Merlin et al. (2012) ont défini et séparé quatre zones : surface mixte contrôlée par la transpiration et l'évaporation, stressée et non stressée. Les extrêmes de la température obtenus avec le bilan énergétique du sol ont été utilisés dans la méthode du *Hourglass* pour déterminer les quatre zones. Ci-après, la partition de la LST en ses composantes sol et végétation est basée sur la LST et  $fc$  à l'intérieur du polygone pour déterminer l'une des composantes de température  $T_v$  ou  $T_s$ .

Le partitionnement du LST en ses composants sol et végétation est basé sur le LST et  $fc$  dans le polygone (Figure II.9) pour déterminer l'une des composantes de température  $T_v$  ou  $T_s$  comme suit :

Pour un point de données situé dans la zone contrôlée par évaporation,  $T_v$  calculé comme :

$$T_v = \frac{T_{v_{max}} + T_{v_{min}}}{2} \quad \text{Eq : 60}$$

Pour un point de données situé dans la zone contrôlée par transpiration,  $T_s$  calculé comme :

$$T_s = \frac{T_{s_{max}} + T_{s_{min}}}{2} \quad \text{Eq : 61}$$

Pour un point de données situé dans la zone de surface mixte stressée,  $T_v$  calculé comme :

$$T = \frac{LST - T_{s_{max}}}{fc} + T_{s_{max}} \quad \text{Eq : 62}$$

$$T_v = \frac{T_{v_{max}} + T}{2} \quad \text{Eq : 63}$$

Pour un point de données situé dans la zone de surface mixte non-stressée,  $T_v$  calculé comme :

$$T = \frac{LST - T_{s_{min}}}{fc} + T_{s_{min}} \quad \text{Eq : 64}$$

$$T_v = \frac{T_{v_{min}} + T}{2} \quad \text{Eq : 65}$$

Ensuite, l'autre composante  $T_v$  ou  $T_s$  a été dérivée sur la base d'une décomposition linéaire de la LST en ses composantes de végétation et de sol comme suit :

$$LST = ((1 - fc)T_s^4 + fcT_v^4)^{1/4} \quad \text{Eq : 66}$$

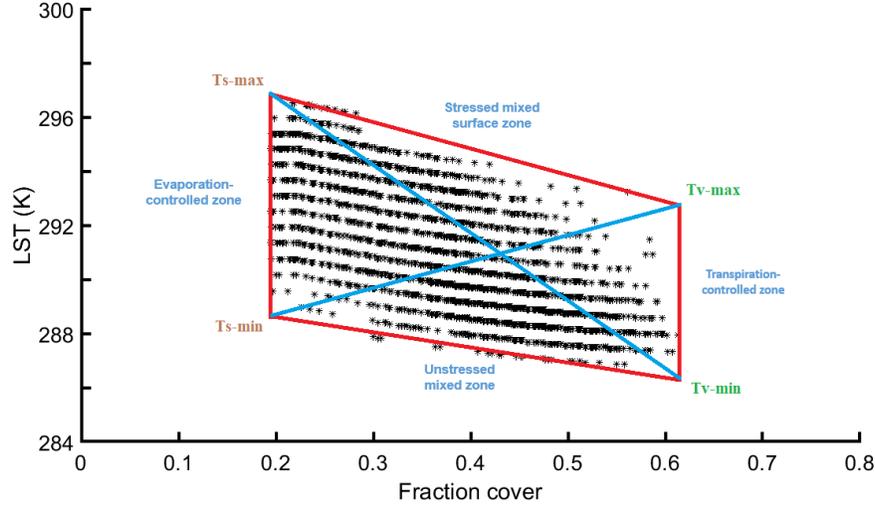


Figure II.9: L'illustration d'un polygone défini dans l'espace de couverture végétale fractionnée en température de surface terrestre contient quatre zones distinctes (zone contrôlée par évaporation, zone de surface mixte stressée, zone contrôlée par transpiration).

#### II.5.4 Le modèle SAMIR

Le modèle SATellite Monitoring of Irrigation (SAMIR) est un outil pour calculer ET et le bilan hydrique à l'échelle journalière. Il a été écrit en langage IDL/ENVI en tant que plug-in pour le progiciel ENVI et est accessible via une interface utilisateur graphique. Pour le calcul de l'ET, SAMIR a utilisé la méthode FAO-56 (Allen, 1998) associée à une modélisation des sols comprenant trois compartiments, à savoir l'évaporation, les racines et les sols profonds (Zhang, 2006). Dans ces compartiments, l'eau peut descendre par gravité ou monter par diffusion. Ces flux sont liés à l'humidité du sol des compartiments. Dans ce qui suit, l'approche double de la FAO a été utilisée :

$$ET = (K_s K_{cb} + K_e) ET_0 \quad \text{Eq : 67}$$

L'évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) a été calculée à l'aide de mesures météorologiques basées sur l'équation de Penman-Monteith et le coefficient de culture  $K_{cb}$  a été estimé à l'aide d'une relation  $k_{cb}$ -NDVI basée sur l'imagerie de séries chronologiques satellitaires.

$$K_{cb} = a * NDVI + b \quad \text{Eq : 68}$$

Les paramètres  $a$  et  $b$  peuvent être calibrés ou/et tirés de la littérature en fonction des conditions climatiques et du type de couvert (Duchemin et al. 2006; Er-Raki et al. 2007; Saadi et al. 2015).  $K_e$  est le coefficient d'évaporation représentant l'évaporation du sol, qui est entraîné à la fois par la teneur en eau dans la couche d'évaporation et la fraction de sol réellement soumise à l'évaporation (Allen 1998). Mais, lorsque l'épuisement dans la couche d'évaporation est supérieur à l'eau facilement évaporable, un facteur de réduction  $K_r$  est nécessaire pour réduire l'évaporation. Ce dernier a été calculé en utilisant la même formule que Saadi et al. (2015).

$$K_r = m \frac{TEW - De}{TEW - REW} \leq 1 \quad \text{Eq : 69}$$

avec  $De$  est l'épuisement (déficit en eau) dans la couche superficielle peu profonde utilisée pour calculer l'évaporation du sol,  $TEW$  est l'eau évaporable totale et  $REW$  est l'eau facilement évaporable. Le

coefficient  $m$  permet de réduire le niveau d'évaporation maximum lorsque  $REW = 0$  et est fonctionnellement équivalent à une résistance de surface minimale à l'évaporation du sol.

Pour mettre à jour la diminution de la quantité de l'eau dans les trois compartiments, les équations suivantes ont été utilisées :

$$De_j = 0 \leq (De_{j-1} + \frac{E_j}{f_{ew}} + Tew_j - R_j - \frac{I_j}{f_w} - Dif_{er}) \leq TEW \quad \text{Eq : 70}$$

$$Dr_j = 0 \leq (Dr_{j-1} + ET_j - R_j - I_j - Dif_{rd}) \leq TAW \quad \text{Eq : 71}$$

$$Dd_j = 0 \leq (Dd_{j-1} - DP_j + Dif_{er}) \leq TDW \quad \text{Eq : 72}$$

$Dr$  et  $Dd$  sont respectivement l'épuisement dans le compartiment des racines et dans le compartiment profond. L'eau stockée dans la couche profonde peut être utilisée par la plante ainsi que les flux d'évaporation peuvent être maintenus même après une longue période à partir d'un événement de mouillage qui se justifie par les échanges entre les trois compartiments. Ces échanges ont été simulés par le modèle SAMIR en tant que processus de diffusion.

$$Dif_{er} = cdE \left( \frac{\frac{TAW - Dr}{Zr} - \frac{TEW - De}{Ze}}{\theta_{fc}} \right) \quad \text{Eq : 73}$$

$$Dif_{rd} = cdR \left( \frac{\frac{TDW - Dd}{Zd} - \frac{TAW - Dr}{Zr}}{\theta_{fc}} \right) \quad \text{Eq : 74}$$

où  $cdE$  et  $cdR$  sont les coefficients de diffusion pour les transferts entre la zone racinaire et la couche superficielle, et la zone racinaire et la couche profonde, respectivement (mm/jour). Avec  $\theta_{fc}$  est la teneur en eau à la capacité du champ.  $Ze$ ,  $Zr$  et  $Zd$  représentent la profondeur de chaque couche.  $TAW$  et  $TEW$  sont dérivés de la profondeur d'évaporation ( $Ze$ ), de la profondeur d'enracinement journalier ( $Zr$ ) et de la teneur en eau du sol à la capacité du champ ( $fc$ ) et au point de flétrissement ( $wp$ ) (Allen et al., 1998).  $TDW$  est identique à  $TAW$  et  $TEW$  mais avec une profondeur  $Zd$  introduite dans SAMIR pour prendre en compte l'échange de compartiments profonds.

Le coefficient de contrainte  $K_S$  est calculé lorsque l'épuisement dans le compartiment racinaire ( $Dr$ ) est supérieur à l'eau facilement disponible ( $RAW$ ) afin de limiter l'absorption racinaire.

$$K_S = \frac{TAW - Dr}{TAW - RAW} \leq 1 \quad \text{Eq : 75}$$

Sur la base de Simonneaux et al. (2007), SAMIR a classé l'utilisation des terres de la zone d'étude en quatre classes en utilisant les séries chronologiques NDVI pour toute la saison. Les classes sont annuelles, arbres sur sol nu, arbres sur sous-étage annuel et sol nu. Sur chaque pixel d'image, SAMIR calcule ET indépendamment en utilisant le paramétrage adéquat de chaque classe.

## II.6 Extrapolation des valeurs instantanées aux journalières

La plupart des modèles décrits ci-dessus (TSEB, SPARSE et Shuttleworth-Wallace) conviennent pour estimer la distribution spatiale de ET instantané en utilisant des données de télédétection au moment de l'acquisition d'image. Ces estimations ponctuelles par jour ne peuvent satisfaire des applications pratiques telles que la programmation de l'irrigation et la gestion des ressources en eau. De nombreux auteurs ont évalué différentes méthodes de mise à l'échelle temporelle des valeurs instantanées aux valeurs journalières ET (Xu et al. 2015; Saadi et al. 2018; Chen and Liu 2020). Ces méthodes reposent essentiellement sur la préservation quotidienne du rapport entre ET et un facteur d'échelle dont l'évolution diurne peut être facilement résolue. Ce facteur d'échelle est généralement soit le terme de rayonnement, l'énergie disponible ou le taux d'évapotranspiration maximum. Plusieurs approches se sont développées dans l'histoire récente tel que : La constante de la fraction d'évaporation (EF) (Brutsaert and Sugita 1992), la constant du rapport de rayonnement (Chávez et al. 2008) et le facteur de découplage (Tang and Li 2017a, b). Dans cette thèse, la méthode paramétrée par Delogu et al. (2012) a été utilisée pour extrapoler les valeurs ET instantanées estimées aux valeurs journalières comme suit :

$$LE_{day} = EF * AE_{day} \quad \text{Eq : 76}$$

$$AE_{day} = AE_{inst} * \frac{Rg_{day}}{Rg_{inst}} \quad \text{Eq : 77}$$

$$EF = \left( 1.2 - \left( 0.4 \frac{Rg_{day}}{1000} + 0.5 \frac{RH_{day}}{100} \right) \right) * \frac{EFobs_{inst}}{EFsim_{inst}} \quad \text{Eq : 78}$$

$$EFobs_{inst} = \frac{LE_{inst}}{AE_{inst}} \quad \text{Eq : 79}$$

$$EFsim_{inst} = 1.2 - \left( 0.4 \frac{Rg_{inst}}{1000} + 0.5 \frac{RH_{inst}}{100} \right) \quad \text{Eq : 80}$$

où  $AE$  est l'énergie disponible ( $Rn - G$ ),  $Rg$  est le rayonnement solaire ( $W/m^2$ ),  $RH$  est l'humidité relative,  $EF$  est la fraction évaporative et  $EFobs_{inst}$  et  $EFsim_{inst}$  sont la fraction évaporative observée au passage du satellite et calculée au passage du satellite avec la première partie de l'Eq : 78, respectivement.

## II.7 Conclusion

Dans ce chapitre, le cadre géographique et climatique ainsi que les ressources en eaux de notre zone d'étude ont été présentés. De plus, les montages expérimentaux et les données in situ météorologiques ou de flux ont été décrits. Ces mesures des flux ne sont pas représentatives des échelles hydrologiques, en particulier dans le cas d'un couvert hétérogène. Il est donc nécessaire de proposer des modèles adaptés à ce besoin. Ces modèles ont connu un grand développement surtout avec l'amélioration des produits de la télédétection avec des résolution spatiale et temporelle de plus en plus fines. Cependant, les mesures expérimentales sont utilisées soit pour le forçage des modèles, la calibration ou la validation. Le chapitre suivant présente les différents résultats relatifs à l'application des différents modèles type SVAT à l'échelle de la parcelle.

*Chapitre III : Mesure et  
estimation des flux turbulents  
à l'échelle de la parcelle*

## III.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous allons présenter les mesures effectuées par les deux stations Eddy-covariance et le LAS. La fermeture du bilan énergétique est vérifiée pour les deux stations. Une comparaison des ECs et du LAS est discutée afin de montrer la fiabilité d'utiliser le LAS sur une surface hétérogène et de pente variable. Ces mesures ont été utilisées pour la calibration et la validation des quatre modèles abordés dans le chapitre précédent à l'échelle locale (TSEB, SPARSE, Shuttleworth-Wallace et SAMIR). En préalable, les données et produits de télédétection de température de la surface et d'albédo utilisés comme entrées des modèles sont confrontées aux mesures terrain.

## III.2. Traitement et analyse des mesures

### III.2.1. Eddy covariance : Fermeture de bilan

La vérification de la fermeture du bilan énergétique est une étape indispensable à l'évaluation de la qualité des flux EC (Figure III.1). En règle générale, on vérifie que la somme de ces flux est proche de l'énergie disponible ( $R_n - G$ ) en supposant que l'énergie stockée dans la canopée est négligeable. La figure III.1 présente la somme des flux de chaleur sensible ( $H$ ) et latente ( $LE$ ) en fonction de l'énergie disponible ( $R_n - G$ ) pour les deux stations à un pas de temps journalier. La comparaison montre que l'énergie disponible surestime les flux turbulents par approximativement les mêmes mesures statistiques pour les deux sites. Cependant, la somme des flux turbulents n'atteint que 70 % de l'énergie disponible, et cette non fermeture est similaire à ce qui a été observé dans les études précédentes sur les cultures (Twine et al. 2000; Wilson et al. 2002; Mauder et al. 2006; Liu et al. 2011). Cependant, la corrélation obtenue est toujours acceptable en raison de la complexité des sites étudiés. En effet, la non comptabilisation de l'énergie stockée dans la canopée peut avoir un impact significatif sur le déséquilibre dû à l'existence d'une végétation mixte (arbres et végétation saisonnière). De même, une grande partie de cette surestimation pourrait être liée à la sous-estimation des mesures de la EC (Finnigan et al. 2003; Gash and Dolman 2003; Van Der Molen et al. 2004; Nakai et al. 2006; Ezzahar et al. 2007a, 2009a), qui résulte d'une erreur de calibration de l'anémomètre sonique dépendant de l'angle d'attaque et de l'utilisation de la rotation des coordonnées, qui peut agir comme un filtre passe-haut lorsqu'elle est appliquée à de courtes périodes de mesure (Chehbouni et al. 2009). Pour corriger la non fermeture, en particulier pour l'utilisation de ces flux turbulents pour évaluer les estimations des modèles utilisés dans la thèse, plusieurs études ont adopté l'hypothèse suggérée par (Twine et al., 2000), selon laquelle malgré la sous-estimation de  $H$  et de  $LE$  par le système EC, leur rapport (rapport de Bowen) est correctement mesuré (Rafi et al., 2019 ; Ait Hssaine 2018 ; Ezzahar et al., 2009 ; Nakai et al., 2006 ; Chehbouni et al., 2009). Dans ce cas, cette approche a été utilisée pour recalculer  $H$  et  $LE$  en forçant la fermeture du bilan énergétique avec les valeurs mesurées du rapport Bowen et de l'AE ( $R_n - G$ ). Les valeurs de  $H$  et  $LE$  utilisées après dans la thèse sont corrigées.

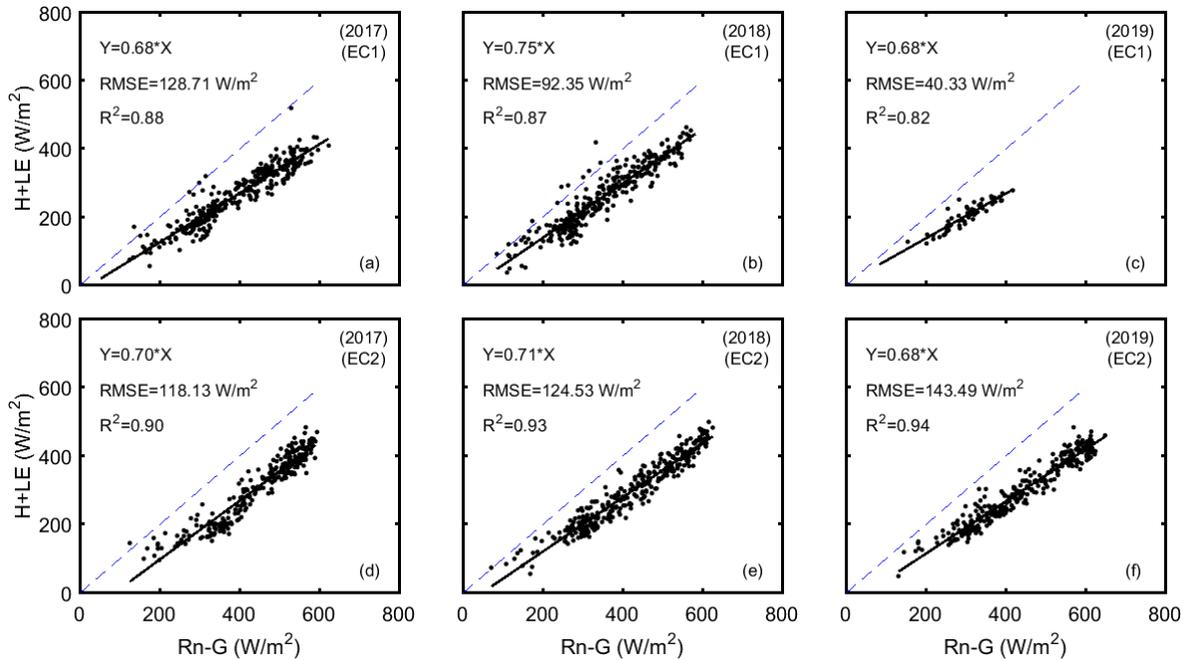


Figure III.1: Évaluation de la fermeture du bilan énergétique. La somme de la chaleur sensible ( $H$ ) et de la chaleur latente ( $LE$ ) est tracée en fonction de l'énergie disponible ( $Rn-G$ ) mesurées au niveau de la station EC1 (a, b, c) et EC2 (d, e, f).

### III.2.2. Comparaison des mesures du scintillomètre et du système Eddy covariance

La figure III.2 montre la variation saisonnière des flux de chaleur sensible au cours des trois années allant de 2017 à 2019. Les valeurs élevées ont été enregistrées pendant l'été (Août) en raison de l'augmentation de la surface de sol nu associée à la sénescence et à la récolte des cultures annuelles tandis que les valeurs faibles ont été mesurées pendant la saison d'hiver (Janvier) ou après des événements d'irrigation ou de la pluie. De même, le flux de chaleur latente (Figure III.3) a diminué de manière significative pendant les périodes sèches et augmente immédiatement après les pluies ou l'irrigation. Il a atteint son maximum à la fin du mois d'avril, ce qui correspond à des conditions très humides, à des valeurs élevées d'énergie disponible et à une fraction élevée de couverture végétale (le pic de développement des cultures annuelles). Par la suite, les courbes de LE ont diminué continuellement jusqu'à leurs valeurs minimales au début de l'automne, lorsque l'humidité du sol était faible et qu'il n'y avait plus d'eau dans la rivière pour irriguer les cultures, ce qui a entraîné une fraction plus élevée de sols nus. En outre, il n'y avait pas de végétation annuelle (blé, maïs) ni d'irrigation des oliviers, et les arbres fruitiers ont perdu leurs feuilles pendant cette période.

À l'échelle saisonnière (Figures III.2 et III.3), nous constatons un accord acceptable entre les flux turbulents journaliers mesurés par le LAS et le système d'Eddy covariance de la station EC1 avec des différences inférieures à  $50 \text{ W/m}^2$ . En revanche, les différences entre EC2 et LAS ont montré un signal saisonnier avec un écart plus important pendant les mois d'été. En effet, durant cette période de l'année, le signal dominant acquis par le LAS provenait des parcelles d'oliviers qui n'étaient plus irriguées, alors que le blé situé en dessous avait déjà été récolté. Le footprint de EC2 était dominé par les arbres fruitiers dont les feuilles sont complètement développées et qui transpirent à un taux élevé. Autrement dit, les valeurs du LAS étaient supérieures à celles de EC1 et inférieures à celles mesurées à EC2 (Figure III.2a). En

effet, la station EC1 contenait des oliviers cultivés en rang et séparés par un sol nu. En revanche, la station EC2 contenait, outre les oliviers, des arbres fruitiers en phase de maturation. Par conséquent, les valeurs de mesure du LAS se situaient entre les valeurs des deux stations, puisque le footprint du LAS couvrait un mélange des types d'occupation du sol. Il est intéressant de noter que certaines différences entre les valeurs du LAS et des ECs ont pu être observées pour des périodes spécifiques : les précipitations et les événements d'irrigation ont introduit à une différence dans les conditions de surface de la zone source entre le LAS et les stations EC. Pour l'irrigation, cela s'explique par le fait qu'aucune des parcelles n'a été irriguée en même temps, tandis que pour les précipitations, cela est dû à la surface source du LAS, qui contient plus de sol nu que les stations EC. Dans ce cas, la quantité de précipitations s'évapore facilement du sol nu, car il n'y a pas de végétation pour le stocker ou empêcher le rayonnement solaire d'atteindre le sol, en revanche les footprints des stations EC sont couvertes de végétation. En outre, quelle que soit la direction du vent, la zone source du LAS contient la rivière, ce qui peut fortement affecter le signal du LAS, ce qui se traduit par des valeurs plus faibles des flux de chaleur sensible mesurés par le LAS par rapport aux systèmes EC. Malheureusement, la quantité d'évaporation de la rivière n'a pas été quantifiée, en raison de la difficulté d'installer un système EC. En effet, notamment après une forte pluie dans la montagne, la rivière peut déborder, endommageant ainsi les instruments. Diverses études (Chehbouni et al. 1999; Duchemin et al. 2008; Kleissl et al. 2008; Zeweldi et al. 2010; Samain et al. 2011; Liu et al. 2013; Zhang and Zhang 2015) ont discuté les causes de désaccord entre la EC et le LAS pour les mesures de H. Les raisons de ces différences ont été attribuées à diverses explications, notamment la différence de taille et l'hétérogénéité des zones sources de la EC et du LAS (Schüttemeyer et al. 2006; Ezzahar et al. 2007b; Liu et al. 2013; Griebel et al. 2016) la stabilité des conditions de la couche de surface (Zeweldi et al. 2010; Liu et al. 2011) la sensibilité du LAS à la longueur de rugosité aérodynamique (Su et al. 2009) et les problèmes de fermeture du bilan énergétique (Ezzahar et al., 2007 ; Liu et al., 2011). Le flux de chaleur sensible a été mesuré directement avec le LAS, tandis que le flux de chaleur latente a été estimé à partir de l'équation du bilan énergétique. Par conséquent, la précision de LE mesurée par le LAS est finalement limitée par des mesures  $R_n$  et  $G$  de bonne qualité, qui sont représentatives du footprint du LAS. En fait, les mesures de  $G$  sont difficiles et présentent des erreurs relativement importantes car elles dépendent de différents facteurs, tels que l'humidité du sol, les propriétés thermiques du sol et le couvert végétal, qui peuvent présenter une grande variabilité spatiale. En outre, Evans et al. (2012) ont indiqué que LE dérivée du LAS peut être améliorée par l'inclusion des termes de stockage de l'énergie dans l'équation du bilan énergétique, mais qu'il faudrait d'autres paramètres qui n'étaient pas disponibles sur notre site d'étude.

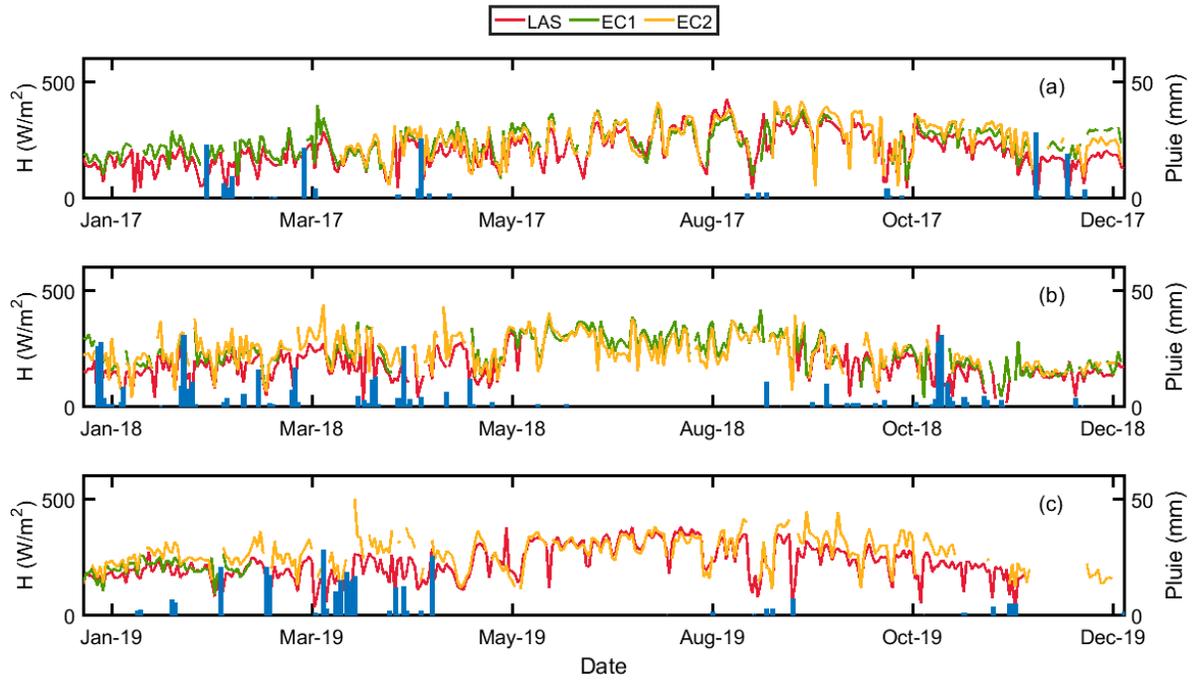


Figure III.2: Variation journalière de la chaleur sensible mesurée par les stations EC1 et EC2 et le LAS pendant les trois années 2017, 2018 et 2019.

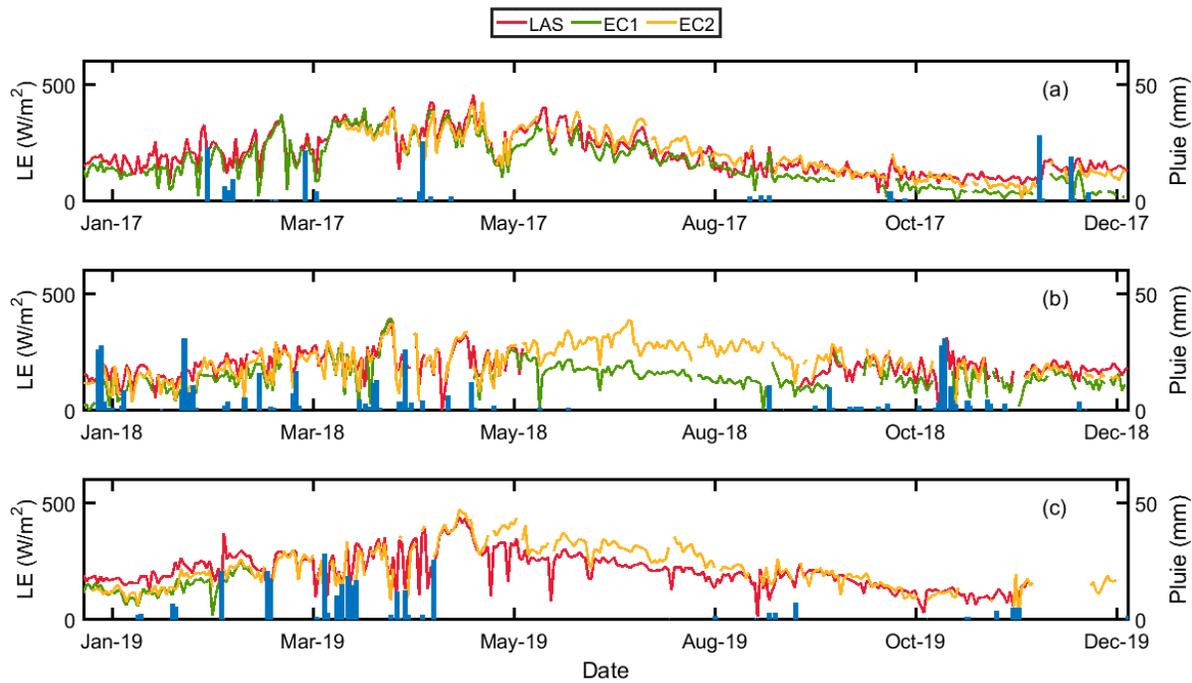


Figure III.3: Variation journalière de la chaleur latente mesurée par les stations EC1 et EC2 et le LAS pendant les trois années 2017, 2018 et 2019.

### III.3. Evaluation des données satellitaires

#### III.3.1. Température de la surface

La figure III.4 montre la comparaison des valeurs de la température de surface mesurées avec celles dérivées des satellites Landsat 7/8 et MODIS sur les deux sites EC1 et EC2. Les résultats statistiques obtenus montrent clairement que les LST dérivées de Landsat 7/8 sont en bon accord avec les mesures pour les deux sites, malgré une surestimation qui est importante pour les valeurs élevées de LST (biais = 1,7 K pour EC1, biais = 2,8 K pour EC2). Les valeurs RMSE et  $R^2$  étaient approximativement les mêmes pour les deux sites et étaient respectivement d'environ 4,5 K (4,4 K) et 0,93 (0,84) pour EC1 (EC2). Ces résultats sont conformes à ceux rapportés dans la littérature (Blyth et al. 2010; Diarra et al. 2017; Hssaine et al. 2018a). La surestimation de la LST à partir de Landsat peut s'expliquer par la différence entre la résolution Landsat et le footprint de CNR4. Le radiomètre CNR4 a un footprint beaucoup plus petit représentant la surface entourant les stations où la surface est occupée par la végétation, tandis que le pixel de 100 m peut contenir une grande partie de sol nu présentant une température plus élevée. La surestimation observée, en particulier pendant la sénescence ou après la récolte des cultures saisonnières comme le blé, confirme cette hypothèse. De même, la LST de MODIS montre également une forte surestimation (biais = 6,6 K pour EC1, biais = 10,8 K pour EC2) avec des écarts significatifs par rapport à la LST de Landsat pour les deux sites. Les métriques statistiques RMSE et  $R^2$  sont moins bonnes que celles obtenues avec Landsat, mais restent acceptables, avec environ 8,2 K (9,1 K) et 0,77 (0,66) pour EC1 (EC2). En fait, ces mesures statistiques étaient attendues, en raison de la grande taille des pixels MODIS (1 km) par rapport au footprint du CNR4. Les valeurs élevées de MODIS LST peuvent s'expliquer par le pourcentage important de sol nu dans le pixel observé. Cependant, les statistiques légèrement meilleures obtenues à EC1 par rapport à EC2 suggèrent un degré d'homogénéité plus élevé au sein du footprint de EC1. La figure II.3 montre que la station EC1 est entourée uniquement d'oliviers et de cultures de blé, tandis que la surface autour de la station EC2 est un mélange de plusieurs types de végétation (abricotiers, pruniers, pêchers, luzerne et blé).

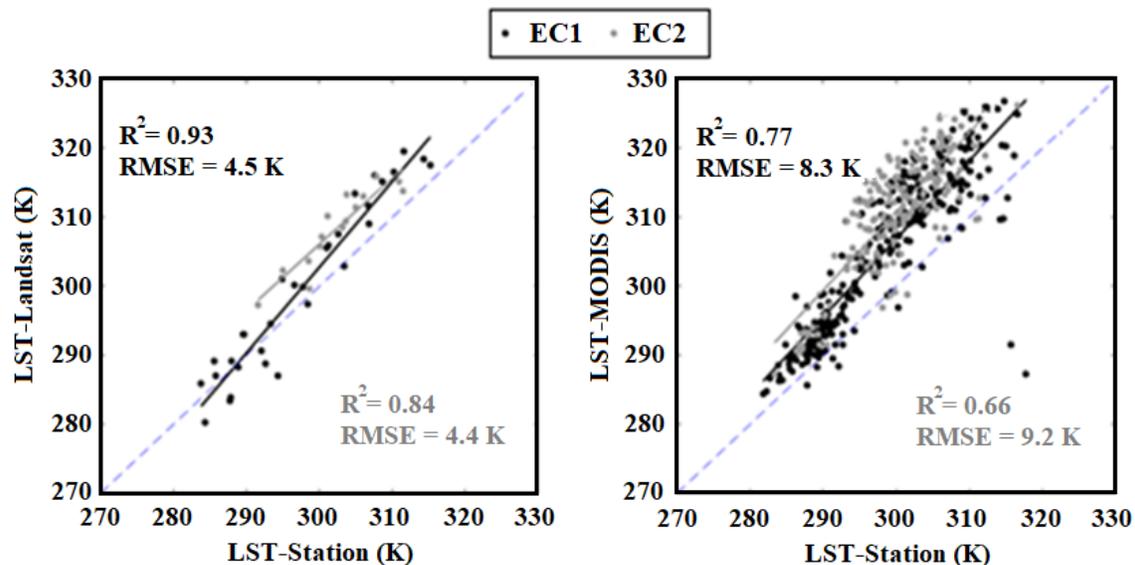


Figure III.4: Comparaison entre les produits de température de surface Landsat (a) et MODIS (b) et les mesure in situ sur les deux stations EC1 et EC2.

### III.3.2. Albédo

La figure III.5 montre la comparaison entre l'albédo mesuré et celui dérivé de Landsat et de MODIS. Les résultats statistiques montrent que la concordance entre l'albédo de MODIS et les mesures in situ est relativement faible par rapport aux produits Landsat, avec une surestimation significative pour les deux sites (RMSE = 0,04,  $R^2 = 0,54$  pour EC1 et RMSE = 0,04,  $R^2 = 0,03$  pour EC2). Comme déjà souligné pour l'évaluation de la LST, cela peut être attribué au manque de représentativité des mesures in situ, qui couvraient une végétation relativement dense, contrairement au pixel MODIS, qui était principalement composé de sol nu. Par contraste, la haute résolution spatiale des valeurs Landsat conduit à une meilleure concordance avec les mesures (RMSE = 0,01,  $R^2 = 0,51$  pour EC1 et RMSE = 0,003,  $R^2 = 0,32$  pour EC2). Un autre problème majeur qui pourrait expliquer les différences entre l'albédo de Landsat et celui de MODIS est le fait que l'albédo de Landsat est calculé sur la base d'équations de régression utilisant des mesures in situ, contrairement à MODIS. En outre, l'hypothèse d'une partition constante entre le rayonnement direct et le rayonnement diffus entrant (85/15 dans cette étude) peut également altérer la qualité des produits MODIS. Il est intéressant de noter que la plage de valeurs est plus limitée pour EC2 que pour EC1. Cela peut être attribué à une dynamique élevée sur EC1, avec une grande partie du sol nu après la récolte du blé qui présente une gamme plus élevée de valeurs d'albédo contrairement à la période des précipitations où la végétation recouvre complètement le sol.

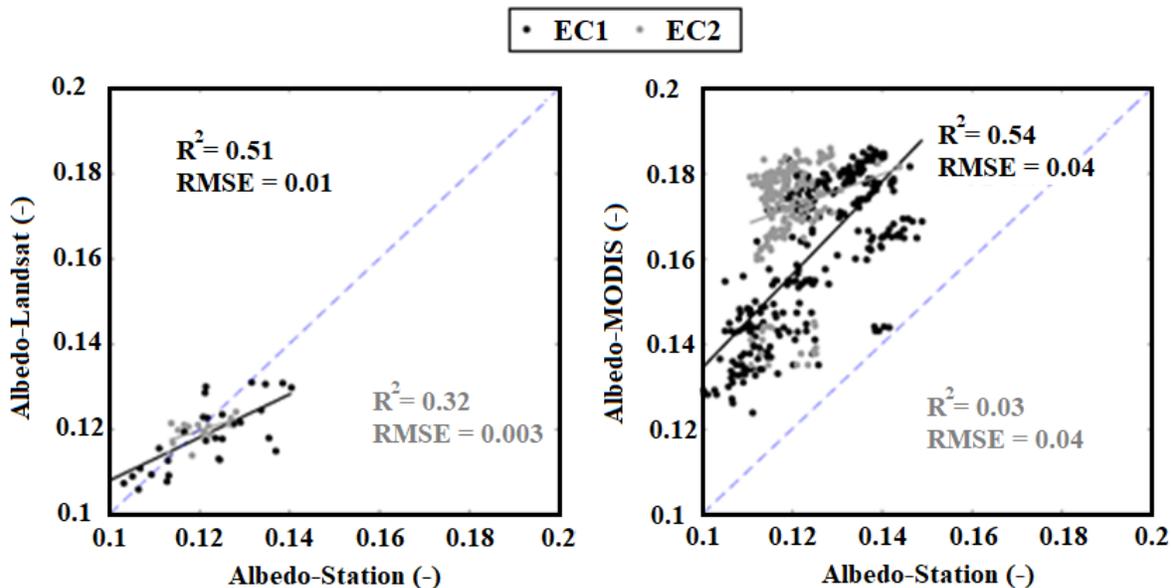


Figure III.5: Comparaison entre les produits d'albédo Landsat (a) et MODIS (b) et les mesure in situ sur les deux stations EC1 et EC2.

## III.4. Validation des estimations des modèles à l'échelle locale par les mesures d'Eddy covariance

### III.4.1. TSEB

La comparaison entre les composantes du bilan énergétique simulées et mesurées par le système EC au moment du passage des satellites est illustrée sur la figure III.6 pour les entrées dérivées du satellite Landsat et sur la figure III.7 pour les entrées dérivées du satellite MODIS. Notez que pour comparer les

estimations de TSEB avec les mesures de l'EC, le modèle a été exécuté, d'une part, en utilisant des données Landsat pondérées en fonction du footprint de l'EC (le footprint de EC peut regrouper plusieurs pixels de Landsat) et, d'autre part, en utilisant des données MODIS en utilisant la valeur du pixel dont les coordonnées sont les plus proches. La pondération par le footprint n'a pas été utilisée sur les données MODIS, car la résolution spatiale est très élevée, et la valeur de chaque pixel est une moyenne de 1 km, ce qui pourrait surestimer ou sous-estimer la valeur du modèle sur la surface couverte par le footprint. Le modèle TSEB estime correctement le rayonnement net, surtout lorsqu'il est calculé à partir des données Landsat (Figure III.6a) avec une RMSE d'environ 40,6 et 58,1 W/m<sup>2</sup> pour, respectivement, EC1 et EC2. En revanche, l'estimation du rayonnement net est plus dispersée lorsqu'elle est calculée avec les données MODIS (Figure III.7a), comme en témoigne la RMSE qui atteint 78,1 et 90,8 W/m<sup>2</sup> pour, respectivement, EC1 et EC2. Ce résultat était attendu, car la faible résolution spatiale de MODIS ne permet pas de représenter une mesure locale, en particulier sur des surfaces hétérogènes. En outre, la sous-estimation de R<sub>n</sub> en comparant avec la station EC2 est attribuée à la surestimation observée de la LST et de l'albédo (Figures III.6 et III.7). La performance du modèle TSEB pour la prévision du flux thermique G dans le sol a été moins bonne que celle de R<sub>n</sub> (Figures III.6b et III.7b). En effet, le flux de chaleur du sol est linéairement lié au rayonnement net du sol dans le modèle TSEB, ce qui signifie que toute erreur dans l'estimation de R<sub>n</sub> va affecter la bonne simulation de G. De plus, le flux de chaleur dans le sol est la variable du bilan énergétique la plus difficile à estimer. Plusieurs études ont mis en évidence la difficulté de comparer le G prédit à des mesures à l'échelle du point, en particulier sur une végétation éparse (AitHssaine et al., 2018 ; Ezzahar et al., 2009), en raison de l'hétérogénéité de la surface et de la variation qui engendre une variation dans le rayonnement qui atteint le sol. En outre, les mesures de G à 5 cm sont difficiles, car les plaques doivent être totalement recouvertes pour éviter qu'elles ne soient directement exposées au soleil.

Malgré la dispersion importante, les coefficients de corrélation et les RMSE sont encourageants pour le flux sensible H (Figures III.6c et III.7c). Même si les RMSE sont toujours inférieures pour EC2 (66,6 W/m<sup>2</sup> contre 42,1 W/m<sup>2</sup> pour EC1 et EC2, respectivement, pour Landsat et 96,36 W/m<sup>2</sup> contre 89,96 W/m<sup>2</sup> pour EC1 et EC2, respectivement, pour MODIS), la dynamique temporelle est bien meilleure pour EC1, comme l'illustrent les différences significatives en termes de coefficient de corrélation (R = 0,68 contre R = 0,42 pour EC1 et EC2, respectivement, pour Landsat et R = 0,69 contre R = 0,30 pour EC1 et EC2, respectivement, pour MODIS). Ceci est probablement lié au niveau d'hétérogénéité, car EC2 est plus hétérogène que EC1. En outre, d'autres paramètres, tels que la longueur de rugosité (Z<sub>0</sub>) et la hauteur de déplacement (d), qui sont utilisés dans le calcul de H, sont estimés comme une fraction de la hauteur de la végétation (Z<sub>0</sub> = 0,14\*hveg et d = 0,66\*hveg suivant Brutsaert et Kustas 1987). Ces équations ont été établies pour des couverts homogènes et denses alors que le site d'étude est hétérogène et peu dense. Par conséquent, l'utilisation de ces formules peut entraîner un écart supplémentaire entre les valeurs simulées et observées. Les valeurs du flux de chaleur latente illustrées dans les figures III.6d et III.7d montrent une dispersion significative, en particulier lorsque TSEB est dérivé par des données MODIS, ce qui peut s'expliquer par le fait que LE est un terme résiduel affecté par des erreurs dans les estimations de R<sub>n</sub>, G et H. En outre, plusieurs paramètres ont été utilisés dans le modèle TSEB, qui nécessitent un calibrage en fonction des conditions spécifiques de la zone d'étude ; en particulier, le paramètre Priestley-Taylor ( $\alpha_{PT}$ ), qui relie la transpiration au rayonnement net de la végétation. Dans ce travail, le paramètre Priestley-Taylor est constant pendant toute la période d'étude en raison de la difficulté à le calibrer dans de telles conditions. D'une manière générale, les études précédentes ont souligné qu'il varie dans le temps en fonction des conditions de surface et atmosphériques liées, par exemple, au déficit hydrique, à la fraction de végétation et aux conditions d'advection (AitHssaine et al., 2018a, 2018b ; Blyth et al., 2010). En revanche, TSEB pilotée par Landsat montre des résultats acceptables sur LE par rapport aux mesures de EC (RMSE = 72,4 W/m<sup>2</sup> et R = 0,79 pour EC1 et RMSE = 52,8 W/m<sup>2</sup> et R = 0,63 pour EC2). Agam et

al. (2010) ont trouvé des erreurs élevées dans les estimations de LE en utilisant TSEB dans des conditions de déficit de pression de vapeur d'eau faible à modéré ( $0 < VPD < 4$ ), et ils ont suggéré que la réduction de la valeur de  $\alpha_{PT}$  à une valeur inférieure à celle prise habituellement (1,3) pourrait être considérée comme une solution possible afin de réduire ces erreurs. Colaizzi et al. (2014) ont proposé une version révisée de TSEB, en remplaçant la formulation de Priestley-Taylor par l'équation de Penman-Monteith afin de mieux tenir compte des grandes variations des déficits de pression de vapeur d'eau et de l'advection. Boulet et al. (2015) ont ainsi construit le modèle SPARSE basé sur Penman-Monteith, obtenant des performances satisfaisantes sur plusieurs sites de blé au Maroc et en Tunisie. Morillas et al. (2013) ont signalé que d'autres facteurs différents de ceux liés à l'hypothèse de Priestley-Taylor pourraient être à l'origine des erreurs de LE dérivées de TSEB. L'un de ces facteurs est le fait que TSEB estime LE comme un résidu de l'équation du bilan énergétique, les biais provenant de H, Rn et G pourraient s'accumuler dans les estimations de LE, et des erreurs non systématiques plus élevées pourraient être attendues, en plus des erreurs dans les valeurs des données d'entrée. En conclusion, bien qu'une certaine dispersion soit observée, TSEB est capable de prédire le flux de chaleur sensible et latent avec une précision raisonnable à l'échelle de la station lorsqu'il est forcé par des entrées de haute résolution dérivées de Landsat.

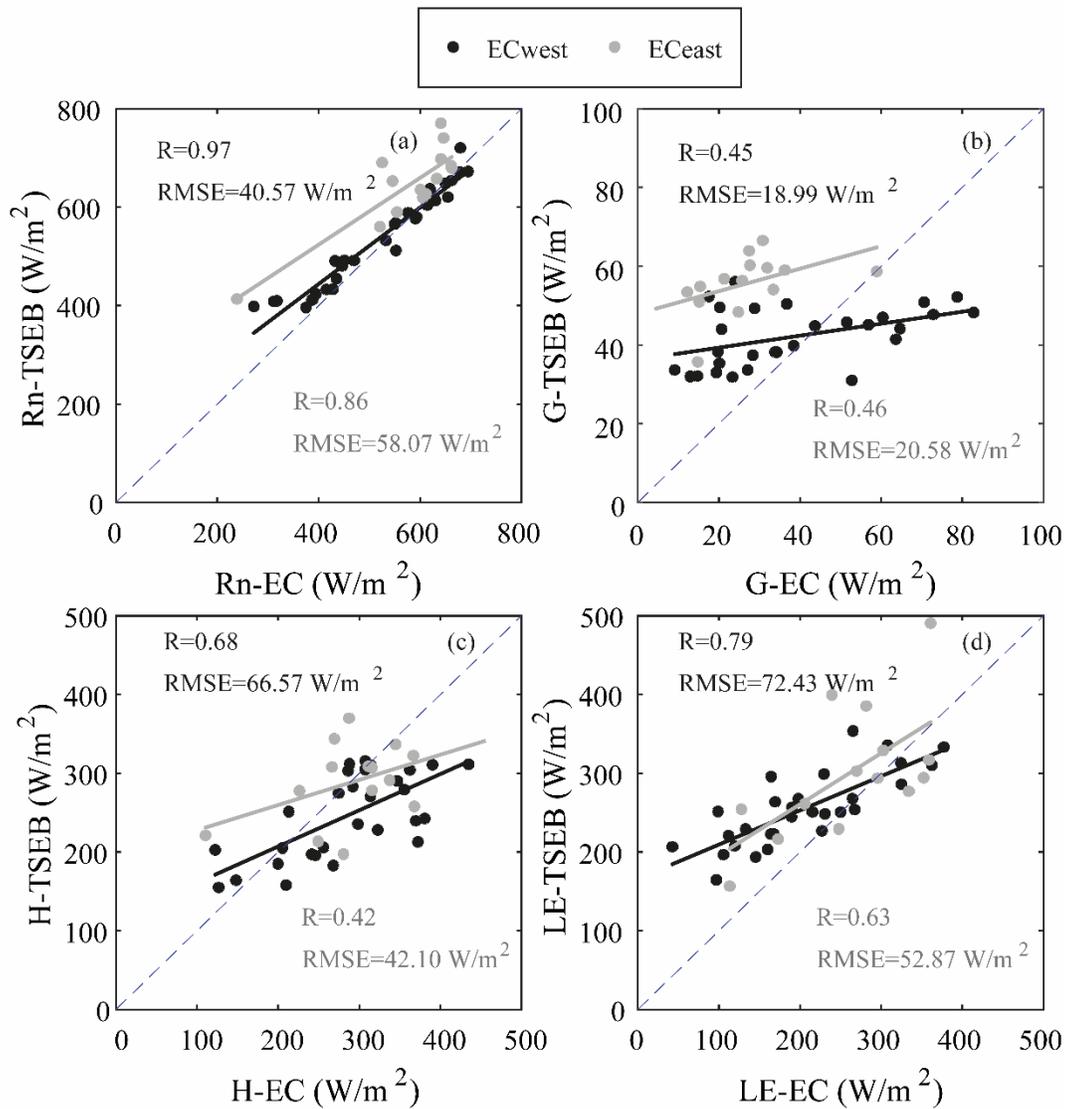


Figure III.6: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau des stations et les estimations du modèle TSEB dérivées par les produits Landsat.

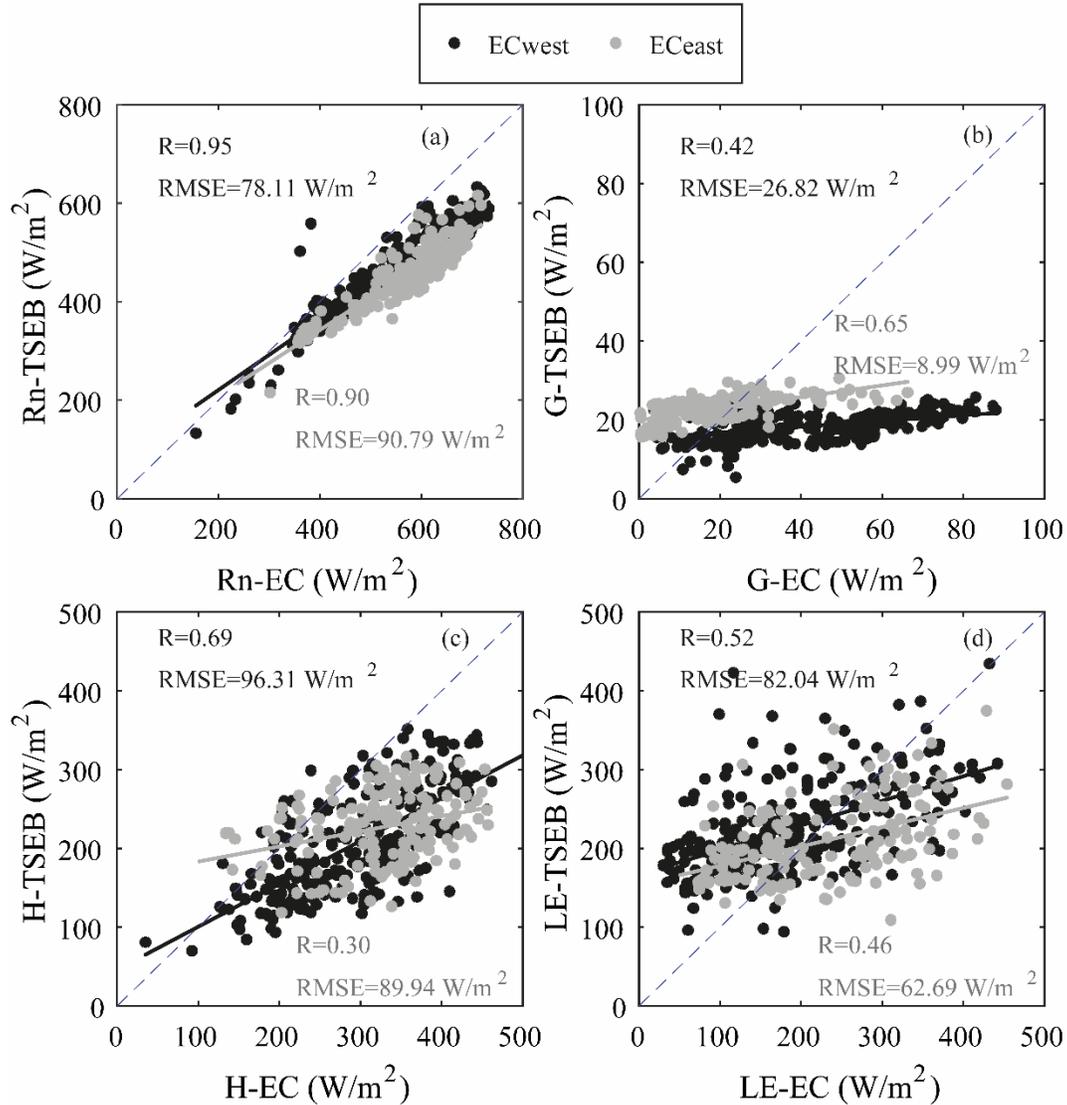


Figure III.7: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau des stations et les estimations du modèle TSEB dérivées par les produits MODIS.

### III.4.2. SPARSE

La performance globale du modèle SPARSE a été évaluée sur une surface complexe, y compris des arbres et des cultures annuelles. Sur cette grande variété d'utilisation des terres et pour des conditions d'humidité du sol contrastées, le modèle SPARSE a montré des performances acceptables dans l'estimation des flux de chaleur latente et sensible. Le modèle a été calibré sur la station EC1 qui est plantée d'oliviers de 7 m de hauteur et de blé en utilisant la version « parallèle ». Le choix de l'approche parallèle se base sur le fait que la végétation éparsée est mieux représentée par cette approche que l'approche série (Norman et al. 1995; Delogu et al. 2018). Une étude de sensibilité a montré que cinq paramètres du modèle SPARSE, tels que définis dans Boulet et al. (2015), ont un impact significatif sur l'ET simulée : la résistance stomatique minimale ( $r_{st_{min}}$ ) qui a été fixée à 260, la largeur de la feuille ( $w$ ) fixée à 0,03, le rapport entre le rayonnement net du sol et le flux de chaleur du sol ( $\xi$ ) fixé à 0,13, le coefficient d'extinction ( $kappa$ ) dans l'équation où la couverture de la fraction est calculée en fonction de LAI qui est fixé à 0,6 et un coefficient empirique dans la résistance aérodynamique ( $n_{SW}$ ) fixé à 2,5. Les paramètres obtenus sur

EC1 ont été validés localement sur EC2 et spatialement à l'aide des mesures de LAS. La station EC2 a été installée sur une parcelle qui représente une plus grande hétérogénéité que EC1 puisqu'elle regroupe des oliviers, des arbres fruitiers et des cultures annuelles. Cette différence au niveau de la couverture de surface induit une grande disparité entre les deux stations sur le transfert de chaleur et de masse surtout, l'Été où le blé a été récolté et les arbres fruitiers étaient en phase de développement. Sinon, la différence en Été est plus flagrante en 2017 qu'en 2018 car la première année a été une saison sèche contrairement à la deuxième année qui a connu plus de précipitations. En saison sèche, les agriculteurs ont besoin d'irriguer, ce qui génère une hétérogénéité en termes d'humidité du sol, contrairement à une saison humide où toute la surface est humidifiée.

Les figures III.8 et III.9 présentent des diagrammes de dispersion des flux d'énergie disponible, de chaleur sensible et latente modélisés selon l'approche parallèle sur les dates de passage de Landsat, dont la moyenne est calculée sur les footprint des ECs par rapport aux mesures. Les valeurs nettes de rayonnement ont été estimées avec un biais important par SPARSE et une RMSE d'environ  $76,8 \text{ W/m}^2$  et  $72,3 \text{ W/m}^2$  pour, respectivement, EC1 et EC2. Les facteurs qui peuvent justifier le biais de l'estimation de  $R_n$  et  $G$  par SPARSE sont les mêmes que ceux discutés pour TSEB. Les simulations de flux de chaleur sensible montrent un accord acceptable pour la version parallèle dans la phase de calibration sur EC1 avec une RMSE égale à  $124,3 \text{ W/m}^2$  et dans la validation sur EC2 avec une RMSE d'environ  $115,3 \text{ W/m}^2$ . L'écart constaté dans les chiffres entre  $H$  modélisé et mesuré peut être attribué à de nombreux facteurs, en particulier à la précision des données LST. En outre, les erreurs de calcul des résistances de surface affectent fortement l'estimation de  $H$ . L'une des causes qui génèrent ces erreurs est la précision de la hauteur de déplacement et de la longueur de rugosité qui ont été estimées dans ce travail comme une fraction de la hauteur de végétation en utilisant la règle empirique ( $Z_0 = 0,14 \cdot h_{veg}$  et  $d = 0,66 \cdot h_{veg}$ ). Cette règle peut conduire à un désaccord entre les valeurs simulées et observées puisqu'elle a été établie pour des couvertures homogènes et denses alors que le site d'étude est hétérogène et peu dense. Le modèle montre une bonne estimation de  $LE$  à la fois dans la calibration sur EC1 et la validation sur EC2 avec une RMSE d'environ  $80 \text{ W/m}^2$  et  $52,8 \text{ W/m}^2$ , respectivement. L'écart dans  $LE$  peut être liée à l'incertitude sur  $H$  et  $AE$  ( $R_n - G$ ) qui est directement transmise aux valeurs de  $LE$  puisqu'elle est calculée comme un terme résiduel du bilan énergétique (Kalma et al., 2008 ; Morillas et al., 2013 ; Saadi et al., 2018). De plus, le fait de prendre des paramètres calibrés constants sur toute l'année dans différentes conditions de végétation et d'environnement n'est pas représentatif d'une surface aussi complexe, en particulier la résistance stomatique minimale ( $r_{st_{min}}$ ). Comme le rapportent Boulet et al. (2015), une valeur inadéquate de  $r_{st_{min}}$  augmente automatiquement les erreurs  $H$  et  $LE$ .

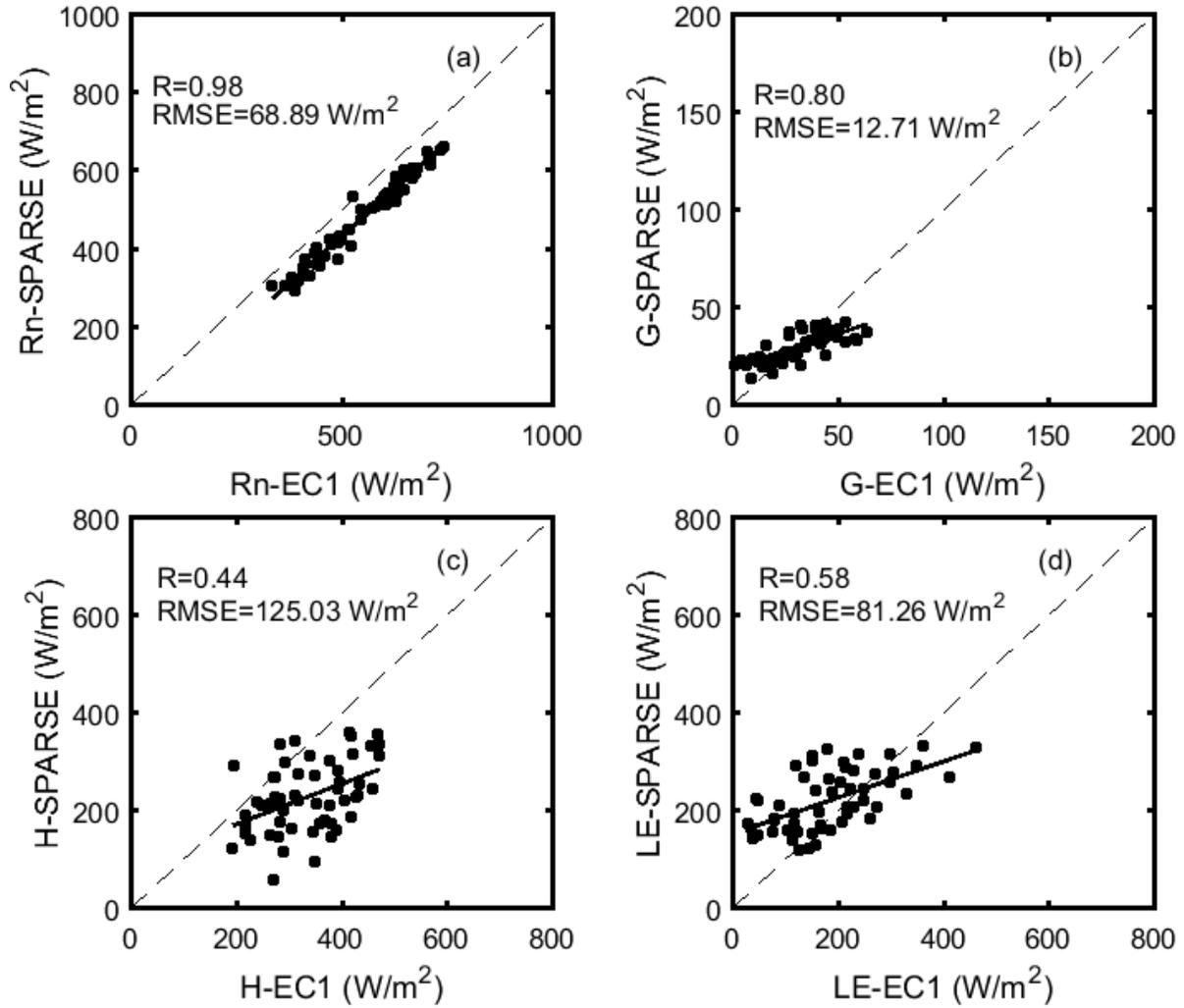


Figure III.8: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau de la station EC1 et les estimations du modèle SPARSE dérivées par les produits Landsat.

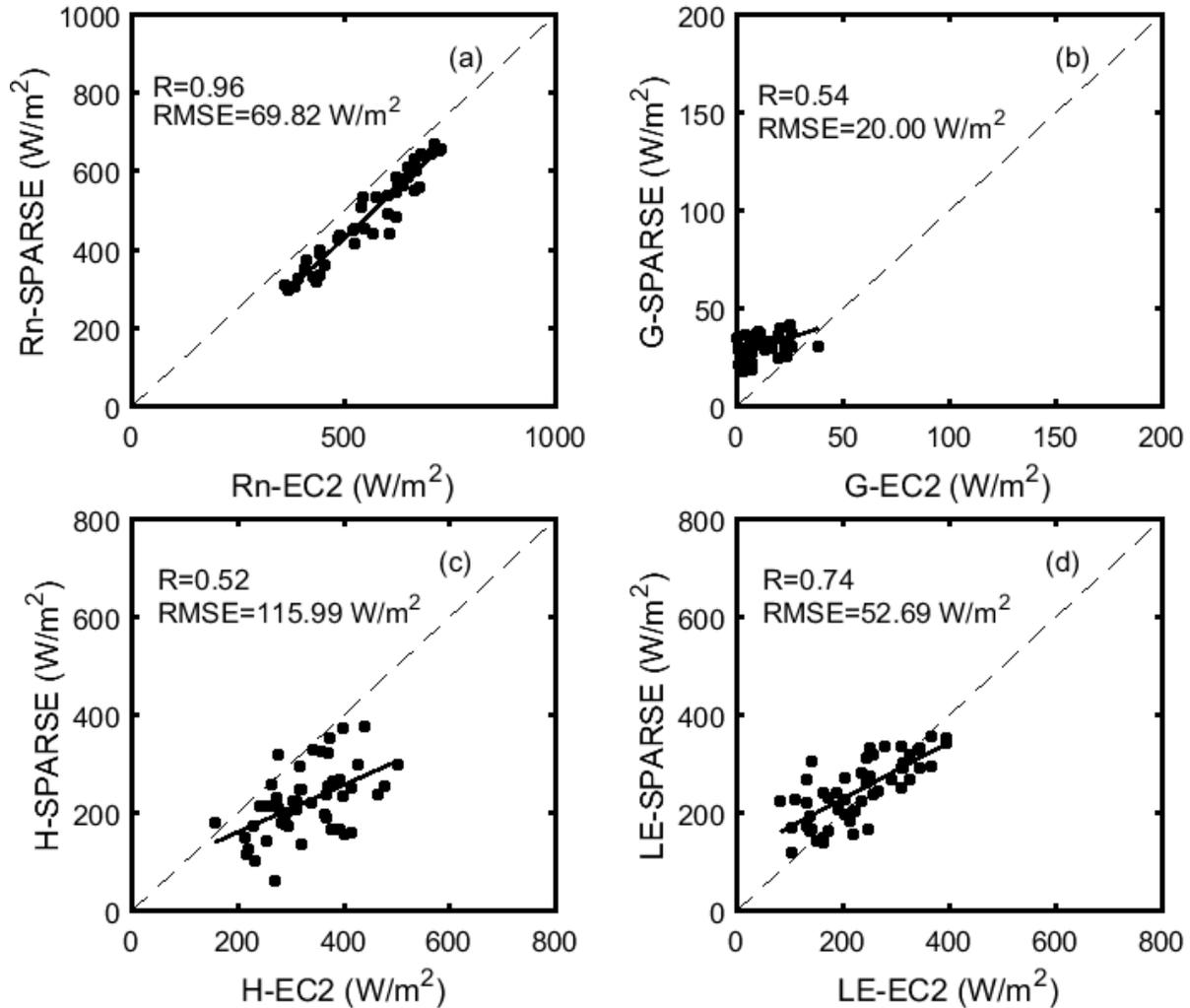


Figure III.9: Rayonnement net (a), flux de chaleur du sol (b), la chaleur sensible (c), la chaleur latente (d), comparaison entre les mesures au niveau de la station EC2 et les estimations du modèle SPARSE dérivées par les produits Landsat.

### III.4.3. Shuttleworth-Wallace

La figure III.10 présente une comparaison entre l'ET mesurée par EC1 et simulée par le modèle Shuttleworth-Wallace (SW) basée sur les données d'humidité du sol pour calculer les résistances du sol et de la végétation, pendant la saison 2017. On peut observer que la régression linéaire entre l'ET simulée et l'ET *in situ* est très encourageante avec une pente et une interception d'environ 0,94 et 0,08 mm/h, respectivement. Selon l'analyse statistique présentée dans cette figure, les simulations du modèle sont acceptables avec une RMSE relative, un biais et un  $R^2$  d'environ 0,38, -0,1 mm/h et 0,65, respectivement. Les résultats obtenus indiquent que le modèle est capable de prédire l'ET sur une surface présentant un degré élevé d'hétérogénéité de la canopée. La dispersion de l'ET modélisée est principalement due au fait que la canopée n'est pas uniformément répartie sur la surface. De plus, la parcelle expérimentale est irriguée différemment au cours de la saison. En fait, l'agriculteur irrigue toute la surface lorsque le blé est cultivé sous les oliviers. En revanche, lorsqu'il n'y a pas de blé, les irrigations ont été limitées aux rangées d'arbres. Cela peut créer une grande hétérogénéité sur le footprint EC. De plus, cette hétérogénéité peut affecter les résistances du sol et de la végétation qui ont été estimées à l'aide des données acquises près de

la tour EC. Un autre problème majeur qui peut expliquer les différences entre l'ET mesurée et simulée est la non fermeture du bilan énergétique au niveau du système EC. En fait, les mesures de EC ont été corrigées en utilisant la méthode du rapport de Bowen (Twine et al. 2000). Cependant, la correction n'est pas idéale en raison du stockage et des termes de photosynthèse qui n'ont pas été pris en considération. En outre, les footprints des dispositifs du système EC, le radiomètre CNR4 et les plaques de flux de sol sont très différents.

Comme le rapportent Zhang et al. (2009), lorsque le sol était partiellement mouillé, le modèle SW tend à surestimer l'ET de 25,2 % sur un vignoble. De même, Zhang et al. (2008) ont constaté que ce modèle surestime l'ET sur un vignoble dans une région désertique aride avec une erreur moyenne absolue (EMA) d'environ 0,057 mm/h. Au contraire, certaines études ont montré que le modèle SW sous-estimait l'ET. Zhu et al. (2014) ont indiqué que le modèle SW avait tendance à sous-estimer l'ET avec une RMSE de 0,12 mm/h et un maximum presque égal à 0,88 mm/h sur le maïs de printemps dans l'oasis du désert aride. En outre, Ortega-Farias et al. (2010) ont signalé que le modèle SW sous-estimait l'ET sur des intervalles de temps d'une demi-heure par rapport à l'ET mesurée par EC sur un vignoble de Merlot irrigué au goutte-à-goutte dans une région méditerranéenne semi-aride pendant la saison de croissance 2006/2007. Par conséquent, les performances du modèle SW semblaient être variables pour différentes cultures et différents lieux. En outre, plusieurs paramètres, particulièrement la résistance stomatique minimale, utilisés dans le modèle sont fixés à des valeurs constantes pendant toute la période d'étude sans tenir compte des changements saisonniers. Cela peut avoir un impact sur la qualité des prévisions de l'ET, en particulier pour les paramètres liés à la physiologie. Hu et al. (2009) et Zhu et al. (2013) ont également signalé que pour les simulations à long terme de l'ET, une surestimation ou une sous-estimation systématique peut se produire lorsque des paramètres constants sont utilisés dans différentes conditions de végétation et d'environnement.

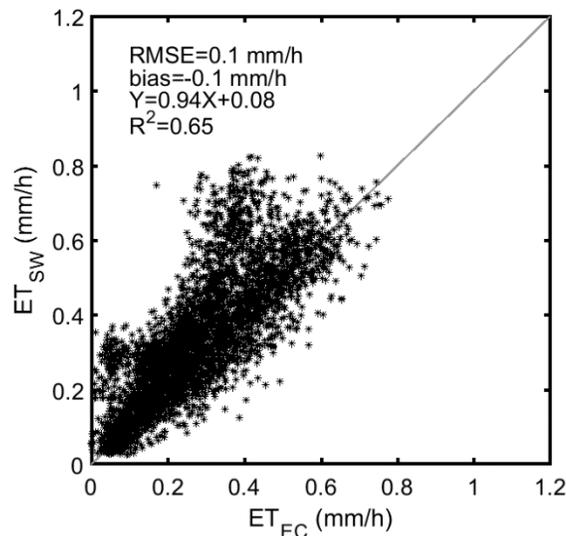


Figure III.10: Comparaison des valeurs de demi-heure de l'évapotranspiration estimée par le modèle Shuttleworth-Wallace ( $ET_{SW}$ ) et mesurée par le système EC1 ( $ET_{EC}$ ).

### III.4.4. Évaluation de l'approche proposée sur SW

#### III.4.4.1. Température du sol et de la végétation estimées

La figure III.11 présente une série chronologique des températures de la végétation et du sol ( $T_v$  et  $T_s$ ) et de leurs extrêmes correspondants ( $T_{s_{min}}$ ,  $T_{s_{max}}$ ,  $T_{v_{min}}$  et  $T_{v_{max}}$ ) du jour de l'année 45 à 60 (2017). Cette période a été choisie pour illustrer la variation des différentes températures car elle coïncide avec le stade de développement du blé qui présente un mélange de sol et de végétation. Les deux températures  $T_v$  et  $T_s$  se situent entre leur minimum et leur maximum, ce qui confirme les bonnes performances de la méthode du *Hourglass*. Afin de valider les deux composantes de  $T_v$  et  $T_s$  de la partition du LST, les deux sont comparées aux observations de la température du sol et de la végétation (Figure III.12).  $T_v$  est bien reproduit avec une RMSE et une  $R^2$  égales à 1,6 K et 0,94, respectivement. En revanche, le  $T_s$  simulé n'est pas aussi bon avec une RMSE et une  $R^2$  d'environ 3 K et 0,76, respectivement. On voit clairement que les deux températures  $T_v$  et  $T_s$  sont surestimées, avec un biais égal à -1,4 K et -1 K pour  $T_v$  et  $T_s$ , respectivement. Cette dispersion peut être justifiée par de nombreux facteurs. Comme  $T_v$  a été calculée en premier la plupart du temps alors que  $T_s$  a été déduite de Eq : 66. Cela signifie que  $T_s$  cumule les erreurs de  $T_v$  et de LST. De même, l'écart peut être lié à l'estimation de  $f_c$  à partir de l'NDVI du Landsat, car la taille du pixel Landsat est plus grande que la surface source de l'appareil de mesure (l'IRT-Apogée). Cela entraînera évidemment quelques erreurs dans la répartition de la température entre le sol et la végétation. Une autre raison qui peut probablement expliquer l'écart est l'emplacement des mesures. Comme le rapportent Olivera-Guerra et al. (2018), les plus jeunes feuilles de la plante devraient être plus froides que les feuilles adultes et les feuilles sénescentes, dont la température n'a pas été mesurée. Sinon, en comparant les températures  $T_v$  et  $T_s$  simulées en termes de magnitude, on peut remarquer que  $T_v$  est supérieur à  $T_s$ . Les  $T_s$  ne dépassent jamais 294 K, bien que les  $T_v$  atteignent 300 K. Cela peut s'expliquer par le fait que la période choisie pour le relevé des  $T_v$  et  $T_s$  coïncide avec le stade de développement du blé planté sous les oliviers et qu'il n'y avait donc pas de surface de sol nu. De plus, les  $T_s$  peuvent être inférieurs aux  $T_v$  pendant les périodes de pluie ou d'irrigation. Dans l'ensemble, ces résultats sont en accord avec les valeurs rapportées dans la littérature (Stefan et al. 2015 ; Olivera-Guerra et al. 2018). Les températures du sol et de la végétation et leurs éléments terminaux sont utilisés pour calculer les deux indices de stress liés au sol ( $SI_{ss}$ ) et à la végétation ( $SI_{sv}$ ), et enfin pour estimer l'ET spatiale par le modèle SW.

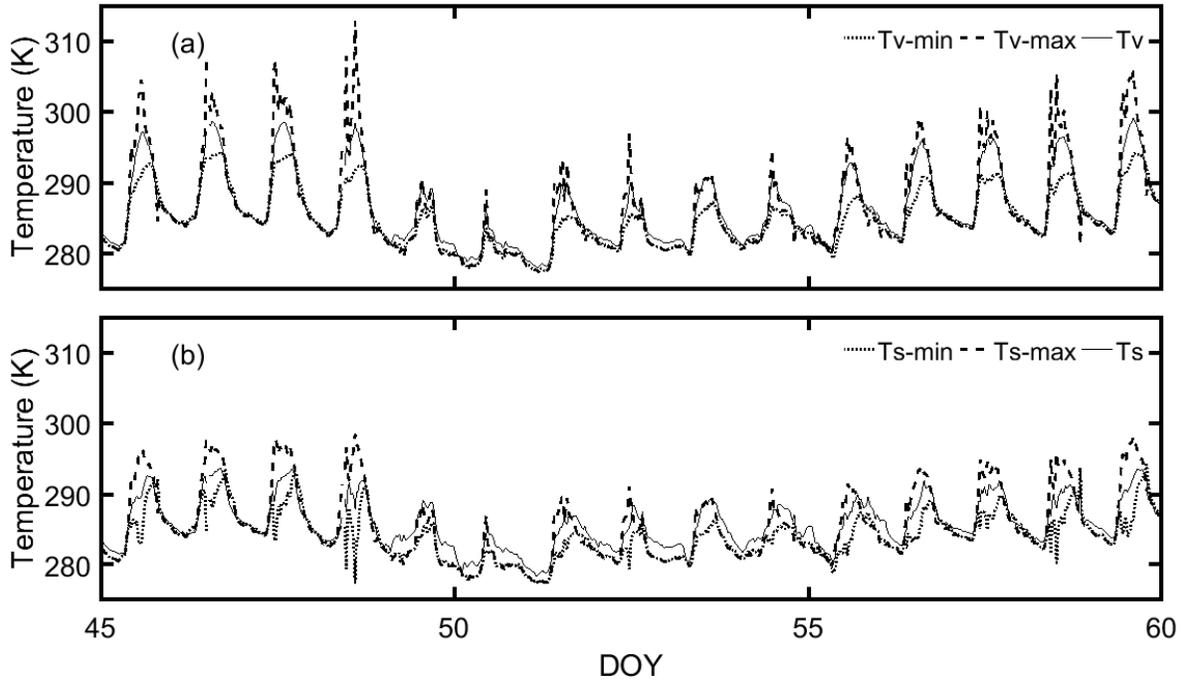


Figure III.11: Variation des températures du sol (a) et de la végétation (b) dérivée de la méthode de Hourglass, et leur maximum et minimum calculés à partir du modèle de bilan énergétique de la surface du sol, de DOY 45 à DOY 60.

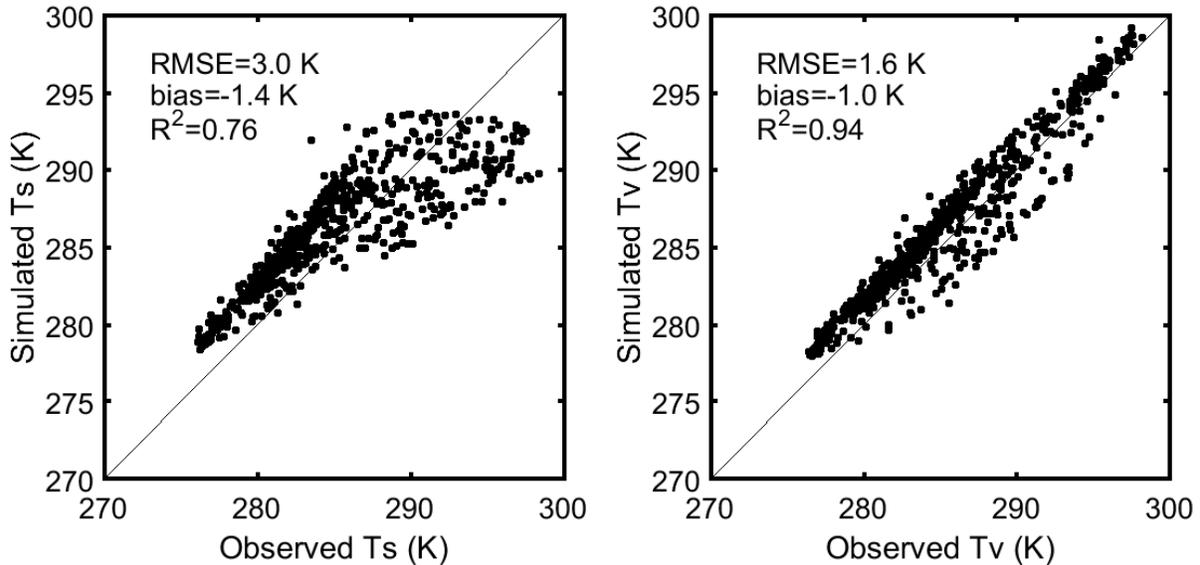


Figure III.12: Températures simulées du sol et de la végétation par rapport aux mesures in situ pour la même période que celle de la figure III.11.

#### III.4.4.2. Calcul des résistances et validation de l'approche à l'échelle locale

La figure III.13 montre la relation entre les résistances inversées ( $r_s^s$  et  $r_s^v$ ) et les indices de stress ( $SI_{ss}$  et  $SI_{sv}$ ), respectivement. Les valeurs ont été choisies entre 12h et 15h, ce qui correspond au maximum de rayonnement. Les plages de variation de la résistance (0-3000 s/m pour  $r_s^s$  et 0-250 s/m pour  $r_s^v$ ) présentées sur la figure III.13 sont en bon accord avec celles obtenues dans la littérature (Ortega-Farias et

al. 2010; Zhu et al. 2014; Zhao et al. 2015). De plus, la tendance obtenue est similaire à celle trouvée par Ortega-Farias et al. (2010), Brenner et Incoll (1997) et Zhao et al. (2015) entre la résistance du sol et l'humidité du sol qui est remplacée dans ce travail par les indices de stress. Il est à noter que les indices de stress représentent les conditions sèches lorsqu'ils tendent vers 1 et les conditions humides lorsqu'ils sont proches de 0. La figure III.13a présente une certaine résistance du sol correspondant à la même valeur d'indice de stress ( $SI_{ss}=0,5$ ). Ces points ( $LST, fc$ ) ont été situés dans la zone de contrôle de la transpiration (voir figure II.9). Dans cette zone,  $T_s$  a été calculé comme la moyenne de leurs valeurs extrêmes (Eq 61). L'indice de stress a été calculé comme le rapport entre la différence entre  $T_s$  et  $TS_{min}$  et la différence entre  $TS_{max}$  et  $TS_{min}$ . Par conséquent, l'indice de stress sera continuellement égal à 0,5 dans cette zone. Ce problème n'a pas été observé dans la figure III.13b pour la résistance de la végétation, car il y a peu de points ( $LST, fc$ ) situés dans la zone de contrôle de l'évaporation. La figure montre les meilleurs ajustements obtenus entre les résistances du sol et de la canopée et les indices de stress qui sont donnés par :

$$r_s^s = ae^{b*SI_{ss}}, \quad R = 0,6 \quad \text{Eq: 81}$$

$$r_s^v = ce^{d*SI_{sv}}, \quad R = 0,5 \quad \text{Eq: 82}$$

où les paramètres d'étalonnage a, c, b et d sont égaux, respectivement, à 160,25 et 36,02 s/m, 2,62 et 1,30. Notez que les valeurs de ces paramètres sont censées dépendre de la canopée, des conditions météorologiques locales et du type de sol. La régression exponentielle a été choisie après avoir testé de nombreux types de régression en raison de sa bonne représentativité de la dispersion des points.

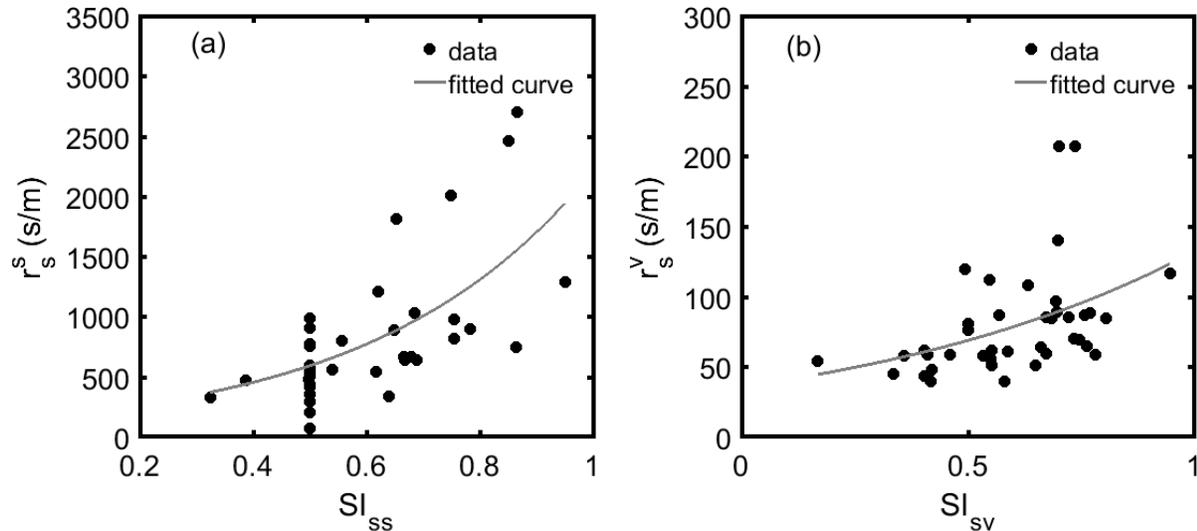


Figure III.13: Relations entre les résistances du sol (a) et de la végétation (b) ( $r_s^s$  et  $r_s^v$ ) et deux indices de stress ( $SI_{ss}$ ,  $SI_{sv}$ ) dérivés des Eqs : 22 et 23 pour les valeurs entre 12h et 15h. Le meilleur ajustement a également été présenté (ligne continue).

Pour la validation de l'approche proposée basée sur des données optiques (NDVI) et thermiques (LST) pour calculer les résistances du sol et de la végétation dans le modèle SW, une comparaison entre l'ET simulée et mesurée à l'échelle de la station a été illustrée dans la figure III.14. La régression linéaire obtenue entre l'ET simulée et l'ET *in situ* est très encourageante avec une pente et une interception d'environ 0,8 et 0,1 mm/h, respectivement. Les résultats sont acceptables avec une RMSE relative, un

biais et un  $R^2$  d'environ 0,29, -0,03 mm/h et 0,48, respectivement. Les divergences dans l'estimation de l'ET peuvent être liées à l'erreur dans les estimations de la LST et dans son partitionnement. Les performances statistiques obtenues sont en accord avec d'autres études qui ont utilisé les proxys thermiques basée sur la LST, telles que i) le modèle FAO-2Kc utilisé par Olivera-Guerra et al. (2018), qui a trouvé une RMSE de 0,08 mm/h et un  $R^2$  de 0,75 sur une parcelle de blé en utilisant des valeurs moyennes quotidiennes, ii) l'équation de Penman Monteith utilisée par Amazirh et al. (2017) qui ont trouvé une RMSE d'environ 0,12 mm/h et un  $R^2$  de 0,53 sur une parcelle de blé, et iii) modèle TSEB où Diarra et al. (2017) ont obtenu une RMSE de 0,10 mm/h et un  $R^2$  de 0,67 sur une parcelle de betteraves sucrières et une RMSE de 0,11 mm/h et un  $R^2$  de 0,42 sur une parcelle de blé.

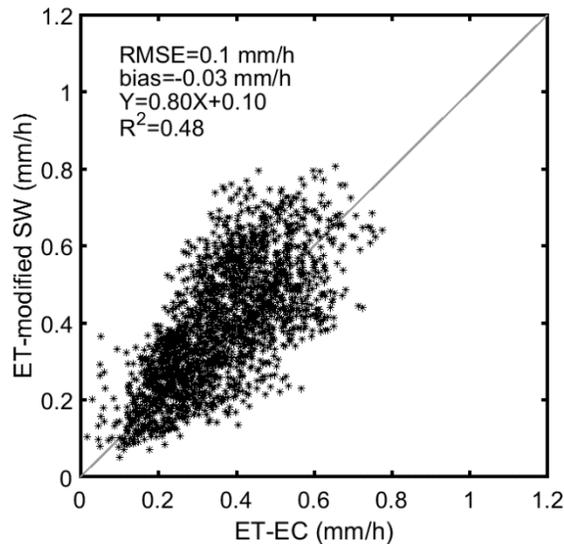


Figure III.14: Comparaison des valeurs de demi-heure entre l'ET estimée selon l'approche proposée et celle mesurée par le système EC1 de janvier à juin 2017.

### III.4.5. SAMIR

#### III.4.5.1. Calibration SAMIR

Le modèle SAMIR a été calibré à l'échelle de la parcelle en utilisant le flux de chaleur latente mesuré sur EC1 pour les deux saisons 2017 et 2018, minimisant ainsi la RMSE calculée entre l'ET mesurée et modélisée. La plupart des paramètres de SAMIR sont essentiellement liés aux types de cultures. Ainsi, une carte d'occupation du sol a été générée à l'aide de séries temporelles NDVI en utilisant l'algorithme de Simonneaux et al. (2007b). Les classes utilisées sont les arbres, les cultures annuelles et le sol nu. Sur chaque pixel, SAMIR calcule l'ET en utilisant la paramétrisation de chaque classe d'occupation de sol. Pour la classe des arbres, certains paramètres ont été fixés selon les données de la FAO-56, satellitaires ou *in situ*, les autres, sensibles ou inconnus, ont été calibrés à l'aide de données de flux (Tableau III.1). La valeur moyenne du NDVI sur un voisinage de 30\*30 m autour du point EC1 a été extraite de la série temporelle Sentinel-2. Les valeurs de la fraction de couvert ont été calculées sur la base d'une relation linéaire avec le NDVI où la pente et l'interception ont été calculées en fixant une valeur NDVI pour le sol nu ( $f_c = 0$ ) et la couverture complète ( $f_c = 1$ ) égale à 0,15 et 0,9, respectivement. Pour les cultures annuelles (blé et maïs), aucune calibration n'a été possible car il n'y a pas de station EC installée sur cette classe. Nous avons donc utilisé les résultats de Saadi et al. (2015) qui ont calibré SAMIR sur une parcelle

de blé dans une région semi-aride du centre de la Tunisie. Les valeurs obtenues à partir de cette calibration ont été utilisées ici en considérant que les conditions sont proches. Les simulations d'irrigation ont été appliquées en supposant que l'agriculteur évite le stress, en déclenchant l'apport juste avant le stress et en apportant la quantité d'eau nécessaire pour remplir le sol à sa capacité de rétention. L'irrigation automatique a été arrêtée du 16 juillet au 30 novembre 2017 et du 21 mai au 26 septembre 2018, périodes observées d'interruption des écoulements de l'oued en été.

Table III.1: Paramètres utilisés pour la classe d'arbre.

Paramètre	Definition	Valeur	Source
$a_{fc}$	NDVI-fc relation's slope	1,33	Image satellitaire
$b_{fc}$	NDVI-fc relation's intercept	-0,20	Image satellitaire
$a_{K_{cb}}$	NDVI- $K_{cb}$ relation's slope	1,35	Calibré
$b_{K_{cb}}$	NDVI- $K_{cb}$ relation's intercept	-0,20	Calibré
$Ze$ (mm)	Height of the surface layer	125	FAO-56
$REW$ (mm)	Readily evaporable water at surface layer	0	Calibré
$m$	Reduction coefficient	0,185	Calibré
$Zr_{min}$ (mm)	Minimum root depth	125	FAO-56
$Zr_{max}$ (mm)	Maximum root depth	4900	Calibré
$p$	Maximum Root Water Depletion Fraction before stress	0,65	FAO-56
$Z_{soil}$ (mm)	Total soil thickness	6000	Calibré
$Dif_{er}$	Diffusion between surface and root layers	$10^{-6}$	Calibré
$Dif_{rd}$	Diffusion between deep and root layers	$10^{-6}$	Calibré
$\omega_{fc}$	Teneur volumétrique en eau à la capacité du champ	0,4	Observé
$\omega_{wp}$	Teneur volumétrique en eau au point de flétrissement	0,2	Observé
$K_{cmax}$	Capacité maximale d'évacuation de l'eau par atmosphère	1,15	Calibré

La figure III.15 montre les variations temporelles du coefficient de culture de base calculé  $K_{cb}$  et les valeurs de fraction de couverture basée sur la relation NDVI mentionnée précédemment. Les valeurs maximales  $K_{cb}$  et  $fc$  ont été observées au début du printemps pour les années 2017 et 2018, tandis que les valeurs minimales  $K_{cb}$  et  $fc$  ont été enregistrées en été et au début de l'automne. Ces variations sont liées au cycle végétatif de l'olivier lui-même, mais elles peuvent être amplifiées par le sous-étage des cultures annuelles souvent observé dans cette région au printemps et au début de l'été, lorsque l'eau de la rivière est disponible. Inversement, les valeurs de  $K_e$  ne présentent pas la même saisonnalité et sont uniquement liées aux apports d'eau (irrigation ou pluie). Les valeurs  $K_e$  sont dans l'ensemble assez faibles (inférieures à 0,2) en raison de l'ombrage important de la canopée. Les valeurs de  $K_s$  montrent des conditions non stressantes pendant le développement de la végétation (c'est-à-dire  $K_s = 1$ ), tandis que le stress apparaît à la fin de l'été et en automne en raison du manque d'irrigation dû à la pénurie d'eau dans la rivière.

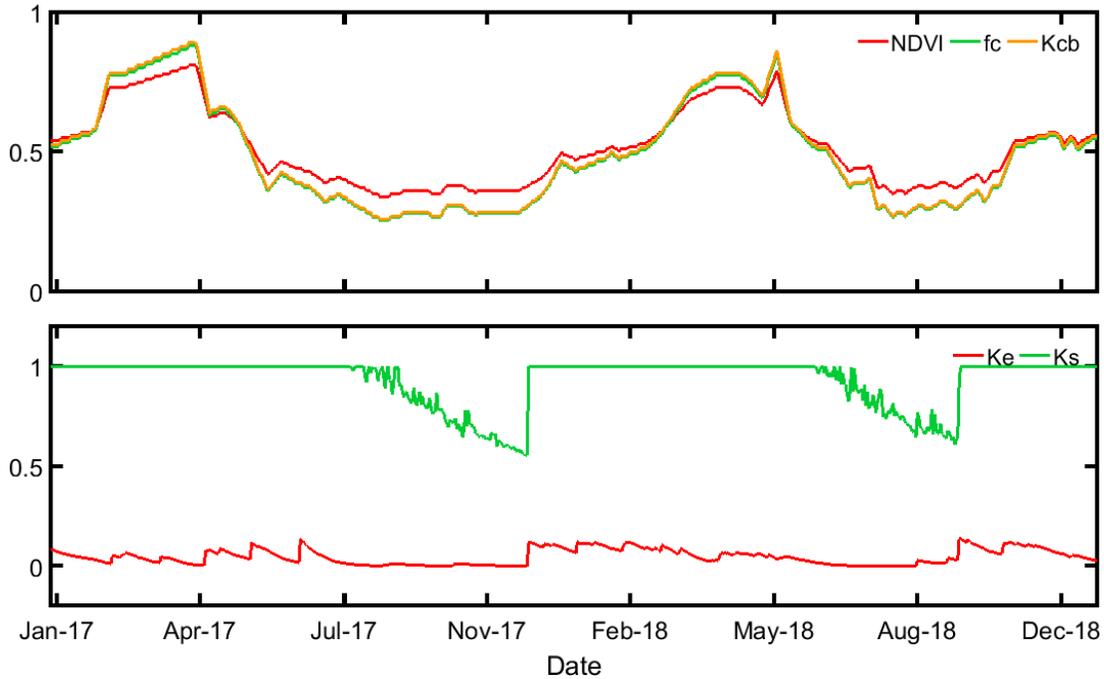


Figure III.15: Simulation du coefficient d'évaporation ( $K_e$ ), du coefficient de stress ( $K_s$ ), du coefficient de culture ( $K_{cb}$ ) et de la fraction du couvert ( $f_c$ ) pendant la période 2017 et 2018.

Le résultat de la calibration a indiqué que SAMIR fournit une bonne performance pour la prévision de l'ET par rapport aux mesures de EC1 avec une RMSE, un biais et un R d'environ 0,50 mm/jour, 0,11 mm/jour et 0,87, respectivement. La figure III.16 montre que les valeurs simulées reproduisent bien le cycle saisonnier et sont également cohérentes avec les mesures d'ET de référence ( $ET_0$ ). L'écart entre l'ET et la mesure de référence dépend fortement de la disponibilité de l'eau et est donc plus important en été. En 2017, l'écart s'est prolongé sur une longue période, puisqu'il s'agit d'une saison sèche avec 157 mm de précipitation par rapport à 2018, qui est une saison relativement humide avec 384 mm. Cependant, même en été, les oliviers continuent de transpirer, grâce à l'enracinement profonds de ces vieux arbres.

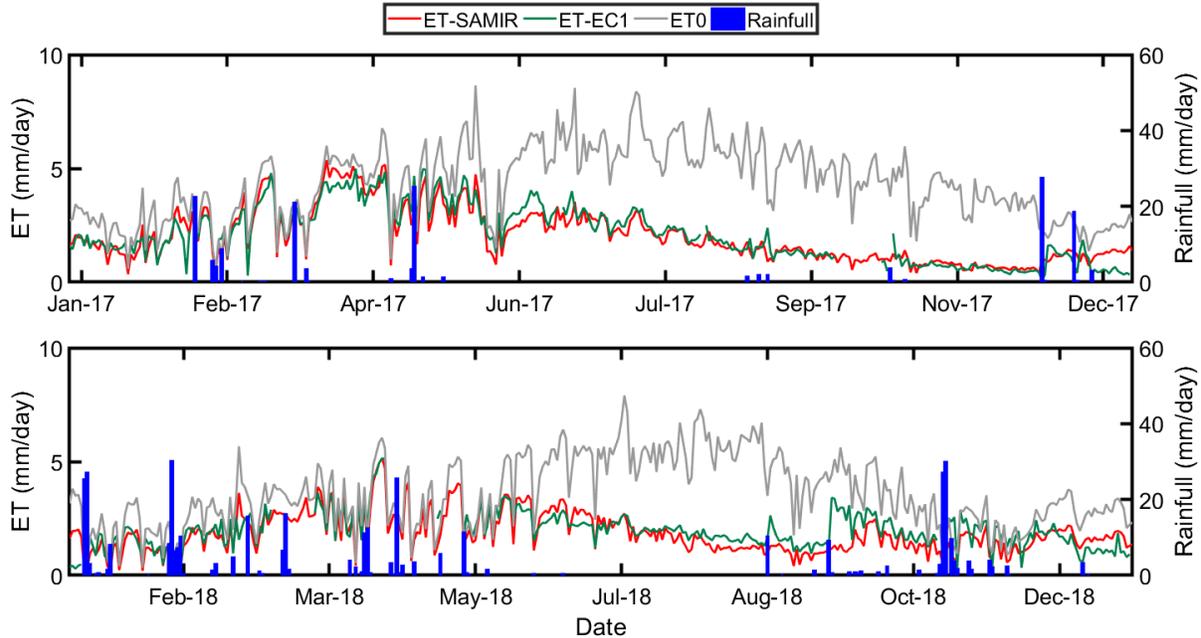


Figure III.16: Evapotranspiration journalière mesurée par EC1 et estimée sur le footprint de EC1 par SAMIR pendant la période 2017 et 2018.

#### III.4.5.2. Validation SAMIR

Sur chaque pixel de l'image, SAMIR calcule l'ET en fonction de sa classe d'occupation du sol. Les valeurs d'ET simulées par SAMIR ont été validées à l'aide de mesures fournies par l'EC2 et le LAS. Afin de comparer les ET simulées aux mesures, nous avons pondéré les sorties SAMIR journalières selon le footprint d'EC2. Le footprint de l'EC2 a été calculée au pas de temps d'une demi-heure et moyennée au pas de temps journalier en pondérant par les valeurs de rayonnement net.

La figure III.17 présente les séries chronologiques de l'ET journalières modélisée par SAMIR et mesurée par EC2 en 2017 et 2018. La figure montre une évolution saisonnière cohérente entre les valeurs d'ET et les deux variables ET0 et précipitations. L'ET modélisé concorde bien aux mesures avec une RMSE, un biais et un R de 0,53 mm/jour, 0,12 mm/jour et 0,82. Cependant, en 2017, SAMIR surestime l'ET pendant la période sèche de Juillet à Novembre, ce qui peut s'expliquer par le fait que SAMIR irrigue chaque fois que les compartiments du sol en ont besoin pour éviter le stress, mais dans les conditions réelles, il n'y a pas d'irrigation pour la parcelle EC2 (contrairement à la calibration ponctuelle où nous avons bloqué les irrigations, nous ne l'avons pas fait en version spatialisée). Cette hypothèse est confirmée en 2018 où il n'y a pas de surestimation de l'ET car il n'y a pas de période sèche et SAMIR n'a pas besoin d'ajouter d'irrigation aux précipitations reçues par la surface.

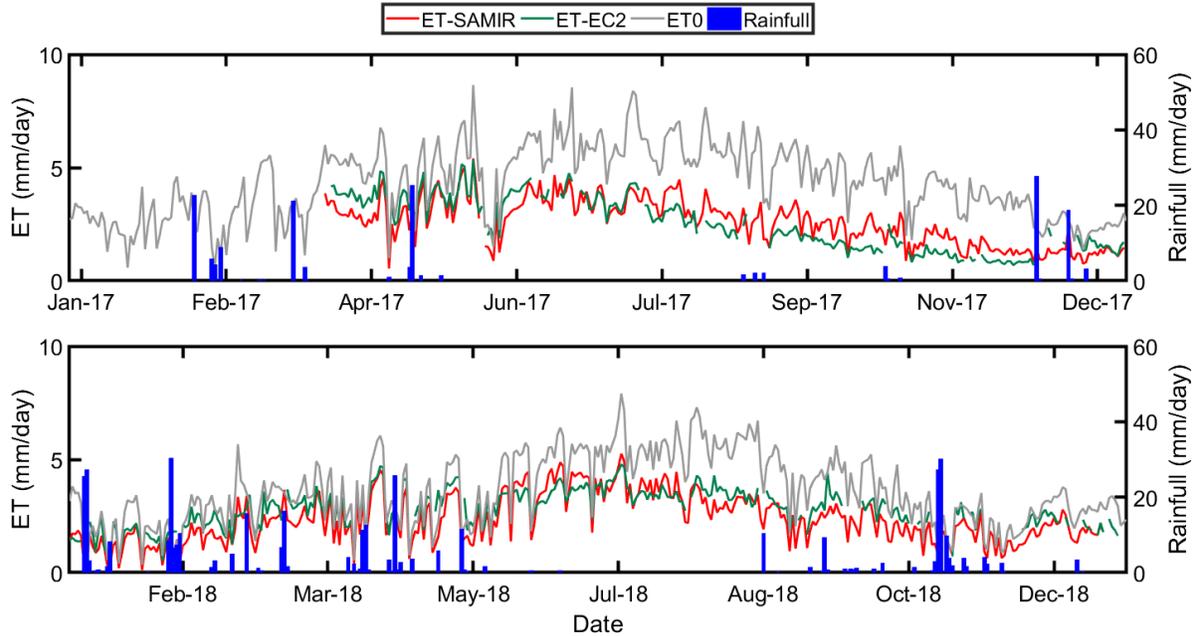


Figure III.17: Evapotranspiration journalière mesurée par EC2 et estimée sur le footprint de EC2 par SAMIR pendant la période 2017 et 2018.

### III.5. Conclusion

Tout d'abord, une analyse saisonnière et une comparaison entre les mesures des flux convectifs à l'aide du LAS et des ECs ont été effectuées. Les résultats montrent une bonne cohérence entre les mesures LAS et EC, dont les footprint sont en effet très similaires au niveau occupation du sol, ce qui tend à montrer que les mesures LAS sont correctes malgré leur sensibilité à la hauteur effective du trajet. Ensuite, les mesures du LAS et des ECs ont été utilisées pour évaluer la performance de chaque modèle d'ET forcé par les produits de télédétection. Les résultats obtenus par chaque modèle peuvent être résumés comme suit :

- La performance du modèle TSEB forcée par les produits de télédétection Landsat et MODIS sur la région semi-aride a été évaluée à l'aide des mesures de la EC. Les données de télédétection, y compris la température de surface, l'albédo et l'émissivité de surface, ont été pondérées à l'aide du footprint de l'EC. L'approche proposée peut être considérée comme acceptable pour l'estimation des flux turbulents sur un paysage hétérogène en particulier, avec des entrées dérivées à haute résolution spatiale de Landsat. En revanche, l'accord diminue lorsque l'on utilise des entrées MODIS, qui ont une faible résolution incompatible avec les zones hétérogènes. D'autre part, le fait de prendre des paramètres constants le long de la saison n'est pas représentatif surtout le paramètre de Priestley-Taylor.
- Le modèle SPARSE a montré des performances acceptables dans l'estimation des flux de chaleur latente et sensible. Le modèle a été calibré sur la station EC1 et validé sur EC2. L'écart constaté entre les flux simulés et mesurés peut être attribué à de nombreux facteurs, en particulier à la précision des données satellitaire. En outre, les erreurs de calcul des résistances de surface. De plus, le fait de prendre des paramètres calibrés constants sur toute l'année dans différentes

conditions de végétation et d'environnement n'est pas représentatif d'une surface aussi complexe, en particulier la résistance stomatique minimale ( $r_{st_{min}}$ ).

- Le modèle SW a été testé localement et des résultats acceptables ont été obtenus en estimant l'ET avec une RMSE relative et un biais égal à 0,38 et -0,1 mm/h, respectivement. Les résultats montrent une bonne cohérence, en particulier dans des conditions humides où les valeurs de résistance étaient faibles, ce qui permet une application pratique pour la mesure régionale de l'évapotranspiration dans un paysage hétérogène. Cependant, en condition sèche, l'erreur sur la résistance du sol et de la végétation est plus importante, ce qui permet de surestimer l'évapotranspiration simulée. Les valeurs des résistances ont été inversées par rapport au modèle SW et utilisées pour trouver les relations empiriques basées sur les indices de stress. Cette méthode a été validée à l'échelle locale en comparant les résultats avec le système EC et les performances statistiques étaient encourageantes avec un biais de -0,03 mm/h.
- Le modèle SAMIR a été calibré sur EC1 et validé sur EC2. Le résultat de la calibration a montré une très bonne performance pour la prévision de l'ET. En validation, les résultats sont également très corrects. Nous observons toutefois une surestimation de l'ET en été du fait de la non prise en compte de l'arrêt des irrigations lié à l'assèchement de l'oued.

Dans le chapitre qui suit on va présenter les résultats de chaque modèle appliqué à l'échelle régionale, ainsi une comparaison entre modèles va être abordée pour discuter les avantages de chacun et ses limites.

*Chapitre IV : Spatialisation  
de l'évapotranspiration et  
inter-comparaison des  
modèles*

## IV.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous allons présenter la performance des quatre modèles TSEB, SPARSE, Shuttleworth-Wallace et SAMIR à l'échelle de notre paysage agricole hétérogène en comparant leurs estimations aux mesures du LAS. Dans une première partie, les prédictions de chaque modèle sont discutées afin d'évaluer leur robustesse pour la cartographie de l'évapotranspiration. Dans la deuxième partie du chapitre, les trois modèles SPARSE, Shuttleworth-Wallace et SAMIR sont comparés durant deux saisons 2017 et 2018 et les avantages et les limites de chaque modèle sont discutés.

## IV.2. Validation des estimations des modèles à l'échelle régionale par les mesures du scintillomètre

### IV.2.1. TSEB

La figure IV.1 montre la série temporelle des flux convectifs simulés par TSEB sur la base des données Landsat et MODIS superposées aux mesures du LAS au temps de passage des satellites. L'énergie disponible utilisé pour calculer le flux de chaleur latente à partir des mesures LAS est mesurée par la station EC1. TSEB a correctement prédit l'évolution saisonnière des flux de chaleur sensible et latente forcé par les données Landsat et MODIS, mais avec une nette sous-estimation en utilisant MODIS. En effet, la figure IV.1 montre que TSEB forcé par les entrées Landsat reproduit bien mieux la variabilité des flux au jour le jour. De manière générale, au temps de passage de Landsat, les estimations MODIS présentent des métriques statistiques bien moins bonnes que celles avec Landsat : RMSE = 92,1 W/m<sup>2</sup> et R = 0,68 pour le flux de chaleur sensible et RMSE = 78,3 W/m<sup>2</sup> et R = 0,55 pour le flux de chaleur latente avec MODIS versus RMSE = 68,4 W/m<sup>2</sup> et R = 0,65 pour le flux de chaleur sensible et RMSE = 77,1 W/m<sup>2</sup> et R = 0,64 pour le flux de chaleur latente avec Landsat (Tableau IV.1)). Cela était attendu, car la meilleure résolution des produits Landsat permettent de considérer finement la contribution de chaque type d'occupation du sol. Par ailleurs, TSEB estime correctement les flux de chaleur sensible et latente au cours de la période allant de Novembre 2016 à Juillet 2017 (avec Landsat : RMSE = 61,1 W/m<sup>2</sup> et R = 0,58 pour le flux de chaleur sensible et RMSE = 67,3 W/m<sup>2</sup> et R = 0,71 pour le flux de chaleur latente durant cette période (Tableau IV.1)). Au cours de la période allant d'Août 2017 à Novembre 2017, les prédictions de TSEB que ce soit avec MODIS ou Landsat sont de bien moins bonne qualité (RMSE = 137,7 W/m<sup>2</sup> et R = 0,75 pour le flux de chaleur sensible et RMSE = 75,3 W/m<sup>2</sup> et R = 0,38 pour le flux de chaleur latente avec MODIS versus RMSE = 95 W/m<sup>2</sup> et R = 0,70 pour le flux de chaleur sensible et RMSE = 112,5 W/m<sup>2</sup> et R = 0,44 pour le flux de chaleur latente avec Landsat). Cela peut être lié au paramètre Priestley-Taylor qui a été fixé à une valeur constante au cours de la période d'étude ( $\alpha_{PT} = 1$ ) alors qu'il a été montré par plusieurs auteurs que cette valeur est variable en fonction de la phénologie du couvert et des conditions climatiques (advection). En effet, au cours de cette période, les arbres fruitiers perdent leurs feuilles et le blé est récolté, alors que Priestley-Taylor utilisé dans le modèle suppose que les plantes transpirent à leur rythme potentiel. Plusieurs études ont mis en évidence la tendance de TSEB à surestimer LE (Agam et al. 2010; Colaizzi et al. 2012), en accord avec les résultats obtenus après juillet 2017. Pendant cette période, la modification des propriétés radiatives (albédo) des plantes associées à la sénescence peut également avoir un impact sur le rayonnement net et, en fin de compte, sur la transpiration.

Tableau IV.2: Métriques statistiques des comparaisons entre les flux mesurés par le LAS et estimés par TSEB sur les trois périodes.

			11/2016 à 11/2017	11/2016 à 07/2017	08/2017 à 11/2017
Chaleur sensible	RMSE (W/m <sup>2</sup> )	MODIS	92,1	58	137,7
		Landsat	68,4	61,1	95
	R	MODIS	0,68	0,80	0,75
		Landsat	0,65	0,58	0,70
Chaleur latente	RMSE (W/m <sup>2</sup> )	MODIS	78,3	79,6	75,3
		Landsat	77,1	67,3	112,5
	R	MODIS	0,55	0,61	0,38
		Landsat	0,64	0,71	0,44

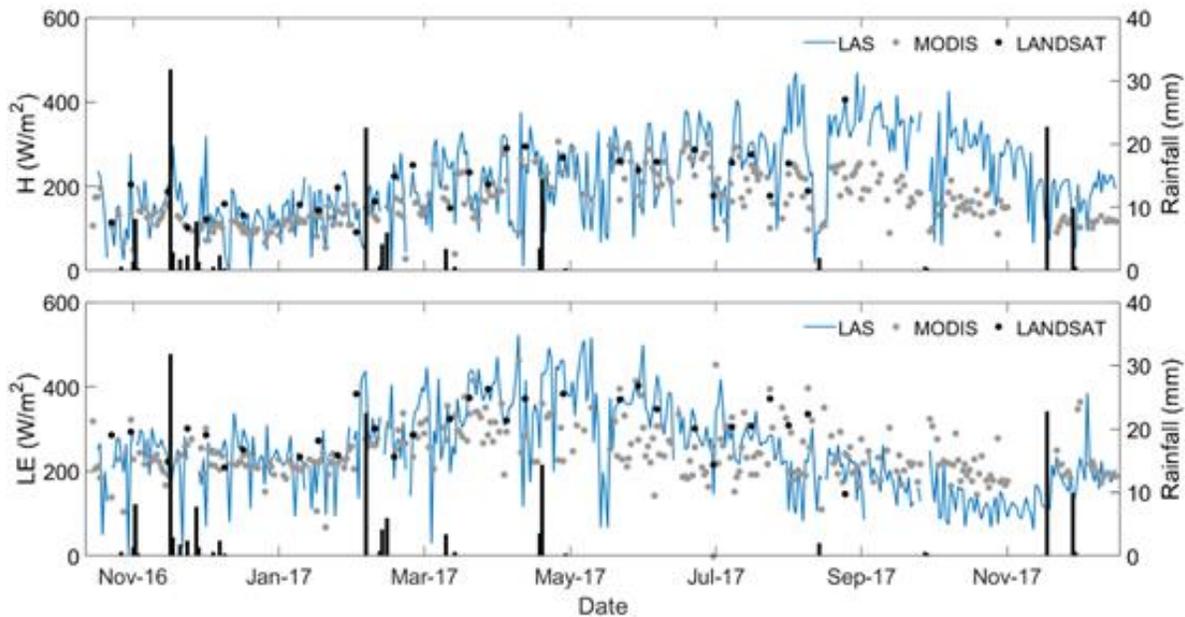


Figure IV.1: Séries chronologiques des mesures de flux convectif LAS (H et LE) à 11h00 et des prédictions TSEB basées sur les produits MODIS et Landsat.

La fiabilité et la représentativité de l'énergie disponible intégrée sur le transect du scintillomètre sont très importantes dans le calcul de l'évapotranspiration avec le LAS, car LE est un terme résiduel qui peut cumuler les erreurs liées aux mesures des autres composantes du bilan d'énergie. L'installation d'instruments de mesures *in situ* tels que le CNR4 ou le NR01 de Campbell pour mesurer le rayonnement net ainsi que des plaques de flux le long du trajet du LAS avec une stratégie d'échantillonnage efficace est complexe et coûteuse, tandis que l'utilisation de produits Landsat à haute résolution peut être une option intéressante vu quelles sont gratuits et représentatifs pour des surfaces larges. La figure IV.2 présente l'erreur entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente estimés par TSEB (Landsat) et les mesures du LAS mais en utilisant l'énergie disponible dérivée de Landsat et non celle mesurée par la station EC1. La comparaison entre le LE prédit par TSEB et le LE mesuré par le LAS en utilisant l'énergie disponible dérivé des données Landsat conduit à une baisse drastique en termes de RMSE (104 avec Landsat contre 77,1 W/m<sup>2</sup> pour le Rn mesuré par la station d'Eddy covariance). Ce résultat apparaît

surprenant au premier abord. En effet, les données Landsat devrait permettre de mieux représenter les contributions à l'énergie disponible des différentes composantes du paysage le long du trajet du scintillomètre. Néanmoins, les erreurs, et en particulier les biais, constatés sur la température de surface et les produits d'albédo impactent fortement l'énergie disponible dérivé de Landsat. En effet, la figure III.4 montre que Landsat surestime la température de surface sur notre région d'étude, ce qui conduit naturellement à une sous-estimation du rayonnement net. De même, la dispersion observée sur les albédos estimés tend à augmenter la dispersion de l'énergie disponible. Ces valeurs faibles de rayonnement net attribué au biais positif sur les températures génèrent de faibles valeurs d'évapotranspiration (la différence moyenne entre le LE LAS estimé à partir de l'énergie disponible de la station et à partir de l'énergie disponible Landsat est de  $70,7 \text{ W/m}^2$ ) et, par voie de conséquence, une RMSE plus élevée (Tableau IV.2). Par contraste, la dynamique inter-journalière est plutôt en meilleur accord avec les prédictions de TSEB ( $R = 0,75$  avec le LE LAS Landsat versus  $R = 0,64$  avec le LE LAS et  $R_n$  observé). En outre, l'énergie disponible peut être fortement affectée par l'erreur de  $G$  (pour rappel,  $G$  est simplement supposé égal à 15 % du rayonnement net). Concernant le flux de chaleur sensible  $H$ , l'accord des prédictions de TSEB avec le LAS est légèrement meilleur en utilisant l'énergie disponible dérivée du capteur Landsat que ce soit en termes de RMSE ou de  $R$  (RMSE de  $58 \text{ W/m}^2$  contre  $68,4 \text{ W/m}^2$  et  $R$  de  $0,71$  contre  $0,65$ ). Nous sommes conscients qu'il s'agit d'une évaluation indirecte du choix entre l'énergie disponible de la station ou de Landsat, mais l'amélioration systématique des coefficients de corrélation est un argument en faveur du choix de l'énergie disponible calculée avec des produits de télédétection à haute résolution tels que Landsat. Un travail doit probablement être mené sur le développement d'une méthode d'estimation de la température de surface pour ces surfaces agricoles hétérogènes, notamment sur l'estimation des émissivités de surfaces. En conclusion, bien que l'utilisation des données de la station réduise le biais dans notre cas d'étude, la meilleure représentativité spatiale des produits à haute résolution tels que ceux dérivés de Landsat peut potentiellement améliorer la dynamique de l'évapotranspiration mesurée par un scintillomètre.

Tableau IV.3: Métriques statistiques des comparaisons des flux estimés par TSEB et mesurés par le LAS en utilisant soit le rayonnement mesuré soit calculé en fonction des données Landsat.

		RMSE ( $\text{W/m}^2$ )	R
Chaleur sensible	LAS avec $R_n$ station	68,4	0,65
	LAS avec $R_n$ Landsat	58	0,71
Chaleur latente	LAS avec $R_n$ station	77,1	0,64
	LAS avec $R_n$ Landsat	104	0,75

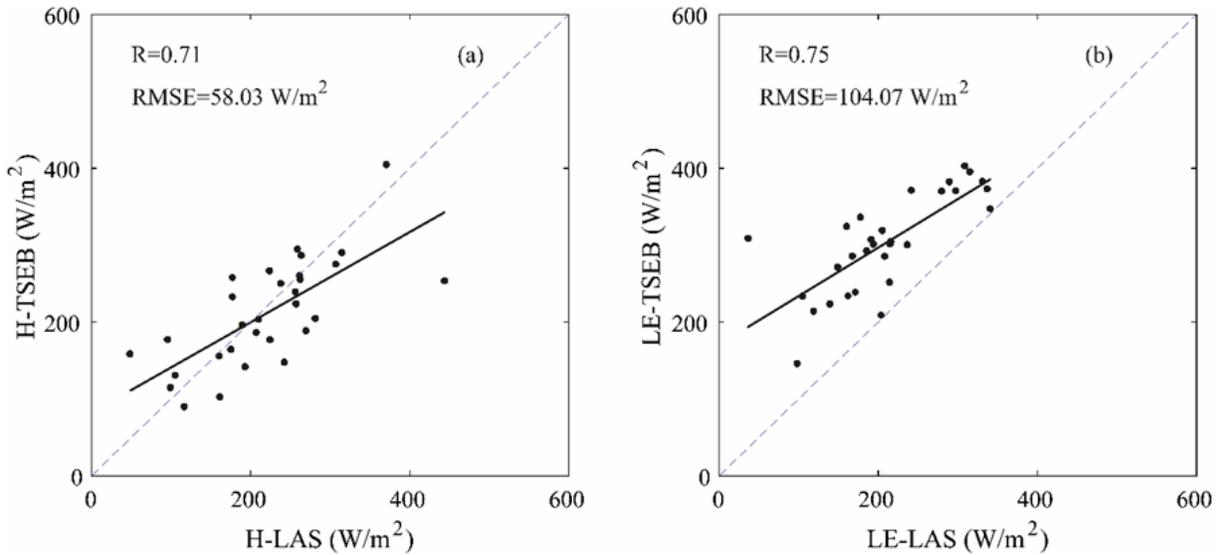


Figure IV.2: Comparaison entre les prédictions TSEB H (a) et LE (b) basées sur les produits Landsat et les mesures LAS utilisant l'énergie disponible calculée en fonction du produit Landsat.

#### IV.2.2. SPARSE

La figure IV.3 montre la comparaison entre les flux de chaleur latente et sensible mesurés par le LAS et ceux simulés par SPARSE après calibration sur la base des entrées Landsat au moment du passage du satellite. Les résultats de la figure IV.3 montrent un accord satisfaisant entre le H modélisé et mesuré au moment des passages du satellite avec une RMSE et un R d'environ, respectivement, 68  $W/m^2$  et 0,61. Les paramètres du modèle ont été calibrés sur un champ planté d'oliviers et de blé en sous-étage, tandis que le footprint du LAS contient d'autres types d'occupation du sol, comme le sol nu, les cultures annuelles et les arbres fruitiers. Cela peut expliquer une partie de la dispersion. L'accord est également bon pour le LE bien que les métriques statistiques soient légèrement moins bonnes que pour le H : RMSE et R d'environ, respectivement, 78,8  $W/m^2$  et 0,64. Nous notons une plus grande dispersion pour le flux de chaleur latente que pour le flux de chaleur sensible, ce qui peut s'expliquer par le fait que, comme pour TSEB, le LE est ici un terme résiduel affecté par des erreurs d'estimation à la fois sur l'énergie disponible et sur H. Un autre problème est lié à l'incertitude de la variable d'entrée, LST. En fait, on sait que de nombreuses incertitudes et erreurs affectent la température de surface détectée à distance, notamment la correction atmosphérique et les paramètres d'émissivité (Delogu et al., 2018). En outre, l'estimation de H dépend principalement de la température de l'air ( $T_a$ ) et de la température de la surface. Il existe une relation étroite entre LST et  $T_a$ , bien que les deux températures aient une signification physique et des réactions aux conditions atmosphériques différentes. En terrain complexe, ces différences sont amplifiées ; pourtant, c'est dans ces environnements que la donnée thermique peut être la plus utile pour la prévision et la caractérisation spatio-temporelles du  $T_a$  (Saadi et al., 2018).

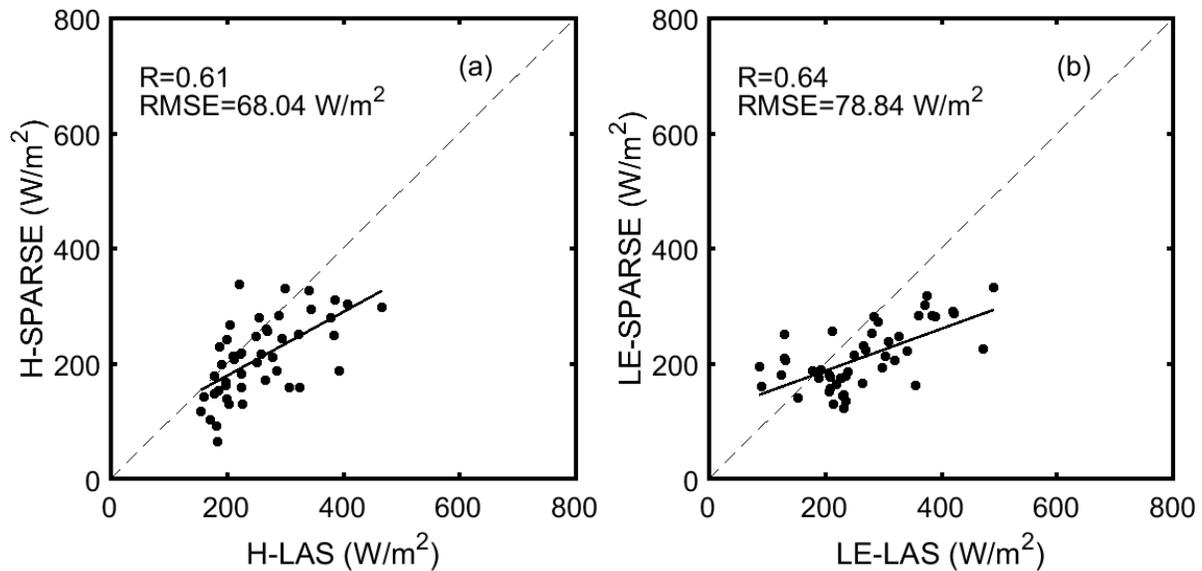


Figure IV.3: Comparaison de flux de chaleur sensible ( $H$ ) et de flux de chaleur latente ( $LE$ ) entre les mesures LAS et les estimations SPARSE basées sur les produits Landsat au temps de passage du satellite.

### IV.2.3. Shuttleworth-Wallace

#### IV.2.3.1. Stress indexes and resistances spatialization

Le modèle SW a été utilisé pour spatialiser l'évapotranspiration sur la zone du piémont. Les données utilisées dans le calcul des résistances du sol et de la végétation sont difficiles à spatialiser étant donné la nécessité de disposer de cartes de l'humidité du sol (*soil moisture* ou SM) à haute résolution spatiale. En effet, les produits globaux d'humidité du sol sont généralement dérivés des radiomètres micro-ondes avec une résolution spatiale supérieure à 10 km. En revanche, les données de télédétection optique et thermique sont disponibles avec une résolution spatiale adaptée à l'échelle de la parcelle. Par conséquent, les données Landsat ont été utilisées à la place des données SM pour calculer les résistances du sol et de la végétation en utilisant la nouvelle approche proposée (cf description chapitre II.4.4). La figure IV.4 présente la variation spatiale des deux indices de stress ( $SI_{SS}$  et  $SI_{SV}$ ) à deux dates en période d'hiver (2017-01-16) et d'été (2017-06-09). Les indices de stress varient entre 0 (aucun stress) et 1 (stress sévère) selon l'état hydrique de la surface. Pour les deux dates, les deux indices affichent, comme prévu, des valeurs proches de 1 au niveau de la rivière puisqu'il n'y avait pas de plantes en croissance. Par conséquent pas d'irrigation, que du sol nu exposé directement au rayonnement solaire justifiant la température élevée de cette zone. En revanche, les zones couvertes par la végétation sont caractérisées par des valeurs de SI inférieures à 1. Les deux indices de stress atteignent des valeurs élevées en été (date 2017-06-09) dépassant 0,6, ce qui peut être justifié par l'absence d'approvisionnement en eau. Cela est compatible avec l'eau disponible puisque le système d'irrigation est basé sur l'eau de surface dont le pic survient au printemps au moment de la fonte des neiges. Par contraste, les cultures apparaissent bien moins stressées en hiver. La figure IV.5 représente les résistances correspondantes du sol et de la végétation, calculées à partir de deux indices de stress par le biais des deux relations proposées ci-dessus (Eqs 81 et 82). La résistance de la végétation est évidemment très élevée le long du lit de la rivière puisque l'indice de stress hydrique tend vers 1 et entraîne une transpiration négligeable. La résistance du sol reflète la variation temporelle et spatiale de l'humidité du sol de surface sur la zone d'étude. Des

valeurs élevées de résistance du sol entraînent une forte diminution de l'évaporation qui est produite par l'augmentation du rayonnement solaire atteignant la surface et la faible irrigation.

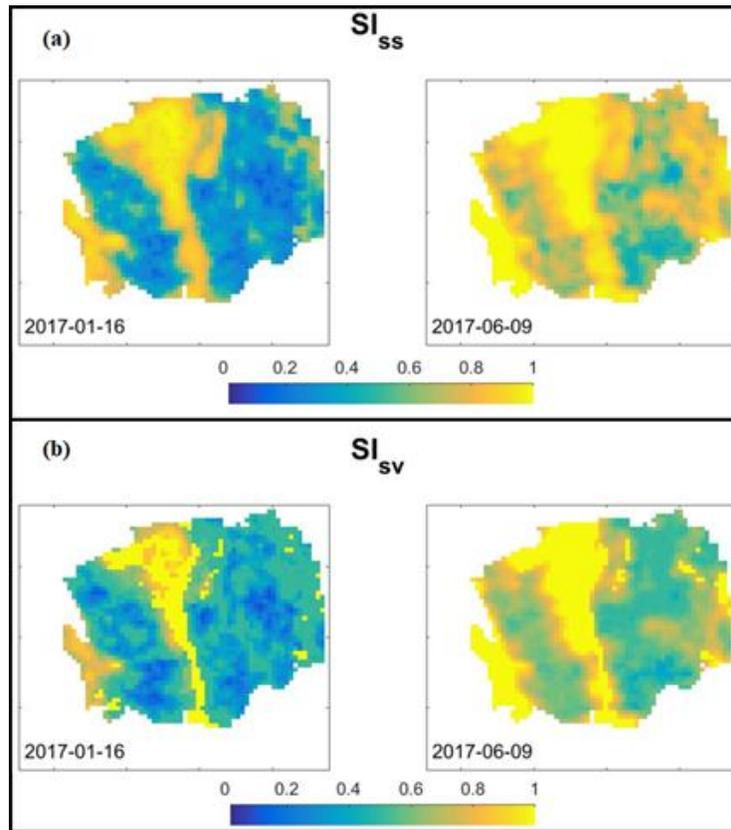


Figure IV.4: Cartes de l'indice de stress du sol ( $SI_{ss}$ ) et de la végétation ( $SI_{sv}$ ) sur la zone d'étude pour deux dates contrastées (2017-01-16) et (2017-06-09).

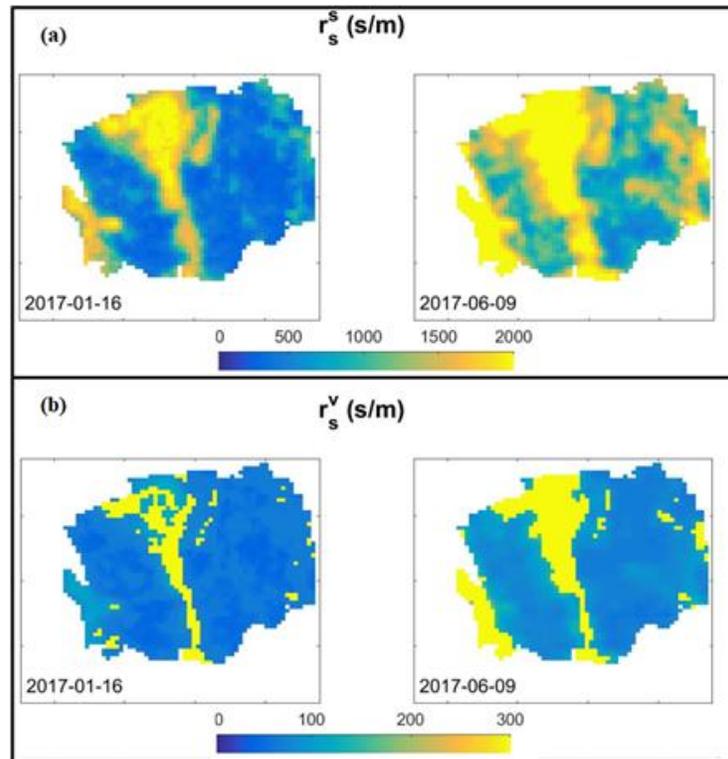


Figure IV.5: Cartes de la résistance du sol ( $r_s^s$ ) et de la végétation ( $r_s^v$ ) sur la zone d'étude à deux dates (2017-01-16) et (2017-06-09).

#### IV.2.3.2. Cartes d'évapotranspiration

La figure IV.6 montre la distribution spatiale et temporelle de l'ET de l'hiver à l'été 2017. Pour cela, 17 images Landsat ont été utilisées, mais seules 9 images acquises par Landsat-7 sont représentées à titre d'illustration. La distribution spatiale de l'ET est étroitement liée à la variation spatiale de la fraction de couverture (Figure IV.7), avec des valeurs faibles le long du lit de la rivière qui représente une surface de sol nu et plus élevées dans l'ensemble du site d'étude qui contient une diversité de terres cultivées et d'arboriculture, en particulier d'oliviers. L'utilisation d'une valeur  $f_c$  moyenne intégrant différentes cultures hétérogènes situées dans un pixel de Landsat peut générer certaines incertitudes dans les estimations de l'ET. En effet, la transpiration de chaque type de culture est différente et dépend de sa réponse aux conditions de stress dues à la différence du LAI et de profondeur d'enracinement. En pratique, les valeurs de LAI doivent être calculées pour chaque culture dans un pixel Landsat et ensuite une formule spécifique doit être utilisée pour dériver le  $f_c$  correspondant de chaque valeur de LAI. Toutefois, cette solution ne peut être appliquée dans cette étude en raison de la complexité du site. Par conséquent, on peut conclure que, bien que de grands progrès aient été réalisés dans le développement des satellites, notamment en termes de résolution spatiale, l'hétérogénéité de notre site est l'un des principaux défis à relever pour utiliser les données satellitaires afin d'évaluer l'évapotranspiration dans ces vergers. Un autre problème qui peut générer certaines incertitudes dans les estimations de l'évapotranspiration sur notre site est la difficulté de mesurer  $T_v$ . En fait, le  $T_v$  mesuré utilisé dans cette étude était une valeur attribuée à l'ensemble de la végétation, ce qui signifie que la même valeur de résistance a été attribuée aux différentes cultures. Dans la pratique, il est difficile d'avoir un endroit adéquat pour installer le capteur radiométrique infrarouge pour fournir des mesures qui peuvent être représentatives de l'ensemble de la

végétation dans une zone aussi complexe. Pour éviter ce problème, nous devons installer un radiomètre infrarouge sur chaque culture, ce qui n'est pas faisable. En revanche, le  $T_v$  estimé en utilisant le modèle de bilan énergétique et la méthode de Hourglass représente la végétation moyenne du pixel, ce qui signifie qu'aucune séparation entre les cultures n'a été prise en compte. Par conséquent, afin d'améliorer les estimations de la transpiration en utilisant le modèle proposé, comme mentionné précédemment, une haute résolution spatiale des données satellitaires est nécessaire sur une telle complexité pour distinguer entre les différents types de cultures. La figure IV.6 montre également une variation saisonnière significative des valeurs de ET allant de moins de 200 à 520 W/m<sup>2</sup>. Cette variation est principalement liée à l'énergie disponible et à la fraction de couverture qui augmentent progressivement entre l'hiver et le début de l'été, au moment de la récolte du blé (Figures IV.7 et IV.8). Cependant, au cinquième jour de mars, les valeurs d'ET étaient faibles même si l'énergie disponible était importante (une moyenne d'environ 420 W/m<sup>2</sup>) et la couverture élevée (une moyenne d'environ 0,65). Ceci est attribué à la saturation atmosphérique, car la température de l'air était basse (environ 14 °C) et l'humidité de l'air était élevée (71,45 %). Cela a réduit considérablement la demande évaporative.

La figure IV.9 montre une bonne cohérence entre les valeurs d'ET simulées en utilisant le modèle SW et les valeurs observées. On observe une meilleure concordance pour le LAS que pour la station EC1, avec des valeurs de RMSE et R<sup>2</sup> respectivement de 0,08 mm/h et 0,80 pour le LAS et 0,1 mm/h et 0,47 pour la station EC1. Cela peut être expliqué par la précision de la relation entre les résistances et les indices de stress qui pourrait être plus forte sur d'autres parcelles que la parcelle où l'étalonnage a été effectué. Sinon, la comparaison avec les mesures de la EC et du LAS montre une sous-estimation avec une pente d'environ, respectivement, 0,84 et 0,88 pour le LAS et la EC1. Cette sous-estimation de la EC1 par le modèle est probablement justifiée par l'erreur sur la donnée LST du satellite. Le traitement de ces données comme déjà mentionné peut entraîner une surestimation de la température de surface. Cela entraînera une surestimation des résistances et par conséquent, l'ET sera sous-estimée. En outre, dans notre modèle, pour un NDVI inférieur à 0,2, le LAI est fixé à 0, tandis qu'une certaine végétation éparsse peut pousser le long de la rivière, ce qui n'est pas suffisant pour dépasser le seuil d'NDVI. Cela peut fournir une estimation faible de ET.

L'approche proposée présente certaines limites par rapport aux modèles traditionnels tels que SEBAL ou METRIC. En effet, ces modèles qui se basent sur les variations relatives de la température de surface au sein de l'image pour projeter le flux de chaleur sensible sur la gamme de valeurs extrêmes de température, minimise fortement la sensibilité au biais sur la mesure de LST (cette approche a aussi ses limites quand les extrêmes d'état hydrique ne sont pas présent dans l'image, Choi et al. 2009). Par contraste, notre approche, basée sur la mesure de la température absolue, exige des traitements et des corrections compliqués (Allen et al. 2007; Gonzalez-Dugo et al. 2009) ainsi que des mesures de la température de l'air. L'approche proposée dépend uniquement de la variabilité de l'humidité représentée par les indices de stress dans le modèle. En outre, l'approche proposée est un modèle à deux sources qui permet de répartir l'ET en évaporation du sol (E) et en transpiration des plantes (T). Cependant, dans cette étude, la répartition de l'évaporation du sol et de la transpiration n'a pas été évaluée étant donné l'indisponibilité des dispositifs de mesure de l'E/T séparée dans la zone d'étude. L'approche proposée a été calibrée sur une parcelle olivier avec un sous-étage de cultures annuelles. La relation établie entre les indices de stress et les résistances (Eqs 81 et 82) sur ce type de couverture pourrait devoir être adaptée à d'autres types de végétation dont la sensibilité aux conditions de stress est différente. Sinon, bien que le site d'étude présente une grande hétérogénéité de type de végétation, l'approche proposée montre une bonne

cohérence lorsque les prédictions sont comparées aux mesures du LAS. Dans l'ensemble, cette modification du modèle SW doit être testée avec d'autres ensembles de données et dans d'autres conditions météorologiques afin d'évaluer sa robustesse et d'améliorer la relation trouvée entre les résistances et les indices de stress thermique. De même, l'application d'autres contraintes sur l'évaporation du sol et la transpiration des plantes, comme l'humidité du sol dérivée des données micro-ondes, sera d'une grande importance pour améliorer les estimations des résistances du sol et de la végétation.

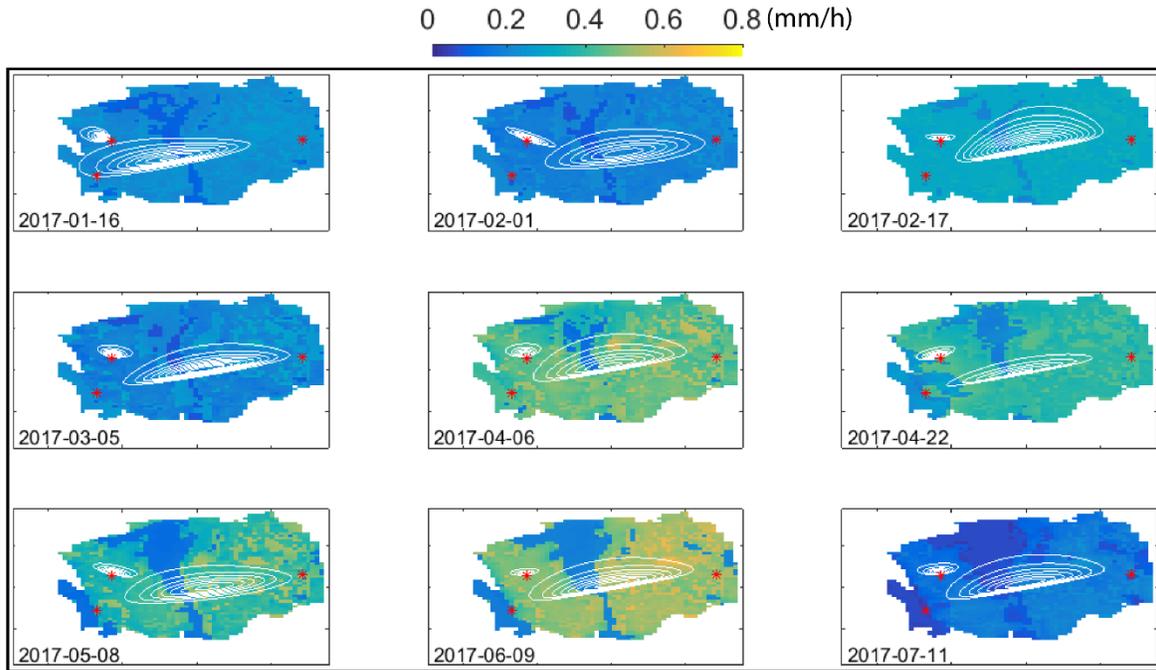


Figure IV.6: Cartes d'évapotranspiration (mm/h) sur la zone d'étude pour les dates du passage de Landsat-7. Le footprint de LAS et EC pour l'instant du passage du satellite est également représentée.

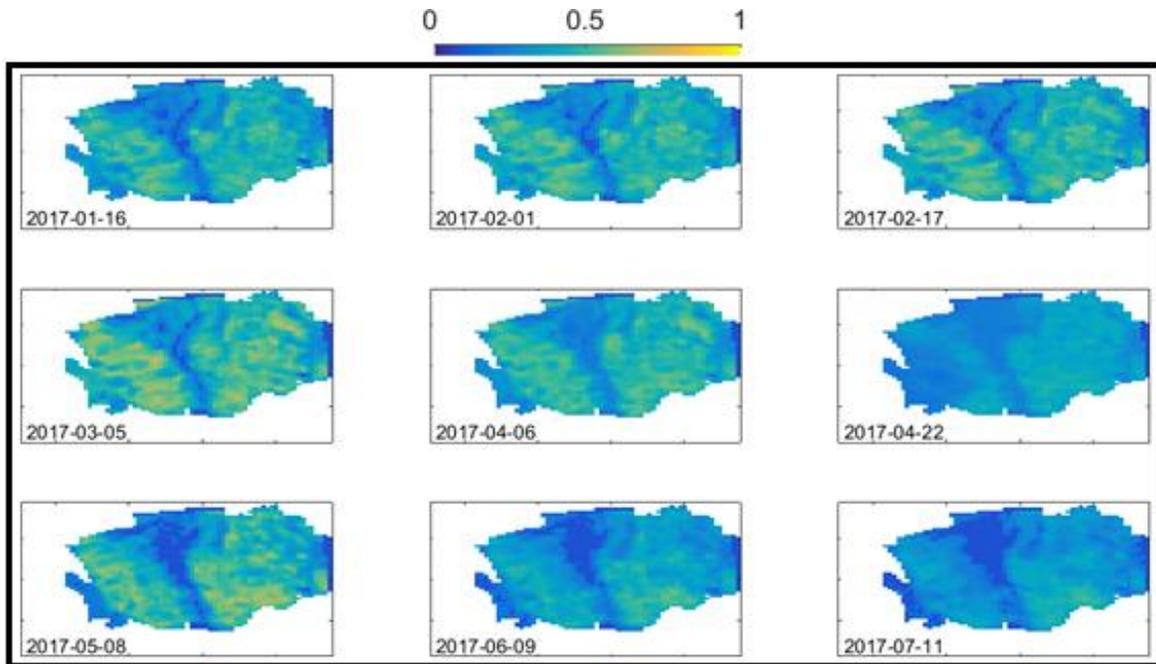


Figure IV.7: Cartes de fraction de couverture sur la zone d'étude pour les dates qui coïncident avec le passage du Landsat-7.

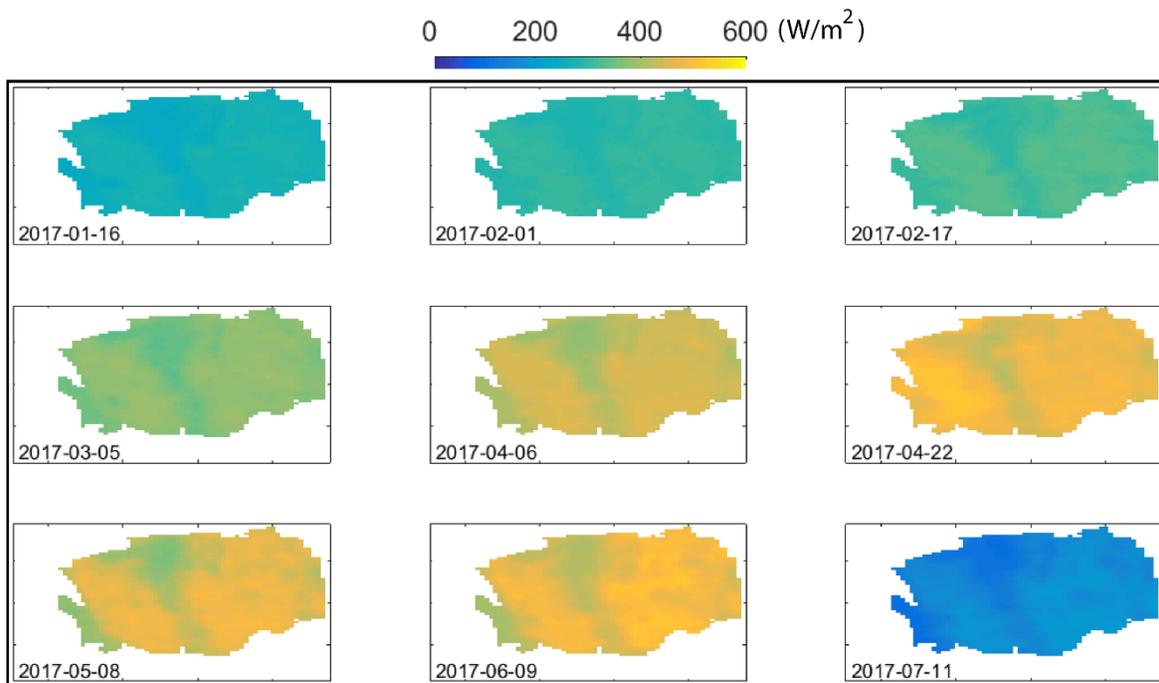


Figure IV.8: Cartes de l'énergie disponible ( $R_n-G$ ) ( $W/m^2$ ) sur la zone d'étude pour les dates qui coïncident avec le passage du Landsat-7.

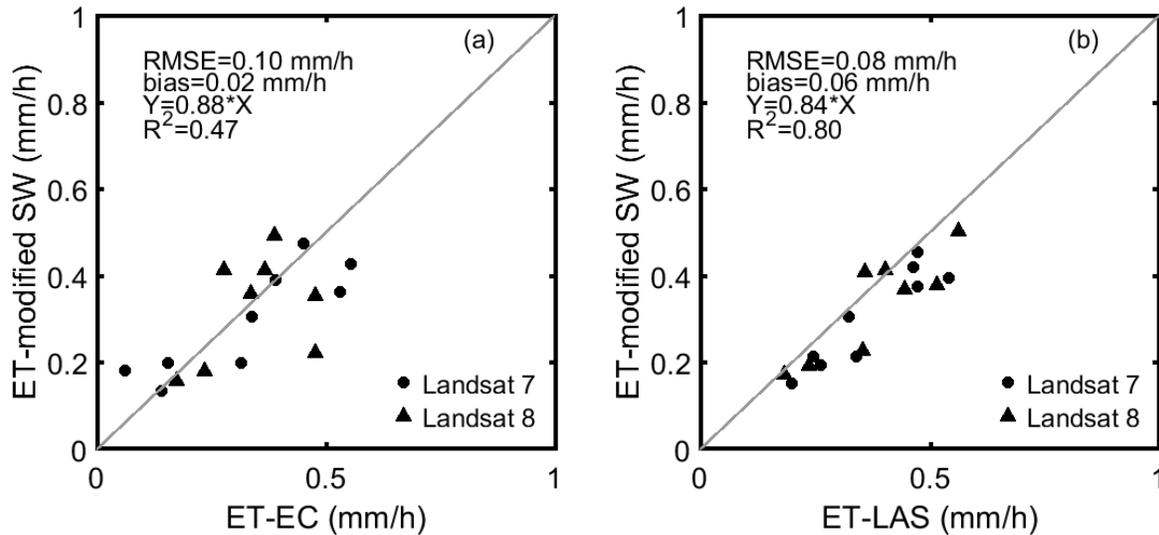


Figure IV.9: Comparaison de l'évapotranspiration estimée à partir du modèle SW modifié en utilisant Landsat-7 et Landsat-8 et mesurée par le système Eddy covariance (a) et le scintillomètre (b).

#### IV.2.4. SAMIR

La comparaison entre l'ET journalière de SAMIR et l'ET mesurée par le LAS en 2017 et 2018 est présentée sur la figure IV.10. Dans l'ensemble, on constate un bon accord entre l'ET simulée et l'ET observée avec une RMSE, un biais et un R de, respectivement, 0,73 mm/jour, 0,45 mm/jour et 0,74. Cependant, on observe des biais saisonniers marqués. Ainsi, entre janvier et juin 2017, SAMIR sous-estime largement l'ET. Une explication possible de cet écart est que pendant cette période, comme il y a suffisamment de précipitations et pas de stress, SAMIR n'applique pas d'irrigation, ce qui n'est pas le cas des agriculteurs qui n'hésitent pas à apporter de l'eau tant elle est disponible à la rivière indépendamment des besoins réels des cultures. En effet, comme le montrent Bouimouass et al. (2020) qui ont étudié l'irrigation dans le bassin versant de l'Ourika très similaire juste à l'est du nôtre, la sur-irrigation est très importante dans ces agrosystèmes. En 2018, cet écart entre l'ET simulée et mesurée est également visible mais plus faible, peut-être parce que les précipitations étaient relativement élevées et que, par conséquent, l'impact de l'irrigation sur l'ET était plus faible. En revanche durant l'été 2017, SAMIR a tendance à surestimer l'ET, probablement pour les raisons déjà évoquées au chapitre 3, à savoir la non prise en compte de l'arrêt des irrigations dû à l'assèchement de l'oued. En revanche au court de l'automne 2018, SAMIR sous-estime l'ET, ce qui peut s'expliquer également par un décalage entre les irrigations optimales de SAMIR et la réalité. En effet la reprise des précipitations précoce cette année-là a provoqué une reprise précoce des écoulements (26 septembre) et donc potentiellement des irrigations au-delà des besoins. Au final, si la concordance globale entre mesures LAS et simulations SAMIR n'amène pas mettre en cause la pertinence de la calibration sur le site EC1, on semble percevoir les limites de SAMIR concernant le contrôle des apports d'eau. Cela apparaît d'autant plus nettement que, dans ces agrosystèmes traditionnels, les apports ne sont pas déterminés seulement par les besoins mais aussi fortement par la disponibilité de l'eau. De plus, l'humidité initiale du sol est une véritable inconnue dans le paramétrage de SAMIR. En outre, l'absence d'une carte pédologique détaillée du sol et l'hypothèse de l'homogénéité des propriétés des sols pour toutes les classes d'occupation du sol est l'une des principales limites du modèle SAMIR. Les pratiques agricoles, en particulier l'irrigation dans le piémont, sont

difficiles à paramétrer. En effet, le manque d'informations sur l'irrigation réelle peut induire des estimations peu fiables puisque l'irrigation est modélisée par SAMIR comme une quantité prédite par un module déclenchant l'irrigation en fonction des niveaux critiques d'humidité du sol (Saadi et al., 2015).

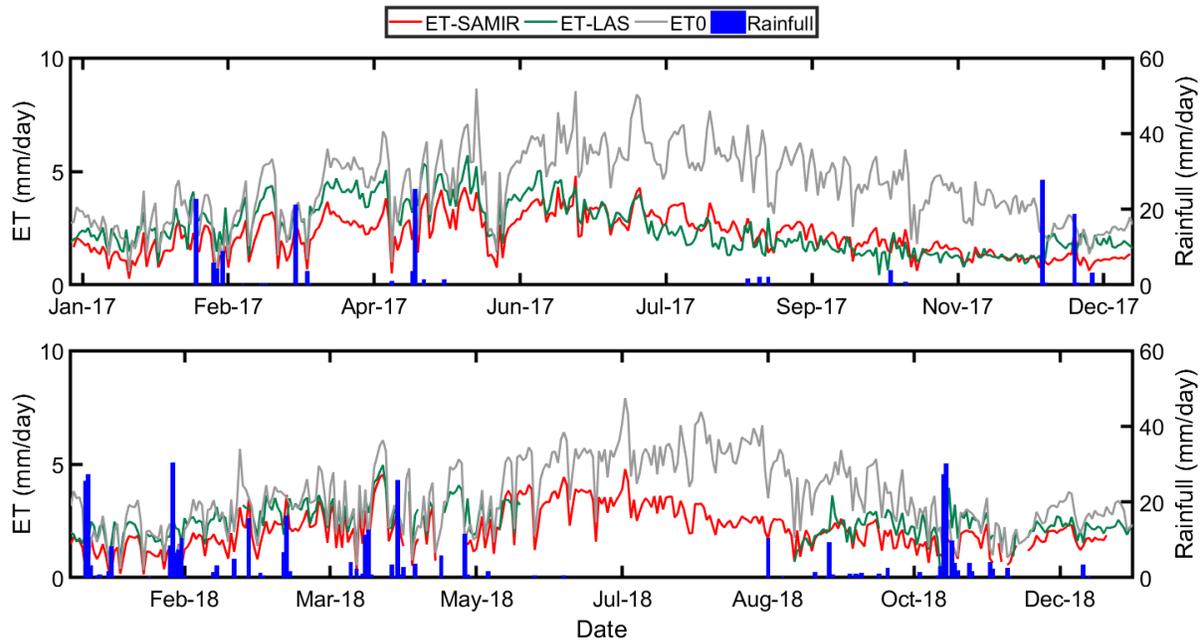


Figure IV.10: ET mesurée par LAS et estimée par SAMIR sur le footprint du LAS au cours de la période 2017 et 2018.

### IV.3. Comparaison des performances des modèles

Les cartes ET fournies par chaque modèle ont été pondérées en utilisant un footprint journalier qui est calculé comme une somme pondérée des footprints semi-horaire par les mesures de rayonnement net. Les valeurs de mesure journalière des observations LAS ont été obtenues en faisant la moyenne des données semi-horaire de 9h à 17h en  $W/m^2$  qui sont transformées en mm/j. Les estimations ET de SAMIR sont prises au temps d'acquisition des images Landsat. Les estimations ET instantanées fournies par SPARSE et SW ont été extrapolées à une valeur journalière en utilisant la méthode de la fraction évaporative (cf description du section II.5-chapitre (Delogu et al., 2012)).

Le tableau IV.3 présente les résultats statistiques des trois modèles on les comparant avec les mesures du LAS. Le RMSE et le R des modèles montre que SAMIR est le moins dispersé et le plus corrélé aux mesures. En revanche, SPARSE montre moins de biais et de dispersion que SW alors que ce dernier est mieux corrélé. Outre les performances générales des modèles sur toute la saison, nous avons examiné de plus près leurs performances sur différentes périodes. SPARSE a obtenu de meilleurs résultats que les autres méthodes au début de saison quand le blé est peu développé avec un RMSE d'environ 0,59 mm/j comparativement à 1,00 et 1,16 mm/j pour SAMIR et SW, respectivement, en 2017 et 0,37 mm/j comparativement à 0,87 et 0,87 mm/j en 2018. SAMIR est basé sur la FAO-56 qui est connue par sous-estimer systématiquement l'ET au stade initial du développement de la végétation comme rapporté dans la littérature (Er-Raki et al., 2007 ; Rafi et al., 2019) à cause de la sous-estimation du flux évaporatif et de la faible valeur du coefficient de culture de base Kcb calculé à l'aide de la relation linéaire NDVI-Kcb. Le modèle SW est également connu sous-estimer l'ET comme rapporté par Zhu et al. (2014) et Ortega-Farias

et al. (2010). A ce stade de développement, les performances de SPARSE sont meilleures car il est alimenté principalement par la LST qui fournit des informations précises sur l'état hydrique de la surface.

Les valeurs ET mesurées et simulées par les différents modèles présentent une dynamique saisonnière similaire (Figure IV.11). Ils ont augmenté avec le début de la saison de croissance, ont atteint des valeurs maximales pendant le pic de croissance et ont diminué avec le début de la sénescence du blé. Étant donné que les précipitations et le développement de la canopée affectent grandement l'ET, les taux d'ET ont considérablement diminué pendant les périodes sèches et ont augmenté immédiatement après les pluies. Le minimum de ET était plus élevé en 2018 qu'en 2017 en raison de l'humidité plus élevée du sol disponible pour les plantes tout au long de la saison de croissance 2018. Cependant, le maximum de ET était plus élevée en 2017 qu'en 2018, ce qui peut être attribué à une énergie disponible nettement inférieure en raison de l'absence fréquente du ciel clair.

Tableau IV.4: Résultats statistiques des trois modèles SPARSE, SW et SAMIR en les comparant avec les mesures du LAS.

	SPARSE	SW	SAMIR
RMSE (mm/j)	0,83	0,92	0,70
Biais (mm/j)	0,50	0,73	0,45
R	0,55	0,60	0,75

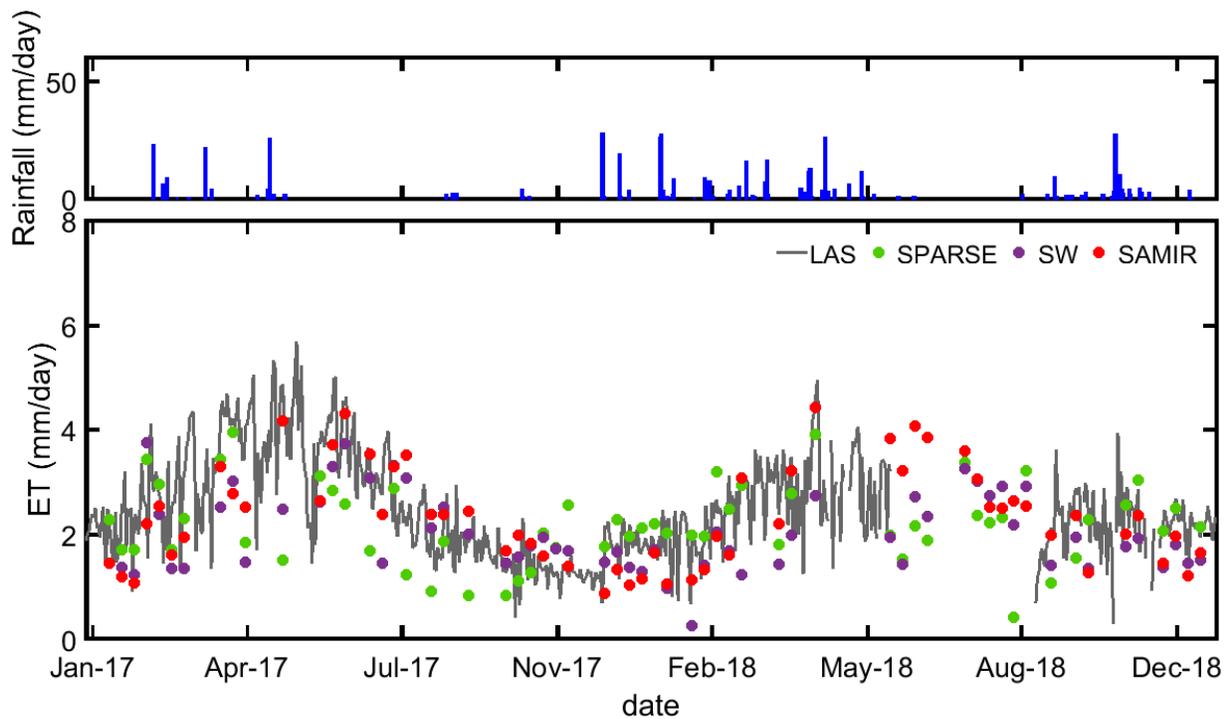


Figure IV.11: Série journalière des précipitations, ET mesurées par LAS et estimées sur le footprint du LAS par SAMIR (points rouges), par SPARSE (points verts) et par SW (points violet) pendant la période 2017 et 2018.

Notez que la carte d'ET SAMIR a une résolution spatiale de 10 m contrairement aux trois autres modèles qui ont 90 m (résolution thermique réelle qui a été réduite à 30 m dans le traitement du produit de Landsat). Les trois images de la figure IV.12 pour la date du 16/01/2017 ont été choisies pour montrer la différence entre les trois modèles tout au long de la phase initiale. À cette date, SAMIR montre des

valeurs spatiales faibles de l'ET, en particulier sur le sol nu qui est censé ne pas être irrigué et aussi sur les parcelles de blé qui étaient en sol nu à cette date. Ces faibles valeurs étaient attendues puisque SAMIR ne dispose d'aucune information sur l'irrigation réelle. En revanche, les données LST donnent à SPARSE des informations sur l'état hydrique réel de la surface. Par conséquent, lorsqu'il y a irrigation, la LST diminue et l'ET augmente. Une autre différence entre ces deux modèles (SAMIR et SPARSE) est liée aux lits des rivières. SAMIR suppose que la rivière est un sol nu sans prendre en compte l'eau due à la remontée capillaire de l'aquifère peu profond associé aux lits des rivières. En revanche, SPARSE peut détecter le changement de l'humidité du sol en fonction de la température de surface. SW estime également des valeurs faibles à ce stade, ce qui n'est pas prévu puisque les résistances dans ce modèle ont été liées à un indice de stress dérivé des données thermiques. Il est vrai que les résistances ont été liées à la température du sol et de la végétation mais la calibration a été faite sur un champ d'oliviers. Ce champ n'était pas représentatif de l'ensemble de la zone d'étude, en particulier les champs de cultures annuelles. La calibration du modèle SW modifié sur différentes occupations du sol est nécessaire pour améliorer ses performances.

Pendant l'été 2017, la figure IV.12 montre que SPARSE sous-estime les valeurs de l'ET, ce qui est dû aux valeurs élevées de la LST qui représentent les conditions de stress pour le modèle. Ce dernier ne dispose d'aucune information sur les propriétés des sols de notre zone d'étude. Les arbres de cette zone ont une zone de racines profondes qui justifie la transpiration même dans des conditions de stress. En ce qui concerne SAMIR et SW, les valeurs estimées ont été plus précises au cours de cette période car elles présentent moins d'écart avec les valeurs mesurées. Cela peut être attribué à la contribution du bilan hydrique du sol pour le modèle SAMIR et à la bonne relation entre les résistances inversées et les indices de stress pour le modèle SW.

En phase de développement et en l'absence de conditions de stress, les estimations SAMIR et SPARSE étaient proches des observations ET (01/04/2018 ; Figure IV.12) contrairement à SW qui montre une sous-estimation. Cependant, la concordance entre SAMIR et SPARSE se situe juste au-dessus de la surface couverte par le footprint du LAS. À cette date, on peut remarquer deux différences importantes entre les deux modèles SAMIR et SPARSE. La première se situe sur la surface au nord et à l'ouest des cartes qui est plantée de blé. Les valeurs élevées de l'ET indiquées sur la figure sont dues à l'irrigation effectuée par le modèle SAMIR lorsque son bilan hydrique du sol le demande. Le modèle SPARSE affiche des valeurs d'ET plus faibles qui peuvent présenter des conditions de stress plus proches de la réalité. Cette hypothèse est basée sur la bonne représentation de l'état hydrique du système par LST car les racines sont moins profondes que pour les oliviers. La deuxième différence entre les deux modèles concerne le sol nu du sud-est et le long du lit de la rivière, où SPARSE calcule des valeurs d'ET plus élevées que SAMIR. Ce dernier sous-estime l'évaporation du sol comme indiqué précédemment et comme l'ont déclaré plusieurs auteurs, qui affirment que le modèle FAO-2Kc sous-estime l'évaporation (Er-Raki et al., 2007 ; Saadi et al., 2015). Rafi et al. (2019) signalent que la simulation de l'évaporation de la FAO chute rapidement après un épisode d'irrigation et la néglige dans des conditions relativement sèches. Jahanfar et al. (2018) et Marasco et al. (2015) ont montré que, pour les jours où l'eau est limitante, l'ET estimée par le modèle de la FAO était sous-estimée. Les valeurs du modèle SW se situent entre les valeurs de SAMIR et de SPARSE sur ces champs. Cela peut être justifié par le fait que les résistances dans ce modèle ont été calculées en utilisant des données thermiques, ce qui est un bon indicateur de l'état de stress, mais l'étalonnage de la relation entre les résistances et les indices de stress a été effectué sur des

oliviers avec un sous-étage de blé. L'utilisation de la même relation sur différentes cultures peut générer un décalage dans l'estimation de l'ET.

Les modèles doivent être évalués en termes de performance, d'incertitude et de réalisme (fourchettes raisonnables de données d'entrée, de paramètres et de structure des modèles). Il n'existe pas d'approche unique pour l'évaluation des modèles et, par conséquent, il n'y a pas de réponse facile à la question de savoir quel modèle est le plus précis. Les modèles doivent être utilisés dans le but qu'ils ont été développés et évalués avec des techniques différentes et pour des conditions différentes. SAMIR est un modèle qui peut être utilisé pour des objectifs hydrologiques, la gestion de l'eau à l'échelle régionale et c'est un outil parfait pour prévoir la date d'irrigation, ce qui pourrait être un outil précieux pour les agriculteurs. SPARSE est un modèle qui peut être utilisé avec précision pour détecter les conditions de stress s'il est correctement calibré. En outre, ET estimé par SPARSE peut être utilisé pour calculer des indices de sécheresse, ce qui est important pour étudier l'effet des pénuries d'eau sur l'écosystème et l'agriculture et, par conséquent, sur l'économie. Le modèle SW est une nouvelle approche qui doit être testée dans différentes conditions afin de trouver une relation robuste qui représente avec précision la variation des résistances en fonction des indices de stress.

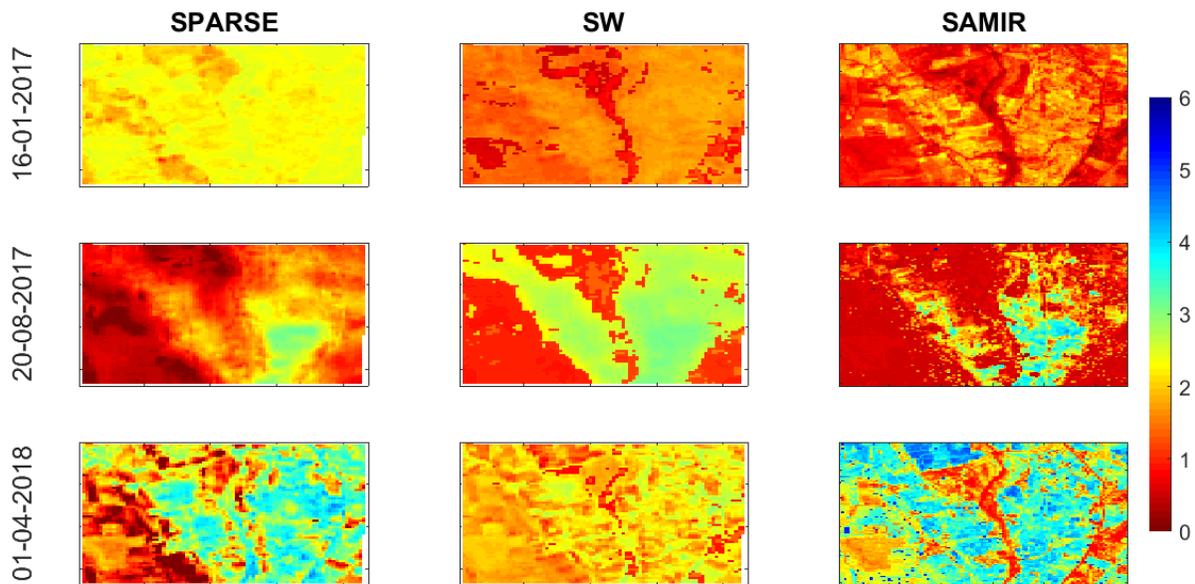


Figure IV.12: Cartes d'ET pour trois jours de conditions climatiques contrastées estimées par SPARSE, SW et SAMIR.

#### IV.4. Conclusion

Ce chapitre a montré le potentiel de chaque approche dans l'estimation de l'ET et l'utilité des données de télédétection optiques et thermiques pour fournir des cartes d'ET à haute résolution temporelle. Les résultats obtenus montrent que les performances des modèles sont contrastées et varient au cours de la saison en fonction des conditions de stress et du développement de la végétation. Chaque modèle présente des avantages et des limites comme SAMIR qui a montré une bonne cohérence temporelle mais avec un biais sur certaines périodes, notamment quand le sol est peu couvert. Concernant SPARSE, bien qu'il soit basé sur des équations physiques, les résultats montrent toujours un niveau de bruit élevé dans les résultats, qui pourrait être amélioré à l'avenir sur la base de données thermiques plus fréquentes et plus

précises. En revanche ce modèle peut fournir des informations précieuses sur le stress hydrique des plantes. La modification effectuée sur le modèle SW a montré une bonne performance pour la cartographie de l'évapotranspiration. En retour, il convient de noter que cette approche n'a été testée que sur notre zone d'étude. D'autres tests de cette approche avec d'autres ensembles de données et sur d'autres conditions de surface sont nécessaires.

## Conclusion générale et perspectives

L'objectif général de cette thèse était d'évaluer plusieurs approches de cartographie de l'évapotranspiration (ET) dans les zones irriguées du piémont (l'amont de la plaine bénéficiant de l'eau des oueds de l'Atlas) dans le bassin versant de Tensift. Dans ce contexte, un scintillomètre à grande ouverture (LAS) a été installé sur un transect d'environ 1,4 km pour mesurer les flux convectifs. Deux systèmes d'Eddy covariance (EC) ont été déployés sur différents sites le long du trajet du LAS. Dans un premier temps, une analyse saisonnière et une comparaison entre les mesures de flux convectifs par LAS et EC ont été réalisées. Les résultats montrent la précision des mesures LAS dans la région du piémont de la montagne. Ensuite, les mesures LAS et EC ont été utilisées pour évaluer les performances des différents modèles forcés par les produits de télédétection Landsat, MODIS et Sentinel-2.

Les mesures LAS et EC ont été utilisées pour évaluer les performances du modèle TSEB forcé par les produits de télédétection Landsat et MODIS sur le site étudié. Les entrées télédéteectées, y compris la température de surface, l'albédo et l'émissivité de surface, ont été pondérées en utilisant le footprint du LAS et EC. L'approche proposée peut être considérée comme acceptable pour l'estimation des flux turbulents à grande échelle sur un paysage hétérogène en particulier, avec des entrées dérivées à haute résolution spatiale de Landsat. En revanche, l'accord diminue avec les entrées issues de MODIS, qui ont une faible résolution incompatible avec le parcellaire fin de notre zone d'étude. En effet, le caractère hétérogène du site d'étude et les incertitudes des fonctions de stabilité de similarité sur les régions de montagne impactent fortement l'estimation des flux turbulents. En outre, Le modèle TSEB repose sur l'hypothèse selon laquelle les plantes transpirent à leur taux potentiel grâce à la paramétrisation de Priestley Taylor ( $\alpha_{PT}$ ). Le fait de prendre ce paramètre constant, implique que les conditions de stress de la végétation ne sont pas correctement prises en compte. En effet, plusieurs études ont constaté que  $\alpha_{PT}$  est variable selon plusieurs paramètres (LAI, déficit de pression de vapeur et l'humidité du sol) (Pereira 2004; Baldocchi and Xu 2007). Pour surmonter ce problème, certains auteurs visent à évaluer la valeur ajoutée de l'approche Penman-Monteith à la place de l'approximation Priestley Taylor comme proposé par Colaizzi et al. (2014). Cette approche a été implémentée dans le modèle SPARSE (Boulet et al., 2015) testé dans ce travail (voir ci-dessous).

Dans un second temps le modèle Shuttleworth-Wallace est utilisé pour générer des cartes de l'ET en utilisant les données de télédétection thermiques. La spatialisation de ce modèle nécessite des cartes de certaines variables qui ne sont pas actuellement disponibles à une résolution adaptée à l'échelle des parcelles de notre zone d'étude avec les capteurs en orbite, en particulier, l'humidité du sol. Nous avons proposé d'utiliser les données thermiques et optiques fournies par Landsat 7 et 8 à la place de l'humidité du sol qui est difficile à obtenir. Les résistances du sol et de la végétation ( $r_s^s, r_s^v$ ) étaient liées aux indices de stress qui sont calculés à partir d'une normalisation de la température de la végétation et du sol par leurs bornes aux limites. Les températures de la végétation et du sol sont dérivées en utilisant la méthode du Hourglass forcée par la fraction de végétation et les données météorologiques. Les bornes aux limites des deux composantes de température de surface sont simulées à l'aide d'un modèle de bilan énergétique de surface. Dans un premier temps, le modèle de SW est testé localement et des résultats acceptables ont été obtenus dans l'estimation de l'ET. Par la suite, les valeurs des résistances ont été inversées à partir du modèle SW et utilisées pour établir les relations empiriques basées sur les indices de stress. La méthode a été validée à l'échelle locale en comparant les résultats avec le système EC et les performances

statistiques obtenues étaient encourageantes avec une RMSE et un biais de, respectivement, 0.38 et - 0.1 mm/h. Enfin, l'approche proposée a été spatialisée à l'aide des données Landsat 7 et 8 et a confirmé sa précision en comparant les résultats avec les mesures LAS et EC. Cette approche prouve l'utilité de la télédétection thermique et optique pour estimer l'ET à l'échelle régionale. La principale limite est liée à la faible répétitivité des données Landsat. Enfin, il convient de noter que la procédure proposée ici n'a été testée que pendant une saison de croissance. Il est nécessaire de tester cette approche avec d'autres jeux de données et sur d'autres conditions de surface.

Dans la dernière partie de la thèse nous avons comparé les trois modèles SW, SPARSE et SAMIR afin d'investiguer leur précision et leur applicabilité pratique compte tenu des différents niveaux de complexité et des exigences en variable d'entrée. SAMIR fonctionne sur une base journalière et simule les composantes du bilan hydrique selon le formalisme développé par la FAO-56 avec une description simplifiée du sol dans trois compartiments. Les paramètres des cultures et du sol pour les oliviers ont été calibrés sur la base des mesures de l'ET de l'Eddy covariance. Les paramètres spécifiques des cultures ont été fixés à des valeurs calibrées pour les oliviers et tirés de la littérature pour les autres classes d'occupation du sol. En l'absence d'une carte pédologique détaillée des sols, les propriétés des sols pour toutes les classes d'occupation de sol ont été considérées comme homogènes. Malgré l'avantage du modèle SAMIR dans l'estimation des composantes du bilan hydrique, la nécessité des données des apports en eau (irrigation et pluie) nécessaires pour l'estimation de l'ET réelle reste le principal inconvénient de ce modèle. La version parallèle de SPARSE est utilisée dans cette thèse où cinq de ces paramètres ont été calibrés : la résistance stomatique minimale ( $rst_{min}$ ), la largeur de la feuille ( $w$ ), le rapport entre le rayonnement net du sol et le flux de chaleur du sol ( $\xi$ ), le coefficient d'extinction ( $kappa$ ) dans l'équation où la couverture de la fraction est calculée en fonction de LAI et un coefficient empirique dans la résistance aérodynamique ( $n_{SW}$ ). Le modèle SPARSE est limité par plusieurs hypothèses et incertitudes. Notamment, la fiabilité des données de température de surface. L'utilité des données de télédétection optiques et thermiques pour fournir des cartes d'ET à haute résolution temporelle a été démontré. Les trois modèles prédisent bien l'évolution saisonnière de l'ET pendant les deux saisons 2017 et 2018. Cependant, SAMIR affiche de meilleures performances que SPARSE et SW. En revanche, leurs performances sont contrastées et varient au cours de la saison en fonction des conditions de stress et du développement de la végétation. On ne peut pas affirmer la pertinence d'un modèle par rapport à un autre mais par contre chaque modèle doit être utilisé dans le but qu'il a été développé et évalué. Cette étude contribue à jeter les bases de l'exploration des complémentarités entre les approches afin d'améliorer la cartographie de l'évapotranspiration surveillée avec des données de télédétection haute résolution.

Sur la base des résultats obtenus et des conclusions atteintes, plusieurs perspectives prometteuses peuvent être envisagées pour améliorer ce travail.

- Plusieurs missions sont actuellement en préparation pour fournir des données dans le domaine thermique avec une résolution proche de celle de Landsat mais avec une répétitivité de quelques jours : la mission LSTM de l'ESA et la mission franco-indienne TRISHNA (Lagouarde et al. 2018). Ces nouvelles données, en combinaison avec les données optiques de la constellation Sentinel permettront d'exploiter pleinement le potentiel des modèles de bilan d'énergie qui contrairement aux approches basées sur la résolution d'un bilan hydrique de type SAMIR/FAO-56 à double coefficient nécessite la connaissance des apports d'eau d'irrigation à l'échelle parcellaire. Outre les produits dérivés de l'optique et du thermique, d'autres produits de

téledétection pertinents pourraient être utilisés pour alimenter l'approche proposée. En particulier, les données micro-ondes, qui sont fortement liées à l'état hydrique du sol, peuvent fournir une voie prometteuse pour une meilleure gestion de l'irrigation. Plusieurs travaux récents ((Baghdadi et al. 2017; Ouaadi et al. 2020) proposent de nouvelles approches pour cartographier l'humidité superficielle du sol à partir des données radar acquise en bande C par les satellites Sentinel-1 avec une résolution et une répétitivité compatible avec la croissance rapide des cultures annuelles et avec l'échelle de la parcelle.

- Il est important de noter que les modèles qui ont été utilisés n'ont pas été spécifiquement évalués en termes de la partition évaporation/transpiration, en utilisant des mesures séparant l'ET en évaporation du sol (E) et transpiration de la végétation (T) simultanément. Une estimation précise de la répartition de l'ET est fondamentale pour déterminer les besoins en eau des cultures et optimiser la gestion de l'irrigation. Les processus E et T dans les écosystèmes sont nettement différents. T est toujours utilisé pour le calcul de la productivité des plantes, contrairement à E qui ne contribue pas à la production. La répartition de l'ET en composantes de gain et de perte pour l'écosystème est généralement définie par le terme WUE (*water use efficiency*, en français, efficacité de l'utilisation de l'eau) ou plus précisément (*water productivity*, en français, productivité de l'eau). En ce sens, T est généralement considéré comme la composante la plus souhaitable alors que E est indésirable (Agam et al. 2012; Van Halsema and Vincent 2012). La réduction de E pourrait en fait être l'une des plus importantes mesures d'économie d'eau dans les régions agricoles semi-arides.
- En plus des données optiques et thermiques, d'autres produits de télédétection pertinents pourraient être utilisés pour alimenter les modèles. En particulier les données micro-ondes, qui sont fortement liées à l'état hydrique du sol. Sentinel-1 fournit des produits du coefficient de rétrodiffusion, à une résolution spatiale de 10 m avec une répétitivité de 5 jours, ce qui est fortement lié à la variabilité de l'humidité du sol. Plusieurs produits d'humidité du sol existent comme évoqués plus haut. Ils pourraient permettre d'améliorer les estimations de l'évaporation du sol et corriger ainsi les déficiences des modèles tels que la FAO-56, comme nous l'avons mis en évidence. D'autres indicateurs de télédétection pertinents pourraient être utilisés pour alimenter les modèles. En particulier, l'indice de réflectance photochimique (PRI) qui est un indice renseignant sur l'état d'époxydation du cycle des xanthophylles mis au point par Gamon et al. (1992), s'exprime sous la forme d'une différence normalisée entre la réflectance aux longueurs d'onde 531 nm et 570 nm. La variation de cet indice spectral est basée sur les modifications du pigment xanthophyllien qui accompagnent le stress des plantes et l'activité photosynthèse associée. Suárez et al. (2008) ont constaté que le PRI est bien corrélé aux indicateurs physiologiques du stress hydrique, tels que la conductance stomatique, le potentiel d'eau des tiges et la fluorescence au-dessus d'un verger d'oliviers. Le défi consiste à mettre au point une nouvelle formulation des résistances qui intègre les informations sur le stress fournies par l'indice PRI. Dans ce contexte, la mission Fluorescence Explorer (FLEX) sera lancée d'ici 2022 pour fournir des cartes mondiales mensuelle et de 300 m<sup>2</sup> comme résolution spatiale de la fluorescence de la végétation, du PRI, des mesures de la température du couvert végétal et de plusieurs variables telles que la teneur en chlorophylle et l'indice de surface foliaire nécessaires pour évaluer l'état physiologique réel de la végétation.

- Les problèmes actuels d'environnement et d'utilisation de l'eau nécessitent un point de vue plus régional, les modèles SVAT distribués pourraient être un outil intéressant, mais très difficile à mettre en œuvre en raison du manque d'informations sur les caractéristiques du sol de vastes zones. L'assimilation de données thermiques pourrait être un moyen de calibrer ces modèles avec une quantité limitée d'informations sur la surface. En fait, afin de fournir des informations supplémentaires sur l'état des eaux du sol distribuées sur les zones étudiées, les produits d'ET dérivés du TIR pourraient être assimilés directement soit dans les modèles SVAT soit dans les modèles hydrologiques. Les données de télédétection TIR ont été assimilées dans plusieurs modèles SVAT (Cammalleri et Ciraolo, 2012 ; Pellenq et Boulet, 2004), et également dans la méthode FAO-56 (Er-Raki et al. 2008) sur laquelle est basé le modèle SAMIR. Par conséquent, puisque SAMIR est un modèle simulant des composantes continues du bilan hydrique, en cas d'échec dans l'estimation des valeurs précises de l'ET, l'ET réelle modélisée à l'aide du modèle SPARSE peut être directement assimilée dans SAMIR. Les estimations de SPARSE correspondant à une acquisition d'image infrarouge thermique à haute résolution seraient particulièrement importantes afin d'orienter les estimations du modèle SAMIR dans la bonne direction.

## Bibliographie

- Agam N, Evett SR, Tolk JA, et al (2012) Evaporative loss from irrigated interrows in a highly advective semi-arid agricultural area. *Adv Water Resour* 50:20–30. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.07.010>
- Agam N, Kustas WP, Anderson MC, et al (2010) Application of the priestley-taylor approach in a two-source surface energy balance model. *J Hydrometeorol* 11:185–198. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1124.1>
- Ahuja L., Rojas KW, Hanson JD, et al (2000) Root Zone Water Quality Model: Modelling Management Effects on Water Quality and Crop Production
- Albergel C (2010) Assimilation de données de télédétection dans le modèle ISBA-A-gs pour une analyse conjointe de la biomasse et de l'état hydrique du sol. <http://www.theses.fr>
- Allen RG, Pereira LS, Howell TA, Jensen ME (2011) Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agric Water Manag* 98:899–920. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.12.015>
- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M, (1998) Crop Evapotranspiration—Guidelines for Computing Crop Water Requirements; FAO Irrigation and Drainage Paper 56; FAO: Rome, Italy, p. 300.
- Allen RG, Tasumi M, Morse A, Trezza R (2005) A landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irrig Drain Syst* 19:251–268. <https://doi.org/10.1007/s10795-005-5187-z>
- Allen RG, Tasumi M, Trezza R (2007) Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. *J Irrig Drain Eng* 133:380–394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
- Amazirh A, Er-Raki S, Chehbouni A, et al (2017) Modified Penman–Monteith equation for monitoring evapotranspiration of wheat crop: Relationship between the surface resistance and remotely sensed stress index. *Biosyst Eng* 164:68–84. <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2017.09.015>
- Amazirh A, Merlin O, Er-Raki S, et al (2018) Retrieving surface soil moisture at high spatio-temporal resolution from a synergy between Sentinel-1 radar and Landsat thermal data: A study case over bare soil. *Remote Sens. Environ.* 211:321–337
- Anderson MC, Norman JM, Diak GR, et al (1997) A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sens Environ* 60:195–216. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00215-5)
- Anderson MC, Norman JM, Mecikalski JR, et al (2007) A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. *J Geophys Res Atmos* 112:. <https://doi.org/10.1029/2006JD007506>
- Annandale JG, Benade N, Jovanovic NZ, Steyn JM, Du Sautoy N & Marais D (1999). *Facilitating Irrigation Scheduling by Means of the Soil Water Balance Model*, Water Research Commission Report No. 753/1/99, Pretoria, South Africa.
- Annandale JG, Campbell GS, Olivier FC, Jovanovic NZ (2000) Predicting crop water uptake under full and deficit irrigation: An example using pea (*Pisum sativum* L. cv. Puget). *Irrig Sci* 19:65–72. <https://doi.org/10.1007/s002710050002>
- Aouade G, Jarlan L, Ezzahar J, et al (2019) Evapotranspiration partition using the multiple energy balance version of the ISBA-A-gs land surface model over two irrigated crops in a semi-arid Mediterranean region (Marrakech, Morocco). *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 24:3789–3814. <https://doi.org/10.5194/hess-2019-532>
- Aslyng HC, & Hansen S, (1982) *Water Balance and Crop Production Simulation. Model WATCROS for Local and Regional Application*. Hydrotechnical Laboratory, The Royal Vet. and Agric. Univ., Copenhagen, 200 pp.
- Avissar R, Pielke RA (1989) A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric

- numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon Weather Rev* 117:2113–2136. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<2113:APOHLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<2113:APOHLS>2.0.CO;2)
- Baghdadi N, Hajj M El, Zribi M, Bousbih S (2017) Calibration of the Water Cloud Model at C-Band for winter crop fields and grasslands. *Remote Sens* 251:. <https://doi.org/10.3390/rs9090969>
- Baldocchi DD, Harley PC (1995) Scaling carbon dioxide and water vapour exchange from leaf to canopy in a deciduous forest. I. Leaf model parametrization. *Plant Cell Environ* 18:1146–1156. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.1995.tb00625.x>
- Baldocchi DD, Wilson KB (2001) Modeling CO<sub>2</sub> and water vapor exchange of a temperate broadleaved forest across hourly to decadal time scales. *Ecol Modell* 142:155–184. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(01\)00287-3](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(01)00287-3)
- Baldocchi DD, Xu L (2007) What limits evaporation from Mediterranean oak woodlands - The supply of moisture in the soil, physiological control by plants or the demand by the atmosphere? *Adv Water Resour* 30:2113–2122. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.06.013>
- Barsi JA, Barker JL, Schott JR (2003) An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. pp 3014–3016.
- Bartholic JF, Namken LN, Wiegand CL (1972) Aerial Thermal Scanner to Determine Temperatures of Soils and of Crop Canopies Differing in Water Stress 1. *Agron J* 64:603–608. <https://doi.org/10.2134/agronj1972.00021962006400050016x>
- Bastiaanssen WGM (1995) Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates
- Bastiaanssen WGM, Noordman EJM, Pelgrum H, et al (2005) SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *J Irrig Drain Eng* 131:85–93. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2005\)131:1\(85\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(85))
- Bastiaanssen WGM, Pelgrum H, Wang J, et al (1998) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. *J Hydrol* 213–229. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00254-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00254-6)
- Beljaars ACM, Holtslag AAM (1991) Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J Appl Meteorol* 30:327–341. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<0327:FPOLSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<0327:FPOLSF>2.0.CO;2)
- Blyth E, Gash J, Lloyd A, et al (2010) Evaluating the JULES land surface model energy fluxes using FLUXNET data. *J Hydrometeorol* 11:509–519. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1183.1>
- Boegh E, Soegaard H, Thomsen A (2002) Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sens Environ* 79:329–343. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00283-8](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00283-8)
- Bouimouass H, Fakir Y, Tweed S, Leblanc M (2020) Groundwater recharge sources in semiarid irrigated mountain fronts. *Hydrol Process* 34:1598–1615. <https://doi.org/10.1002/hyp.13685>
- Boukhari K, Fakir Y, Stigter TY, et al (2015) Origin of recharge and salinity and their role on management issues of a large alluvial aquifer system in the semi-arid Haouz plain, Morocco. *Environ Earth Sci* 73:6195–6212. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3844-y>
- Boulet G, Mougenot B, Lhomme JP, et al (2015) The SPARSE model for the prediction of water stress and evapotranspiration components from thermal infra-red data and its evaluation over irrigated and rainfed wheat. *Hydrol Earth Syst Sci* 4653–4672. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4653-2015>
- Bouras E, Jarlan L, Khabba S, et al (2019) Assessing the impact of global climate changes on irrigated wheat yields and water requirements in a semi-arid environment of Morocco. *Sci Rep* 9:. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55251-2>
- Braud I, Dantas-Antonino AC, Vauclin M, et al (1995) A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J Hydrol* 166:213–250. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)05085-C](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)05085-C)
- Brenner AJ, Incoll LD (1997) The effect of clumping and stomatal response on evaporation from sparsely vegetated shrublands. *Agric For Meteorol* 84:187–205. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(96\)02368-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(96)02368-4)

- Brutsaert W (1982) Some exact solutions for nonlinear desorptive diffusion. *ZAMP Zeitschrift für Angew Math und Phys.* <https://doi.org/10.1007/BF00955702>
- Brutsaert W, Kustas WP (1987) Surface water vapor and momentum fluxes under unstable conditions from a rugged-complex area. *J Atmos Sci* 44:421–431. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<0421:SWVAMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<0421:SWVAMF>2.0.CO;2)
- Brutsaert W, Sugita M (1992) Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation. *J Geophys Res* 97:18377–18382. <https://doi.org/10.1029/92jd00255>
- Businger JA, Wyngaard JC, Izumi Y, Bradley EF (1971) Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *J Atmos Sci* 28:181–189. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0181:fprita>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0181:fprita>2.0.co;2)
- Caparrini F, Castelli F, Entekhabi D (2003) Mapping of land-atmosphere heat fluxes and surface parameters with remote sensing data. *Boundary-Layer Meteorol* 107:605–633. <https://doi.org/10.1023/A:1022821718791>
- Caparrini F, Castelli F, Entekhabi D (2004) Variational estimation of soil and vegetation turbulent transfer and heat flux parameters from sequences of multisensor imagery. *Water Resour Res* 40:. <https://doi.org/10.1029/2004WR003358>
- Carlson T (2007) An Overview of the “Triangle Method” for Estimating Surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery. *Sensors* 7:1612–1629. <https://doi.org/10.3390/s7081612>
- Carlson TN, Capehart WJ, Gillies RR (1995) A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sens Environ* 54:161–167. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00139-R](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00139-R)
- Caselles V, Artigao MM, Hurtado E, et al (1998) Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sens Environ* 63:1–10. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00108-9](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00108-9)
- Chaponnière a. (2005) Fonctionnement hydrologique d’un bassin versant montagneux semi-aride Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain)
- Chávez JL, Neale CMU, Prueger JH, Kustas WP (2008) Daily evapotranspiration estimates from extrapolating instantaneous airborne remote sensing et values. *Irrig Sci* 27:67–81. <https://doi.org/10.1007/s00271-008-0122-3>
- Chehbouni A, Ezzahar J, Watts CJ, Garatuza-Payan J (2009) Estimating area-averaged surface fluxes over contrasted agricultural patchwork in a semi-arid region. In: *Recent Advances in Remote Sensing and Geoinformation Processing for Land Degradation Assessment*
- Chehbouni A, Kerr YH, Dedieu G, et al (1999) Synthèse des découvertes et des principaux résultats scientifiques obtenus pendant le programme SALSA. *AMA* 1999 285–288
- Chen JM, Liu J (2020) Evolution of evapotranspiration models using thermal and shortwave remote sensing data. *Remote Sens Environ* 237:. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111594>
- Chen JM, Menges CH, Leblanc SG (2005) Global mapping of foliage clumping index using multi-angular satellite data. *Remote Sens Environ* 97:447–457. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.05.003>
- Choi M, Kustas WP, Anderson MC, et al (2009) An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, U.S.) during SMACEX. *Agric For Meteorol* 149:2082–2097. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.07.002>
- Colaizzi PD, Agam N, Tolck JA, et al (2014) Two-source energy balance model to calculate E, T, and ET: Comparison of priestley-taylor and penman-monteith formulations and two time scaling methods. *Trans ASABE* 57:479–498. <https://doi.org/10.13031/trans.57.10423>
- Colaizzi PD, Kustas WP, Anderson MC, et al (2012) Two-source energy balance model estimates of evapotranspiration using component and composite surface temperatures. *Adv Water Resour* 50:134–151. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.06.004>
- Courault D, Bsaibes A, Kpemlie E, et al (2008) Assessing the potentialities of FORMOSAT-2 data for water and crop monitoring at small regional scale in South-Eastern France. *Sensors* 8:3460–3481. <https://doi.org/10.3390/s8053460>

- Courault D, Seguin B, Olioso A (2005) Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrig. Drain. Syst.* 223–249
- Dawes WR & Short DL (1993) *The Efficient Numerical Solution of Differential Equations for Coupled Water and Solute Dynamics: the WAVES model*. CSIRO Division of Water Resources Technical Memorandum 93/18, Canberra, ACT, Australia.
- De Bruin HAR, Kohsiek W, Van Den Hurk BJJM (1993) A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat, and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. *Boundary-Layer Meteorol* 231–257. <https://doi.org/10.1007/BF00710461>
- De Troch FP, Troch PA, Su Z, Lin DS (1990) Application of Remote Sensing For Hydrological Modelling. *Water Sci Technol Libr* 22:165–191. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_9)
- Delogu E, Boulet G, Olioso A, et al (2012) Reconstruction of temporal variations of evapotranspiration using instantaneous estimates at the time of satellite overpass. *Hydrol Earth Syst Sci* 16:2995–3010. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2995-2012>
- Delogu E, Boulet G, Olioso A, et al (2018) Evaluation of the SPARSE dual-source model for predicting water stress and evapotranspiration from thermal infrared data over multiple crops and climates. *Remote Sens* 10:. <https://doi.org/10.3390/rs10111806>
- Diarra A, Jarlan L, Er-Raki S, et al (2017) Performance of the two-source energy budget (TSEB) model for the monitoring of evapotranspiration over irrigated annual crops in North Africa. *Agric Water Manag* 193:71–88. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2017.08.007>
- Duchemin B, Hadria R, Erraki S, et al (2006) Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agric Water Manag* 79:1–27. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.02.013>
- Duchemin B, Hagolle O, Mougenot B, et al (2008) Agrometeorological study of semi-ard areas: An experiment for analysing the potential of time series of FORMOSAT-2 images (Tensift-Marrakech plain). *Int J Remote Sens* 29:5291–5300. <https://doi.org/10.1080/01431160802036482>
- Dyer AJ (1967) The turbulent transport of heat and water vapour in an unstable atmosphere. *Q J R Meteorol Soc* 93:501–508. <https://doi.org/10.1002/qj.49709339809>
- Dye PJ, Jarmain C, Le Maitre D, Everson CS, Gush M & Clulow A (2008) *Modelling Vegetation Water Use for General Application in Different Categories of Vegetation*. Water Research Commission Report No.1319/1/08, ISBN 978-1-77005-559-9, Pretoria, South Africa.
- El Maayar M, Chen JM (2006) Spatial scaling of evapotranspiration as affected by heterogeneities in vegetation, topography, and soil texture. *Remote Sens Environ* 102:33–51. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.01.017>
- Er-Raki S, Chehbouni A, Boulet G, Williams DG (2010a) Using the dual approach of FAO-56 for partitioning ET into soil and plant components for olive orchards in a semi-arid region. *Agric Water Manag* 97:1769–1778. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.06.009>
- Er-Raki S, Chehbouni A, Duchemin B (2010b) Combining satellite remote sensing data with the FAO-56 dual approach for water use mapping in irrigated wheat fields of a semi-arid region. *Remote Sens* 375–387. <https://doi.org/10.3390/rs2010375>
- Er-Raki S, Chehbouni A, Guemouria N, et al (2007) Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agric Water Manag* 87:41–54. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2006.02.004>
- Er-Raki S, Chehbouni A, Hoedjes J, et al (2008) Improvement of FAO-56 method for olive orchards through sequential assimilation of thermal infrared-based estimates of ET. *Agric Water Manag* 95:309–321. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2007.10.013>
- Evans JG, McNeil DD, Finch JW, et al (2012) Determination of turbulent heat fluxes using a large aperture scintillometer over undulating mixed agricultural terrain. *Agric For Meteorol* 166–167:221–233. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.07.010>
- Ezzahar J, Chehbouni A (2009) The use of scintillometry for validating aggregation schemes over

- heterogeneous grids. *Agric For Meteorol* 149:2098–2109. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.09.004>
- Ezzahar J, Chehbouni A, Er-Raki S, Hanich L (2009a) Combining a large aperture scintillometer and estimates of available energy to derive evapotranspiration over several agricultural fields in a semi-arid region. *Plant Biosyst* 143:209–221. <https://doi.org/10.1080/11263500802710036>
- Ezzahar J, Chehbouni A, Hoedjes J, et al (2009b) Combining scintillometer measurements and an aggregation scheme to estimate area-averaged latent heat flux during the AMMA experiment. *J Hydrol* 375:217–226. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.010>
- Ezzahar J, Chehbouni A, Hoedjes JCB, et al (2007a) The use of the scintillation technique for monitoring seasonal water consumption of olive orchards in a semi-arid region. *Agric Water Manag* 89:173–184. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2006.12.015>
- Ezzahar J, Chehbouni A, Hoedjes JCB, Chehbouni A (2007b) On the application of scintillometry over heterogeneous grids. *J Hydrol* 334:493–501. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.027>
- Fang B, Lei H, Zhang Y, et al (2020) Spatio-temporal patterns of evapotranspiration based on upscaling eddy covariance measurements in the dryland of the North China Plain. *Agric For Meteorol* 281:. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107844>
- Feddes RA, Kowalik RJ & Zaradny H (1978) *Simulation of Field Water Use and Crop Yield. Simulation Monographs*, Pudoc, Wageningen, The Netherlands, 189 pp.
- Feddes RA, Hoff H, Bruen M, et al (2001) Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bull Am Meteorol Soc* 82:2797–2809. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2797:MRWUIH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2797:MRWUIH>2.3.CO;2)
- Fernald A, Guldan S, Boykin K, et al (2015) Linked hydrologic and social systems that support resilience of traditional irrigation communities. *Hydrol Earth Syst Sci* 19:293–307. <https://doi.org/10.5194/hess-19-293-2015>
- Finnigan J (2004) The footprint concept in complex terrain. *Agric For Meteorol* 127:117–129. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.07.008>
- Finnigan JJ, Clement R, Malhi Y, et al (2003) Re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorol* 107:1–48. <https://doi.org/10.1023/A:1021554900225>
- Fisher JB, Melton F, Middleton E, et al (2017) The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resour. Res.* 2618–2626
- Fisher JB, Tu KP, Baldocchi DD (2008) Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sens Environ* 112:901–919. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.06.025>
- Flesch TK, Wilson JD, Yee E (1995) Backward-time Lagrangian stochastic dispersion models and their application to estimate gaseous emissions. *J Appl Meteorol* 34:1320–1332. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<1320:BTLSDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<1320:BTLSDM>2.0.CO;2)
- Foken T (2008) The energy balance closure problem: An overview. *Ecol Appl* 18:1351–1367. <https://doi.org/10.1890/06-0922.1>
- Foken T, Aubinet M, Finnigan JJ, et al (2011) Results of a panel discussion about the energy balance closure correction for trace gases. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*. pp 13–18
- Gamon JA, Peñuelas J, Field CB (1992) A narrow-waveband spectral index that tracks diurnal changes in photosynthetic efficiency. *Remote Sens Environ* 41:35–44. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(92\)90059-S](https://doi.org/10.1016/0034-4257(92)90059-S)
- Gao Z, Liu H, Katul GG, Foken T (2017) Non-closure of the surface energy balance explained by phase difference between vertical velocity and scalars of large atmospheric eddies. *Environ Res Lett* 12, 34025:. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa625b>
- Garratt, J.R., (1992) *The atmospheric boundary layer*. Cambridge atmospheric and space science series. Cambridge University Press,316pp.
- Garrigues S, Allard D, Baret F, Weiss M (2006) Influence of landscape spatial heterogeneity on the non-

- linear estimation of leaf area index from moderate spatial resolution remote sensing data. *Remote Sens Environ* 105:286–298. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.013>
- Gash JHC, Dolman AJ (2003) Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement. *Agric For Meteorol* 119:195–207. [https://doi.org/10.1016/s0168-1923\(03\)00137-0](https://doi.org/10.1016/s0168-1923(03)00137-0)
- Gentine P, Entekhabi D, Chehbouni A, et al (2007) Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agric For Meteorol* 143:13–29. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.11.002>
- Giannakopoulos C, Bindi M, Moriondo M, et al (2005) Climate change impacts in the Mediterranean resulting from a 2oC global temperature rise. WWF report, Gland Switzerland Accessed
- Gillies RR, Carlson TN, Cui J, et al (1997) A verification of the “triangle” method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the normalized difference vegetation index (ndvi) and surface e. *Int J Remote Sens* 18:3145–3166. <https://doi.org/10.1080/014311697217026>
- Gokmen M, Vekerdy Z, Verhoef A, et al (2012) Integration of soil moisture in SEBS for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions. *Remote Sens Environ* 121:262–274. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.003>
- Gonzalez-Dugo MP, Neale CMU, Mateos L, et al (2009) A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration. *Agric For Meteorol* 149:1843–1853. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.06.012>
- Goulden ML, Bales RC (2014) Mountain runoff vulnerability to increased evapotranspiration with vegetation expansion. *Proc Natl Acad Sci U S A* 111:14071–14075. <https://doi.org/10.1073/pnas.1319316111>
- Green S, Clothier B, Jardine B (2003) Theory and Practical Application of Heat Pulse to Measure Sap Flow. In: *Agronomy Journal*. pp 1371–1379
- Griebel A, Bennett LT, Metzen D, et al (2016) Effects of inhomogeneities within the flux footprint on the interpretation of seasonal, annual, and interannual ecosystem carbon exchange. *Agric For Meteorol* 221:50–60. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.02.002>
- Gruber M, Fochesatto J, Hartogensis O (2014) Sensitivity of Displaced-Beam Scintillometer Measurements of Area-Average Heat Fluxes to Uncertainties in Topographic Heights
- Gu L, Shugart HH, Fuentes JD, et al (1999) Micrometeorology, biophysical exchanges and NEE decomposition in a two-story boreal forest - Development and test of an integrated model. *Agric For Meteorol* 94:123–148. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00006-4)
- Gurtz J, Baltensweiler A, Lang H (1999) Spatially distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrol Process* 13:2751–2768. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19991215\)13:17<2751::AID-HYP897>3.0.CO;2-O](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19991215)13:17<2751::AID-HYP897>3.0.CO;2-O)
- Hajhouji Y, Simonneaux V, Gascoïn S, et al (2018) Modélisation pluie-débit et analyse du régime d'un bassin versant semi-aride sous influence nivale. Cas du bassin versant du Rheraya (Haut Atlas, Maroc). *La Houille Blanche* 3:49–62. <https://doi.org/10.1051/lhb/2018032>
- Hansen S, (1984) Estimation of Potential and Actual Evapotranspiration. *Nordic Hydrology*, Vol. 15, pp. 205-212.
- Harris PP, Huntingford C, Cox PM, et al (2004) Effect of soil moisture on canopy conductance of Amazonian rainforest. *Agric For Meteorol* 122:215–227. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2003.09.006>
- Hartogensis OK, Watts CJ, Rodriguez J-C, De Bruin H a. R (2003) Derivation of an Effective Height for Scintillometers: La Poza Experiment in Northwest Mexico. *J Hydrometeorol* 4:915–928. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<0915:DOAEHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<0915:DOAEHF>2.0.CO;2)
- Horst TW, Weil JC (1992) Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol* 59:279–296. <https://doi.org/10.1007/BF00119817>
- Houborg R, Anderson MC, Norman JM, et al (2009) Intercomparison of a “bottom-up” and “top-down” modeling paradigm for estimating carbon and energy fluxes over a variety of vegetative regimes across the U.S. *Agric For Meteorol* 149:1875–1895. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.06.014>
- Hsieh CI, Katul G, Chi TW (2000) An approximate analytical model for footprint estimation of scalar

- fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Adv Water Resour* 23:765–772. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(99\)00042-1](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(99)00042-1)
- Hssaine BA, Ezzahar J, Jarlan L, et al (2018a) Combining a two source energy balance model driven by MODIS and MSG-SEVIRI products with an aggregation approach to estimate turbulent fluxes over sparse and heterogeneous vegetation in Sahel region (Niger). *Remote Sens* 10:. <https://doi.org/10.3390/rs10060974>
- Hssaine BA, Merlin O, Rafi Z, et al (2018b) Calibrating an evapotranspiration model using radiometric surface temperature, vegetation cover fraction and near-surface soil moisture data. *Agric For Meteorol* 256–257:104–115. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.02.033>
- Hu Z, Yu G, Zhou Y, et al (2009) Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: Application of a two-source model. *Agric For Meteorol* 149:1410–1420. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.03.014>
- Huang G, Li X, Huang C, et al (2016) Representativeness errors of point-scale ground-based solar radiation measurements in the validation of remote sensing products. *Remote Sens Environ* 181:198–206. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.04.001>
- Idso SB, Jackson RD (1968) Significance of Fluctuations in Sky Radiant Emittance for Infrared Thermometry 1. *Agron J* 60:388–392. <https://doi.org/10.2134/agronj1968.00021962006000040017x>
- Isabelle PE, Nadeau DF, Perelet AO, et al (2020) Application and Evaluation of a Two-Wavelength Scintillometry System for Operation in a Complex Shallow Boreal-Forested Valley. *Boundary-Layer Meteorol* 174:341–370. <https://doi.org/10.1007/s10546-019-00488-7>
- Jackson RD, Reginato RJ, Idso SB (1977) Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour Res* 13:651–656. <https://doi.org/10.1029/WR013i003p00651>
- Jacob F, Gu XF, Hanocq JF, et al (2003) Atmospheric corrections of single broadband channel and multidirectional airborne thermal infrared data: Application to the ReSeDA experiment. *Int J Remote Sens* 24:3269–3290. <https://doi.org/10.1080/01431160210153958>
- Jahanfar A, Drake J, Sleep B, Gharabaghi B (2018) A modified FAO evapotranspiration model for refined water budget analysis for Green Roof systems. *Ecol Eng* 119:45–53. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2018.04.021>
- Jarvis PG (1976) The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos Trans R Soc London B, Biol Sci* 273:593–610. <https://doi.org/10.1098/rstb.1976.0035>
- Jiang C, Ryu Y (2016) Multi-scale evaluation of global gross primary productivity and evapotranspiration products derived from Breathing Earth System Simulator (BESS). *Remote Sens Environ* 186:528–547. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.08.030>
- Jiang L, Islam S (2001) Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resour Res* 37:329–340. <https://doi.org/10.1029/2000WR900255>
- Jiménez-Munoz JC, Sobrino JA (2003) A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *J Geophys Res Atmos* 90:434 – 440. <https://doi.org/10.1029/2003jd003480>
- Jovanovic NZ, Ehlers L, Bennie ATP, et al (2004) Modelling the contribution of root accessible water tables towards crop water requirements. *South African J Plant Soil* 21:171–182. <https://doi.org/10.1080/02571862.2004.10635044>
- Jung M, Reichstein M, Ciais P, et al (2010) Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature* 467:951–954. <https://doi.org/10.1038/nature09396>
- Kafle HK, Yamaguchi Y (2009) Effects of topography on the spatial distribution of evapotranspiration over a complex terrain using two-source energy balance model with ASTER data. *Hydrol Process* 23:2295–2306. <https://doi.org/10.1002/hyp.7336>
- Kalma JD, McVicar TR, McCabe MF (2008) Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surv Geophys* 29:421–469. <https://doi.org/10.1007/s10712-008-9037-z>
- Kanda M, Inagaki A, Letzel MO, et al (2004) Les study of the energy imbalance problem with eddy

- covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorol* 110:381–404. <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000007225.45548.7a>
- Kleissl J, Gomez J, Hong SH, et al (2008) Large aperture scintillometer intercomparison study. *Boundary-Layer Meteorol* 128:133–150. <https://doi.org/10.1007/s10546-008-9274-1>
- Kobayashi T, Matsuda S, Nagai H, Tesima J (2001) A bucket with a bottom hole (BBH) model of soil hydrology. *IAHS-AISH Publ* 270:41–45
- Kohsiek W, De Bruin HAR, The H, Van Den Hurk B (1993) Estimation of the sensible heat flux of a semi-arid area using surface radiative temperature measurements. *Boundary-Layer Meteorol* 63:213–230. <https://doi.org/10.1007/BF00710460>
- Koorevaar, P., Menelik, G., and Dirksen, C. (1983) *Elements of soil physics*. Developments in Soil Science 13, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.
- Kormann R, Meixner FX (2001) An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorol* 99:207–224. <https://doi.org/10.1023/A:1018991015119>
- Kroes JG & van Dam JC (2003) *Reference Manual SWAP Version 3.0.3.*, Wageningen, Alterra, Green World Research. Alterra Rep. No. 773, pp. 211
- Kustas WP (1990) Estimates of evapotranspiration with a one- and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover. *J Appl Meteorol* 29:704–715. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029<0704:EOEWAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029<0704:EOEWAO>2.0.CO;2)
- Kustas WP, Norman JM (1999) Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agric For Meteorol* 94:13–29. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00005-2](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00005-2)
- Lagouarde JP, Bhattacharya BK, Crébassol P, et al (2018) The Indian-French Trishna mission: Earth observation in the thermal infrared with high spatio-temporal resolution. In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. pp 4078–4081
- Leonard RA, Knisel WG, Still DA (1987) GLEAMS: GROUNDWATER LOADING EFFECTS OF AGRICULTURAL MANAGEMENT SYSTEMS. *Trans Am Soc Agric Eng* 30:1403–1418. <https://doi.org/10.13031/2013.30578>
- Leuning R, van Gorsel E, Massman WJ, Isaac PR (2012) Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agric For Meteorol* 156:65–74. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.12.002>
- Lhomme JP, Monteny B, Amadou M (1994) Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agric For Meteorol* 44:197–216. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)90070-1)
- Li ZL, Tang R, Wan Z, et al (2009) A review of current methodologies for regional Evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors* 3801–3853
- Libecap GD (2011) Institutional path dependence in climate adaptation: Coman’s “some Unsettled Problems of Irrigation.” *Am Econ Rev* 101:64–80. <https://doi.org/10.1257/aer.101.1.64>
- Lindroth A, Mölder M, Lagergren F (2010) Heat storage in forest biomass improves energy balance closure. *Biogeosciences* 7:301–313. <https://doi.org/10.5194/bg-7-301-2010>
- Liou Y-A, England AW (1996) Annual temperature and radiobrightness signatures for bare soils. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 34:981–990. <https://doi.org/10.1109/36.508415>
- Liu J, Chen JM, Cihlar J (2003) Mapping evapotranspiration based on remote sensing: An application to Canada’s landmass. *Water Resour Res* 39:. <https://doi.org/10.1029/2002WR001680>
- Liu M, Bárdossy A, Li J, Jiang Y (2012) Physically-based modeling of topographic effects on spatial evapotranspiration and soil moisture patterns through radiation and wind. *Hydrol Earth Syst Sci* 16:357–373. <https://doi.org/10.5194/hess-16-357-2012>
- Liu SM, Xu ZW, Wang WZ, et al (2011) A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem. *Hydrol Earth Syst Sci* 15:1291–1306. <https://doi.org/10.5194/hess-15-1291-2011>
- Liu SM, Xu ZW, Zhu ZL, et al (2013) Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China. *J Hydrol* 487:24–38. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.025>
- Long D, Longuevergne L, Scanlon BR (2014) Uncertainty in evapotranspiration from land surface

- modeling, remote sensing, and GRACE satellites. *Water Resour Res* 50:1131–1151. <https://doi.org/10.1002/2013WR014581>
- Makkink GF (1957) Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Int Water Eng* 11:277–288
- Manabe S (1969) Climate and the ocean circulation, 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon Weather Rev* 97:739–774. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0739:CATOC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2)
- Marasco DE, Culligan PJ, McGillis WR (2015) Evaluation of common evapotranspiration models based on measurements from two extensive green roofs in New York City. *Ecol Eng* 84:451–462. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2015.09.001>
- Marchane A, Tramblay Y, Hanich L, et al (2017) Climate change impacts on surface water resources in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco). *Hydrol Sci J* 62:979–995. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1283042>
- Mauder M, Liebethal C, Göckede M, et al (2006) Processing and quality control of flux data during LITFASS-2003. *Boundary-Layer Meteorol* 121:67–88. <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9094-0>
- Mausser W, Schädlich S (1998) Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *J Hydrol* 212–213:250–267. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00228-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00228-5)
- McCabe MF, Wood EF (2006) Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sens Environ* 105:271–285. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.006>
- Meijninger WML, Green a E, Hartogensis OK, et al (2002) Determination of area averaged water vapour fluxes with a large aperture and radio wave scintillometer over a heterogeneous surface - Flevoland experiment. *Boundary-Layer Meteorol* 105:63–83
- Meng XH, Evans JP, McCabe MF (2014) The impact of observed vegetation changes on land-atmosphere feedbacks during drought. *J Hydrometeorol* 15:759–776. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0130.1>
- Mengelkamp HT, Warrach K, Raschke E (1999) SEWAB - a parameterization of the Surface Energy and Water Balance for atmospheric and hydrologic models. *Adv Water Resour* 23:165–175. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(99\)00020-2](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(99)00020-2)
- Merlin O (2013) An original interpretation of the wet edge of the surface temperature-albedo space to estimate crop evapotranspiration (SEB-IS), and its validation over an irrigated area in northwestern Mexico. *Hydrol Earth Syst Sci* 17:3623–3637. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3623-2013>
- Merlin O, Rüdiger C, Al Bitar A, et al (2012) Disaggregation of SMOS soil moisture in Southeastern Australia. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 50:1556–1571. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2175000>
- Merlin O, Stefan VG, Amazirh A, et al (2016) Modeling soil evaporation efficiency in a range of soil and atmospheric conditions using a meta-analysis approach. *Water Resour Res* 52:3663–3684. <https://doi.org/10.1002/2015WR018233>
- Meyers TP, Hollinger SE (2004) An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. *Agric For Meteorol* 125:105–115. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.03.001>
- Moncrieff JB, Massheder JM, De Bruin H, et al (1997) A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J Hydrol* 188–189:589–611. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03194-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03194-0)
- Monin AS, Obukhov AM (1954) Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr Akad Nauk SSSR Geophys Inst* 24:163–187
- Monteith J. L. (1965) Evaporation and environment. In: *Symp. Soc. Exp. Biol.* pp 205–234
- Monteith JL, Unsworth MH (1990) *Principles of environmental physics*, 2nd Edition. Edward Arnold, London 286. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386910-4.00026-3>
- Moran MS, Clarke TR, Inoue Y, Vidal A (1994) Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens Environ* 49:246–263. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90020-5)
- Morillas L, Leuning R, Villagarcía L, et al (2013) Improving evapotranspiration estimates in

- Mediterranean drylands: The role of soil evaporation. *Water Resour Res* 49:6572–6586. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20468>
- Nakai T, Van Der Molen MK, Gash JHC, Kodama Y (2006) Correction of sonic anemometer angle of attack errors. *Agric For Meteorol* 136:19–30. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.01.006>
- Nangombe S, Zhou T, Zhang W, et al (2018) Record-breaking climate extremes in Africa under stabilized 1.5 °c and 2 °c global warming scenarios. *Nat Clim Chang* 8:375–380. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0145-6>
- Neale CMU, Jayanthi H, Wright JL (2005) Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing. *Irrig Drain Syst* 19:321–336. <https://doi.org/10.1007/s10795-005-5195-z>
- Nemani RR, Running SW (1989) Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. *J Appl Meteorol* 28:276–284. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1989\)028<0276:EORSRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<0276:EORSRT>2.0.CO;2)
- Nishida K, Nemani RR, Running SW, Glassy JM (2003) An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *J Geophys Res Atmos* 108:. <https://doi.org/10.1029/2002jd002062>
- Noilhan J, Mahfouf JF (1996) The ISBA land surface parameterisation scheme. *Glob Planet Change* 13:145–159. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7)
- Norman JM, Anderson MC, Kustas WP, et al (2003) Remote sensing of surface energy fluxes at 101-m pixel resolutions. *Water Resour Res* 39:. <https://doi.org/10.1029/2002WR001775>
- Norman JM, Kustas WP, Humes KS (1995) Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agric For Meteorol* 77:263–293. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02265-Y](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02265-Y)
- Norman JM, Kustas WP, Prueger JH, Diak GR (2000) Surface flux estimation using radiometric temperature: A dual-temperature-difference method to minimize measurement errors. *Water Resour Res* 36:2263–2274. <https://doi.org/10.1029/2000WR900033>
- Odhiambo GO, Savage MJ (2009) Sensible heat flux by surface layer scintillometry and eddy covariance over a mixed grassland community as affected by Bowen ratio and MOST formulations for unstable conditions. *J Hydrometeorol* 10:479–492. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1008.1>
- Oliosio A (1995) Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetal canopy. *Agric For Meteorol* 72:237–242. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)02163-E](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)02163-E)
- Olivera-Guerra L, Merlin O, Er-Raki S, et al (2018) Estimating the water budget components of irrigated crops: Combining the FAO-56 dual crop coefficient with surface temperature and vegetation index data. *Agric Water Manag* 208:120–131. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.06.014>
- Ortega-Farias S, Poblete-Echeverría C, Brisson N (2010) Parameterization of a two-layer model for estimating vineyard evapotranspiration using meteorological measurements. *Agric For Meteorol* 150:276–286. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.11.012>
- Ouaadi N, Jarlan L, Ezzahar J, et al (2020) Monitoring of wheat crops using the backscattering coefficient and the interferometric coherence derived from Sentinel-1 in semi-arid areas. *Remote Sens Environ* 251:. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112050>
- Ougougdal HA, Khebiza MY, Messouli M, Lachir A (2020) Assessment of future water demand and supply under IPCC climate change and socio-economic scenarios, using a combination of models in Ourika watershed, High Atlas, Morocco. *Water (Switzerland)* 12:1751. <https://doi.org/10.3390/w12061751>
- Overgaard J, Rosbjerg D, Butts MB (2006) Land-surface modelling in hydrological perspective - A review. *Biogeosciences* 229–241
- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc R Soc Lond A Math Phys Sci* 193:120–146. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Pereira AR (2004) The Priestley-Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration. *Agric For Meteorol* 125:305–313. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.04.002>
- Price JC (1990) Using Spatial Context in Satellite Data to Infer Regional Scale Evapotranspiration. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 28:948. <https://doi.org/10.1109/36.58983>

- Priestley CHB (1955) Free and forced convection in the atmosphere near the ground. *Q J R Meteorol Soc* 81:139–143. <https://doi.org/10.1002/qj.49708134802>
- Priestley CHB, Taylor RJ (1972) On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Mon Weather Rev.* [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:otaosh>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2)
- Qin Z, Karnieli A, Berliner P (2001) A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *Int J Remote Sens* 22:3719–3746. <https://doi.org/10.1080/01431160010006971>
- Rafi Z, Merlin O, Le Dantec V, et al (2019) Partitioning evapotranspiration of a drip-irrigated wheat crop: Inter-comparing eddy covariance-, sap flow-, lysimeter- and FAO-based methods. *Agric For Meteorol* 265:310–326. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.11.031>
- Ramillien G, Frappart F, Güntner A, et al (2006) Time variations of the regional evapotranspiration rate from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite gravimetry. *Water Resour Res* 42:. <https://doi.org/10.1029/2005WR004331>
- Rango A (1994) Application of remote sensing methods to hydrology and water resources. *Hydrol Sci J* 39:309–320. <https://doi.org/10.1080/02626669409492752>
- Raupach MR (1992) Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorol* 60:375–395. <https://doi.org/10.1007/BF00155203>
- Raupach MR, Finnigan JJ (1988) “Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless”: discuss.” *Aust J Plant Physiol* 15:705–716. <https://doi.org/10.1071/PP9880705>
- Richards LA (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. *J Appl Phys* 1:318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Roerink GJ, Su Z, Menenti M (2000) S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys Chem Earth, Part B Hydrol Ocean Atmos* 25:147–157. [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8)
- Román MO, Schaaf CB, Lewis P, Gao F, Anderson GP, Privette JL, Strahler AH, Woodcock CE, Barnsley M (2010) Assessing the coupling between surface albedo derived from MODIS and the fraction of diffuse skylight over spatially-characterized landscapes. *Remote Sens. Environ.* 114, 738–760.
- Rotach MW, Stiperski I, Fuhrer O, et al (2017) Investigating exchange processes over complex topography: The Innsbruck box (i-Box). *Bull Am Meteorol Soc* 98:787–805. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00246.1>
- Saadi S, Boulet G, Bahir M, et al (2018) Assessment of actual evapotranspiration over a semiarid heterogeneous land surface by means of coupled low-resolution remote sensing data with an energy balance model: Comparison to extra-large aperture scintillometer measurements. *Hydrol Earth Syst Sci* 22:2187–2209. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2187-2018>
- Saadi S, Simonneaux V, Boulet G, et al (2015) Monitoring irrigation consumption using high resolution NDVI image time series: Calibration and validation in the Kairouan plain (Tunisia). *Remote Sens* 7:13005–13028. <https://doi.org/10.3390/rs71013005>
- Samain B, Ferket BVA, Defloor W, Pauwels VRN (2011) Estimation of catchment averaged sensible heat fluxes using a large aperture scintillometer. *Water Resour Res* 47:1–17. <https://doi.org/10.1029/2009WR009032>
- Sánchez JM, Kustas WP, Caselles V, Anderson MC (2008) Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sens Environ* 112:1130–1143. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.07.018>
- Sánchez JM, López-Urrea R, Valentín F, et al (2019) Lysimeter assessment of the Simplified Two-Source Energy Balance model and eddy covariance system to estimate vineyard evapotranspiration. *Agric For Meteorol* 274:172–183. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.05.006>
- Sandholt I, Rasmussen K, Andersen J (2002) A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sens Environ*

- 79:213–224. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00274-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00274-7)
- Schaaf, CB, Gao F, Strahler AH, Lucht W, Li X, Tsang T, Strugnell NC, Zhang X, Jin Y, Muller J.P et al. (2002) First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sens. Environ.* 2002, 83, 135–148.
- Schilling J, Freier KP, Hertig E, Scheffran J (2012) Climate change, vulnerability and adaptation in North Africa with focus on Morocco. *Agric Ecosyst Environ* 156:12–26. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.04.021>
- Schmid HP (1997) Experimental design for flux measurements: Matching scales of observations and fluxes. *Agric For Meteorol* 87:179–200. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(97\)00011-7](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(97)00011-7)
- Schmid HP (2002) Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: A review and perspective. *Agric For Meteorol* 113:159–183. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00107-7](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00107-7)
- Schüttemeyer D, Moene AF, Holtslag AAM, et al (2006) Surface fluxes and characteristics of drying semi-arid terrain in West Africa. *Boundary-Layer Meteorol* 118:583–612. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9028-2>
- Seguin B, Itier B (1983) Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int J Remote Sens* 4:371–383. <https://doi.org/10.1080/01431168308948554>
- Semmens KA, Anderson MC, Kustas WP, et al (2016) Monitoring daily evapotranspiration over two California vineyards using Landsat 8 in a multi-sensor data fusion approach. *Remote Sens Environ* 185:155–170. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.10.025>
- Sene KJ (1994) Parameterisations for energy transfers from a sparse vine crop. *Agric For Meteorol* 71:1–18. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)90097-3](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)90097-3)
- Shaw RH, Pereira AR (1982) Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment. *Agric Meteorol* 26:51–65. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(82\)90057-7](https://doi.org/10.1016/0002-1571(82)90057-7)
- Shuttleworth WJ (1991) The Modillion Concept. *Rev. Geophys.* 585–660
- Shuttleworth WJ, Wallace JS (1985) Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q J R Meteorol Soc* 111:839–855. <https://doi.org/10.1002/qj.49711146510>
- Siebert S, Burke J, Faures JM, et al (2010) Groundwater use for irrigation - A global inventory. *Hydrol Earth Syst Sci* 14:1863–1880. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1863-2010>
- Simonneaux V, Duchemin B, Helson D, et al (2007) The use of high-resolution image time series for crop classification and evapotranspiration estimate over an irrigated area in central Morocco. *Int J Remote Sens* 29:95–116. <https://doi.org/10.1080/01431160701250390>
- Simonneaux V, Lepage M, Helson D, et al (2009) Spatialized estimates of evapotranspiration of irrigated crops using remote sensing: Application to irrigation management in the Haouz plain (Marrakech, Morocco). *Secher* 20:123–130
- Simunek J, Genuchten MT van, Sejna M (2007) The HYDRUS Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media. *Milt. Q.*
- Singh RK, Senay GB, Velpuri NM, et al (2014) On the downscaling of actual evapotranspiration maps based on combination of MODIS and landsat-based actual evapotranspiration estimates. *Remote Sens* 6:10483–10509. <https://doi.org/10.3390/rs61110483>
- Sobrino JA, Jiménez-Muñoz JC, Paolini L (2004) Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sens Environ* 90:434–440. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.003>
- Soer GJR (1980) Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. *Remote Sens Environ* 9:27–45. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(80\)90045-0](https://doi.org/10.1016/0034-4257(80)90045-0)
- Solignac PA, Brut A, Selves J-L, et al (2009) Uncertainty analysis of computational methods for deriving sensible heat flux values from scintillometer measurements. *Atmos Meas Tech* 2:741–753. <https://doi.org/10.5194/amtd-2-1383-2009>
- Stefan VG, Merlin O, Er-Raki S, et al (2015) Consistency between In Situ, model-derived and high-resolution-image-based soil temperature endmembers: Towards a robust data-based model for multi-resolution monitoring of crop evapotranspiration. *Remote Sens* 7:10444–10479.

- <https://doi.org/10.3390/rs70810444>
- Steppe K, De Pauw DJW, Doody TM, Teskey RO (2010) A comparison of sap flux density using thermal dissipation, heat pulse velocity and heat field deformation methods. *Agric For Meteorol* 150:1046–1056. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2010.04.004>
- Stisen S, Jensen KH, Sandholt I, Grimes DIF (2008a) A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal River basin. *J Hydrol* 354:131–148. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.03.006>
- Stisen S, Sandholt I, Nørgaard A, et al (2008b) Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration - Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sens Environ* 112:1242–1255. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.08.013>
- Stull RB (1988) An introduction to boundary layer meteorology. *An Introd to Bound layer Meteorol*. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- Su Z (2002) The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrol Earth Syst Sci* 6:85–100. <https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002>
- Su Z, Timmermans WJ, Van Der Tol C, et al (2009) EAGLE 2006 - Multi-purpose, multi-angle and multi-sensor in-situ and airborne campaigns over grassland and forest. *Hydrol Earth Syst Sci* 13:833–845. <https://doi.org/10.5194/hess-13-833-2009>
- Suárez L, Zarco-Tejada PJ, Sepulcre-Cantó G, et al (2008) Assessing canopy PRI for water stress detection with diurnal airborne imagery. *Remote Sens Environ* 112:560–575. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.05.009>
- Svendsen H, Jensen HE, Jensen SE, Mogensen VO (1990) The effect of clear sky radiation on crop surface temperature determined by thermal thermometry. *Agric For Meteorol* 50:329–243. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(90\)90057-D](https://doi.org/10.1016/0168-1923(90)90057-D)
- Tan S, Wu B, Yan N (2019) A method for downscaling daily evapotranspiration based on 30-m surface resistance. *J Hydrol* 577:. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.054>
- Tang R, Li ZL (2015) Evaluation of two end-member-based models for regional land surface evapotranspiration estimation from MODIS data. *Agric For Meteorol* 202:69–82. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.12.005>
- Tang R, Li ZL (2017a) Estimating Daily Evapotranspiration From Remotely Sensed Instantaneous Observations With Simplified Derivations of a Theoretical Model. *J Geophys Res Atmos* 122:10,177-10,190. <https://doi.org/10.1002/2017JD027094>
- Tang R, Li ZL (2017b) An improved constant evaporative fraction method for estimating daily evapotranspiration from remotely sensed instantaneous observations. *Geophys Res Lett* 44:2319–2326. <https://doi.org/10.1002/2017GL072621>
- Tang R, Li ZL, Tang B (2010) An application of the Ts-VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sens Environ* 114:540–551. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.10.012>
- Ten Berge, H.F.M, (1990) Heat and water transfer in bare topsoil and the lower atmosphere. *Simulation Monographs* 33. Pudoc Wageningen, the Netherlands, 207p.
- Terrado M, Acuña V, Ennaanay D, et al (2014) Impact of climate extremes on hydrological ecosystem services in a heavily humanized Mediterranean basin. *Ecol Indic*. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2013.01.016>
- Thom, A.S., (1975) Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: Monteith, J.L. (Ed.), *Vegetation and Atmosphere Principles*, vol. 1. Academic Press, London, UK, pp. 57–109.
- Twine TE, Kustas WP, Norman JM, et al (2000) Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric For Meteorol* 103:279–300. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00123-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00123-4)
- Van Der Molen MK, Gash JHC, Elbers JA (2004) Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement: II. The effect of introducing an angle of attack dependent calibration. *Agric For Meteorol* 122:95–109. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2003.09.003>
- Van Halsema GE, Vincent L (2012) Efficiency and productivity terms for water management: A matter of

- contextual relativism versus general absolutism. *Agric Water Manag* 108:9–15. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2011.05.016>
- Van Walsum PEV, Veldhuizen AA, van Bakel PJT, van der Bolt FJE, Dik PE, Groenendijk P, Querner EP & Smit MRF (2004) *SIMGRO 5.0.1, Theory and Model Implementation*, Report No. 913.1, Alterra, Wageningen, The Netherlands.
- Van Wijk WR (Ed.). *Physics of Plant Environment*. North-Holland Publishing Co. (Amsterdam) 1963. Pp. Xvi, 382.
- Vargo J, Habeeb D, Stone B (2013) The importance of land cover change across urban-rural typologies for climate modeling. *J Environ Manage* 114:243–252. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2012.10.007>
- Vicente-Serrano SM, Quiring SM, Peña-Gallardo M, et al (2020) A review of environmental droughts: Increased risk under global warming? *Earth-Science Rev*.
- Viviroli D, Zappa M, Gurtz J, Weingartner R (2009) An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environ Model Softw* 24:1209–1222. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.04.001>
- Wagle P, Bhattarai N, Gowda PH, Kakani VG (2017) Performance of five surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in high biomass sorghum. *ISPRS J Photogramm Remote Sens* 128:192–203. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.03.022>
- Wagle P, Gowda PH (2019) Editorial for the special issue “remote sensing of evapotranspiration (ET).” *Remote Sens*.
- Wang K, Li Z, Cribb M (2006) Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley-Taylor parameter. *Remote Sens Environ* 102:293–305. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.007>
- Wang L, Parodi GN, Su Z (2008) SEBS module beam: A practical tool for surface energy balance estimates from remote sensing data. In: European Space Agency, (Special Publication) ESA SP
- Ward HC (2017) Scintillometry in urban and complex environments: A review. *Meas. Sci. Technol*.
- Weiss M, Baret F, Myneni RB, et al (2000) Investigation of a model inversion technique to estimate canopy biophysical variables from spectral and directional reflectance data. *Agronomie* 20:3–22. <https://doi.org/10.1051/agro:2000105>
- Wesely ML (1976) Combined effect of temperature and humidity fluctuations on refractive index. *J Appl Meteorol* 15:43–49. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1976\)015<0043:TCEOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1976)015<0043:TCEOTA>2.0.CO;2)
- Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al (2002) Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric For Meteorol* 113:223–243. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00109-0](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00109-0)
- Wohlfahrt G, Haslwanter A, Hörtnagl L, et al (2009) On the consequences of the energy imbalance for calculating surface conductance to water vapour. *Agric For Meteorol* 149:1556–1559. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.03.015>
- Wymann von Dach S, Romeo R, Vita A, Wurzinger M, Kohler T. (2013) L’agriculture de montagne est une agriculture familiale - Une contribution des régions de montagne à l’Année internationale de l’agriculture familiale 2014. Rome, Italy: FAO, CDE, BOKU, pp. 100
- Xu T, Liu S, Xu L, et al (2015) Temporal upscaling and reconstruction of thermal remotely sensed instantaneous evapotranspiration. *Remote Sens* 7:3400–3425. <https://doi.org/10.3390/rs70303400>
- Yee MS, Pauwels VRN, Daly E, et al (2015) A comparison of optical and microwave scintillometers with eddy covariance derived surface heat fluxes. *Agric For Meteorol* 213:226–239. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.07.004>
- Yves T, Koutroulis A, Samaniego L, et al (2020) Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. *Earth-Science Rev* 210:. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103348>
- Zeng Z, Wang T, Zhou F, et al (2014) A worldwide analysis of spatiotemporal changes in water balance-based evapotranspiration from 1982 to 2009. *J Geophys Res* 119:1186–1202. <https://doi.org/10.1002/2013JD020941>
- Zeweldi DA, Gebremichael M, Wang J, et al (2010) Intercomparison of sensible heat flux from large

- aperture scintillometer and eddy covariance methods: Field experiment over a homogeneous semi-arid region. *Boundary-Layer Meteorol* 135:151–159. <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9460-9>
- Zhang B, Kang S, Li F, Zhang L (2008) Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. *Agric For Meteorol* 148:1629–1640. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.05.016>
- Zhang B, Kang S, Zhang L, et al (2009) An evapotranspiration model for sparsely vegetated canopies under partial root-zone irrigation. *Agric For Meteorol* 149:2007–2011. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.07.007>
- Zhang H, Zhang H (2015) Comparison of Turbulent Sensible Heat Flux Determined by Large-Aperture Scintillometer and Eddy Covariance over Urban and Suburban Areas. *Boundary-Layer Meteorol* 154:119–136. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9965-8>
- Zhang K, Kimball JS, Nemani RR, Running SW (2010a) A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resour Res* 46:1–21. <https://doi.org/10.1029/2009WR008800>
- Zhang X, Jia X, Yang J, Hu L (2010b) Evaluation of MOST functions and roughness length parameterization on sensible heat flux measured by large aperture scintillometer over a corn field. *Agric For Meteorol* 150:1182–1191. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2010.05.003>
- Zhang Y, Peña-Arancibia JL, McVicar TR, et al (2016) Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. *Sci Rep* 6:. <https://doi.org/10.1038/srep19124>
- Zhao P, Li S, Li F, et al (2015) Comparison of dual crop coefficient method and Shuttleworth-Wallace model in evapotranspiration partitioning in a vineyard of northwest China. *Agric Water Manag* 160:41–56. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.06.026>
- Zhu G, Su Y, Li X, et al (2013) Estimating actual evapotranspiration from an alpine grassland on Qinghai-Tibetan plateau using a two-source model and parameter uncertainty analysis by Bayesian approach. *J Hydrol* 476:42–51. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.006>
- Zhu GF, Li X, Su YH, et al (2014) Simultaneously assimilating multivariate data sets into the two-source evapotranspiration model by Bayesian approach: Application to spring maize in an arid region of northwestern China. *Geosci Model Dev* 7:1467–1482. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1467-2014>
- Zieliński M, Fortuniak K, Pawlak W, Siedlecki M (2013) Turbulent sensible heat flux in Łódź, central Poland, obtained from scintillometer and eddy covariance measurements. *Meteorol Zeitschrift* 22:603–613. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0448>
- Zieliński M, Fortuniak K, Pawlak W, Siedlecki M (2017) Influence of Mean Rooftop-Level Estimation Method on Sensible Heat Flux Retrieved from a Large-Aperture Scintillometer Over a City Centre. *Boundary-Layer Meteorol* 164:281–301. <https://doi.org/10.1007/s10546-017-0254-1>