

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université MUSTAPHA Stambouli
Mascara



جامعة مصطفى اسطمبولي
معسكر

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences Agronomiques
Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique

THESE de DOCTORAT en SCIENCES

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Intitulée

L'Utilisation De L'Imagerie Satellitaires En Agriculture

Présentée par : Fella Sahnoun

Le 20/12 /2020

Devant le jury :

Président	SOUIDI Zahira	Professeur	Université de Mascara
Examineur	ABBABOU Adda	Professeur	Université de Chlef
Examineur	HADDOUCHE Driss	Professeur	Université de Tlemcen
Examineur	ELOUISSI Abdelkader	MCA	Université de Mascara
Examineur	SITAYEB Tayeb	MCA	Université de Saida
Encadreur	HAMIMED Abderrahmane	Professeur	Université de Mascara
Invité d'honneur	KHALDI Abdelkader	Professeur	Université de Mascara

Année Universitaire : 2020-2021

REMERCIEMENTS

J'adresse mes remerciements en tout premier lieu à Monsieur **KHALDI Abdelkader**, Professeur à l'Université de Mascara pour l'opportunité qu'il m'a offert de travailler avec lui. La très haute qualité scientifique de son encadrement, sa convivialité et son enthousiasme ont été déterminante dans l'aboutissement de cette thèse.

Je remercie également Monsieur **HAMIMED Abderrahmane**, Professeur à l'Universitaire de Mascara d'avoir accepté de prendre la direction de ce travail. Grâce à lui j'ai eu la chance d'effectuer ce travail, Je le remercie sincèrement pour les échanges fructueux que nous avons eus et qui ont permis d'éclaircir et d'améliorer certaines parties du manuscrit. Que Monsieur **HAMIMED Abderrahmane** trouve ici l'expression de ma gratitude pour tout ce que j'ai appris.

Mes remerciements sont adressés également aux membres de jury pour le temps qu'ils ont pris pour examiner ce travail et les remarques constructives qu'ils ont pu formuler : **SOUIDI Zahira**, qui a bien voulu accepter la présidence du jury, **HADDOUCHE Driss**, **ABABOU Adda**, **SITAYEB Tayeb** et **ELOUISSI Abdelkader** qui ont bien voulu accepter de siéger à mon jury.

Qu'il me soit permis d'exprimer mon grand respect aux Messieurs **BENZATER Benali**, **HACHMAOUI Anouar**, **TOUBAL Mohamed** et **KHALDI Abdel Karim**, qui de près ou de loin directement ou indirectement, m'ont apporté conseil et assistance et m'ont prodigué leur encouragement.

Un grand merci à mes collègues qui m'ont aidé, encouragé, accompagné et changé les idées tout au long de mes études et de ce travail qui n'aurait jamais vu le jour sans le soutien, la présence, la patience, les encouragements et l'amour de ma chère mère, ma chère épouse, mon très cher fils **Imad-Eddine**, la grande famille de **FELLAH** et les **REMACI** durant toutes mes années d'études.

Et enfin, ce travail est dédié à la mémoire de mon cher père **CHAABANE**.

Table des matières

Introduction	01
1. Bilan d'énergie d'un couvert végétal	05
1.1. Echanges d'énergie et de masse à l'interface SVA	05
1.2. Bilan d'énergie en Surface.....	05
1.2.1. Le Bilan radiatif	06
1.3. Les échanges conductifs	09
1.4. Les échanges convectifs	10
1.4.1. L'équation du bilan d'énergie	13
2. La Télédétection	15
2.1. Définitions	16
2.2. Définition du Rayonnement Electromagnétique.....	16
2.3. Processus de la télédétection.....	18
2.4. Interaction Rayonnement électromagnétique – matière	20
2.5. Caractérisation des états de surface par télédétection optique	21
2.5.1. La notion de "signature" spectrale des surfaces	21
2.5.2. Caractéristiques de surface par télédétection	21
2.5.3. Caractérisation des états de surface par télédétection thermique	22
2.6. Acquisition de données de télédétection	22
1) L'orbite géostationnaire	23
2) L'orbite héliosynchrone	23
3) L'orbite circulaire	23
1) Résolution Spectrale	24
2) Résolution radiométrique	24
3) Résolution Spatiale	24
4) Résolution temporelle ou répétitivité	24
3. L'Evapotranspiration	25
3.1. Le système sol-plante-atmosphère	25
3.1.1. Le cycle de l'eau	25
3.1.2. Le sol	26
3.1.3. L'eau dans le sol.....	27
3.1.4. Les échanges Sol - Végétation – Atmosphère	27
3.1.5. L'importance de l'évapotranspiration	28
3.2. Définition de l'évapotranspiration	28
3.3. Méthodes de Mesure de l'évapotranspiration	30
3.3.1. Approche du bilan hydrique du lysimètre	30
3.3.2. Formulation du bilan énergétique du rapport de Bowen	31
3.3.3. Modèle de Priestley et Taylor	32
3.3.4. Eddy covariance	32
3.3.5. Équation de Penman-Monteith	33
3.3.6. Conclusion	34

3.4. Estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle	35
3.5. Différentes approches d'estimation de l'évapotranspiration	36
3.5.1. Approches semi empiriques simples	36
3.5.2. Approches déterministes ou modèles de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère ..	38
3.5.3. Approches résiduel	39
3.5.3.1. Les modèles monocouches	40
a) SEBAL et METRIC	40
b) Méthodes utilisant une mise à l'échelle empirique avec l'albédo	43
c) Méthodes utilisant une mise à l'échelle empirique avec l'indice de végétation.	45
3.5.3.2. Les modèles bicouches	47
4. L'humidité du sol	48
4.1. L'humidité du sol	48
4.2. Les différentes techniques de mesures de l'humidité du sol	48
4.2.1. Méthode gravimétrique (dessiccation à l'étuve et pesée)	48
4.2.1. Mesures par les sondes neutroniques	50
4.2.1. Méthode par Tensiométrie	50
4.2.1. Méthode capacimétrique	52
4.2.1. Méthode TDR	52
4.3. Estimation de l'humidité du sol par télédétection	53
4.4. Méthodologie d'estimation de l'humidité du sol à partir du concept de triangle	56
4.4.1. L'espace triangulaire Ts/NDVI	56
4.4.2. La méthode polynomiale second degré	57
4.4.3. La méthode exponentielle entre l'humidité relative du sol et la fraction évaporative	57
5. Zones d'étude et données utilisées	59
5.1. Présentation des sites pilotes	60
5.1.1. La plaine agricole de Habra	60
5.1.2. La plaine agricole de Ghriss	62
5.2. Données utilisées.....	64
5.2.1. Données météorologiques	64
5.2.2. Mesures de terrain	66
5.2.3. Données satellitaires	67
5.2.3.1. Caractéristiques Du Capteur Landsat-8(OLI/TIRS)	68
5.2.3.2. Pré-traitement des l'images Landsat-8 OLI/TIRS	69
6. Estimation de l'évapotranspiration et des flux énergétiques de surface	71
6.1. Rappel sur le bilan	71
6.2. Description des modèles	72
6.2.1. Description du modèle SEBAL	72
6.2.2 Description du modèle Trapézoïdal Ts/VI (Surface temperature/Vegetation Index Trapezoid)	74
6.2.3. Description du modèle S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index)	75
6.3 Application des modèles	77
6.3.1. Les paramètres communs entre les trois modèles SEBAL, Ts-VI et S-SEBI	77

6.3.1.1. L'indice de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)	78
6.3.1.2. L'albédo de surface	80
6.3.1.3. La température de surface et l'émissivité	82
6.3.1.4. Détermination du rayonnement net R_n	85
a) L'émission de l'atmosphère L_{\downarrow}	85
b) L'émission par la surface L_{\uparrow}	86
c) L'irradiance solaire directe	87
d) Le rayonnement globale incident $R_{g\downarrow}$	89
6.3.1.5. Estimation du flux de chaleur dans le sol (G)	91
6.4. Les différents paramètres entre les trois modèles	93
6.4.1. Les paramètre du modèle SEBAL	93
6.4.1.1. Le flux de chaleur sensible (H)	93
6.4.1.2. Estimation de l'évapotranspiration réelle	97
6.4.1.3. Fraction évaporatoire Λ	99
6.4.2 Les paramètres du modèle trapézoïdal Ts-VI	101
6.4.2.1 L'estimation du paramètre ϕ	101
Estimation de la fraction d'évaporation Λ	108
6.4.3. Les paramètres du modèle S-SEBI	110
6.4.3.1. L'estimation de la fraction d'évaporation Λ	110
6.4.4. L'estimation de L'évapotranspiration journalière pour les trois modèles	112
6.5. La cartographie de la réserve utile (RU) en eau du sol	115
6.5.1 Estimation de l'humidité relative du sol	115
6.5.2 Estimation in-situ de la réserve utile du sol	118
7. Résultats et discussion	120
7.1. L'indice de végétation normalisé (NDVI)	120
7.2. La température de surface	121
7.3. Le rayonnement net	127
7.4. Le flux de chaleur dans le sol G	128
7.5. Le flux de chaleur sensible	129
7.6. Le flux de chaleur latente	130
7.7. L'évapotranspiration journalière	140
7.8. Développement et calibration du modèle pour l'estimation de la réserve utile du sol...	148
7.9. Cartographie de la réserve utile du sol	149
7.10. Validation du modèle	150
Conclusion	152

Liste des Figures

Figure 1.1: Echanges d'énergie d'un système donné	6
Figure 1.1 : Les différentes composantes du bilan d'énergie	7
Figure 1.2 : Les différentes composantes du rayonnement net	9
Figure 1.3 : Schématisation des phénomènes de stabilité atmosphérique	13
Figure 1.4: Flux de surface simulés à Avignon par le modèle MAGRET	13
Figure 2.1: Représentation schématique d'une onde	13
Figure 2.2: Emission du corps noir selon les longueurs d'onde)	18
Figure 2.3: Le processus de télédétection spatiale.	19
Figure 2.4 : Les ondes électromagnétiques	20
Figure 2.5: Absorption, réflexion, transmission (Bonn et Rochon 1992)	21
Figure 2.6 : Télédétection passive et active.	23
Figure 3.1 : Diagramme du cycle de l'eau.	26
Figure 3.2: Equilibre de l'eau et équilibre énergétique de la Terre.	28
Figure 3. 3: Composantes de l'évapotranspiration	30
Figure 3. 4: Schéma d'une cuve lysimétrique	31
Figure 3. 5: Schéma d'un Eddy covariance	33
Figure 3. 6 : schématisation des réseaux de résistances développés pour les modèles de bilan d'énergie à la surface.	40
Figure 3. 7 : Principaux attributs de SEBAL	41
Figure 3.8: relation utilisée dans le modèle SEBAL entre l'albédo et la température de brillance	43
Figure 3. 9: Représentation schématique de la relation température de surface – albédo α	45
Figure 3. 10: Représentation schématique de la relation température de surface – NDVI	45
Figure 3. 11 : Bilan d'énergie aux interfaces sol-atmosphère et végétation-atmosphère	47
Figure 4.1: Schéma type de la méthode thermogravimétrique.	49
Figure 4.2: Schéma d'un dispositif d'un humidimètre à neutrons	50
Figure 4.3: Schéma d'une canne tensiométrique	51
Figure 4.4: Schéma d'une sonde TDR et du signal théorique obtenu.	53
Figure 4.5: Représentation du concept de l'espace triangulaire NDVI/Ts	56
Figure 4.6 : Relation entre les observations sur le terrain de l'humidité relative du sol et fraction évaporative (Λ).	58
Figure 5. 1 : Localisation des sites pilotes retenus	59
Figure 5.2: Localisation et composition en fausses couleurs 4,3,2 des images Landsat-8 OLI /TIRS.	60
Figure 5. 3 : Carte d'occupation du sol dans la zone d'étude (plaine de la Habra).	61
Figure 5. 4: Localisation du site d'étude sur la plaine de Ghriss.	62
Figure 5. 5: Les précipitations annuelles enregistrées à la station météorologique de Matmore.	63
Figure 5.6: Carte d'occupation du sol dans la zone d'étude (plaine de Ghriss).	64
Figure 5.7: Localisation des 52 points choisis dans le site pilotes de la plaine agricole de Ghriss.	67
Figure 6. 1 : Les échanges de flux d'énergie	72
Figure 6. 2 : Les composantes principales du modèle SEBAL	73
Figure 6.3: Illustration de la méthode trapézoïdale utilisée pour identifier les pixels humides et secs.	74
Figure 6.4: Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface par le modèle TS/VI	75
Figure 6.5: Représentation schématique de la relation température de surface – albédo α	76
Figure 6.6: Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface par le modèle S-SEBI	77
Figure 6.7: Réflectance de la végétation comparée à celles du sol et de l'eau	78
Figure 6.8 : Cartes de l'indice de végétation NDVI de surface pour le site de la plaine agricole de la Habra	79
Figure 6.9: cartes de l'indice de végétation NDVI de surface pour le site de la plaine la plaine agricole de Ghriss	80
Figure 6.10: cartes d'albédo de surface pour le site de la plaine agricole de la Habra.	81
Figure 6.11: cartes d'albédo de surface pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	82
Figure 6.12: cartes de la température de surface (Kelvin) pour le site de la plaine agricole de la Habra .	84

Figure 6.13: cartes de la température de surface (Kelvin) pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	85
Figure 6.14: Procédés d'évaluation du rayonnement net	85
Figure 6.15: Position spatiale du site	87
Figure 6.16: Spectres du rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère et au niveau de la mer,	88
Figure 6.17: cartes du Rayonnement Net (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de la Habra .	90
Figure 6.18: cartes du Rayonnement Net (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	91
Figure 6.19: Procédés d'évaluation de flux de chaleur dans le sol G	92
Figure 6.20: cartes du Flux de chaleur dans le sol (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de la Habra .	92
Figure 6.21: cartes du flux de chaleur dans le sol (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	93
Figure 6.22: Procédés d'évaluation du flux de chaleur sensible à l'échelle de pixel.	96
Figure 6. 23: cartes du flux de chaleur sensible (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de la Habra .	96
Figure 6.24: cartes du flux de chaleur sensible (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	97
Figure 6. 25: Procédés d'évaluation de flux de chaleur latente.	98
Figure 6.26: cartes de l'évapotranspiration réelle (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de la Habra	98
Figure 6.27: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	99
Figure 6. 28: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de la Habra .	100
Figure 6. 29: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de Ghriss	101
Figure 6. 30 : Illustration de la méthode de trapèze utilisée pour l'identification des pixels secs et humides.	102
Figure 6. 31: cartes du paramètre pour le site de la plaine agricole de la Habra .	104
Figure 6. 32: cartes du paramètre pour le site de la plaine agricole de la Ghriss .	105
Figure 6. 33: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Habra .	106
Figure 6.34: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriss	107
Figure 6. 35: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de la Habra.	109
Figure 6. 37: Représentation schématique de la relation température de surface – albédo α	111
Figure 6. 38: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	111
Figure 6. 39: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriss .	112
Figure 6. 40: cartes de l'évapotranspiration réelle journalières (mm) pour le site de la plaine agricole de Ghriss pour Doy 271(2018) et 27(2019).	113
Figure 6. 41: cartes de l'évapotranspiration réelle journalières (mm) pour le site de la plaine agricole de Ghriss pour Doy 75(2019) et 194 (2019).	114
Figure 6. 42: Relation fraction d'évaporation-humidité du sol (d'après Scott et al., 2003)	116
Figure 6. 43: cartes de la variabilité spatio-temporelle de l'humidité relative du sols pour le site de la plaine de Ghriss .	117
Figure 6. 44: cartes de l'humidité relative optimale du sol pour le site de la plaine de Ghriss .	118
Figure 6.45: Superposition des mesures in-situ sur l'image des valeurs de l'humidité du sol	119
Figure 7.1 : Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente: modèle SEBAL; modèle TS-VI du Doy 2 de la plaine agricole de la Habra.	122
Figure 7.2 : Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente: modèle SEBAL; modèle TS-VI et modèle S-SEBI du Doy 27 de la plaine agricole de Ghriss.	122
Figure 7.3 : Représentation de la relation entre l'albédo et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI du Doy 2 de la plaine agricole de la Habra.	122
Figure 7.4 : Représentation de la relation entre NDVI et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI du Doy 2 de la plaine agricole de la Habra.	123
Figure 7.5 : Représentation de la relation entre l'albédo et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI ; modèle S-SEBI du Doy 27 de la plaine agricole de Ghriss.	124
Figure 7.6 : Représentation de la relation entre NDVI et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI ; modèle S-SEBI du Doy 27 de la plaine agricole de Ghriss.	124
Figure 7.7 : Comparaison entre le rayonnement net estimé par le satellite Landsat8 Oli/TIRS et celui mesuré au sol pour la plaine agricole de la Habra et celle de Ghriss	127
Figure 7.8 : Comparaison entre le flux de chaleur dans le sol estimé par le satellite Landsat8 Oli/TIRS et celui mesuré au sol pour la plaine agricole de la Habra et celle de Ghriss	129

Figure 7.9 : Comparaison entre le flux de chaleur sensible estimé par le satellite Landsat8 Oli/TIRS et celui mesuré au sol pour la plaine agricole de la Habra et celle de Ghriss	130
Figure 7.10 : Comparaison entre les flux de chaleur latente estimés au sol par le rapport de Bowen avec ceux estimés par le modèle SEBAL et par le modèle TS-VI (plaine de Habra).	135
Figure 7.11 comparaison entre les flux de chaleur latente estimés au sol par le rapport de Bowen avec ceux estimés par le modèle SEBAL, par le modèle TS-VI et par le modèle S-SEBI (la plaine de Ghriss).	136
Figure 7.12 : Comparaison des estimations de flux de chaleur latente par le modèle SEBAL et Ts-VI le (a) Doy 271 , (b) Doy 2, (c) Doy 75 et (d) Doy 130 sur la plaine d'Habra .	137
Figure 7.13 : Comparaison de la fraction évaporative estimée par le modèle SEBAL et le modèle Ts/VI au 2 janvier 2019 (DOY 2).	138
Figure 7.14 : Comparaison de la fraction évaporative estimée par le modèle SEBAL, le modèle Ts/VI et le modèle S-SEBI au 26 décembre 2018 (DOY 360).	139
Figure 7.15 a : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .	142
Figure 7.15 b : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .	143
Figure 7.15 c : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .	144
Figure 7.15 d : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .	145
Figure 7.15 e : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .	146
Figure 7.15 f : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .	147
Figure 7.16 : Analyse de la corrélation entre les mesures in-situ de RU et les valeurs optimales de l'humidité du sol obtenues par télédétection	148
Figure 7.17 : Carte de la réserve utile du sol obtenu par modèle proposé.	149
Figure 7.18 Comparaison entre la RU estimée au sol et celle estimée par télédétection	150
Figure 7.19 Confrontation entre la RU estimé par satellite et les mesures au sol	150

Liste des tableaux

Tableau 1.1: Variations du sens des différents termes du bilan d'énergie entre le jour et la nuit.	14
Tableau 5. 1 : Conditions météorologiques station météorologique de Mohamadia lors de l'acquisition d'images de Landsat-8 OLI/TIRS lors des jours sélectionnés (plaine de la Habra).	65
Tableau 5. 2: Conditions météorologiques station météorologique de Matmore lors de l'acquisition d'images de Landsat-8 OLI/TIRS lors des jours sélectionnés (plaine de Ghriss).	66
Tableau 5. 3 : Images Landsat-8 OLI/TIRS utilisées dans l'étude (site plaine de la Habra).	68
Tableau 5. 4: Images Landsat-8 OLI/TIRS utilisées dans l'étude (site plaine de Ghriss)	68
Tableau 7.1 : Paramètres et flux de surface instantanés au-dessus des pixels secs et humides du site de la plaine agricole de la Habra.	125
Tableau 7.2a : Paramètres et flux de surface instantanés et journalier au-dessus des pixels secs et humides du site de la plaine agricole de Ghriss.	126
Tableau 7.2b : Paramètres et flux de surface instantanés et journalier au-dessus des pixels secs et humides du site de la plaine agricole de Ghriss.	126
Tableau 7.3 : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Habra Ghriss.	131
Tableau 7.4 a : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Ghriss.	132
Tableau 7.4 b : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Ghriss.	133
Tableau 7.4 c : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Ghriss.	134

INTRODUCTION

INTRODUCTION

La technologie de la télédétection est l'art et la science de collecter à distance des informations sans entrer en contact physique direct avec l'objet étudié (Lillesand et al., 2015). La télédétection joue un rôle important dans la compréhension de notre environnement et est devenue ces dernières années un véritable outil opérationnel d'aide à la décision.

Depuis le lancement, en 1972, du premier satellite Landsat 1 (Soudani, 2007), de nombreux programmes ont été lancés dans le but de l'observation de la Terre, dont on compte actuellement des centaines de capteurs satellitaires opérationnels en orbite qui offrent un large choix de résolutions spatiale, spectrale et temporelle, qui permettent l'accès en continu à une information géographique sur un objet ou tout phénomène en tout point de la surface terrestre (Boisvert et al., 1996). Ces informations sont utilisées dans différentes disciplines telles que la climatologie, l'hydrologie et les études de la biosphère terrestre. L'exploitation de ces données ont permis la mise en œuvre de nombreuses applications, telles que la surveillance des inondations ou de la pollution de l'eau, la production de cartes topographiques, la foresterie ou des études environnementales et bien d'autres.

C'est dans le domaine de l'agriculture que la télédétection a trouvé un usage important par de nombreuses applications telles que ceux qui sont utilisés dans le suivi de l'occupation des sols, la détermination du bilan hydrique, le contrôle et l'estimation spatialisée des propriétés physiques des surfaces cultivées (en particulier l'évapotranspiration), l'humidité superficielle et la réserve utile (RU) en eau du sol et le pilotage de l'irrigation et la prévision des rendements agricoles. Ces domaines d'application constituent des préoccupations agro-environnementales grandissantes dans les régions arides et semi-arides, où le climat est caractérisé par une irrégularité pluviométrique et une longue saison sèche, engendrant des déficits des réserves hydriques de l'agriculture pluviale de durée variable par rapport à la moyenne. Ce déficit hydrique, quelque soit sa durée, affecte d'une façon négative la productivité des sols cultivés, même en présence d'autres facteurs aidant à avoir des rendements meilleurs. Ainsi, l'état hydrique du couvert végétal est l'un des facteurs limitant le plus important pour la photosynthèse et la production primaire (Penuelas et al., 1993), ces derniers représentent une menace pour la production agricole dans les régions où le manque d'eau devient une contrainte majeure pour le développement économique (Yang et al., 2019), la connaissance avec précision de l'état des cultures est très utile pour mieux gérer les différentes interventions, telles que la gestion de l'irrigations ou les traitements phytosanitaires, afin d'obtenir le meilleur rendement possible. En face à cette situation, l'utilisation optimale de l'eau en irrigation dans les régions agricoles pendant les périodes de faible pluviométrie, cette gestion rationnelle en eau d'irrigation est basé

sur la connaissance et le suivi des conditions hydriques des sols cultivés basé sur l'estimation de ces réserves utiles en eau et de leurs évapotranspiration.

L'estimation de réserves utiles en eau et leurs variations spatio-temporelles, nécessite la connaissance des limites d'humidité au point de flétrissement et à la capacité au champ, ces deux derniers mesurés par de nombreuses méthodes de terrain ou au laboratoire qui prennent beaucoup de temps, tel que gravimétrique, neutronique ou diélectriques, malheureusement, la variation des propriétés du sol et celle de la couverture végétal à l'échelle locale compliquent le choix et la sélection des sites représentatifs (Verstraeten, W.W et al., 2006), ces techniques conventionnelles sont complexes, laborieuses et ne fournissent l'humidité du sol qu'à l'échelle de la parcelle et ne parviennent pas à fournir une estimation de l'humidité du sol à l'échelle régionale caractérisé par son hétérogénéité, qui a fait l'objet de nombreuses recherches depuis plus d'une vingtaine d'années, rendue possible par les techniques prometteuses de la télédétection devenue l'outil principal d'estimation de l'humidité du sol en raison de sa capacité à obtenir l'humidité du sol à une échelle régionale pour les plus grandes superficies telles que celles des plaines et pour une longue série chronologique, plusieurs méthodes basées sur la télédétection optique, thermique et micro-ondes pour l'estimation de l'humidité du sol ont été développées (Zhang et Zhou 2016; Chen et al., 2012). La télédétection micro-ondes a montré un grand potentiel pour le suivi de l'humidité du sol à l'échelle mondiale, car les émissions micro-ondes peuvent pénétrer dans les nuages et la pluie pour obtenir, par tous les temps, des données sur l'humidité du sol. Cependant, l'estimation de l'humidité du sol par télédétection micro-ondes présente deux limites majeures : 1) les signaux hyperfréquences peuvent être perturbés par des interférences radio (Le Vine et Matthaie 2014), ce qui conduira à des pixels contaminés ; 2) la faible résolution spatiale rend la télédétection micro-ondes inappropriée pour certaines applications à moyenne ou à petite échelle (Merlin et al., 2010). Cependant, des données de télédétection optiques et thermiques ont été utilisées pour estimer l'humidité du sol en raison de leur capacité à fournir des informations à haute résolution spatiale (Leng et al., 2017).

L'évapotranspiration est le paramètre le plus critique qui contrôle le cycle hydrologique et constitue la base de l'évaluation des performances du système d'irrigation. Une évaluation précise de l'évapotranspiration est très utile pour divers aspects de la gestion de l'eau tels que la planification de l'irrigation, le bilan hydrique, la surveillance du stress hydrique/sécheresse, ainsi que la planification et la gestion des ressources en eau (Gowda et al., 2007). La variation temporelle en évapotranspiration peut être mesurée sur site à l'aide de différentes méthodes instrumentales et empiriques : méthode de Penman-Monteith, lysimètre, le rapport de Bowen (BREB), Eddy covariance, etc. Cependant, elles ne prouvent que des mesures ponctuelles et ne représentent pas l'hétérogénéité spatiale en surface et dans les conditions atmosphériques. La

méthode de Penman-Monteith présente des difficultés d'observation et de calcul des paramètres aérodynamiques et des résistances de surface pour tous les types de cultures; Le lysimètre est coûteux à installer et à entretenir; La méthode BREB n'est pas fiable pendant les périodes advectives (Blad et Rosenberg, 1974), tandis que la technique de l'Eddy covariance qui pose un problème de fermeture du bilan énergétique en raison de la faible surface, montre une sensibilité plus élevée pour les petits tourbillons et nécessite diverses corrections pour obtenir le résultat final des flux. (Clement et al., 2009; Haslwanter et al., 2009). Ces limitations permettent d'utiliser la nouvelle dimension de la télédétection, car elle fournit une mesure de l'état de la végétation et de la qualité spatiale pour en déduire évapotranspiration dans l'espace et dans le temps.

Diverses algorithmes et modèles basés sur les techniques de télédétection ont été proposés au cours des dernières décennies pour l'estimation de l'évapotranspiration sur les surfaces cultivées et les écosystèmes naturels (Carlson et al., 1995; Bastiaanssen et al., 1998; Kustas et al., 1999; Bastiaanssen WGM, 2000; Jiang et Islam 2001; Su, 2002; Patel et al., 2006; Allen et al., 2007, Anderson et al., 2008, Chehbouni et al., 2008; Li et al., 2009; Tang et al., 2011). La plupart des modèles fondés sur les techniques de télédétection et le bilan énergétique dépendent des observations basées sur le terrain et sur le temps, qui sont dynamiques dans le temps. Ces modèles peuvent être classés en trois grandes catégories: a) modèles utilisant des relations empiriques simples reliant l'évapotranspiration journalier à une mesure instantanée de la température de surface (Trezza et al., 2013; Huang et al., 2019); 2) modèles utilisant des relations déterministes basées sur des modèles plus complexes tels que les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) (Oliosio et al., 2005; Chebbi et al., 2018; Bigeard et al., 2019); 3) modèles basés sur l'estimation évapotranspiration comme terme résiduel de l'équation du bilan énergétique, qui peut être divisée en deux catégories:

1) Les modèles monocouches, tels que SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (Bastiaanssen et al., 1998; Bastiaanssen et al., 2005), METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration) (Allen et al., 2007; Ramírez-Cuesta et al., 2020), modèle trapézoïdal Ts/VI (Jiang et Islam, 2001; Stisen et al., 2008; Zhu et al., 2017), SEBS (Surface Energy Balance System) (Su, 2002; Chen et al., 2019), S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) (Roerink et al., 2000; Allies et al., 2020), qui ne font pas de distinction entre l'évaporation du sol et la transpiration. Leur simplicité a rendu les modèles à source unique largement utilisés;

2) Les modèles bicouches, tels que TSEB (Two Source Energy Balance) (Kustas et al., 2018), ALEXI ou Dis-ALEXI (Anderson et al., 2007) et SPARSE (Soil Plant Atmosphere and

Remote Sensing Evapotranspiration) (Boulet et al., 2018) qui discrimine la composante sol et végétation.

Le présent travail de thèse a pour objectif l'utilisation des données satellitaires acquises durant les années 2018 et 2019 par le satellite Landsat OLI-TIR pour :

1) La cartographie de l'évapotranspiration réelle, on se basant sur le modèle SEBAL, Ts-VI et S-SEBI pour la résolution de l'équation du bilan d'énergie à l'échelle du pixel pour les deux sites pilotes situés dans la plaine agricole de la Habra et celle de Ghriss. L'évapotranspiration réelle doit permettre d'interpréter de façon plus précise le comportement d'une surface vis-à-vis d'un déficit d'eau. Cependant, ses valeurs dépendent fortement des conditions de son estimation. Il est donc préférable, pour une interprétation plus aisée, d'en déduire des indicateurs d'alimentation hydrique tels que la fraction d'évaporation (Λ) et l'humidité de sol.

2) la Proposition d'une approche méthodologique pour la spatialisation de la réserve en eau des sols agricoles par télédétection sur le site de la plaine agricole de Ghriss, en utilisant un jeu de données composé de douze images.

Le cheminement méthodologique de notre travail s'articule autour de sept chapitres :

- Le premier chapitre s'intéresse principalement à la présentation physique de l'équation de transfert radiatif et des paramètres en relation.
- Dans le second chapitre seront définies succinctement les bases théoriques de la télédétection, la terminologie citée par la suite ainsi que l'explication des méthodes appliquées pour le traitement des images satellitaires,
- Le troisième chapitre présente une étude bibliographique sur les différents travaux pour l'estimation de l'évapotranspiration,
- Le quatrième chapitre s'intéressera principalement à une étude bibliographique sur les bases théoriques de l'humidité de sol ;
- Le cinquième chapitre sera réservé à la description des zones d'étude puis les données disponibles utilisées ainsi que l'occupation du sol.
- Le sixième chapitre s'intéresse principalement à la méthodologie appliquée pour le traitement des données et aux résultats obtenus
- Le septième chapitre est présenté l'analyse des différents résultats obtenus.

Et enfin, la conclusion résume les principaux résultats.

CHAPITRE I

Bilan d'un couvert végétal

1. BILAN D'ENERGIE D'UN COUVERT VEGETAL

Le rayonnement électromagnétique émis par le soleil en permanence est le principal moteur des processus d'échanges d'énergie qui s'opèrent entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Ces processus jouent un rôle prépondérant dans l'équilibre entre biosphère et atmosphère, qui suscitent un grand intérêt en plusieurs disciplines comme la météorologie, climatologie et surtout en agronomie (Jacob, 1999) afin de décrire le fonctionnement des cultures qui nécessite la compréhension de ces mécanismes associés à ces transferts (Hamimed, 2009) .

Ce chapitre présente les principales considérations théoriques sur lesquelles repose la description des processus qui interviennent à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA),

1.1. Echanges d'énergie et de masse à l'interface SVA

En générale la quantification des échanges d'énergie et de masse est liée à la quantité d'énergie solaire « la densité de flux » disponible incidente qui traverse une surface terrestre par unité de temps, exprimée en $W.m^{-2}$ et sera simplement dénommée flux par la suite.

Les origines des principales composantes énergétiques qui interviennent à l'interface SVA sont en premier lieu, la surface de la Terre qui reçoit de l'énergie radiative provenant du soleil et de l'atmosphère. Cette énergie d'origine électromagnétique constitue la source principale à tous les échanges qui interagissent au niveau du continuum SVA (Demarty, 2001 ; Philip, 1966). Une partie de cette énergie est intercepté par la surface du couvert végétal et celle du sol sous-jacent. Le reste de cette partie est réfléchi vers l'atmosphère. La surface redistribue dans son proche environnement l'énergie radiative absorbée. Ceci se fait soit par émission d'énergie radiative dans l'infrarouge thermique, soit par conduction de chaleur dans le sol ou par convection dans l'atmosphère.

L'ensemble de ces composantes permet d'introduire la notion de « bilan d'énergie » traduisant le principe de conservation de l'énergie dans le milieu.

1.2. Bilan d'énergie en surface

Le bilan d'énergie traduit, pour un système donné, la loi de conservation de l'énergie. Il prend la forme générale suivante (Demarty, 2001):

$$\sum F_e - \sum F_s = \Delta S_t \quad (1.1)$$

Où $\sum F_e$ et $\sum F_s$ représentent respectivement la somme des flux entrant dans le système et

sortant du système, tandis que ΔS_t désigne la variation du terme de stockage. Les échanges F_e et F_s peuvent se faire dans des directions variées : échanges verticaux, échanges horizontaux au travers des faces « latérales » du système par exemple (Figure 1.1).

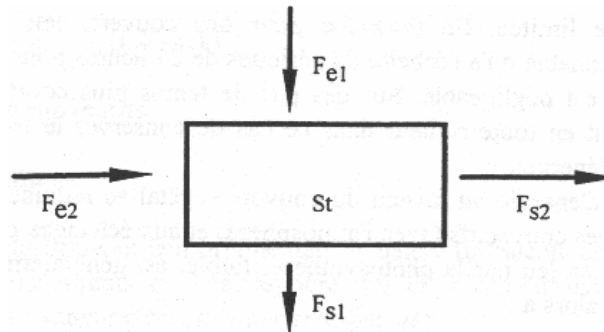


Figure 1.1: Echanges d'énergie d'un système donné.

Dans le cas des milieux naturels, l'équation (1.1) peut s'appliquer à toutes les échelles d'espace (feuille, volume élémentaire de végétation, de sol, d'atmosphère, parcelle agricole, lac, région entière, etc.), ainsi qu'à toutes échelles de temps. Les échanges d'énergie mis en jeu dépendent du système choisi et se font sous de multiples formes et selon des processus physiques différents (Guillaume, 2014) :

- échanges radiatifs (liés au rayonnement solaire et au rayonnement d'origine thermique) ;
- convection dans l'atmosphère ;
- conduction (transferts de chaleur dans le sol par exemple) ;
- énergie mise en jeu lors de changements de phase (vaporisation de l'eau, fusion, condensation, etc.) ;
- énergie mise en jeu dans des processus biochimiques (oxydations organiques, etc.) ;
- photosynthèse ;
- apport d'énergie par les précipitations.

Les ordres de grandeur relatifs de ces divers échanges varient considérablement, ce permet dans certaines conditions de simplifier l'écriture des bilans d'énergie.

Pour un couvert végétal uniforme d'extension horizontale suffisante, on fait généralement l'hypothèse que les transferts se font selon la direction verticale, et l'on néglige les échanges latéraux.

On identifie de plus le couvert végétal à une « surface mince ». On néglige ainsi le stockage d'énergie dans la végétation. Cette hypothèse est légitime pour les cultures d'extension verticale limitée.

En revanche pour des couverts tels que les forêts, cette hypothèse n'est raisonnable qu'à l'échelle de périodes de 24 heures pour lesquelles le bilan des termes de stockage soit

négligeable. Sur des pas de temps plus courts (échelle horaire par exemple), il convient en toute rigueur dans ce cas de conserver le terme de stockage dans l'équation de bilan d'énergie.

D'après l'ensemble des composantes présentées ci-dessus et rappelées sur la figure (1.2), le bilan d'énergie d'une surface s'exprime par :

$$R_n = G + H + LE + \Delta S + P \quad (1.2)$$

R_n est le rayonnement net qui correspond au terme de bilan radiatif, est compté positivement lorsqu'il est disponible pour la surface, H est le flux de chaleur sensible et LE représente le flux de chaleur latente qui sont positifs vers l'atmosphère et correspondent principalement à des échanges convectifs. Le terme LE est le terme de transfert d'eau à l'état vapeur vers l'atmosphère et donc à l'évapotranspiration ET . Le flux de conduction de la chaleur dans le sol G est positif vers le sol et est transmis par des échanges conductifs (Aubin, 2018).

Les deux composantes mineures ont délibérément été négligées dans cette expression. Il s'agit de P la photosynthèse qui représente 2 à 3% du rayonnement net (Thom, 1972) et de ΔS qui représente le stockage de chaleur dans le couvert (Diarra, 2017).

Ces divers termes s'expriment en W/m^2 et sont détaillés dans ce qui suit. On observera qu'ils correspondent en réalité à des densités de flux. Dans la pratique, par abus de langage on emploie simplement le terme de « flux ». Au niveau de la surface le bilan énergétique peut être établi à toute échelle de temps (heure, jour, année ...) et d'espace (feuille, sol, plante, canopée, parcelle, région...). En comptant l'énergie arrivant à la surface positivement, l'énergie la quittant négativement.

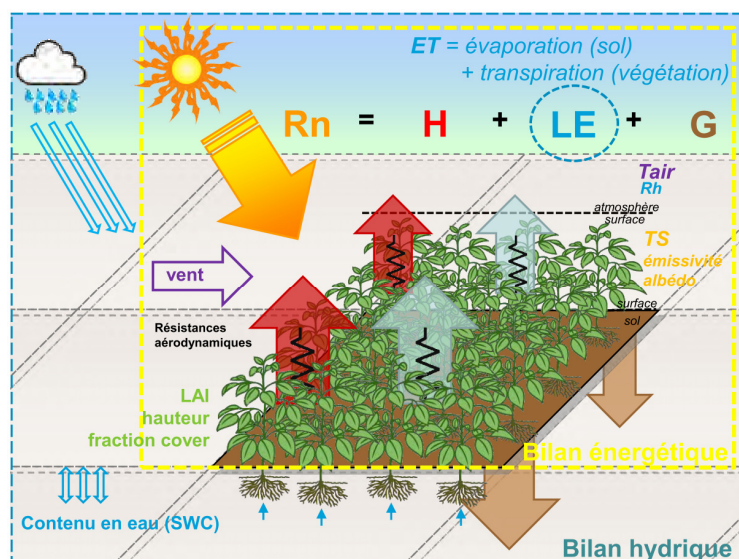


Figure 1.2 : Les différentes composantes du bilan d'énergie R_n : rayonnement net (échanges radiatifs). G : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs). H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs). LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs).

1.2.1. Le Bilan radiatif

Les échanges radiatifs s'effectuent principalement dans le domaine des courtes longueurs d'onde (ou domaine solaire entre 0.3 et 3.0 μm) et dans le domaine des « grandes » longueurs d'onde (ou infrarouge thermique, IRT, autour de 10 μm). Dans le domaine des courtes longueurs d'onde, la surface reçoit un rayonnement d'origine solaire, le rayonnement global R_g . Celui-ci résulte du rayonnement direct (D) provenant du soleil et dépend de son angle zénithal θ , $D \cdot \cos(\theta)$ d'une part, et du rayonnement diffus d (diffusion par l'atmosphère, les aérosols et les nuages) d'autre part (Jacob, 1999) :

$$R_g = D \cdot \cos(\theta) + d \quad (1.3)$$

Le rayonnement global est en partie réfléchi par la surface avec un coefficient r_0 , l'albédo. Le bilan radiatif dans les courtes longueurs d'onde est donc $R_g \cdot (1 - r_0)$.

Dans le domaine de l'infrarouge thermique, le sol émet un rayonnement $L_{\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_0^4$. T_0 désigne la température de surface et ε_0 l'émissivité. σ ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) est la constante de Stefan-Boltzmann. Le sol reçoit un rayonnement d'origine atmosphérique L_{\downarrow} (résultant de la contribution dans l'IRT de l'ensemble des particules : air, molécules d'eau, CO_2 , aérosols..., présentes dans l'atmosphère). Une partie de ce rayonnement est réfléchi au niveau de la surface avec un coefficient égal à $(1 - \varepsilon)$. Le bilan radiatif dans l'IRT est en définitive $\varepsilon(L_{\downarrow} - \sigma T_0^4)$.

Le bilan radiative c'est l'énergie radiative disponible au niveau de la surface en toute longueur d'onde confondue qui constitue le rayonnement net noté R_n ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) qui dépend de l'énergie globale incidente R_g et des Caractéristiques de la surface réceptrice suivant l'équation suivante (Hamimed, 2009) :

$$R_n = (1 - r_0)R_g + \varepsilon(L_{\downarrow} - \sigma T_0^4) \quad (1.4)$$

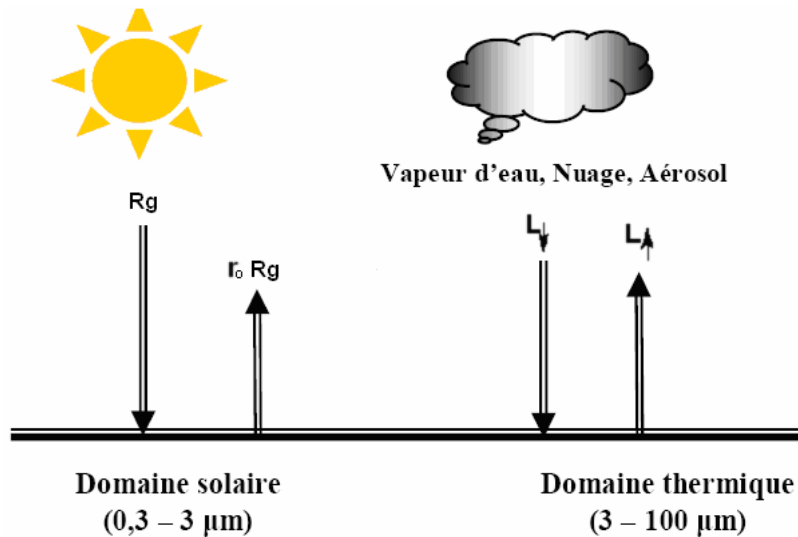


Figure 1.3 : Les différentes composantes du rayonnement net, R_g est le rayonnement global incident, $r_0 R_g$ est la fraction réfléchie du rayonnement global, L_{\downarrow} est le rayonnement atmosphérique des grandes longueurs d'ondes et L_{\uparrow} est le rayonnement infrarouge thermique.

1.3. Les échanges conductifs

Ce sont des échanges d'énergie cinétique par conduction. La conduction correspond au transfert thermique sans transfert de masse dans le sol (milieu solide) et sans modification des particules entre des corps en contact, par l'action moléculaire (Kotchi, 2004), ils sont souvent négligés dans les fluides comme l'air devant les échanges convectifs, c'est dans le sol qu'il est le plus efficace compte tenu de l'importance des gradients thermiques qui y existent.

Le flux associé à ce processus est le flux de chaleur par conduction à travers la surface du sol, noté G ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

Il est un des termes les plus négligés dans les bilans d'énergie. La bonne estimation de ce flux est importante (Guyot, 2010).

Le flux de conduction G dans le sol à une profondeur z est proportionnel au gradient thermique à cette profondeur :

$$G = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.5)$$

λ_s : est la conductivité thermique du milieu ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$).

Elle dépend de diverses caractéristiques physiques du sol (texture, morphologie, constituants, etc.) et de sa teneur en eau (De Vries, 1963).

Il est positif au niveau de la surface et devient négatif à une profondeur de quelques mètres le jour. Ce profil s'inverse la nuit (Lagouarde et al., 1995).

1.4. Les échanges convectifs

Dans l'atmosphère, la majorité des échanges de chaleur s'effectue par convection. Les échanges convectifs contrairement à la conduction correspondent à des transferts de chaleur et de masse par déplacement de l'air entre la surface et les différentes couches de l'atmosphère et entraînant donc un déplacement des molécules gazeuses qui les constituent (Jacob, 1999).

Plusieurs origines de ces transferts sont possibles :

- la convection libre qui résulte des gradients de densité issus des gradients de température dans l'air ;
- la convection forcée qui est provoquée par la turbulence induite par le champ de vent ;
- la convection mixte qui se rencontre dans des conditions de vent faible, les mouvements de l'air sont alors produits par l'action combinée de la convection libre et de la convection forcée.

Dans ce cas, leurs effets peuvent s'opposer (l'atmosphère est en conditions stables), ou agir de concert (l'atmosphère est en conditions instables).

Les flux énergétiques résultant des échanges convectifs sont le flux de quantité de mouvement t , le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente LE . Les flux H et LE sont appelés flux turbulents car directement dépendant de l'intensité de la convection dans la couche limite de surface atmosphérique.

Les transferts de chaleur correspondent au déplacement et au mélange d'air à des températures différentes. Ils se traduisent par le flux de chaleur sensible H . Au cours de la journée, la surface échauffée sous l'action du soleil, fournit généralement de la chaleur sensible à l'atmosphère. Dans la nuit, la surface se refroidit par perte radiative et les transferts de chaleur s'inversent.

Ainsi le flux de chaleur sensible H (flux de chaleur turbulent dans l'air) est exprimé en fonction de l'écart entre température de surface T_0 et température de l'air T_a :

$$H = \frac{\rho C_p}{r_{ah}} (T_0 - T_a) \quad (1.6)$$

Cette expression fait intervenir (en dehors des constantes ρ et C_p , densité et chaleur spécifique de l'air à pression constante) la résistance au transfert turbulent r_{ah} , qui est fonction de la vitesse du vent, du régime de stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface.

Pour estimer la résistance au transfert turbulent, certaines approches théoriques ont été utilisées notamment par (Paulson, 1970). Elles sont basées essentiellement sur l'utilisation des profils logarithmiques du transfert de masse et d'énergie dans la partie de la couche limite de

surface et sur le couplage surface-couche limite de surface qui s'opère au niveau des flux à la base de la couche limite convective.

L'intégration des profils de vitesse conduit à deux fonctions de similitudes ψ_m et ψ_h paramétrées par le régime des échanges convectifs de quantités de mouvement et de chaleur, on a alors (Vidal et al., 1987) :

$$u^* = K.u / [\ln (z_a/z_{om}) - \psi_m(z_a/L)] \quad (1.7)$$

$$r_{ah} = \frac{1}{K u^*} [(\ln z_a/z_{oh}) - \psi_h(z_a/L)] \quad (1.8)$$

Z_a : la hauteur de référence où se font les mesures météorologiques généralement égale à 2 m,

u : est la vitesse du vent,

ψ_m et ψ_h : désignent les fonctions de stabilité mécanique et thermique de l'atmosphère

L : est la longueur de Monin-Obukhov :

$$L = -\frac{\rho C_p T_a u^{*3}}{K.g.H} \quad (1.9)$$

u^* : la vitesse de frottement,

k : la constante de Von karman ($\cong 0,41$),

g : la gravité terrestre,

H : la densité de flux de chaleur sensible,

z_{om} : la rugosité mécanique,

z_{oh} : la rugosité thermique.

La détermination des fonctions de stabilité mécanique et thermique (ψ_m et ψ_h) a fait l'objet de nombreuses études expérimentales, notamment entre 1960 et 1970 (Arya, 1989).

Elles ont permis d'établir des formules empiriques dont la précision est suffisante dans la majorité des cas (Guyot, 1999) :

➤ En conditions instables : ($H > 0$; $T_o > T_a$; $(z_a/L) < 0$) :

$$\psi_m(z_a/L) = 2 \cdot \ln \frac{1+x}{2} + \ln \frac{1+x^2}{2} - 2 \cdot \arctg(x) + \frac{\pi}{2} \quad (1.10)$$

$$\psi_h(z_a/L) = 2 \cdot \ln \frac{1+x^2}{2} \quad (1.11)$$

avec

$$x = \left(1 - 16 \frac{za}{L}\right)^{0,25} \quad (1.12)$$

➤ En conditions neutres à stables : (H est légèrement positif ou nul ; T_a légèrement $> T_o$; $0 < (za/L) < 1$) :

$$\psi_m(za/L) = \psi_h(za/L) = -5(za/L) \quad (1.13)$$

➤ En conditions très stables : ($H < 0$; $T_a > T_o$; $(za/L) > 1$) :

$$\psi_m(za/L) = \psi_h(za/L) = -5(1 + \ln(za/L)) \quad (1.14)$$

Le flux de chaleur latente LE, l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration, s'exprime par:

$$LE = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_o) - e_a}{r_{ah} + r_s} \quad (1.15)$$

r_{ah} : la résistance au transfert turbulent,

r_s : la résistance de surface,

e_a : la tension de vapeur d'eau à la hauteur de référence (za),

$e_{sat}(T_o)$: la tension de vapeur saturante à la température de surface,

γ : La constante psychrométrique définie par :

$$\gamma = \frac{\rho \cdot C_p \cdot R \cdot T}{\lambda \cdot M_{H_2O}} \quad (1.16)$$

R : la constante des gaz parfaits ($R = 8.31441 \text{ J mol}^{-1} \text{ kg}^{-1}$),

M_{H_2O} : la masse molaire de l'eau ($18 \cdot 10^{-3} \text{ kg}$),

T : la température moyenne de l'air,

γ : Voisine de $0,66 \text{ mbar} \cdot \text{C}^{-1}$.

La figure 1.4 illustre clairement les phénomènes de stabilité et d'instabilité thermique. De jour, l'air plus chaud et plus léger se trouve au voisinage immédiat de la surface, ce qui provoque un déséquilibre avec les couches d'air plus lourd situées au-dessus : la situation correspondante est dite « instable ». De nuit, l'air plus dense se trouve à proximité de la surface et la situation est « stable ».

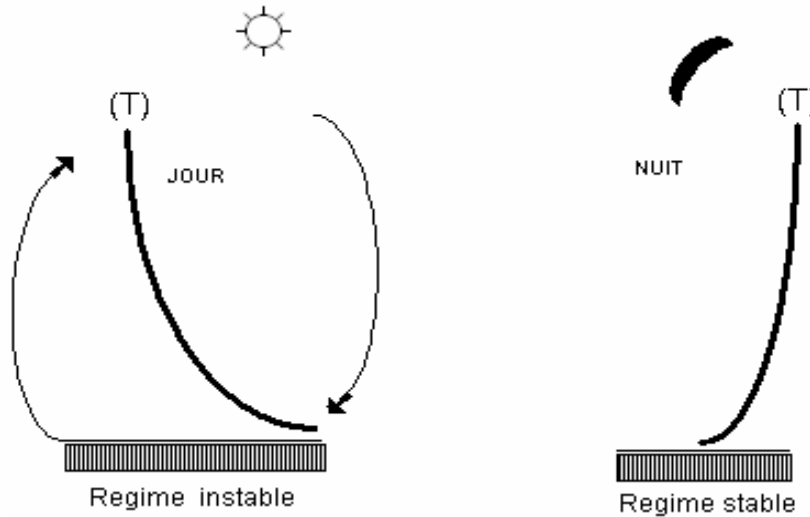


Figure 1.4 : Schématisation des phénomènes de stabilité atmosphérique.

1.4.1. L'équation du bilan d'énergie

En combinant les relations (1.2), (1.5), (1.8), (1.15) et l'équation du bilan d'énergie prend la forme développée

$$R_g(1-r_o) + \varepsilon(L \downarrow - \sigma T^4) = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_c + r_a} + \rho C_p \frac{T_o - T_a}{r_{ah}} + \frac{\bar{\lambda}}{\Delta z} (T_o - T_z) \quad (1.17)$$

Les conventions de signe qui s'y rattachent sont les suivantes : le rayonnement net Rn est compté positivement quand il correspond à une énergie reçue par la surface (conditions de jour), tandis que les flux H, LE et G sont comptés positivement s'ils sont perdus par la surface (conditions diurnes). Le tableau (1.1) schématise le sens des divers échanges en conditions diurnes et nocturnes.

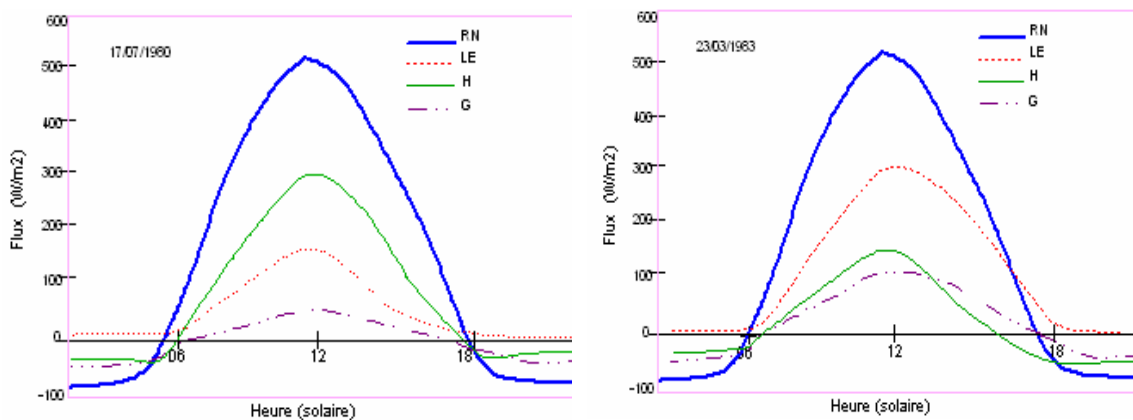









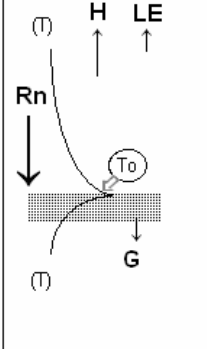
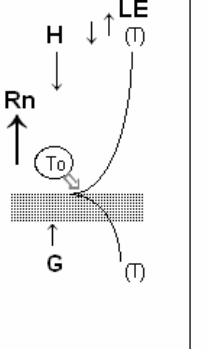


Figure 1.5: Flux de surface simulés à Avignon par le modèle MAGRET en conditions sèches (17/07/1980) et humides (23/03/1983).

Tableau 1.1: Variations du sens des différents termes du bilan d'énergie entre le jour et la nuit.

	Jour 	Nuit 
Rayonnement Net Rn		
Chaleur latente LE	 Evaporation	  Condensation ou évaporation
Conduction dans le sol G		
		

La figure (1.5), établie au moyen de simulations effectuées à partir du modèle agro météorologique MAGRET, illustre l'importance relative des divers flux dans des conditions d'humidité différentes. En conditions sèches (17/07/1980), le flux de chaleur sensible est important et dépasse largement l'évapotranspiration. En conditions humides après un épisode pluvieux le flux de chaleur latente présente des valeurs relatives beaucoup plus importantes (23/03/1983), les simulations ayant été faites dans l'hypothèse d'un couvert végétal bien développé. Ceci explique que le flux de conduction reste faible et inférieur à 70 W.m^{-2} . Pour un sol nu sec, ce dernier pourrait présenter des valeurs nettement plus élevées ($\sim 150 \text{ W.m}^{-2}$).

CHAPITRE II

La Télédétection

LA TÉLÉDÉTECTION

2.1. Définitions

La télédétection est l'ensemble des techniques qui consiste à l'acquisition et l'enregistrement à distance des informations fournies par l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis , réfléchi ou diffracté par tout objet situé à la surface de la terre sans contact direct avec celle-ci , à traiter et analyser ces données , pour ensuite les mettre en application (Guillet, 1991).

La télédétection regroupe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation, la détermination des caractéristiques physiques et biologiques de notre environnement à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes soit aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes (Aubin, 2018; Bonn et Rochon, 1992) et consécutivement pour définir, suivre et évaluer les politiques de gestion des ressources naturelles, la raison pour la quelle de divers programmes nationaux et internationaux d'observation spatiale de la terre (LANDSAT, SPOT, IRS, ERS, ADEOS, RADARSAT, ENVISAT, TERRA, METEOSAT, NOAA–AVHRR, MSG, etc.) ont été mis en place dès 1960 et se poursuivent de nos jours.

Les informations acquises par la technique de télédétection sont utilisées dans plusieurs disciplines telles que (Nehal, 2018) :

- 1) La climatologie pour le suivi du mouvement et d'évolution des nuages , de la sécheresse , des variables climatiques tels que la température de surface, vitesse de vent, événements de poussière, ainsi que pour l'étude de la pollution atmosphérique et l'aide à la prévision météorologique qui est de plus en plus précise.
- 2) L'hydrologie pour la cartographie et la surveillance des marécages, l'évaluation de l'humidité du sol, la surveillance et la cartographie de l'étendue d'une surface de neige, cartographie et suivi des inondations et des cours d'eaux.
- 3) La géologie dans la cartographie géologique, la localisation des volcans et la détermination des mouvements de terrain ou le sol, l'exploration minière, la recherche de ressources naturelles et des matières premières; l'exploration et exploitation des agrégats (sable et gravier).
- 4) l'agriculture pour identifier les zones agricoles, la découverte de parasites agricoles et les maladies des plantes et des arbres, aide à l'élaboration d'une politique spécifique pour la conservation des zones agricoles et de la pollution par une surveillance continue, lutte contre la

désertification, le contrôle des incendies de forêt, la cartographie l'humidité superficielle, estimer les rendements des cultures surtout dans les régions arides et semi-arides.

2.2. Définition du Rayonnement Electromagnétique

Une énergie qui se propage dans l'espace et qui interagit avec la matière ; cette énergie est constituée d'ondes transversales indissociables. La théorie corpusculaire de la lumière, considère le rayonnement électromagnétique comme étant un flux de particules élémentaires appelés photons. Le rayonnement électromagnétique est composé de deux vecteurs champ électrique et champ magnétique perpendiculaires, selon la théorie ondulatoire ces deux vecteurs se déplacent à la vitesse de la lumière (Soudani, 2007). Le Rayonnement Electromagnétique se caractérise par (Figure 2.1):

- La période qui est le temps T pendant lequel l'onde effectue une oscillation complète. La fréquence ν est le nombre d'oscillations par unité de temps (nombre oscillations/s ou Hertz Hz), C'est l'inverse de la période ($1/T$).
- La longueur d'onde λ est la distance entre deux points homologues sur l'onde (deux crêtes ou deux creux).
- La vitesse v de propagation de l'onde dans l'espace : dans le vide, et à peu de chose près, dans l'air, cette vitesse est : $c = 300.000 \text{ km/s}$.

La relation entre vitesse, longueur d'onde et fréquence est :

$$C \text{ (m s}^{-1}\text{)} = \lambda \text{ (m)} \nu \text{ (Hz)} \quad (2.1)$$

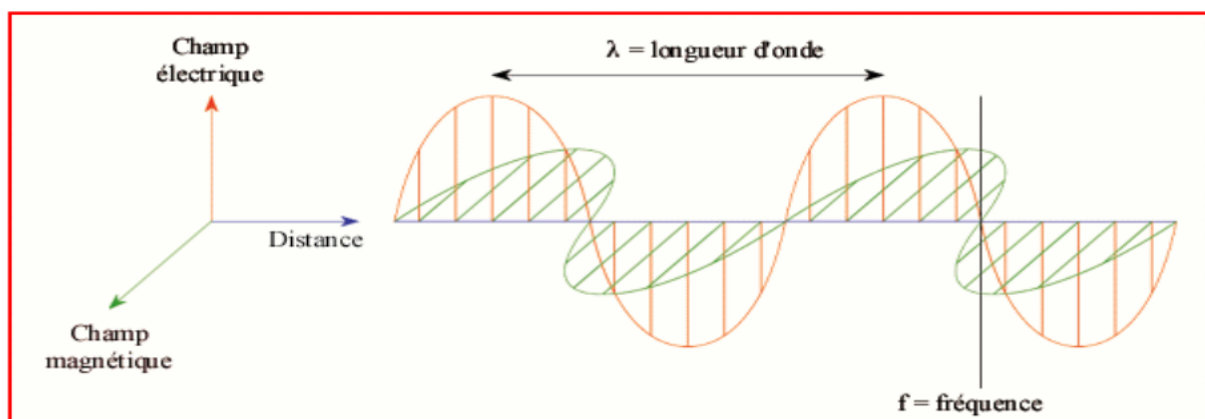


Figure 2.1: Représentation schématique d'une onde électromagnétique (Bonn et Rochon, 1993).

Pour modéliser ce dernier type de rayonnement, on utilise la notion de corps noir. « Corps théorique qui absorbe la totalité du rayonnement qu'il reçoit. Il ne réfléchit et ne transmet aucune radiation et son émission dépend uniquement de sa température » (Bonn et Rochon 1992). La loi de Planck décrit la luminance (ou la radiance) émise par le corps noir (black body), en fonction de la longueur d'onde et de la température (Figure 2.2). Elle est à la base de la

possibilité de la mesure des températures par rayonnement. D'après la loi de Planck la luminance du corps noir est donnée par la formule suivante :

$$\frac{dM(\lambda, T)}{d\lambda} = \frac{2hC^2\lambda^{-5}}{\exp(hC/\lambda KT) - 1} \quad \text{en } Wm^{-2} \mu m^{-1} \quad (2.2)$$

h : constante de Planck $h = 6,625 \cdot 10^{-34}$ Js ;

T : température absolue en Kelvins (K) ;

$C = 2,9979 \cdot 10^8$ ms^{-1} vitesses de la lumière ;

$K = R/N_A = 1,38054 \cdot 10^{-23}$ JK⁻¹ constante de Boltzmann;

$R = 8,314$ JK⁻¹mol⁻¹ constante molaire des gaz parfaits ;

$N_A = 6,02252 \cdot 10^{23}$ mol⁻¹ nombre d'Avogadro.

Deux caractéristiques essentielles d'un corps noir :

➤ pour une température T_2 plus élevée que T_1 , le rayonnement émis sera beaucoup plus important. La luminance totale (intégrée sur l'ensemble spectre) augmente avec la température, selon la Loi de Stephan-Boltzmann :

$$\int_0^{\infty} \frac{dM(\lambda, T)}{d\lambda} d\lambda = \frac{2\pi^5 k^4}{15C^2 h^3} T^4 = \sigma T^4 \quad (2.3)$$

T : est la température ;

σ : est la constante de Stephan-Boltzmann en Wmk ,

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15C^2 h^3} = 5.6698 \times 10^{-8} \quad W m^2 k^{-4} \quad (2.4)$$

➤ quand la température augmente, la courbe de luminance se déplace vers les courtes longueurs d'onde. A une température donnée, la luminance spectrale dépend de la longueur d'onde. La Loi de Wien de déplacement est obtenue par la dérivation de la loi de Planck (Hamimed, 2009). Elle donne la longueur d'onde maximale correspondant au maximum de rayonnement d'un corps noir en fonction de sa température :

$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T} \quad (2.5)$$

$$C = 2.897 \times 10^{-3} \text{ mk}^{-1}$$

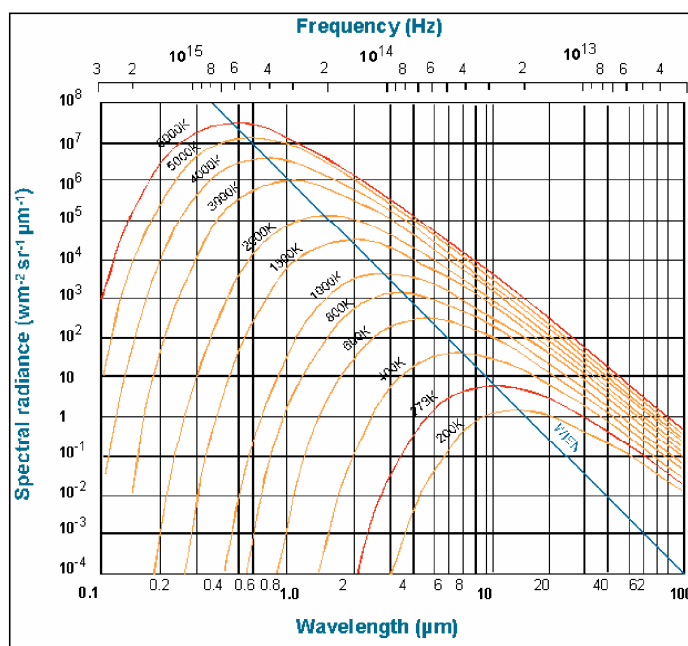


Figure 2.2: Emittance du corps noir selon les longueurs d'onde du rayonnement solaire et du rayonnement terrestre (calcul selon la loi de Planck)

Le soleil se comporte de manière similaire à un corps noir de température de 6000 K°; le maximum d'émission solaire est atteint à la longueur d'onde de 0.48 μm .

Un corps gris, à la différence d'un corps noir n'absorbe pas toute l'énergie reçue : il en transmet et/ou réfléchit une partie. C'est le cas des objets observés dans la nature.

2.3. Processus de la télédétection

La réalisation du processus de télédétection est basée sur une interaction entre les trois principaux éléments : une source d'énergie, une cible et un capteur (Figure 2.3).

La source d'énergie ou d'illumination peut être soit naturelle comme le Soleil (télédétection passive) ou une source artificielle (télédétection active) (Hamimed, 2009).

La cible qui correspond à la partie de la surface terrestre choisie pour la future étude (exemple les surface agricole). Lorsque cette portion reçoit de l'énergie à partir de la source (le rayonnement électromagnétique), en fonction caractéristiques du rayonnement et des propriétés de la surface, elle peut, soit l'absorber, la transmettre ou la réfléchir.

Le capteur (le satellite), va mesurer et enregistre cette énergie réfléchie ou émise par la cible, ces données seront ensuite transformées en luminance spectrale L_λ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$) qui correspond à la puissance émise par une source par unité d'angle solide et par unité de surface apparente de la source dans une direction donnée, également dans le domaine solaire en télédétection, on utilise la notion de réflectance ρ qui correspond au rapport entre la quantité d'énergie réfléchie dans une direction donnée par une surface (luminance) et la quantité d'énergie reçue par cette même surface pour une longueur d'onde λ donnée.

Le satellite transmettra les signaux vers des stations de réception au sol ou à des satellites relais. Au niveau de ces stations, les informations sont décodées et enregistrées sous forme d'images numériques.

Le traitement se base sur des théories et des techniques souvent complexes et servent à extraire les informations utiles. Ces informations sont ensuite utilisées pour caractériser la cible étudiée (Nehal, 2018).

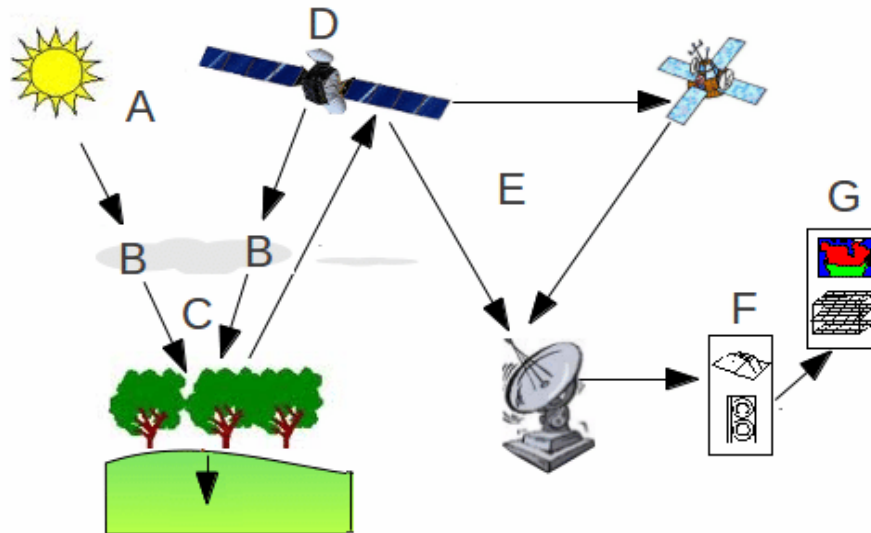


Figure 2.3: Le processus de télédétection spatiale. A : Source d'énergie ; B : Les interactions entre le rayonnement et l'atmosphère ; C : Interaction de l'énergie avec la cible ; D : L'énergie émise par la cible est captée puis enregistrée par le capteur ; E : L'énergie enregistrée est transmise à une station de réception et transformée en image numérique ; F,G : L'image peut être analysée, traitée et interprétée et l'information de cette image peut être utilisée. Source : Le Processus de télédétection (El merabet, 2013)

Les données exploitables en télédétection sont sous forme d'images, en fonction des longueurs d'onde dans le visible (VI) qui s'étend de 0.4 à 0.7 μm et contient les trois couleurs fondamentales de la synthèse additive (le rouge entre 0.6 et 0.7 μm , le vert entre 0.5 et 0.6 μm , le bleu entre 0.4 et 0.5 μm) ; le proche infrarouge (PIR) de 0.7 à 1 μm ; le moyen infrarouge (MIR) de 1 à 5 μm et l'infrarouge thermique de 5 à 15 μm , la Figure 2.4 rappelle les grands domaines de longueur d'onde utilisés en télédétection aéroportée et satellitaire.

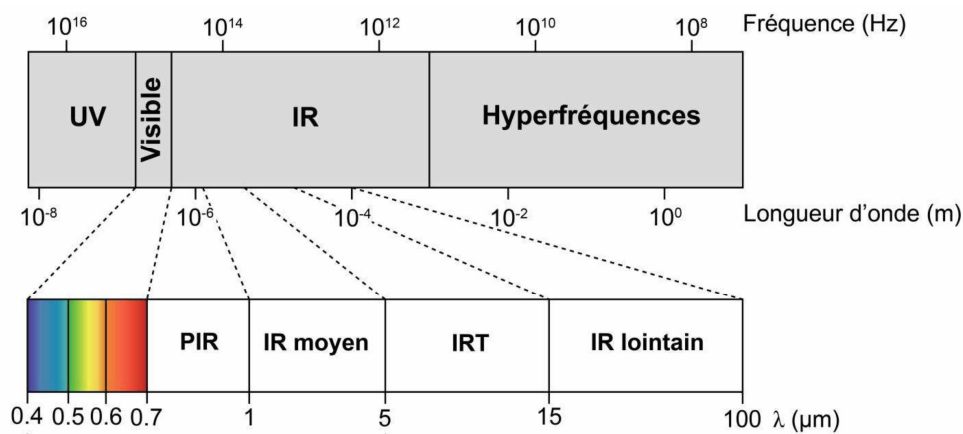


Figure 2.4 : Les ondes électromagnétiques et les phénomènes qui sont à l'origine de leur production (Bonn et Rochon, 1993).

2.4. Interaction Rayonnement électromagnétique – matière

L'interaction des rayonnements électromagnétiques incidents de la source d'énergie (soleil) lors de la rencontre d'un objet (cible), comporte trois: la réflexion, l'absorption et la transmission (rapports des énergies absorbées, réfléchies ou transmises avec l'énergie incidente, respectivement). Reliées entre elles par la formule suivante :

$$E_i(\lambda) = E_r(\lambda) + E_a(\lambda) + E_t(\lambda) \quad (2.6)$$

E_i : énergie incidente

E_r : énergie réfléchie

E_a : énergie absorbée

E_t : énergie transmise

Ces interactions on peut les définir comme suit :

a) L'absorption tout objet qui reçoit une quantité d'énergie incidente peut en absorber une quantité, qui modifiera son énergie interne. Cette énergie absorbée est transformée en température qui produit une émission de REM (absorption = émission). L'absorptance α est définie comme le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue.

b) La réflexion. La réflectance ρ est le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie reçue. Lorsque l'énergie reçue provient du soleil et irradie des surfaces terrestres ou planétaires, la réflectance est appelée albédo.

c) La transmission. La transmittance τ est le rapport entre l'énergie transmise et l'énergie reçue. L'absorptance, la réflectance et la transmittance ont des valeurs comprises entre 0 et 1, la somme de ces trois indices étant toujours égale à 1 (loi de Kirchhoff).

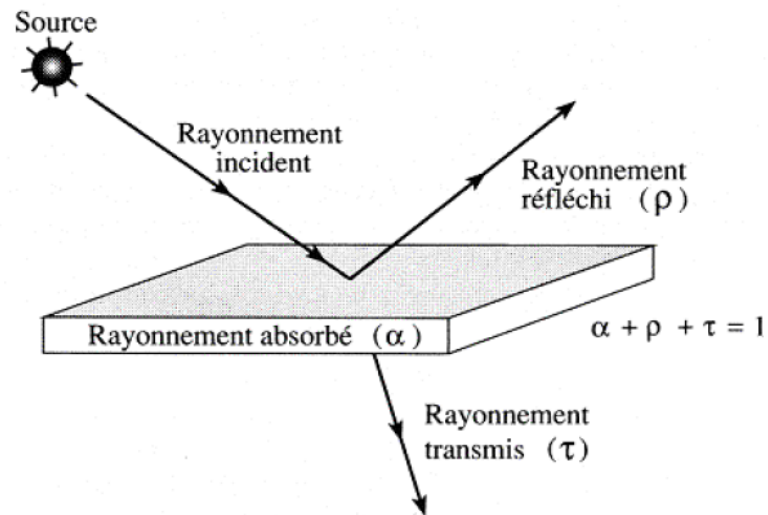


Figure 2.5: Absorption, réflexion, transmission (Bonn et Rochon 1992)

2.5. Caractérisation des états de surface par télédétection optique

2.5.1. La notion de "signature" spectrale des surfaces

L'objet de la télédétection est de distinguer des types de surface à fin de les cartographier et les étudier ou d'en mesurer certaines caractéristiques et variables déduites, à partir de l'analyse du signal électromagnétique réfléchis ou émis. Les surfaces naturelles ou artificielles ont des réponses caractéristiques et compositions (Bonn et Rochon, 1993), essentiellement fonction de : leur nature, leur teneur en eau, leurs teneurs en minéraux, leurs rugosités. La végétation en générale présente une signature spectrale caractérisée d'un fort contraste de réflectance entre le visible et le proche infrarouge. Cette caractéristique provient de l'activité chlorophyllienne et de la présence d'eau dans les feuilles. Durant la saison la signature spectrale évolue : au maximum de la période végétative, l'écart entre le rouge et l'infrarouge est maximal ; alors qu'en cas de stress hydrique, la réflectance dans le rouge tend à diminuer, et le passage du visible vers l'infrarouge se fait de manière plus continue (Carter et Miller, 1994).

2.5.2. Caractéristiques de surface par télédétection

L'utilisation simultanée des données acquises sous forme de combinaison soit linéaire ou de rapports de bandes dérivées des mesures de réflectance, permet d'extraire certains indices et paramètres, pour arriver à discriminer certaines caractéristiques des végétaux (Lichtenthaler et al., 1998).

Parmi les paramètres estimés dans ce domaine de l'énergie solaire compris entre 0,3 à 3 μm l'albédo ainsi que certaines variables biophysiques des couverts végétaux telles que l'indice foliaire LAI (Baret et Guyot, 1991 ; Myneni et al., 1995 ; Zheng et Moskal, 2009), le

pourcentage de couverture du sol (Carlson et Rippley, 1997), la fraction de rayonnement solaire absorbée pour la photosynthèse fAPAR (Sellers, 1987), l'angle moyen d'inclinaison des feuilles ou encore la teneur en chlorophylle (Weiss et al., 2002).

2.5.3. Caractérisation des états de surface par télédétection thermique

Dans le domaine de l'infrarouge thermique qui correspond à l'intervalle spectral compris entre 3 et 100 μm , néanmoins réduit à la gamme entre 3 et 14 μm , l'atmosphère étant opaque pour les longueurs d'onde supérieures à 14 μm . Dans ce domaine, la loi de Planck permet de calculer, à partir de la luminance mesurée, une température que l'on appelle température de brillance ou température radiométrique de la surface observée (Becker et Li, 1995 ; Kerr et al., 1992 ; Ottlé et Vidal-Madjar, 1992 ; Hamimed et al., 2003), cette température radiométrique s'écarte parfois sensiblement de la température réelle de la surface, en raison des effets de l'atmosphère d'une part, et surtout de l'émissivité qui varie dans une gamme limitée exemple l'eau qui possède une émissivité proche de celle d'un corps noir (0.993 à 10 μm) (Diarra, 2017).

Il faut noter que le même objet peut être considéré comme une entité unique présentant sa propre valeur d'émissivité ou comme un ensemble composé d'éléments présentant des caractéristiques spectrales propres (Diarra, 2017 ; Lhomme, 1991; Lhomme et al., 1998; Monteith, 1965), Donc le couvert végétal aura une émissivité d'autant plus élevée qu'il sera riche en chlorophylle et en eau : cette émissivité est en moyenne de 0.98, ce qui signifie qu'un couvert émet 98% de l'énergie qu'émettrait un corps noir à la même température.

L'émissivité du sol, généralement entre 0.90 et 0.95, varie en fonction de la constitution minérale du sol, de son humidité et de sa texture. Ainsi, plus un sol est humide et plus son émissivité est grande

2.6. Acquisition de données de télédétection

En télédétection les plates formes utilisées sont diverses soit au sol, ballons, avions et satellites. Elle est dite passive lorsque la source illuminant la cible est généralement le soleil qui est indépendante du capteur. C'est le cas des satellites SPOT (Satellite pour l'Observation de la Terre), LANDSAT (Land Satellite), METEOSAT (Meteorological Satellite), etc. La télédétection est dite active dans le cas contraire, Ce sont des capteurs qui émettent artificiellement de l'énergie sous forme d'impulsion à fréquence temporelle régulier est qui ont la capacité d'enregistrer le signal rétrodiffusé par les objets qui ont été en contact avec cette énergie (Figure 2.2), c'est le cas du LIDAR (Light Detection and Ranging) utilisant une source laser et le RADAR (Radio Detection And Ranging) utilisant une source hyperfréquence. C'est

l'exemple du satellite ERS-1 (European Remote Sensing Satellite). (Khaldi, 2015 ; Soudani, 2007)

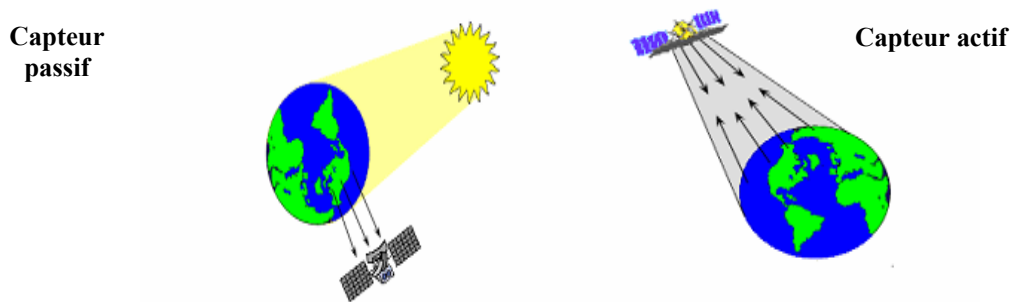


Figure 2.6 : Télédétection passive et active.

Les satellites d'observation en orbite autour de la terre sont essentiellement de trois types (Bonn et Rochon, 1992 ; Soudani, 2007) :

- 1) **L'orbite géostationnaire :** Est une orbite équatoriale et circulaire à une altitude d'environ 36000 km. Le satellite se déplace à la même vitesse angulaire et dans le même sens que la terre assurant ainsi une observation permanente de la même région. C'est le cas des satellites de télécommunication et d'observation météorologique telle que les satellites METEOSAT.
- 2) **L'orbite héliosynchrone :** Est une orbite circulaire où le plan de l'orbite du satellite est déterminé de manière à observer régulièrement un point particulier à la même heure locale solaire. C'est le cas des satellites LANDSAT et SPOT. L'altitude relativement basse de ces satellites (300 à 1500 Km) permet des bonnes résolutions au sol.
- 3) **L'orbite circulaire :** Quelconque qui offre l'avantage de passer à la même altitude au dessus d'un point de la terre mais à des heures différentes. C'est le cas des satellites ERS-1 et ERS-2.

Quatre types de résolution caractérisent un capteur de télédétection (Fellah, 2009 ; Soudani, 2007):

- 1) **Résolution Spectrale** : Les capteurs embarqués dans les satellites mesurent les rayonnements électromagnétiques réfléchis par les corps qui composent la surface terrestre. Ces ondes réfléchies se compose du visible du proche infrarouge et de l'infrarouge thermique pour les deux premiers les capteurs utilisés sont optiques (émulsion photographiques et détecteurs multi spectraux), mais pour le troisième sont les détecteurs thermiques.
- 2) **Résolution radiométrique** : Elle correspond à la capacité d'un système d'acquisition à distinguer entre deux niveaux d'énergie voisins. Le rayonnement réfléchi par les cibles au sol et enregistré par le capteur est codé en format numérique binaire et l'image résultante est en niveaux de gris. Pour un codage en 8 bits, le niveau de gris correspondant au rayonnement réfléchi varie entre 0 et 255 (soit 256 niveaux de gris = 2⁸). En 16 bits, le niveau de gris varie entre 0 et 65535. Deux niveaux de rayonnement voisins peuvent être confondus lorsque le codage est sur 8 bits alors qu'il n'est plus pour un codage sur 16 bits.
- 3) **Résolution Spatiale** : Correspond à la surface élémentaire d'échantillonnage observée instantanément par le capteur satellitaire, habituellement exprimée en radians ou en mètres. En autres termes, c'est la superficie de la surface terrestre représentée par un pixel (Picture élément). On distingue les capteurs à haute résolution et les capteurs à basse résolution. Les satellites en orbite géostationnaire comme METEOSAT fournissent des images sur de très grandes zones et à basse résolution. Les satellites en orbite héliosynchrone fournissent des images à haute résolution sur de plus petites zones, le satellite SPOT fournit des images à une résolution de 20m × 20m et dans la bande panchromatique 10 m × 10 m, pour le satellite Landsat Thematic Mapper 30m × 30m, pour NOAA AVHRR (National Oceanographic and Atmospheric Administration, Advanced Very High Resolution Radiometer) 1000m × 1000m, etc.
- 4) **Résolution temporelle ou répétitivité** : Correspond à la période entre deux acquisitions de la même scène. Cette résolution ne dépend pas du capteur mais de l'orbite et du mode de manoeuvre du satellite. La résolution de LANDSAT est de 16 jours, celle de SPOT est de 26 jours, TERRA est de 02 jours et celle de NOAA est de 12 heures. Ce dernier satellite a une haute résolution temporelle mais sa résolution spatiale (1000 m) est faible comparé aux satellites LANDSAT et SPOT (30- 20 m).

CHAPITRE III

L'Evapotranspiration

3. L'ÉVAPOTRANSPIRATION

3.1. Le système sol-plante-atmosphère

L'eau est une ressource vitale à la fois pour l'agriculture, pour l'approvisionnement en eau potable, pour la santé des populations et toute vie sur Terre en dépend. À l'état liquide, elle couvre près de 70% de la surface terrestre. Bien que la quantité d'eau présente sur la Terre soit constante, l'eau circule en permanence entre les océans, l'atmosphère et la surface terrestre (Escorihuela, et al 2006). Cette circulation (et conservation de l'eau terrestre). Elle est également présente sous d'autres états que le liquide (la pluie, la rosée, le brouillard), solide (la glace, la neige) et gazeux (vapeur). L'eau est toujours en mouvement et change continuellement d'état, de milieu, selon le cycle de l'eau". Le cycle hydrologique continental, qui est l'une des composantes du cycle de l'eau, a une influence essentielle sur les processus d'échanges d'énergie des surfaces terrestres de notre planète. Dans ce chapitre nous présentons d'abord brièvement le fonctionnement du cycle de l'eau, Ensuite, des notions fondamentales seront abordées sur l'évapotranspiration avec les différentes méthodes existantes pour les mesures in situ ou estimation par les modèles utilisant la technique de télédétection spatiale.

3.1.1. Le cycle de l'eau

L'eau présente à la surface de la Terre est répartie de manière non uniforme dans l'atmosphère, les surfaces continentales, les océans et les calottes polaires. Le principal rassemblant tous les océans, contient 97,41% du volume d'eau total disponible sur Terre (De Marsily, 1995). Les glaciers et calottes glacières en stockent 1,984% (soit 70% de l'eau douce de la planète). L'humidité contenue dans le sol correspond à 0,00505 % de l'eau sur Terre, situant ce réservoir entre les lacs et l'atmosphère en termes de volume d'eau stockée.

Le cycle de l'eau décrit l'ensemble des échanges et mouvements d'eau qui s'effectuent de manière incessante entre les réservoirs (Figure 3.1). C'est une composante à part entière du système climatique de notre planète dont le moteur est le rayonnement solaire. L'énergie reçue à la surface terrestre provoque l'évaporation des particules liquides des océans et des surfaces continentales.

À l'état gazeux, l'eau est stockée dans l'atmosphère ou elle se déplace avec la circulation des masses d'air. Le temps de résidence moyen de l'eau dans l'atmosphère est d'environ 8 jours. C'est la durée moyenne qui s'écoule avant que les molécules gazeuses ne se condensent et que le poids de leur agglomération n'entraîne leur chute. L'eau rejoint à nouveau les océans et les surfaces continentales qui peuvent être sous forme de précipitations de pluie, de neige ou de

glace.

L'eau tombant sur les surfaces continentales va transiter à travers les différents réservoirs continentaux. Le temps passé dans chacun d'entre eux est défini par le ratio entre le volume du réservoir et les flux. Ainsi, les particules d'eau tombant sur un glacier y resteront plus de mille ans avant de fondre et rejoindre les réservoirs que sont l'humidité du sol, les eaux souterraines, les fleuves et rivières ou encore les lacs (De Marsily, 1995). Les mouvements et masses d'eau entre les réservoirs sont relativement constants d'une année à une autre. La Figure 1 indique les volumes d'eau échangés entre les principaux réservoirs avec pour référence les précipitations ayant lieu sur les surfaces continentales. En moyenne globale annuelle, 39% de ces précipitations continentales proviennent de l'évaporation des océans, correspondant à la différence entre les quantités qui s'en évaporent (42.4%) et qui s'y précipitent (38.5%). La majeure partie (61%) des précipitations continentales provient de l'évapotranspiration continentale. Les processus qui composent l'évaporation puisent majoritairement leurs ressources en eau dans le sol. La disponibilité et la répartition des masses d'eau de ce réservoir sont donc déterminantes pour le cycle de l'eau et les précipitations sur les surfaces continentales.

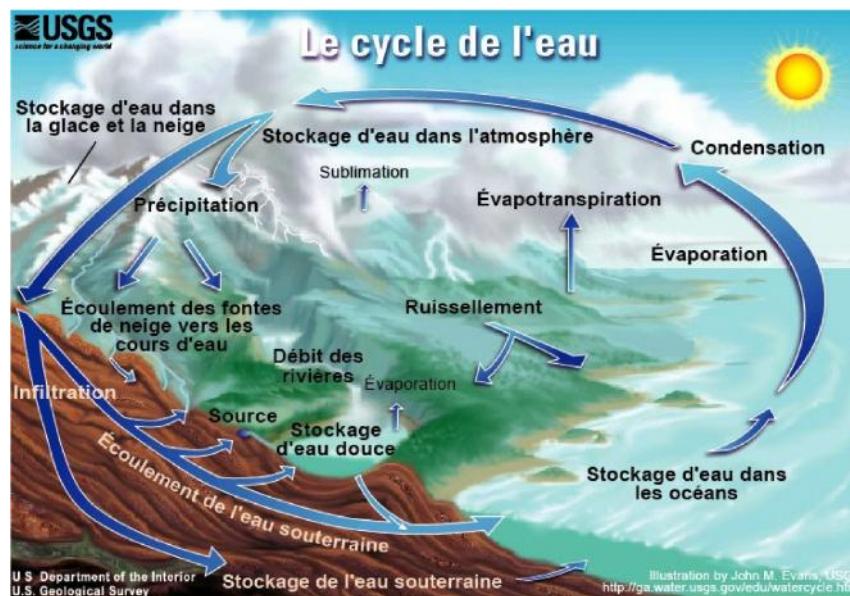


Figure 3.1 : Diagramme du cycle de l'eau. Illustration de John M. Evans USGS (United States Geological Survey)

3.1.2. Le sol

Le sol se définit comme la pellicule superficielle de l'écorce terrestre. Il résulte de l'altération de la roche mère à laquelle s'ajoute une fraction de matière organique, d'air et d'eau. La quantité d'eau qu'un sol peut contenir est très variable dans le temps et dans l'espace et d'un type de sol à un autre.

3.1.3. L'eau dans le sol

Comme cela a été défini dans le paragraphe précédent, les espaces poreux existants entre les particules solides sont occupés par de l'eau et de l'air. La réserve en eau du sol se définit comme le volume d'eau contenu dans le sol à un instant donné. Ce volume, ou stock d'eau, est généralement exprimé en épaisseur de lame d'eau (en mm), pour être facilement comparé aux pluies et à l'évapotranspiration. C'est une grandeur dynamique qui évolue au cours du temps, sous l'action conjointe des précipitations et de l'évapotranspiration. Cependant toute l'eau du sol n'est pas utilisable par la végétation, soit parce que les racines ne colonisent pas tout le volume de sol, soit parce que l'eau est trop fortement retenue par le sol pour être extraite par les racines.

La teneur en eau du sol ou humidité volumique, notée θ , est le volume d'eau, V_e , par volume de sol, V_s , et s'exprime en $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ selon l'équation suivante :

$$\theta = V_e / V_s \quad (3.1)$$

θ varie entre la saturation et l'humidité résiduelle définies dans les sections suivantes.

La teneur en eau du sol résulte des apports et des mouvements d'eau dans le sol. Cette mobilité est conditionnée par les différents états énergétiques présents dans le sol, exprimés par le potentiel hydrique. Les mouvements de l'eau dans le sol, ont lieu selon une vitesse d'infiltration d'exterminée notamment par la conductivité hydraulique du sol et gouvernée par la loi de Darcy établie à partir de mesures en condition de sols saturés (Gruhier, 2010). La conductivité hydraulique d'un sol est maximale lorsqu'il est saturé car d'une part la force gravitaire est importante et la force de rétention faible, d'autre part la tortuosité est minimale en condition de sol saturé. L'écoulement de l'eau s'effectue jusqu'à rejoindre la zone de saturation permanente appelée nappe. Les mouvements de l'eau se font alors par percolation.

3.1.4. Les échanges Sol - Végétation - Atmosphère

L'évaporation et la transpiration constituent deux variables importantes dans les processus d'échanges d'eau et d'énergie à l'interface entre les surfaces continentales et l'atmosphère (Figure 3.2). Une fraction de l'eau qui s'infiltré dans le sol est évaporée dans l'atmosphère non saturée, soit directement, soit par l'intermédiaire des plantes: toutes ces pertes en eau, sont appelées évapotranspiration.

L'évaporation est le processus qui permet à l'eau liquide de se transformer en vapeur. Elle est la principale façon par laquelle l'eau liquide se transforme en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Le rayonnement solaire incident est la chaleur fournie par le soleil, il est nécessaire à l'évaporation.

Cette énergie permet d'extraire les molécules d'eau, ce qui provoque l'évaporation. Sur les surfaces terrestres, les conditions climatiques et de surface (le rayonnement solaire, la température de l'air, la température du sol, le vent, les précipitations, l'humidité du sol, le type de sol, la rugosité de la canopée, la surface foliaire et l'espèce de la plante) sont des facteurs à fort impact sur le processus d'évapotranspiration. Ce processus a une influence importante sur le cycle de l'énergie ainsi que sur le cycle de l'eau continentale (Jacob, 1999).

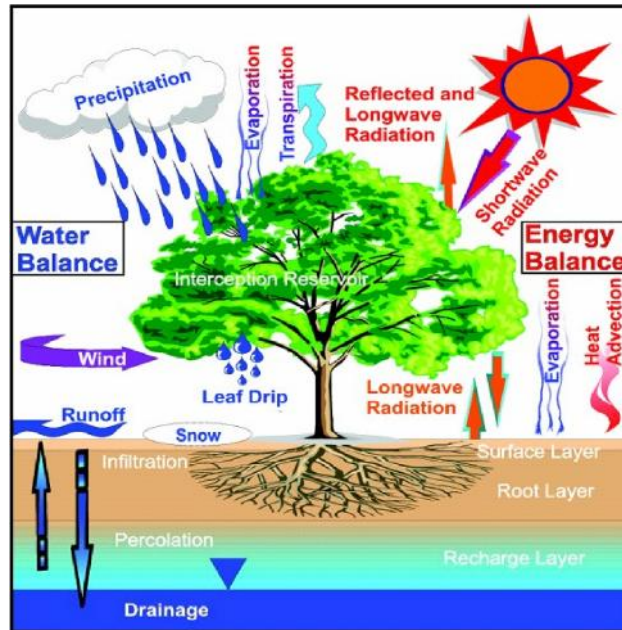


Figure 3.2: Equilibre de l'eau et équilibre énergétique de la Terre. Illustration de P. Houser

3.1.5. L'importance de l'évapotranspiration

L'estimation de l'évapotranspiration est d'une grande importance dont sa connaissance est indispensable dans diverses études scientifiques soit hydrologiques, climatiques ou agrométéorologiques car son rôle est clé dans la gestion des ressources en eau des surfaces agricoles qui est l'un des plus grands défis pour l'humanité de ce siècle.

Une estimation précise de l'évapotranspiration est très utile pour divers aspects de la gestion de l'eau tels que l'amélioration de l'utilisation de l'eau agricole soit pour la planification de l'irrigation, le bilan hydrique, la surveillance du stress hydrique / sécheresse, ainsi que la planification et la gestion des ressources en eau (Gowda et al., 2007).

3.2. Définition de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère, par la combinaison de deux processus l'évaporation au niveau du sol et par la transpiration des plantes (Collin, 2006). C'est une part importante du cycle hydrologique, au point que sur les continents, environ 70 à 75 % du total de la précipitation annuelle retourne à l'atmosphère par évaporation et la

transpiration. L'évaporation relie l'hydrologie aux sciences de l'atmosphère et, à travers la transpiration, aux sciences agronomiques.

L'évaporation ou plus précisément l'évaporation directe est le processus par lequel l'eau passe de l'état liquide ou solide, à l'état gazeux par un transfert d'énergie thermique à partir des sols humides et des différents plans d'eau, vers l'atmosphère. L'évaporation n'est pas la même en été et en hiver, son importance diffère également dans les pays froids ou chauds. L'évaporation est beaucoup plus importante en été lorsque le rayonnement solaire est le plus intense, aussi dépend de la quantité d'eau disponible dans le sol.

La transpiration des végétaux représente une obligation physique dictée par la demande climatique par l'émission d'eau à l'état de vapeur par le végétal dans l'atmosphère non saturée en humidité, désigne le processus physiologique naturel par lequel l'eau stockée sous forme d'humidité du sol est captée puis extraite par les racines des plantes, passe à travers leur corps et une fois parvenue aux feuilles, une partie de l'eau va s'évaporer à travers les stomates des feuilles et l'autre partie va servir à la photosynthèse pour la production de la matière sèche (Collin, 2006). Cette évacuation de l'eau sous forme de vapeur crée un gradient de pression négatif, ou tension, qui est l'élément moteur de l'absorption racinaire et de la circulation de l'eau dans la plante.

En ce qui concerne la végétation, lorsque l'eau se fait plus rare, les stomates se referment et la transpiration se ralentit. La plante évite ainsi de trop souffrir du manque d'eau. Lorsque ce dernier augmente et qu'il atteint le minimum vital, la plante se flétrit puis meurt. Les stomates constituent donc une interface stratégique pour le fonctionnement de la plante. Les régulations qui s'exercent sur leur fonctionnement doivent permettre simultanément l'absorption racinaire de l'eau et son transport, l'approvisionnement carboné et la limitation des pertes d'eau à un niveau compatible avec la survie de la plante malgré les variations rapides des facteurs environnementaux.

Quand on passe à l'échelle d'un champ, la transpiration végétale ne représente pas la seule perte d'eau, car le sol aussi a sa propre évaporation ; Dans les conditions naturelles, chaque fois qu'il y a un couvert végétal plus ou moins continu, on utilise donc le terme d'évapotranspiration comme étant la consommation de l'eau d'un couvert végétal



Figure 3. 3: Composantes de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration dépend des éléments suivants : l'énergie permettant le changement d'état fournie par le rayonnement solaire, un gradient de pression de vapeur ; un renouvellement de la masse d'air (turbulence) et la quantité d'eau disponible dans le sol.

3.3. Méthodes de Mesure de l'évapotranspiration :

Il existe une multitude de méthodes instrumentales directes et empiriques pour mesurer la variation temporelle de l'évapotranspiration sur site, ces méthodes relativement claires disponibles à partir de bacs, de petits plans d'eau ou du sol, parmi ces méthodes celle de Penman-Monteith (Gong, L et al., 2006), et celles qui utilisent des techniques conventionnelles telles que le rapport de Bowen (Malek et Bingham 1993), l'Eddy covariance (Rana et Katerji 2000 ; Hollinger et Richardson 2005) et avec des pesées de lysimètres (Duarte de Oliveira Neto, 2019), certaines de ces méthodes sont plus appropriées que d'autres pour des questions soit d'exactitude de résultats car elle est affectée par divers facteurs environnementaux, dont le rayonnement solaire, la température de l'air, la vitesse du vent et l'humidité ou soit pour leurs coût financier très élevé.

L'évapotranspiration est un sujet d'étude depuis de nombreux siècles, un gros effort est fait par la communauté scientifique pour améliorer les approches disponibles pour ça mesure à différentes échelles temporelles et spatiales. Dans la partie qui suit certaines approches utilisées pour mesurer l'évapotranspiration est présentée.

3.3.1. Approche du bilan hydrique du lysimètre

Selon Wright (1982) et Allen et al. (1996), les lysimètres de pesée ou flottants sont très sensibles est l'une des meilleures méthodes pour mesurer avec précision les pertes en eau du sol et des surfaces du couvert végétal, et ils ont joués un rôle très important dans le développement et les tests des méthodes micro météorologiques plus théoriques pour estimer

l'évapotranspiration. Wright (1982) a décrit deux lysimètres de pesage installés à Kimberly, en Idaho, et leur utilisation pour mesurer l'évapotranspiration et pour développer des coefficients de culture. Bien qu'ils soient très précis, les lysimètres nécessitent un entretien et un soin constants pour garantir que la densité, la hauteur et la surface foliaire de la végétation à l'intérieur et immédiatement à l'extérieur du lysimètre sont proches de celles des champs environnants.

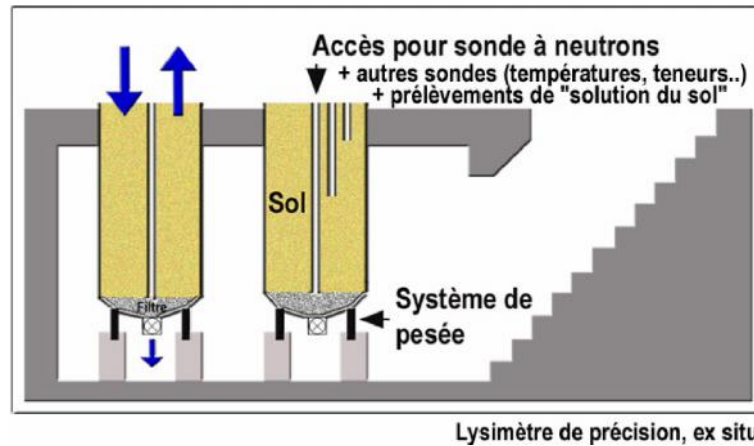


Figure 3. 4: Schéma d'une cuve lysimétrique (Tiré de Musy et Soutter, 1991).

3.3.2. Formulation du bilan énergétique du rapport de Bowen

Selon Tanner (1988), le bilan énergétique de surface peut être décrit en termes de quatre composantes principales par:

$$R_n - G - H - LE = 0 \quad (3.3)$$

Où R_n est le rayonnement net, G est la chaleur stockée dans le sol, LE est le flux de chaleur latente et H est le flux de chaleur sensible. Le rapport de Bowen se base sur l'équation du bilan d'énergie instantané et se définit comme étant le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente :

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (3.4)$$

$$\text{Ainsi, } LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (3.5)$$

peut être mesuré par le rapport de la différence de température entre deux points et la différence de pression de vapeur mesurée en ces deux points. Soit :

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (3.6)$$

Où γ est la constante psychrométrique, T et e sont les gradients verticaux de température et de pression de vapeur, respectivement.

La principale exigence pour l'application de la méthode du rapport de Bowen est que les gradients de température et d'humidité soient mesurés dans la partie de la couche limite entièrement ajustée qui est en équilibre avec la surface et il permet d'éviter les mesures de vitesse du vent. La validation des mesures du rapport de Bowen est décrite dans Ohmura (1982) et Payero (1998).

3.3.3. Modèle de Priestley et Taylor

Priestley et Taylor (1972), proposent de négliger le terme aérodynamique et de fixer le terme de rayonnement en introduisant un coefficient sans dimension (α).

$$ET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (3.7)$$

Où ET est l'évapotranspiration dans les conditions de référence (canopée bien arrosée) en mm.jour^{-1} , R_n et G sont le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol respectivement en mm.jour^{-1} ; et Δ en $\text{kPa. } ^\circ\text{C}^{-1}$. Le terme α prend la valeur 1,26 pour les pelouses dans des conditions météorologiques humides et a été adopté par Priestley et Taylor (1972) pour les surfaces mouillées; cependant α se situe entre 0,7 et 1,6 sur divers paysages (Flint et Childs, 1991). Selon Zhang et al. (2004), le terme α peut être calculé comme suit:

$$\alpha = \frac{LE(\Delta + \gamma)}{\Delta(R_n - G)} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta(1 + \beta)} \quad (3.8)$$

3.3.4. Eddy covariance

La technique d'Eddy Covariance (ou Eddy Corrélation) est la méthode la plus répandue et largement utilisée dans le monde qui mesure le flux micrométéorologique directement ainsi que les échanges d'énergie et d'eau entre la surface et l'atmosphère, Elle fournit des taux de change (flux) d'énergie, de gaz et de particules d'aérosol à l'échelle de l'écosystème (100 m - 1 km) et une résolution temporelle élevée (généralement un pas de temps de 30 minutes) . Parmi les méthodes micrométéorologiques, l'Eddy Covariance est la plus directe et est considérée comme une méthode de référence du fait qu'elle permet une mesure directe des flux verticaux de chaleur sensible et latente avec une grande précision en micro météorologie avec le moins d'hypothèses à propos des propriétés de la surface du sol, telles que la rugosité aérodynamique ou la hauteur de déplacement zéro, et aucune correction de stabilité atmosphérique n'est nécessaire (Rana et Katerji 2000).

La méthode Eddy covariance est particulièrement avantageuse dans des zones semi-arides caractérisées par des conditions climatiques très variables et dans les couverts végétales hétérogènes (Richardson et al., 2005).

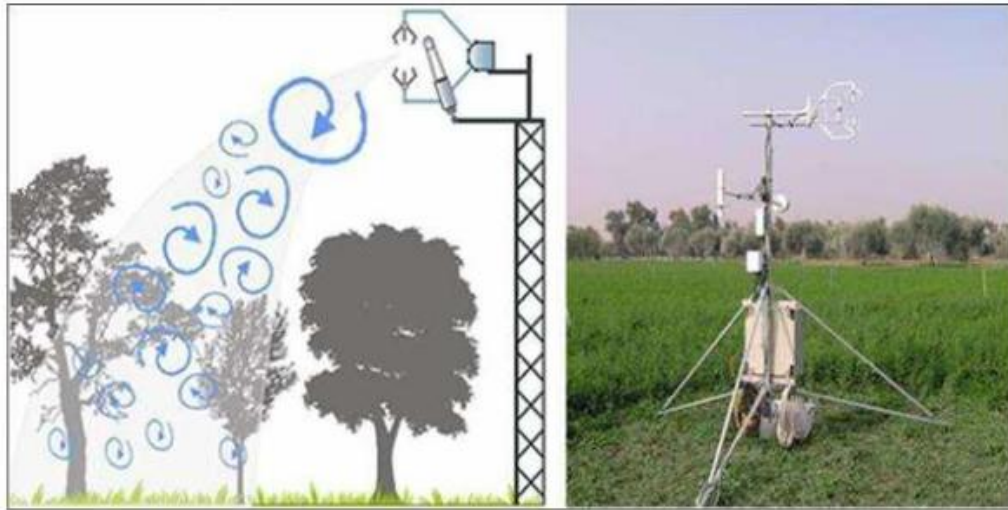


Figure 3. 5: Schéma d'un Eddy covariance

3.3.5. Équation de Penman-Monteith

L'équation de Penman a été développée en 1948 et est dérivée par la combinaison du bilan énergétique et la méthode de transfert de masse pour l'estimation de l'évapotranspiration d'une surface d'eau libre à partir des relevés climatologiques standard d'ensoleillement, de température, d'humidité et de vitesse du vent. Cette équation est devenu un repère dans la théorie de l'évapotranspiration, le modèle a été modifié en 1965 par John Monteith pour tenir compte de la résistance de surface imposée par les différents types de surfaces et de végétations combinant le bilan énergétique et la théorie du transport aérodynamique et prend la forme plus récente de l'équation de Penman-Monteith 1965 s'écrivant comme suit:

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p \frac{D}{r_a}}{\Delta - \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (3.9)$$

où R_n est le rayonnement net (MJ/ms/h), G est le flux de chaleur du sol (MJ/ms/h), D ($e_s - e_a$) est le déficit de pression de vapeur de l'air en (Pa). , ρ densité moyenne de l'air, C_p est la chaleur spécifique de l'air, Δ en (Pa/°K) est la pente de la courbe de tension de vapeur saturante, γ est le constante psychrométrique (~ 66 Pa/°K), r_s et r_a sont respectivement les résistances de surface (couvert végétal) et aérodynamiques en (s/m).L'équation de Penman Monteith suppose que la canopée et le sol constituent une "grande feuille" à partir de laquelle se produit tout le transfert d'énergie et de vapeur d'eau. Dans le cas d'une végétation dispersée, les sources d'énergie et de masse sont différentes pour le sol et la canopée.

Plus récemment, Allen et all. (1998) ont présentés le FAO-56 Penman- Monteith équation qui est une version réduite de l'équation Penman-Monteith en faisant des simplifications

et des suppositions sur des paramètres qu'ils ont considérés comme constants. Ainsi, Ils ont fixé la résistance de surface r_s à une valeur de 70 s/m avec une simplification de l'expression de la résistance aérodynamique en l'approximant par une fonction inversée de la vitesse du vent ($r_a = 208/u$) (Howell et Evett, 2004)

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (3.10)$$

Avec :

ET_0 , évapotranspiration de référence (mm/j)

T, température moyenne journalière de l'air à 2 m de hauteur (°C)

u_2 , vitesse du vent à 2 m au-dessus du sol (m/s)

e_s , pression de vapeur (kPa)

e_a pression de vapeur saturante à la température T_0 de référence (kPa)

Dans l'équation FAO-56 Penman- Monteith, ET_0 représente l'évapotranspiration survenant à partir d'une surface de gazon bien arrosée avec une hauteur de culture de 0,12 m, une résistance de surface fixe de 70 s/m et un albédo de 0,23 (Allen et al., 1998).

3.3.6. Conclusion

La méthode de Penman-Monteith présente des difficultés d'observation et de calcul des paramètres aérodynamiques et des résistances de surface pour tous les types de cultures; Le lysimètre est coûteux à installer et à entretenir; la méthode du rapport de Bowen n'est pas fiable pendant les périodes advectives (Blad et Rosenberg, 1974), tandis que la technique de l'Eddy covariance qui pose un problème de fermeture du bilan énergétique en raison de la faible surface, montre une sensibilité plus élevée pour les petits tourbillons et nécessite diverses corrections pour obtenir le résultat final des flux (Haslwanter et al., 2009).

Ces méthodes ont la particularité d'être adaptées à des échelles spatio-temporelles données et limités sur des petites zones relativement homogène entourant l'équipement qui est exposée aux mêmes facteurs environnementaux (Moran et Jackson, 1991), Cependant, ces systèmes à l'échelle régionale ne fournissent pas d'indication appropriée des conditions d'évapotranspiration où l'eau doit être partagée par différents secteurs et utilisateurs, ni de tendances spatiales en particulier dans les régions où les conditions climatiques sont advectives. Une évaluation de la distribution spatiale de l'évapotranspiration sur une grande surface serait exagérée en utilisant des techniques conventionnelles de mesure ponctuelle.

3.4. Estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle :

Pour surmonter à la limitation des méthodes évoquées auparavant, de nombreuses approches originales ont été développées afin d'estimer l'évapotranspiration.

La recherche sur de nombreuses années, avec les progrès dans la technologie des satellites et la puissance de calcul, on conduit au développement et l'amélioration de diverses approches méthodologiques basés sur les techniques de télédétection et sur le bilan énergétique qui ont été proposés à partir des années 1970 (Li et al., 2009) et au cours de ces dernières décennies pour l'estimation de l'évapotranspiration à haute résolution spatiale sur les surfaces cultivées et des écosystèmes naturels (Carlson et al., 1995; Bastiaanssen et al., 1998a; Kustas et al., 1990; Jiang et Islam 2001; Su 2002; Patel et al., 2006; Allen et al., 2007, Anderson et al., 2008, Chehbouni et al., 2008; Li et al., 2009; Tang et al., 2011). La plupart de ces méthodes appliquent des approches analytiques de complexité variées qui nécessitent une combinaison de données au sol et à distance, tels que l'albédo, les indices de végétation et la température de surface indispensables aux modèles de bilan énergétique rendues possible grâce à la technologie de télédétection pour l'estimation des flux d'énergie de surface à des échelles spatiales et temporelles plus grandes. Les méthodes permettant l'estimation de l'évapotranspiration par télédétection se basent généralement sur l'estimation du flux de chaleur latente (LE) par l'intermédiaire de la résolution de l'équation du bilan d'énergie, qui exprime la conservation de l'énergie au niveau de la surface terrestre en reliant le rayonnement net (R_n) l'énergie reçue (rayonnements incidents) aux différents flux de dissipation de cette énergie vers l'environnement, en particulier par transferts le flux de chaleur latente (LE) et celui du chaleur sensible (H) et transferts par conduction dans le sol (G) en supposant que les termes d'advection et de stockage de la chaleur dans la couche de végétation sont négligeables (Brutsaert, 1982) :

$$LE = R - G - H \quad (3.11)$$

Fondamentalement, ces méthodes peuvent être classées en trois catégories principales:

- Ceux qui utilisent des relations semi empiriques simples reliant l'évapotranspiration quotidienne à une mesure instantanée de la température de surface (Seguin et Itier 1983; Lagouarde 1991; Vidal et al., 1987 ; Trezza, 2006) .Cependant, il présente des limites liées à la mauvaise représentativité spatiale de la température de l'air, mesurée localement, et à la difficulté de prendre en compte l'hétérogénéité de surface (Hamimed et al., 2014).

- Ceux qui utilisent des relations déterministes basées sur des modèles plus complexes tels que les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) (Oliosio et al.,1999 ; Galleguillos et al., 2017; Hartanto et al., 2017). Ils sont principalement utilisés pour estimer

l'évapotranspiration, les échanges d'énergie de surface et le bilan hydrique. La plupart des mécanismes de transfert (transferts radiatifs, turbulents et hydriques) et certains processus physiologiques (photosynthèse, régulation stomatique) sont décrits;

- Ceux qui fondent l'estimation de l'évapotranspiration comme terme résiduel de l'équation du bilan énergétique. Ils peuvent être divisés en deux catégories:

1) Modèles mono couche qui ne font pas de distinction entre l'évaporation du sol et la transpiration, mais traitent la surface terrestre comme une surface homogène

2) Modèles bicouches qui discriminent la composante sol et végétation, visant à description plus physique des surfaces hétérogènes lorsqu'il s'agit de propriétés radiatives et aérodynamiques.

3.5. Différentes approches d'estimation de l'évapotranspiration

3.5.1. Approches semi empiriques simples

Fondamentalement, les approches empiriques ont été développées pour prédire l'évapotranspiration à partir de diverses relations de type régression et pour extrapoler les observations de télédétection "instantanées" des flux dérivés aux totaux journaliers qui sont requis pour de nombreuses applications hydrologiques et agricoles. Les données issues de la télédétection peuvent être utilisées directement dans les approches semi empiriques simples afin de calculer les flux à l'instant du passage du satellite. C'est la forme du modèle la plus étudiée pour l'estimation de l'évapotranspiration journalière (ET_d) sur de grandes superficies durant les années 1980 et 1990, présentée pour la première fois par Jackson et al. (1977), dans leur étude du blé irrigué à Phoenix, Arizona (USA), cette relation qui relie directement l'évapotranspiration journalière à la différence entre la température de surface instantanée T_s et la température de l'air T_a (Itier et Riou, 1982 ; Seguin et Itier, 1983 ; Vidal et Perrier, 1989 ; Lagouarde, 1991) mesurée vers midi entre 13h 30' à 14h 00' heures locale sur diverses parcelles à couvert végétal variable cité par Kustas et Norman (1996)

$$ET_d = Rn_d + B (T_{s,i} - T_{a,i}) \quad (3.12)$$

Où les indices i et d représentent des valeurs instantanées et journalières, respectivement. B est un coefficient de régression.

Les données de télédétection sont utilisées pour générer Rn le rayonnement net, en watts/m^2 et la T_s la température de surface en kelvins respectivement; la température de l'air T_a en kelvins à la hauteur de 2 mètres est prise grâce aux mesures sur le terrain.

Cette approche repose sur plusieurs hypothèse de base parmi ces derniers celle du rapport du flux de chaleur sensible par rapport au rayonnement net H/R_n considéré constant au cours de la journée et que le flux de chaleur du sol G , est sensiblement nul (Itier et Riou, 1982 ; Chanzy, 1991). La relation précédente a été modifiée par Seguin et Itier (1983), cités par Kustas et Norman (1996):

$$ET_d = R_{n_d} + B'(T_{s,i} - T_{a,i})^n \quad (3.13)$$

Où B' dépend de la rugosité de la surface et n dépend de la stabilité atmosphérique ($n = 1$ pour stable et 1,5 pour instable).

Plusieurs travaux de recherches ont révisés et introduit différentes paramétrisation du modèle et ont développé des modifications sur les coefficients comme la résistance aérodynamique fonction du vent, de la rugosité et des critères de stabilité atmosphérique (Reginato et al., 1985 ; Riou et al., 1988 ; Vidal et Perrier, 1989 ; Lagouarde et McAneney, 1992 ; Thunnissen et Nieuwenhuis, 1990) ont développé une équation empirique pour extrapoler les valeurs instantanées de LE à des flux de 24 heures.

Toutes les travaux décrites ci-dessus ont tentés d'extrapoler les observations instantanées par télédétection à l'estimation de l'évapotranspiration journalière, en utilisant le modèle de Jackson et al. (1977) en raison de sa simplicité, les seules données utilisées T_s , T_a et R_n ce qui a facilité applications de l'échelle locale à l'échelle régionale. Ce modèle a été appliqué avec succès dans de nombreuses régions sous des conditions atmosphériques et une couverture végétale variées (Nieuwenhuis et al., 1985; Carlson et Buffum, 1989; Seguin et al., 1994); ces trois études soulignées que l'erreur dans l'estimation de l'évapotranspiration était en moyenne d'environ +/- 1 millimètre (mm) par jour, ce qui peut ne pas être une bonne performance pour les valeurs journalière. D'autre part, ce modèle empirique peut être utile lorsqu'elle est appliquée à des périodes plus longues (10 jours ou mensuel) aussi cette approche est limitée par des contraintes importantes :

- Elle ne peut être appliquée que dans le cas des journées claires bien ensoleillées : son utilisation pour le suivi du bilan hydrique suppose la mise au point de méthodes d'interpolation temporelle utilisant des modèles agrométéorologiques plus complets (Vidal et al., 1987 ; Courault et al., 1994) ;
- La mise au point de cette méthodologie nécessite des mesures au sol relativement contraignantes, d'autant que la dispersion des données mesurées est importante (Seguin et Itier, 1983)
- les applications sont limitées par un besoin de paramétrage spécifique au site qui ne permet pas le transfert vers de nouveaux emplacements.

3.5.2. Approches déterministes ou modèles de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère

Autre types de modèles qui sont largement utilisés pour la simulation à la fois du bilan hydrique et de l'évapotranspiration, Ces modèles sont les modèles déterministes de transfert sol-végétation-atmosphère (TSVA ; SWAT model en anglais). L'un des avantages les plus importants de ces modèles est leurs résolution temporelle inférieure à l'heure (Diarra, 2017), en prenant en compte les transferts d'énergie à la surface de manière plus fine que les autres types d'approches, parfois en tenant compte de l'énergie utilisée par la plante pour la photosynthèse et en couplant le bilan d'énergie à un bilan hydrique par le biais des termes « puits » que sont évaporation du sol et l'extraction racinaire des plantes. Les modèles SWAT afin de décrire finement les transferts considérés, décomposent le continuum sol-végétation-atmosphère selon ses trois entités. Parmi ces derniers, on trouve les transferts radiatifs dans les domaines courtes et grandes longueurs d'onde à l'intérieur du couvert, le transfert turbulent au sein et au-dessus du couvert, les transferts hydriques et énergétiques dans le sol, les transferts hydriques entre le sol et l'atmosphère par l'intermédiaire de la plante, ainsi que les mécanismes de photosynthèse (Hamimed, 2009). Ces modèles sont alimentés en données d'entrée de télédétection optique afin de caractériser la végétation et puisque ce sont des modèles dynamiques seulement forcés par des données climatiques on cite la vitesse du vent, température de l'air, rayonnements incidents, etc, ils simulent l'évolution des surfaces en propageant dans le temps les variables déterminant l'état du système, ou variables d'état, telles que l'humidité ou la température.

L'inconvénient majeur de ces modèles est que, de par leur plus grand déterminisme, ils nécessitent et exigent un grand nombre de variables ou de paramètres requis telles que les propriétés électromagnétiques du sol et de la végétation dans les domaines solaire et thermique, les propriétés thermiques et hydrodynamique du sol, les propriétés physiologiques de la végétation, la texture des sols, la structure et le type du couvert végétal observé et les conditions micrométéorologiques. Si ces calibrations à l'échelle d'une parcelle agricole sont possibles, où les sols et les cultures sont connues et peuvent être considérés comme homogènes où les variables considérées sont uniformes, elles deviennent particulièrement difficiles à effectuer à l'échelle d'une plaine agricole où les mesures acquises par télédétection sont relatives à des échelles allant de la centaine de mètres à quelques kilomètres (Jacob, 1999). En plus ces modèles, leur spatialisation est une tâche complexe en contexte agricole car la donnée d'entrée d'irrigation de ces modèles est difficile à estimer précisément de manière distribuée. Parmi les modèles SWAT on cite le Modèle Agrométéorologique d'Évaporation et de Température « MAGRET » (Lagouarde, 1991 ; Courault et al., 1994), dérivé du modèle EARTH (Choisnel, 1977), le modèle Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere « ISBA » (Noilhan et Planton, 1989 ;

Noilhan et Mahfouf, 1996), le modèle Simple-Soil-Plant-Atmosphere-Transfer « SiSPAT » (Braud et al., 1995 ; Ji et al., 2009), le modèle Interactive Canopy Radiation Exchange « ICARE » (Gentine et al., 2007) et l'approche à double coefficient cultural de la FAO-56 (Allen et al., 1998).

3.5.3. Approches résiduel

Les méthodes résiduelles du bilan d'énergie entre la surface terrestre et l'atmosphère utilisent la combinaison de certaines relations empiriques et de modules physiques. Parmi ces modèles SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), S-SEBI (simplified Surface Energy Balance Index), METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration), TS/VI (trapezoid model) utilisent les données de télédétection pour estimer les paramètres d'entrée du modèle et ainsi l'évapotranspiration (Bastiaanssen et al., 1998a ; Roerink et al., 2000; Allen et al., 2007 ; Jiang et Islam, 2001). Les modèles résiduelles utilisent la combinaison des équations de calcul des flux R_n et G en traitant explicitement le flux de chaleur sensible H et calculent le flux de chaleur latente LE équivalant énergétique de l'évapotranspiration comme résidu à partir de l'équation du bilan énergétique de surface, à partir de la température de surface (T_s), de variables météorologiques (rayonnement solaire incident R_g , température de l'air T_a , et vitesse horizontale du vent u_a) et de caractéristiques de la surface (émissivité ϵ , albédo α , l'indice de végétation NDVI, rugosités aérodynamique et thermique z_{0m} , z_{0h}). Ces modèles peuvent être divisés en deux catégories:

1) les modèles monocouches, qui ne distinguent pas l'évaporation du sol et la transpiration du couvert végétal et consistent à considérer le sol et la végétation comme une couche uniforme ou une «grande feuille» pour être décrit dans son ensemble par une seule température et une seule humidité spécifique. Leur simplicité et pourtant leur base physiquement solide ont rendu ces modèles largement utilisés tels que SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (Bastiaanssen et al., 1998; Teixeira et al., 2009), METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration) (Allen et al., 2007), S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) (Roerink et al., 2000), SEBS (Surface Energy Balance System) (Su, 2002) et la relation trapézoïdale entre la température de surface du sol télédéteectée et l'indice de végétation appelé trapézoïde indice végétation/ température de végétation (TS-VI) (Moran et al., 1994; Stisen et al., 2008 ; Wang et al., 2011 ; Stisen et al., 2008), Leur simplicité et pourtant leur base physiquement solide ont rendu les modèles à source unique largement utilisés

2) les modèles bicouches divise la surface terrestre en plusieurs composantes auxquelles les flux d'énergie sont calculés séparément qui calculent les flux sensibles et latents séparément du sol et de la végétation, tels que TSEB (Two Source Energy Balance) (French et al., 2015; Boulet

et al., 2015; Xin et al., 2010), ALEXI (the Atmosphere-Land Exchange Inverse model) (Anderson et al., 2008; Sun et al., 2009), DisALEXI (Disaggregated Atmosphere-Land Exchange Inverse model) (Norman et al. 2003), TSEBPS (The Two-layer Surface Energy Balance Parameterization Scheme) (Xin et Liu 2010) et SPARSE (Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration) (Boulet et al., 2015), etc.

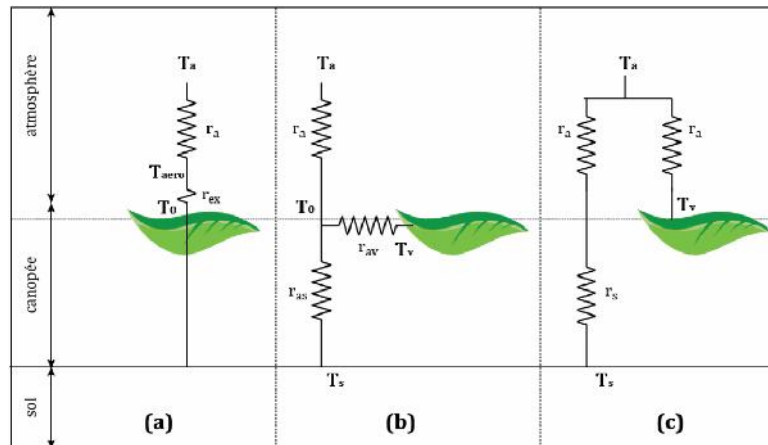


Figure 3. 6 : schématisation des réseaux de résistances développés pour les modèles de bilan d'énergie à la surface. (a) : modèles mono-source ; (b) : modèles double-sources avec résistances en série ; (c) : modèles double sources avec résistances en parallèle (Chirouze, 2013).

3.5.3.1. Les modèles monocouches

a) SEBAL et METRIC

Le modèle SEBAL est développé par Bastiaanssen (1995) et Bastiaanssen et al. (1998) pour l'évaluation de l'évapotranspiration ET avec un minimum de données au sol, il a été testé à la fois au niveau des champs et des bassins versant dans plusieurs conditions climatiques dans plus de 30 pays à travers le monde, la précision typique sur terrain étant de 85% et 95% aux échelles quotidiennes et saisonnières, respectivement (Bastiaanssen et al., 2005 ; Bastiaanssen et al., 1998, Bastiaanssen et al., 2000, Allen et al., 2001). L'une des principales considérations de SEBAL, lors de l'évaluation des flux de chaleur sensible et latente pixel par pixel, est d'établir les relations linéaires entre T_s et la différence de température surface-air dT sur chaque pixel avec les coefficients des expressions linéaires déterminées à partir de l'extrême sec points (chauds) et humides (froids) (Li, 2009). Le dT peut être approché comme une relation linéaire relativement simple de T_s exprimée comme:

$$dT = a + b \cdot T_s \quad (3.14)$$

où a et b sont des coefficients empiriques dérivés de deux points d'ancrage (points secs et humides). Au pixel sec (chaud), le flux de chaleur latente est supposé être nul et la différence de

température surface-air au niveau de ce pixel est obtenue en inversant l'équation de transfert aérodynamique en masse à source unique:

$$dT_{\text{dry}} = \frac{H_{\text{dry}} \times r_a}{\rho C_p} \quad (3.15)$$

Où H_{dry} est égal à $R_n - G$. Au pixel humide (froid), le flux de chaleur latente se voit attribuer une valeur de $R_n - G$ (ou une référence ET), ce qui signifie que le flux de chaleur sensible dans cette condition est égal à zéro (lorsque la référence ET est appliquée, H et dT à ce pixel ne sera plus égal à zéro). Évidemment, la différence de température surface-air à ce point est également nulle ($dT_{\text{wet}} = 0$). Après avoir calculé les différences de température surface-air aux points secs (chauds) et humides (froids), les coefficients a et b de l'équation (3.14) peuvent être obtenus. À condition que a et b soient connus, la différence de température surface-air dT à chaque pixel sur la zone d'étude est estimée avec T_s en utilisant l'équation (3.14). Enfin, H peut être obtenu de manière itérative avec r_a corrigé pour la stabilité en utilisant l'équation suivante (3.16).

$$H = \frac{\rho C_p (T_{\text{aero}} - T_a)}{r_a} \quad (3.16)$$

Cette procédure nécessite que la vitesse du vent mesurée au sol soit extrapolée à une hauteur de mélange d'environ 100 à 200 m où la vitesse du vent à ce niveau est supposée ne pas être affectée par les variations de surface.

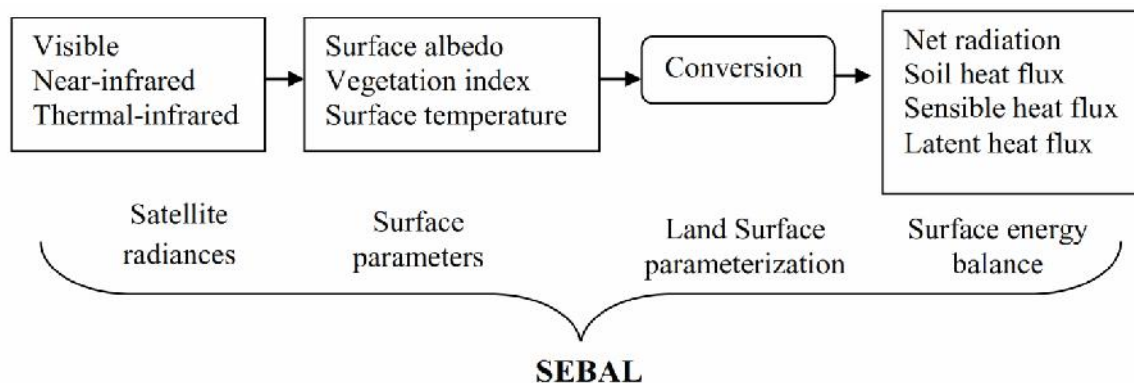


Figure 3. 7 : Principaux attributs de SEBAL (d'après Batiassens et al., 1995).

SEBAL a été appliqué pour l'estimation de l'ET, le calcul des coefficients de culture et l'évaluation des performances d'irrigation à l'échelle du bassin dans diverses conditions agro-climatiques dans plusieurs pays, dont l'Espagne, le Sri Lanka, la Chine et les États-Unis (Bastiaanssen et al., 2005, Singh et al., 2008 ; Timmermans et al., 2007).

Norman et al (2006) ont montré que l'hypothèse de linéarité entre la température de surface et le gradient de température de l'air utilisée pour définir les flux de chaleur sensible ne

se vérifiait généralement pas pour un paysage fortement hétérogène. Teixeira et al (2009) ont revu les intrants du modèle SEBAL et évalué l'ET et la productivité de l'eau avec SEBAL en utilisant des mesures au sol observées sur la région semi-aride du bassin du Bas-Moyen São Francisco, au Brésil.

L'une des hypothèses faites dans le modèle SEBAL est que le contraste hydrologique complet (c.-à-d. Pixels humides et secs) est présenté dans la zone d'intérêt. L'aspect clé du SEBAL est d'identifier les pixels secs tandis que les pixels humides sont souvent déterminés sur une surface d'eau calme relativement grande ou à un emplacement de zones bien arrosées. Les avantages du SEBAL par rapport aux autres approches pour estimer les flux de surface terrestre à partir des données de télédétection thermique sont les suivants: 1) il nécessite un minimum de données auxiliaires au sol; 2) il ne nécessite pas de correction stricte des effets atmosphériques sur la température de surface grâce à son étalonnage interne automatique et 3) l'étalonnage interne peuvent être effectués dans chaque image analysée. Cependant, SEBAL présente plusieurs inconvénients: 1) il nécessite des spécifications subjectives de pixels représentatifs chauds / secs et humides / froids dans la scène pour déterminer les paramètres du modèle a et b; 2) il est souvent appliqué sur des surfaces planes.

Lorsque SEBAL est appliqué sur des zones montagneuses, des ajustements basés sur un modèle numérique de terrain doivent être apportés à T_s et u pour tenir compte du taux de déchéance; 3) les erreurs de températures de surface ou les différences de température surface-air ont un impact important sur l'estimation de H ; 4) les effets d'angle de vue du radiomètre, qui peuvent entraîner une variation de T_s de plusieurs degrés pour certaines scènes, n'ont pas été pris en compte. Pour éviter les limites du SEBAL dans la cartographie de l'évapotranspiration régionales sur des surfaces plus complexes, Allen et al (2005,2007) ont mis en évidence une approche similaire basée sur SEBAL, appelée METRIC, pour dériver ET à partir de données de télédétection avec la vitesse du vent au sol et la température du point de rosée près de la surface. Dans METRIC, une méthode d'étalonnage interne automatique similaire à celle du modèle SEBAL (reliant linéairement T_s à la différence de température surface-air) est utilisée pour calculer les flux de chaleur sensible et latente. Gowda et al (2008) ont évalué la performance du modèle METRIC dans les hautes plaines du Texas à l'aide des données Landsat 5 TM acquises à deux jours différents en 2005 par comparaison de l'ET quotidien résultant avec des valeurs mesurées dérivées du bilan d'humidité du sol. Santos et al (2008) ont constaté que la combinaison d'un modèle de bilan hydrique avec ET estimé à partir du modèle METRIC pourrait apporter des améliorations significatives dans les programmes d'irrigation en Espagne. Tasumi et al (2005) ont constaté que les modèles SEBAL / METRIC avaient un fort potentiel pour des estimations de l'ET réussies dans les États-Unis semi-arides en comparant l'ET dérivée avec les

valeurs mesurées au lysimètre. Les principales distinctions entre METRIC et SEBAL sont: 1) METRIC ne suppose pas $H_{wet} = 0$ ou $LE_{wet} = R_n - G$ au pixel humide, à la place un bilan quotidien de l'eau de surface du sol est exécuté pour confirmer que pour le pixel chaud, ET est égal à zéro, et pour le pixel humide, ET est fixé à $1,05 E_{Tr}$, (ou intervalle de temps plus court) (comme la luzerne) ET calculée en utilisant l'équation normalisée ASCE Penman-Monteith; 2) les pixels humides en METRIC sont sélectionnés dans un environnement agricole où les pixels froids doivent avoir des caractéristiques biophysiques similaires à la culture de référence (luzerne); 3) l'interpolation (extrapolation) de l'ET instantané à la valeur quotidienne est basée sur l' E_{TrF} de la luzerne (défini comme le rapport de l'ET instantané à l' E_{Tr} de référence qui est calculé à partir des données de la station météorologique au temps de passage du satellite) au lieu de la fraction évaporative réelle, qui peut mieux rendre compte des impacts de l'advection et des conditions changeantes de vent et d'humidité pendant la journée.

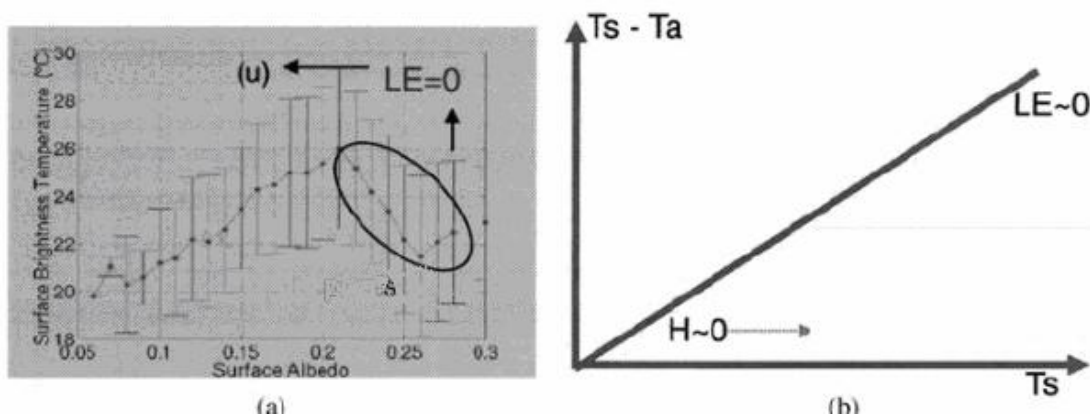


Figure 3.8: (a) relation utilisée dans le modèle SEBAL entre l'albédo et la température de brillance (mesure infrarouge thermique) sur le site ALPILLES en 1997, qui permet de calculer la vitesse du vent (Jacob, 1999). (b) relation spatiale utilisée dans le modèle SEBAL entre T_s et T_a pour estimer la température de l'air (quand $(T_s - T_a) \sim 0$, $H \sim 0$, T_a peut être estimée à partir des images TIR de T_s): (issue de Courault et al, 2005)

b) Méthodes utilisant une mise à l'échelle empirique avec l'albédo :

S-SEBI:

Le modèle S-SEBI est un modèle développé par Roerink et al. (2000), pour estimer l'évapotranspiration à partir de la fraction d'évaporation (f_e), ce modèle est basé sur l'utilisation de données de télédétection et en évitant toute donnée météorologique supplémentaire (Roerink et al., 2000). Le modèle S-SEBI a été testé et utilisé dans un grand nombre d'études, comme Gomez et al. (2005), Sobrino et al. (2005), Mallick et al. (2009), et Guerra et al. (2014). La théorie principale du S-SEBI est basée sur le contraste entre une température de surface maximale dépendante de la réflectance (albédo) pour une limite sèche et une température de

surface minimale dépendante de la réflectance (albédo) pour la limite humide pour répartir l'énergie disponible en flux de chaleur sensible et latente. Le S-SEBI suppose l'existence de pixels très secs et très humides, et permet de déterminer à partir de la limite sèche et de la limite humide la fraction d'évaporation instantanée (), supposée constante tout au long de la journée (Shuttleworth et al., 1989; Crago, 1996), selon le ratio suivant:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_s}{T_H - T_{LE}} \quad (3.17)$$

Où T_s est la température de surface terrestre du pixel individuel, T_H et T_{LE} sont la température de surface terrestre des pixels secs et des pixels humides qui définissent respectivement le bord sec, le bord humide.

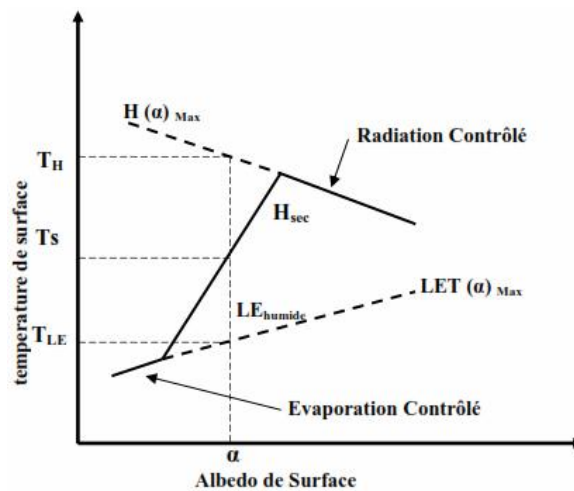


Figure 3. 9: Représentation schématique de la relation température de surface – albédo (Roerink et al.2000)

Le flux de chaleur latente est calculé à partir de l'énergie disponible et de la fraction d'évaporation comme suit:

$$LE = \Lambda(R_n - G) \quad (3.18)$$

Les principaux avantages du modèle S-SEBI sont : 1) outre les paramètres de température de surface et de réflectance (albédo) dérivés des données de télédétection, aucune mesure au sol supplémentaire n'est nécessaire pour dériver l'EF si les extrêmes de surface sont présents dans l'imagerie télédéteectée ; 2) les températures extrêmes dans le S-SEBI pour les conditions humides et sèches varient avec le changement des valeurs de l'albédo, alors que d'autres méthodes comme SEBAL tentent de déterminer une température fixe pour les conditions humides et sèches. Cependant, il convient de noter que les corrections atmosphériques pour récupérer T_s et α_s à partir des données satellitaires et la détermination des températures extrêmes

pour les conditions humides et sèches sont spécifiques à l'emplacement lorsque les conditions atmosphériques sur de plus grandes zones ne sont plus constantes.

c) Méthodes utilisant une mise à l'échelle empirique avec l'indice de végétation :

Le modèle Ts/VI trapezoid (Surface temperature/Vegetation Index trapezoid):

La méthode Ts/VI trapezoid (Surface temperature/Vegetation Index trapezoid) est un modèle simple proposé par Jiang et Islam (2001), ce modèle utilise des données de télédétection, il est basé sur la relation inverse entre Ts et un indice de végétation (VI), tel que le NDVI, il a été utilisé pour différentes applications dans de nombreuses études depuis longtemps comme Nemani et Running (1989), Prihodko et Goward (1997). Jiang et Islam (1999) ont développé le modèle Ts/VI trapezoid pour l'estimation du flux de chaleur latente LE directement sur les grandes plaines du sud des États-Unis. Plus tard, ce modèle a été testé sur différents sites à travers le monde par Jiang et Islam (2001), Venturini et al. (2004), Batra et al. (2006), Tang et al. (2010, 2011a), Laxmi et Nandagiri (2014) et Lu et al. (2015). La méthode du trapèze Ts/VI devrait idéalement être appliquée sur des régions plus petites et celles avec peu de variation topographique (Zhu et al., 2017). Les quatre points du trapèze correspondent à des conditions extrêmes de surface en termes de température de surface et de NDVI, qui permettent de déduire les valeurs extrêmes de température de surface et de NDVI

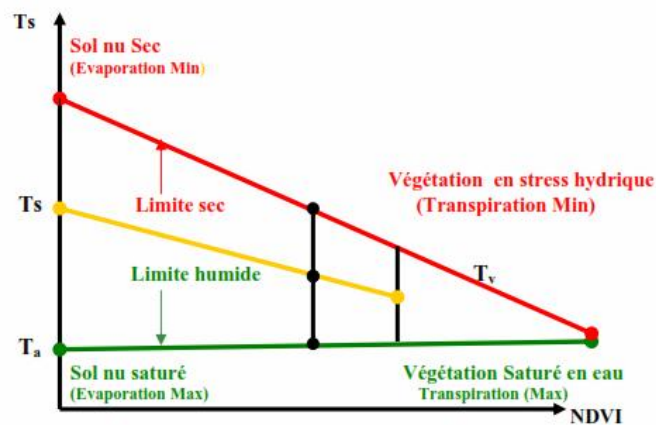


Figure 3. 10: Représentation schématique de la relation température de surface – NDVI (Lambin et Ehrlich, 1996)

Dans le présent modèle le flux de chaleur latente LE est formulé sur la base de l'équation de Priestley-Taylor modifiée:

$$LE = \theta \left[(R_n - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (3.19)$$

Où γ est la constante psychrométrique ($\approx 0,66 \text{ mbar.K}^{-1}$) et β est la pente de la pression de vapeur saturante à la température de l'air (kPa.K^{-1}) (Crago et Brutsaert, 1992). β est un paramètre similaire à celui de Priestley-Taylor (), c'est un paramètre à effet complexe qui tient compte des effets des résistances aérodynamiques et de la canopée (sans dimension) (Jinjiao Lian et al., 2016), les valeurs de β sont dérivées par interpolation entre les conditions d'extrémité, β_{\min} et β_{\max} , définie à partir d'un nuage de points de Ts vs NDVI (Minha Choi et al., 2009) et qui varie de $\beta_{\min} = 0$ pour une surface nue sèche ou un couvert en conditions de contrainte à $\beta_{\max} = (\frac{1}{\gamma} + \beta_{\text{air}})$ pour une surface saturée ou bien végétalisée, la valeur de β au pixel i (β_i) peut être déterminée comme:

$$\theta_i = \frac{T_{s,i,\max} - T_{s,i}}{T_{s,i,\max} - T_{s,i,\min}} (\theta_{i,\max} - \theta_{i,\min}) + \theta_{i,\min} \quad (3.20)$$

Où $T_{s,i,\max}$ et $T_{s,i,\min}$ sont respectivement une température de surface max et min correspondant au bord sec et humide, $T_{s,i}$ est la température de surface pour ce pixel particulier, le bord sec a été déterminé à l'aide de l'algorithme proposé par Tang et al. (2010) et la limite humide a été définie comme la température minimale de la surface terrestre au NDVI maximal trouvé dans la scène (Jiang et Islam 1999). La fraction évaporative () est calculée comme suit:

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} \quad (3.21)$$

Les implications de la méthode trapézoïdale sont les suivantes: 1) la sensibilité de la température de surface de la canopée et celle du sol diffère; 2) les variations de l'espace trapèze VI-Ts ne sont pas principalement causées par des différences de conditions atmosphériques mais par les variations de la teneur en eau disponible du sol.

Les principaux atouts de la méthode trapézoïdale VI-Ts télédétekté sont les suivants: 1) elle permet une estimation précise de l'ET régional sans données auxiliaires atmosphériques ou au sol en plus des indices de température de surface et de végétation télédétektés; 2) il est relativement insensible à la correction des effets atmosphériques. Les limites sont que: 1) la détermination des bords secs et humides nécessite un certain degré de subjectivité; 2) un grand nombre de pixels sur une zone plane avec une large gamme d'humidité du sol et une couverture végétale fractionnée sont nécessaires pour s'assurer que les limites sèche et humide existent dans l'espace du trapèze VI-Ts.

3.5.3.2. Les modèles bicouches

a) Le modèle TSEB

Le modèle TSEB (Two-Source Energy Balance) est un modèle Bi-Source basé sur la télédétection, initialement proposé par Norman et al. (1995), ce modèle considère deux bilans d'énergie, un à l'interface sol-atmosphère et un à l'interface végétation-atmosphère. Le modèle TSEB calcule les flux d'énergie de surface des composants du sol et de la végétation séparément, puis estime l'évaporation du sol (LE_s) et la transpiration des plantes (LE_v) ces deux derniers qui compose l'évapotranspiration LE sera estimé comme terme résiduel du bilan d'énergie. Deux variables dérivées à partir de données de télédétection qui sont des éléments clés utilisées dans le modèle TSEB: la fraction du couvert f_c , qui contrôle le partitionnement de l'énergie entre la végétation et le sol et la température de surface T_s décomposée respectivement en ses fractions de sol et de végétation vue par le radiomètre T_{veg} et T_{sol} qui est utilisée dans l'estimation des flux de chaleur sensible. Plusieurs révisions de l'algorithme TSEB initialement proposé par Norman et al. (1995) ont été ultérieurement mises en œuvre, notamment l'amélioration des estimations du rayonnement net pour le sol et la végétation sur la base d'un algorithme plus physique et affinage des formulations pour les termes de résistance des sols. Des améliorations ont également été proposées pour la répartition des températures et du rayonnement dans le sol et la végétation pour les cultures en rangées (Colaizzi et al., 2012b; Colaizzi et al., 2014) ainsi qu'un algorithme de transpiration basé sur la conductance du couvert Penman Monteith au lieu de Priestly-Taylor (Colaizzi et al., 2014). La difficulté fondamentale dans la modélisation l'évapotranspiration dans les modèles Bi source est que les approches à deux sources nécessitent une connaissance des températures de surface du sol et du couvert végétal. Cependant, ces informations sont souvent inaccessibles directement à partir d'images satellites car la LST télédéteectée est une température composite de surfaces hétérogènes.

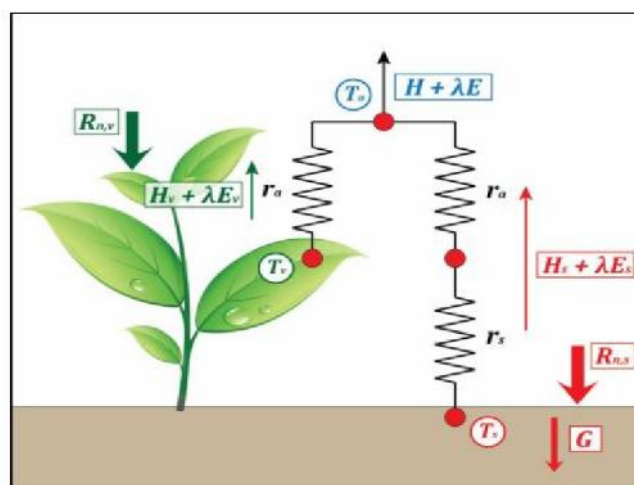


Figure 3. 11 : Bilan d'énergie aux interfaces sol-atmosphère et végétation-atmosphère du modèle TSEB. (Chirouze, 2013)

CHAPITRE IV

L'Humidité du sol

4.1. L'humidité du sol

L'humidité du sol est définie comme l'eau dans la partie non saturée du profil du sol, c'est-à-dire entre la surface du sol et le niveau de l'eau souterraine (Johannes, 2009). L'état d'humidité du sol est essentiel pour les études sur les changements climatiques et pour effectuer les bilans hydriques du sol. Les données d'humidité du sol sont nécessaires pour paramétrer les modèles numériques, qui sont utilisés pour estimer l'évapotranspiration à partir de la couverture terrestre, et la percolation profonde pour les études d'impact sur les eaux souterraines.

La variabilité spatiale et temporelle de l'humidité du sol résulte des variations de la texture du sol, de la topographie, du couvert végétal, des pratiques d'irrigation et de la profondeur du niveau des eaux souterraines (Grayson et Western, 1998). L'estimation de l'humidité du sol est importante pour la gestion des ressources en eau, pour les applications météorologiques et agricoles (Verhoest et al., 2008). L'humidité du sol dans la partie supérieure de la surface de la terre a été reconnue comme une variable clé dans de nombreuses études environnementales, notamment la météorologie, l'hydrologie, l'agriculture et le changement climatique (Betts et al., 1994). Par conséquent, il est important de surveiller et d'estimer avec précision les variations spatiales et temporelles de l'humidité du sol.

De nos jours, les observations directes de l'humidité du sol sont limitées à des mesures discrètes à des endroits spécifiques et ces mesures ponctuelles ne représentent pas la distribution spatiale, car l'humidité du sol est très variable à la fois spatialement et temporellement (Engman, 1991). Le développement de la technologie de télédétection a offert un certain nombre de techniques pour estimer l'humidité du sol sur une vaste zone en continu au fil du temps (Engman, 1990).

Au milieu des années 70, les recherches sur la télédétection de l'humidité du sol ont commencé peu de temps après le développement rapide des techniques satellitaires. Un effort de recherche ultérieur est nécessaire pour de nombreux chemins divers, couvrant la majeure partie du spectre électromagnétique de l'optique à région hyperfréquence (Lingli WANG et John, 2009). De nombreux chercheurs ont montré que la teneur en humidité du sol en surface peut être mesurée par télédétection infrarouge optique et thermique, ainsi que par des techniques de télédétection micro-ondes passives et actives (Njoku et Kong, 1977).

Dans ce chapitre des notions fondamentales seront abordées sur l'humidité de la surface du sol avec les différentes techniques existantes pour les mesurer insitu ou estimation par les modèles utilisant la technique de télédétection spatiale.

4.2. Les différentes techniques de mesures de l'humidité du sol

L'humidité du sol (ou eau contenue dans le sol) détermine de façon essentielle la variation des caractéristiques de différents matériaux ou sols. Le taux d'humidité d'un sol en particulier va déterminer les caractéristiques de diffusion ou de stockage de l'eau dans ce sol. Ces caractéristiques concernent aussi bien les intrants solides que liquides qui vont pénétrer dans le sol. Il existe différentes techniques de mesure de l'humidité d'un sol (ou autres substrats équivalents), certaines sont analysées au laboratoire, d'autres donnent l'état du sol in situ.

4.2.1. Méthode gravimétrique (dessiccation à l'étuve et pesée)

La méthode gravimétrique est l'une des méthodes directes de mesure de l'humidité du sol. Elle consiste à prélever un échantillon de sol (généralement 60 cm³), à le peser avant et après dessiccation, et à calculer sa teneur en eau. L'échantillon de sol est considéré comme sec quand son poids reste constant à la température de 105 °C. De nombreux types différents d'instruments de prélèvement, d'étuves et de balances spéciales ont été mis au point pour l'application de cette méthode. Cette dernière est la plus exacte pour mesurer l'humidité du sol, et sert à étalonner les équipements utilisés dans toutes les autres méthodes. La connaissance de la densité donne la teneur en eau volumique du système, C'est la méthode la plus précise de mesure de l'humidité du sol, elle est indispensable pour calibrer les autres méthodes de mesures, en particulier la méthode neutronique (Hillel, 1988). Elle présente néanmoins de nombreux inconvénients :

- Longue à mettre en place, la méthode est très fastidieuse pour de grands périmètres ;
- Pour de nombreux échantillons, la méthode est souvent qualifiée de destructrice pour le sol, car elle exige bon nombre d'échantillons, surtout si l'on envisage de réaliser un profil d'humidité sur plusieurs centimètres de sol (Walker et al, 2004).
- Les résultats ne sont pas instantanés, et doivent être traités au laboratoire.

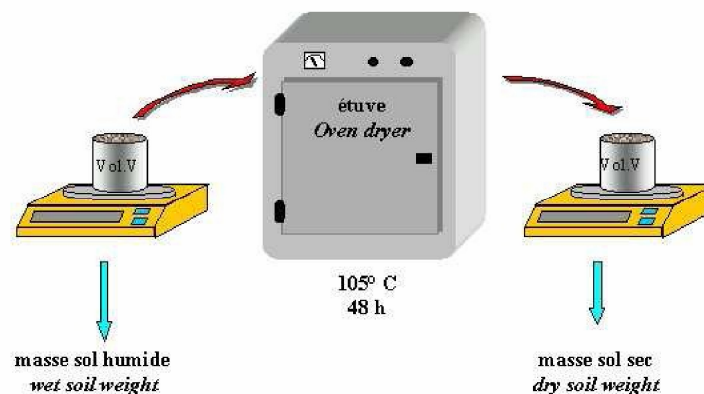


Figure 4.1: Schéma type de la méthode thermogravimétrique.

4.2.1. Mesures par les sondes neutroniques

La méthode neutronique indique la quantité d'eau par unité de volume de sol. Le volume de sol mesuré par cette méthode a la forme d'un bulbe de 1 à 4 m de rayon, selon la teneur en eau du sol et l'activité de la source émettrice. Cette méthode est basée sur le principe du ralentissement des neutrons émis dans le sol par une source de neutrons rapides (Greacen, 1981). La perte d'énergie est beaucoup plus importante dans la collision de neutrons avec des atomes de faible poids atomique, et est proportionnelle au nombre de ces atomes dans le sol. L'effet produit par ces collisions est de transformer un neutron rapide en un neutron lent. L'hydrogène, qui est l'élément principal de

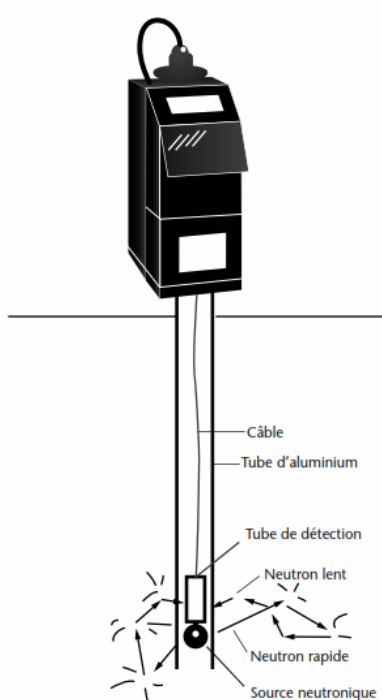


Figure 4.2: Schéma d'un dispositif d'un humidimètre à neutrons

La difficulté majeure de cette méthode repose sur l'installation d'un tube d'accès neutronique de quelques centimètres jusqu'à une profondeur de plusieurs mètres, rendue difficile à cause des hétérogénéités du sol. De plus pour obtenir la teneur en eau, il est nécessaire de réaliser une calibration en fonction du type de sol étudié.

4.2.1. Méthode par Tensiométrie

La canne tensiométrique se présente comme un tube obturé à l'une de ses extrémités par un bouchon auto-cicatrisant. L'autre extrémité est constituée d'une céramique poreuse qui assure la circulation de l'eau et donc de la solution du sol à l'intérieur du tensiomètre et pour créer ainsi un équilibre physico-chimique entre l'eau du tube et celle du sol Figure 4.3.

Le tensiomètre, dont on a au préalable saturé la céramique poreuse, est placé sur le site à l'aide d'une tarière. Dans notre cas, chaque site est équipé de quatre tensiomètres qui nous indiqueront la tension aux profondeurs 25, 50, 75 et 100 cm. Le tensiomètre doit être rempli d'eau jusqu'à 5 mm du bord supérieur du tube. Le tube est alors fermé à l'aide du bouchon autocicatrisant. Le déficit en eau du sol entraîne une diminution du niveau dans le tube et crée ainsi une tension qui sera mesurée à l'aide d'un tensimètre électronique à aiguille hypodermique de type « SMS 2500S ». La mesure tensiométrique va nous permettre d'évaluer la succion que crée le déficit en eau du sol à l'intérieur des tubes. Les « Tensionics » ont également la propriété de posséder des capillaires qui permettent de collecter les échantillons d'eau contenus dans la céramique poreuse. En effet, après 8 à 10 jours, la diffusion des ions à travers la céramique permet d'obtenir un équilibre chimique entre la solution contenue dans la céramique et la solution du sol. Bien que l'eau contenue dans la céramique soit en équilibre avec l'eau du sol, il n'en va pas de même avec l'eau contenue dans les capillaires ce qui entraîne une dilution des ions dans l'échantillon. Il faut donc appliquer une correction des concentrations mesurées dans ces échantillons.

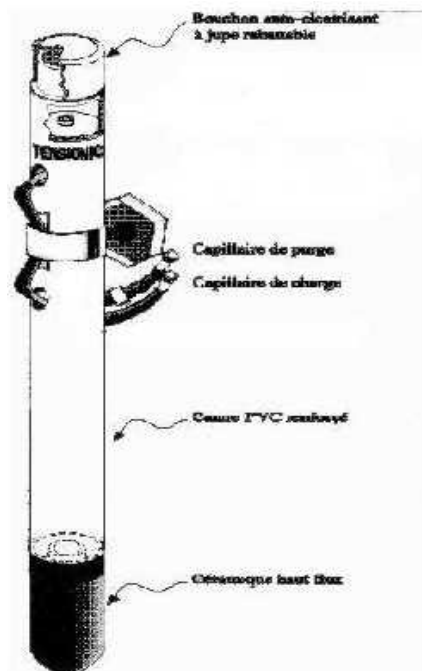


Figure 4.3: Schéma d'une canne tensiométrique

Enfin, l'utilisation de cet appareil présente des difficultés lorsque les conditions climatiques sont sèches. En effet, lorsque le déficit en eau du sol est trop important, la diminution du niveau dans le tube est telle que celui-ci fini par se vider. Il est alors impossible de mesurer la succion ou de prélever un échantillon.

4.2.1. Méthode capacimétrique

Méthode électromagnétique (mesure de la permittivité diélectrique) économique, mais au volume d'influence limité (1 à 2 cm autour des pointes du capteur) et influencée par le type de sol, la température et la salinité. Les humidimètres capacitifs gagnent en popularité maintenant qu'ils sont offerts sur le marché, car ils fournissent des lectures continues. Il reste qu'en raison de leur coût, ces appareils servent principalement dans des essais. Les sondes capacitives actuelles sont conçues pour être installées en un lieu fixe dans le champ, pour toute la saison de croissance.

Elles sont compatibles avec des niveaux élevés d'automatisation et/ou de télémétrie. Des contraintes de coût limitent souvent le nombre de sondes capacitives utilisées. L'emplacement de l'instrument est primordial pour assurer une information représentative du champ surveillé. Pour son utilisation Dans l'estimation de l'humidité du sol, on installe une conduite d'accès imperméable à l'eau dans laquelle on insère la sonde (les conduites d'accès sont généralement installées en permanence et ne bougent pas d'une année à l'autre). De nombreux points de mesure d'humidité peuvent être fixés le long de la sonde pour obtenir des lectures à différentes profondeurs, selon la profondeur d'enracinement des cultures.

4.2.1. Méthode TDR

Née dans les années 1980, la méthode TDR (réflectométrie temporelle) se place comme une méthode incontournable tant par la qualité que par la convivialité de ses mesures. Le principe de cette mesure est basé sur la détermination du temps de propagation d'un pulse électromagnétique le long d'une électrode introduite dans le sol. Le temps de propagation de ce pulse dépend étroitement de l'humidité du sol (mesure de permittivité diélectrique). Son volume d'influence est supérieur à celui des techniques capacitives. La mesure est par ailleurs faiblement influencée par la température, la salinité et le type de sol. Cette technologie permet des mesures précises à un tarif maintenant abordable.

-les sondes TDR cherchent aussi à mesurer la permittivité relative du sol mais cette mesure s'effectue grâce à un générateur-enregistreur d'ondes électromagnétiques. Une onde est créée par la sonde et se propage le long d'un guide d'ondes (tige métallique parallèle) puis arrivant au bout de ce guide, se réfléchit et est enregistrée par la sonde (figure 4.4). Le temps d'aller-retour de l'onde permet de calculer sa vitesse (V) qui est liée aux parties réelles et imaginaires de la permittivité relative du sol.

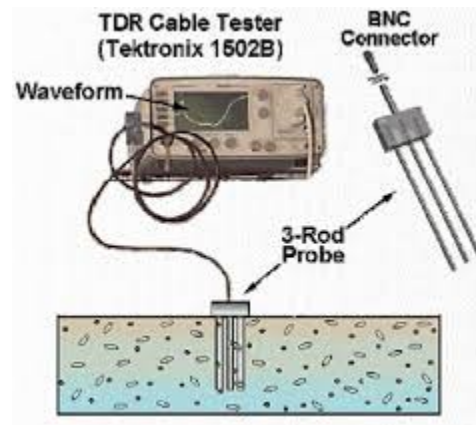


Figure 4.4: Schéma d'une sonde TDR et du signal théorique obtenu.

4.3. Estimation de l'humidité du sol par télédétection

De nombreuses approches ont été développées à partir de la télédétection optique et thermique pour l'estimation de l'humidité du sol. D'une part, de nombreux types d'indices de végétation ont été dérivés à partir des données spatiales dans la bande optique et sont largement utilisés pour caractériser les conditions d'humidité du sol à une échelle régionale en se basant sur le fait que la végétation est sensible au stress hydrique. Nous pouvons citer, par exemple, le NDVI qui est dérivé à partir des données de télédétection dans le visible et le proche infrarouge (Liu et Ferreira, 1991). Cependant, la précision de l'humidité du sol qu'on peut déterminer par le NDVI ou d'autres indices de végétation est souvent affectée à la fois par les types de la couverture végétale et par les différences entre les écosystèmes (Chen et al. 1994). De plus, le NDVI est un indicateur d'effet postérieur de l'état hydrique de surface car un stress hydrique de la végétation ne peut pas être reflété immédiatement, et une longue période d'accumulation est nécessaire pour montrer les effets du stress hydrique. A cet effet, l'humidité du sol en temps réel reflétée par le NDVI présente une certaine hystérésis (Qin et al. 2008). D'autre part, la température de surface du sol (T_s), qui peut être obtenue à partir de données de télédétection dans l'infrarouge thermique, est un bon indicateur du bilan hydrique/énergétique de surface (Wan et al., 2004). Sous l'effet du stress hydrique, la végétation a tendance à réduire la consommation d'eau par la fermeture des stomates, entraînant ainsi un flux de chaleur latent plus faible. Dans le même temps, en raison du bilan énergétique, le flux de chaleur sensible augmente, entraînant ainsi une augmentation de la température de la canopée. De manière correspondante, le bilan énergétique conduit finalement à une augmentation de la température de surface du sol (McVicar et Jupp, 1998). Par conséquent, la température de surface peut être utilisée comme indicateur pour discriminer les conditions d'alimentation en eau du sol. Par exemple, Jackson et Pinter (1981) ont proposé l'indice de stress hydrique des cultures (CWSI) basé sur le modèle de bilan énergétique calculé à partir de la différence entre la température

mesurée de la surface de la feuille et la température de l'air ambiant, pour estimer l'humidité du sol dans la zone racinaire. Néanmoins, le CWSI ne convient pas pour une utilisation pendant la phase initiale de croissance des cultures lorsque le couvert est clairsemé et le processus de calcul de cet indice devient également très compliqué.

Même si l'humidité du sol peut être indiquée séparément par les indices de végétation de la télédétection optique et par la température de surface de la télédétection thermique, ces méthodes ont toujours les limitations mentionnées ci-dessus (Zhang et Zhou 2016). Cependant, les méthodes combinant les deux bandes peuvent fournir plus d'informations supplémentaires sur l'humidité du sol par rapport à celles basées sur une seule bande. La méthode dite du triangle basée sur la relation spatiale entre la température de surface et l'indice de végétation à partir des données de télédétection optique/thermique infrarouge a été largement utilisée pour estimer l'humidité du sol. Price (1990) a présenté le concept du triangle, et s'il y a suffisamment de pixels dans la zone (après élimination des nuages et de l'eau dans les images de télédétection), la distribution spatiale de la température de surface et de l'indice de végétation (ou de la couverture végétale) tend à converger vers un triangle, appelé méthode de l'espace triangulaire ou le triangle universel (Carlson, 2007; Mallick et al. 2009). Ensuite, l'humidité du sol peut être obtenue en analysant la position des pixels dans l'espace triangulaire; cette méthode est devenue l'une des méthodes les plus courantes d'estimation de l'humidité du sol en utilisant à la fois les bandes du visible, du proche infrarouge et du thermique à partir de données de télédétection. Cette méthode du triangle présente deux avantages principaux : 1) l'humidité du sol peut être estimée exclusivement à partir de la télédétection sans aucune autre donnée auxiliaire, de plus, la méthode est simple et pratique, et permet le suivi de l'humidité du sol à l'échelle régionale ; 2) de nombreux développements sont imputables à la méthode du triangle universel. Nemani et al (1993) ont étudié l'effet d'échelle sur l'espace triangulaire température de surface/indice de végétation et l'influence de la topographie sur la relation entre ces paramètres. Il a été noté que les types de végétation et la topographie étaient deux facteurs importants affectant l'espace triangulaire, et une méthode de détermination automatique des limites humides et sèches avait également été proposée dans son étude. Sandholt et al. (2002) ont proposé un indice appelé TVDI (Temperature Vegetation Dryness Index) pour représenter l'état d'humidité du sol en utilisant les isolignes, compris entre la limite sèche et la limite humide dans l'espace triangulaire $T_s/NDVI$. Wang et al. (2004) ont calculé le TVDI pour chacune des trois régions climatiques agricoles de Chine afin d'analyser l'état d'humidité des sols dans l'ensemble de la Chine, en tenant compte de l'effet de l'hétérogénéité spatiale des paramètres climatiques sur l'espace triangulaire, et ont constaté que la relation entre le TVDI et l'humidité du sol mesurée in situ était plus significative que celle entre le CWSI, déduit uniquement de la température de surface, et

l'humidité du sol mesurée in situ. Mallick et al. (2009) ont estimé l'humidité du sol aux échelles de la parcelle et de paysage en se basant sur l'espace triangulaire respectivement à l'aide des données ASTER et MODIS, et les deux résultats étaient raisonnables. Rahimzadeh-Bajgiran et al. (2012) ont développé une version modifiée de TVDI, prenant en compte le modèle de température de l'air et le MNT. Les résultats obtenus ont montré des relations statistiques plus significatives entre le TVDI modifié, les précipitations récentes et l'humidité du sol dans les quatre types d'occupation du sol de la zone d'étude retenue. Leng et al. (2017) ont utilisé les données météorologiques du système d'assimilation de données terrestres de l'Administration météorologique de Chine pour déterminer les limites théoriques sèches et humides de chaque pixel dans l'espace $T_s/NDVI$ afin d'éviter l'influence de différentes conditions météorologiques sur l'ajustement des limites sèche et humide. Les résultats de l'humidité du sol estimée étaient également raisonnables.

Dans le résumé précédent, il a été constaté que diverses études avaient été réalisées pour analyser et améliorer les méthodes d'estimation de l'humidité des sols en se basant sur l'espace $T_s/NDVI$, en tenant compte de l'influence des nuages, de la topographie, du type de végétation, de l'hétérogénéité spatiale, des paramètres climatiques, les échelles etc. Cependant, un autre problème doit être étudié: déterminer si la relation entre la température de la surface du sol et l'humidité du sol change de façon linéaire ou non linéaire avec la couverture végétale et quelle méthode est la plus appropriée pour estimer l'humidité du sol à l'échelle régionale. Comme de nombreuses études ont montré que la température et l'humidité du sol étaient négativement corrélées dans l'espace triangulaire (Sandholt, Rasmussen et Andersen 2002), dans des études ultérieures, il a généralement été supposé que la relation entre la température de surface du sol et l'humidité du sol change de manière linéaire avec le couvert végétal. Cependant, Carlson et al. (1995) ont constaté que l'humidité du sol change de façon non linéaire avec la température de surface et l'indice de végétation, et avaient établi un modèle polynomial second ordre décrivant la relation entre les trois paramètres. Les résultats ont montré que la contenu en humidité du sol et la fraction de couvert étaient qualitativement réalistes, mais que la distribution du contenu en humidité du sol était discutable avec une fraction de couvert élevée.

Chauhan, (2003) ont décrit une approche en deux étapes pour obtenir une humidité du sol à haute résolution par l'établissement d'un modèle polynomial second ordre décrivant la relation entre l'humidité du sol et les paramètres de surface correspondants (T_s , albédo de surface et NDVI). L'humidité du sol utilisée est dérivée des données hyperfréquences et les autres paramètres sont dérivés des données visible/proche infrarouge et infrarouge thermique.

Sur la base des études précédentes, un modèle polynomial second ordre a été établi pour exprimer la relation entre l'humidité du sol, la T_s et le NDVI en utilisant les données MODIS combinées avec l'humidité du sol mesurée au sol (Wang et al. 2007). Les résultats ont montré que ces relations de régression pourraient être utilisées pour générer des estimations de l'humidité du sol sur la zone d'étude à une résolution modérée.

4.4. Méthodologie d'estimation de l'humidité du sol à partir du concept de triangle

4.4.1. L'espace triangulaire Ts/NDVI

De nombreuses études ont montré que la température de surface (T_s) ou les indices de végétation peuvent fournir des informations sur le stress hydrique de la végétation et sur l'humidité du sol. Price (1990) a présenté pour la première fois le concept d'espace triangulaire (Triangle universel), comme le montre la figure 5.5. Il a constaté que la relation spatiale entre les NDVI et les T_s à partir des données de télédétection est triangulaire et ce lorsque le site d'étude est suffisamment étendu, le type de l'occupation des sols change du sol nu à une couverture végétale dense et l'humidité du sol passe du sec à l'humide. Dans l'espace triangulaire, le point A représente la condition d'un sol nu et sec avec une valeur élevée de la température de surface et une valeur faible du NDVI; le point B représente l'état d'un sol nu humide avec une faible valeur de température de surface et une faible valeur de NDVI; le point C représente l'état de couverture végétale dense et l'humidité du sol est suffisante avec une valeur faible de la température de surface et une valeur élevée du NDVI.

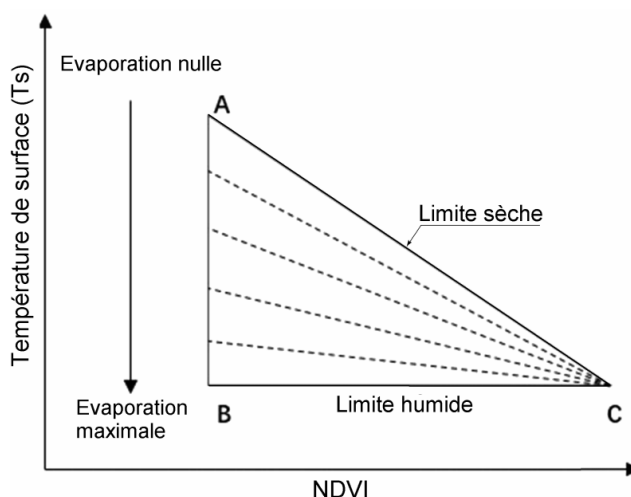


Figure 4.5: Représentation du concept de l'espace triangulaire NDVI/ T_s

De plus, la pente indique que l'humidité la plus faible du sol pour différents types de végétation correspond à la température la plus élevée. Egalement, la limite inférieure du triangle indique que l'humidité du sol est suffisante et ne représentera pas un facteur limitant pour la

croissance de la végétation à la même température. La pente et la limite inférieure sont appelées, respectivement, « limite sèche » et « limite humide » et sont utilisées pour estimer l'humidité du sol en fonction de l'emplacement de chaque pixel dans l'espace triangulaire Ts/NDVI, par interpolation entre la limite sèche et la limite humide.

4.4.2. La méthode polynomiale second degré

L'humidité du sol peut être interpolée entre les limites humide et sèche dans l'espace triangulaire Ts/NDVI. Dans certaines approches telles que le TVDI (Temperature Vegetation Dryness Index), la relation entre la température de la surface du sol et l'humidité du sol est supposée linéaire avec les changements de la couverture végétale à l'échelle régionale. Cependant, Carlson (1995) a constaté que les modifications de l'humidité du sol, de la température de surface et de l'indice de végétation ne sont pas linéaires. Wang et al. (2007) ont utilisé un modèle polynomial second ordre pour exprimer la relation entre l'humidité du sol (mesurée in-situ), et la température de surface et le NDVI (obtenus à partir données MODIS).

4.4.3. La méthode exponentielle entre l'humidité relative du sol et la fraction évaporative

D'autre part, une relation empirique qui utilise l'imagerie satellite basé sur la fraction évaporative (Λ) et la teneur volumétrique en humidité du sol (θ), a été développée par Bastiaanssen et al. (2000) sur la base des données de deux études climatique et hydrologique à grande échelle, examinant les interactions entre l'humidité du sol et l'évaporation de la biomasse. Scott et al. (2003) ont modifié cette relation par la standardisation de θ avec l'humidité saturée du sol (θ_{sat}), appelée teneur en humidité relative du sol:

$$\frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} = \exp\left(\frac{EF - 1}{0.421}\right) \quad (4.4)$$

La teneur en humidité relative du sol $\theta / \theta_{\text{sat}}$ (-) varie de 0 (sol totalement sec) à 1,0 (saturation totale). Comme proposé par Ahmad & Bastiaanssen (2003), l'équation (4.4) est dénommée relation standard et peut être appliquée à un large éventail de sols. Scott et al. (2003) ont montré que cette équation, sans aucune modification, pouvait être directement appliquée aux sols irrigués du bassin de Lerma Chapala au Mexique, tandis qu'Ahmad & Bastiaanssen (2003) ont montré que cette méthode ne nécessite aucun étalonnage et peut être appliquée globalement sans données de sol sur les sols irrigués dans la région de Rechna Doab dans le bassin de l'Indus. Mohamed et al. (2004) ont appliqué la méthode sans études d'étalonnage préalables à la variabilité spatiale de l'évaporation et du stockage de l'humidité dans les marais du Haut Nil, en Égypte. L'application de la relation standard utilisant Λ fournie par les satellites de télédétection

a abouti à des valeurs θ spatialement réparties pour des profondeurs plus grandes que celles couvertes par les données des capteurs hyperfréquences. La variabilité spatiale de θ est devenue possible grâce à la variabilité spatiale de Λ obtenue à partir du bilan énergétique des données de télédétection par des algorithmes tels que SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a, b), S-SEBI (Roerink et al., 2000; Sobrino et al., 2007) et SEBS (Su, 2002). L'extrapolation de θ sat à la zone racinaire de la plante est viable puisque les valeurs de θ représentent les conditions d'humidité dans cette couche (Scott et al., 2003; Ahmad et Bastiaanssen, 2003; Mohamed et al., 2004).

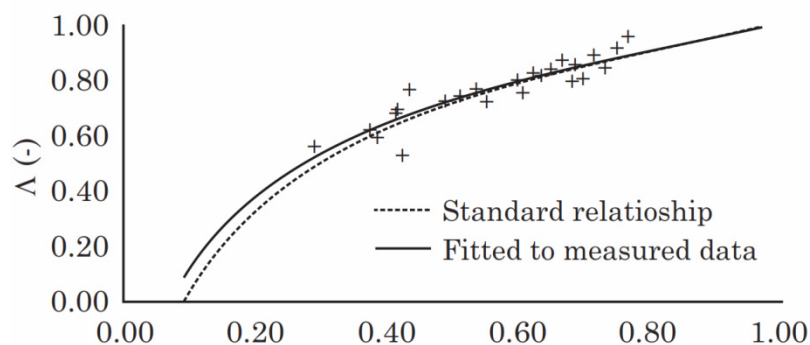


Figure 4.6 : Relation entre les observations sur le terrain de l'humidité relative du sol et fraction évaporative (Λ) sous coton irrigué à Apodi-RN, par rapport à la courbe standard. (BEZERRA et al., 2013)

CHAPITRE V

Zones d'étude et données utilisées

5. Zones d'étude et données utilisées

Nous avons choisi deux sites pilotes physiographiquement bien distincts pour l'application de notre méthodologie, qui correspondent en majorité à des surfaces agricoles.

Le premier site d'étude s'agit de la plaine de la Habra qui est une dépression sublittorale de l'Oranie et le deuxième site est la plaine de Ghriss qui fait partie plaines intérieures en Algérie (figure 5.1).

Le choix de ces zones pilotes est dicté par l'existence d'un fort contraste hydrique entre les zones sèches et les zones humides et la disponibilité des données agrométéorologiques issues des stations situant dans les deux sites d'étude, à savoir, pour la plaine de la Habra, les stations météorologique (ONM) de Mohammadia, Sahouria, Bouhenni et Sidi Abdelmoumen, et pour la plaine Ghriss, stations météorologique (ONM) de Matmore et celle de l'aéroport de Ghriss ainsi que sur le plan topographique, les deux sites retenus sont plats, ce qui permet de simplifier considérablement l'application des modèles utilisés dans notre travail.

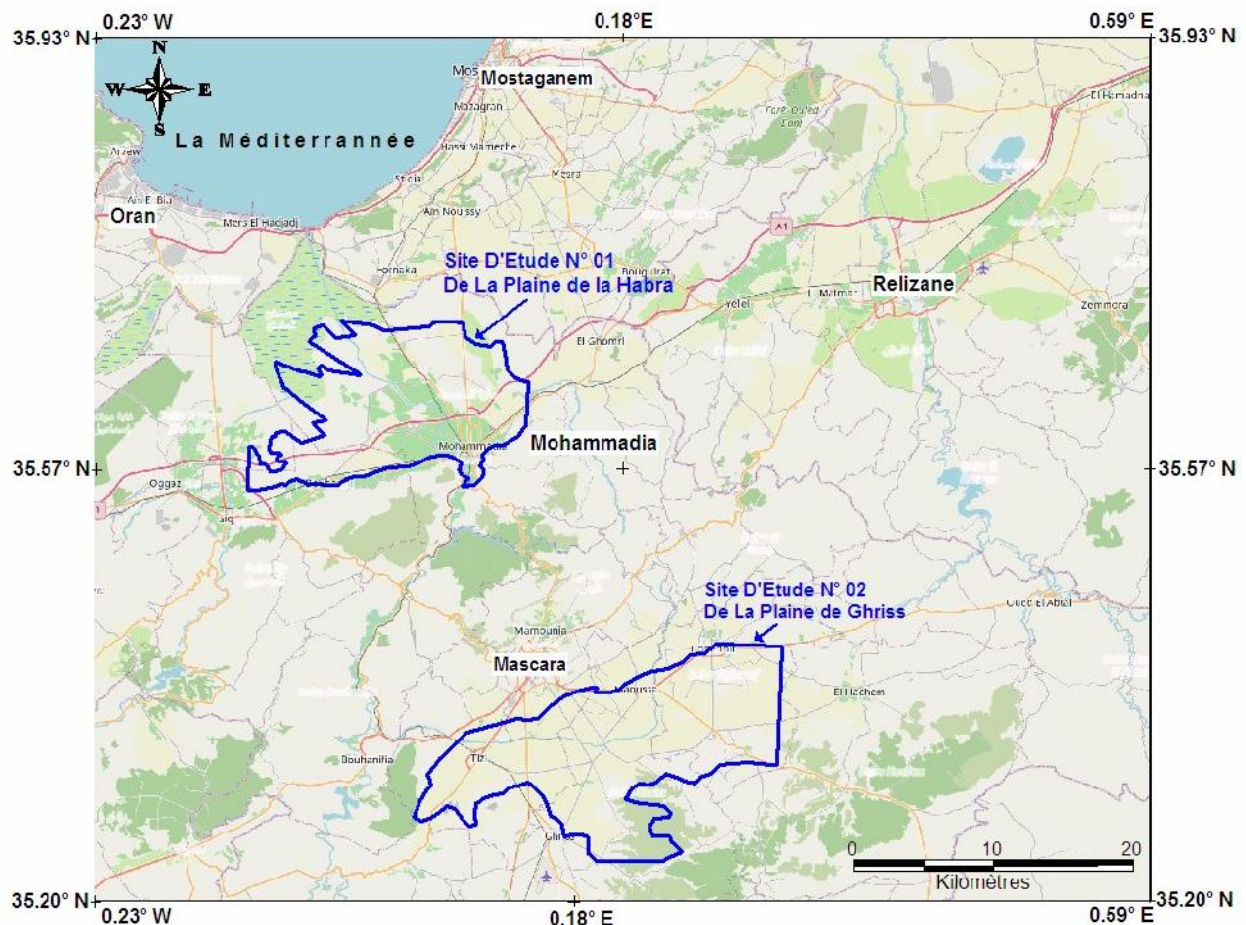


Figure 5. 1 : Localisation des sites pilotes retenus.

5.1. Présentation des sites pilotes

5.1.1. La plaine agricole de Habra

La première zone d'étude correspond à la plaine agricole de la Habra, qui abrite le périmètre d'irrigation de Mohammadia. Il est situé dans le nord-ouest de l'Algérie (Oran) entre les longitudes $0^{\circ}6'44''\text{W}$ et $0^{\circ}6'33''\text{E}$ et la latitude $35^{\circ}32'45''\text{N}$ et $35^{\circ}41'33''\text{N}$. Il couvre une superficie de 328 km^2 (Figure 5.2).

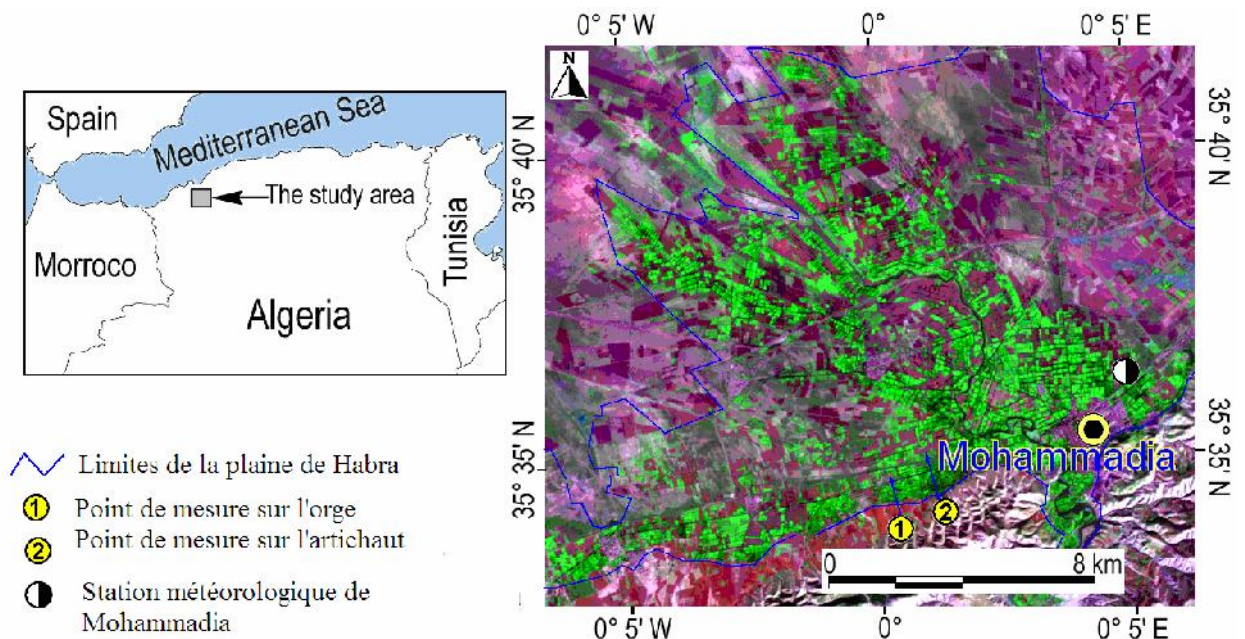


Figure 5.2: Localisation et composition en fausses couleurs 4,3,2 des images Landsat-8 OLI/TIRS acquises le 2 janvier (DOY 2), 2019 du site d'étude sur la plaine de la Habra.

La zone sélectionnée fait partie de la grande plaine intérieure de la Macta, qui est le réceptacle du deuxième bassin versant de l'Algérie par sa superficie (14500 km^2) et ne communique avec la mer Méditerranée que par un chenal étroit (Benzater et al., 2019). L'altitude moyenne est d'environ 40 m.

Les sols de la plaine de la Habra sont des formations sédimentaires avec des apports de texture variable alluviaux et alluvio-colluviaux. Ils sont répartis dans la plaine en entités plus ou moins uniformes et régulières. La salinité du sol est comprise entre 8 et 16 mS.cm^{-1} à plus de 50 cm de profondeur avec un faible taux de lixiviation (Benzater et al., 2019).

Le climat de la région d'étude est méditerranéen semi-aride avec un hiver doux. Deux périodes principales caractérisent cette région, une période pluvieuse pendant les mois d'automne (septembre, octobre et novembre), hiver (décembre, janvier et février) et début du printemps (mars, avril et mai), et une période sèche et chaude pendant les mois d'été (juin, juillet et août). La température minimale absolue de l'air en hiver jusqu'à 6 à 8°C . L'été est généralement sec et

chaud. La température maximale absolue de l'air est égale à 42 ° C. La pluviométrie annuelle moyenne pour la période 1970-2011 est d'environ 450 mm (Elouissi et al., 2017).

Les zones rurales aux sols riches sont propices à l'agriculture mais là où les sols sont pauvres, le pâturage du bétail (parcours) est dominant. L'agriculture irriguée est dominante dans la zone d'étude et les principales cultures comprennent des fruits principalement des agrumes et des cultures maraîchères telles que l'artichaut. L'agriculture pluviale en occupe une petite partie et les principales cultures sont les céréales principalement l'orge (figure 5.3).

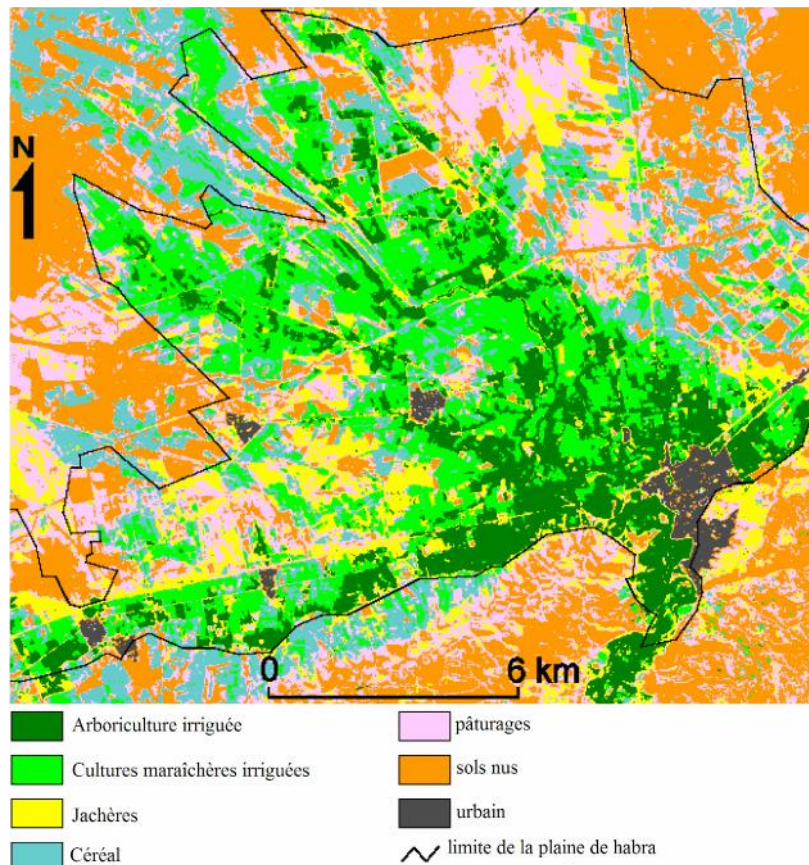


Figure 5. 3 : Carte d'occupation du sol dans la zone d'étude (plaine de la Habra).

Le périmètre d'irrigation de Mohammadia est relativement ancien, datant de 1940. Il couvre une superficie équipée pour l'irrigation (superficie irrigable) d'environ 19630 ha (la superficie totale est d'environ 21210 ha), principalement arboricole et en particulier d'agrumes. Il est considéré comme le plus important du nord-ouest de l'Algérie. Malgré cela, peu d'études sur la gestion de son eau d'irrigation ont été réalisées (Tzakrit et al., 2017). L'eau d'irrigation est acheminée vers le périmètre d'irrigation à travers un réseau d'irrigation classique à partir de trois réservoirs de barrage, à savoir Fergoug, Bouhanifia et Ouizert, qui fonctionnent en cascade. Cette eau connaît des pertes importantes lors du transfert, dues à une consommation illégale le long du ruisseau. Le réseau d'irrigation est de type gravitaire, avec des canaux ouverts de forme trapézoïdale ou circulaire totalisant une longueur de 256 km (Zerkaoui et al., 2017). Sa gestion est assurée par l'Office National de l'Irrigation et du Drainage (ONID) en concertation avec

l'association des irrigants. Jusqu'à présent, ce réseau est le seul moyen à fournir de l'eau d'irrigation à la majorité des cultures irriguées car les eaux souterraines de la zone sont saumâtres et ne peuvent pas être utilisées pour irriguer les vergers d'agrumes (Tazakrit et al., 2017).

Au début des années 1960, le périmètre d'irrigation recevait un volume d'eau total d'environ 80 millions de m³. Ce volume est en constante diminution depuis 1977 et les quotas d'irrigation alloués pour l'ensemble des superficies irrigables n'ont pas dépassé 32 millions de m³ / an. Cette réduction est due au manque de ressources en eau causé par la sécheresse récurrente qui sévit dans la région occidentale de l'Algérie depuis deux décennies (1977-1997) et par l'allocation de l'eau en priorité à l'usage domestique (Sutton et Zaimeche, 1992). Au cours de la dernière décennie, les volumes d'eau d'irrigation alloués sont encore faibles et ont peu dépassé les 26 millions de m³ cette situation des ressources en eau ne peut pas répondre aux besoins de survie des vergers, ce qui a conduit au déclin de plusieurs centaines d'hectares d'arbres et à la réduction des surfaces irriguées à environ 50% (Zerkaoui et al., 2017).

5.1.2. La plaine agricole de Ghriss

Cette zone d'étude correspond à la plaine du Ghriss qui est un agrosystème semi-aride du nord-ouest de l'Algérie, à trois kilomètres au sud de la ville de Mascara, entre les longitudes 0 ° 03 'E et 0 ° 24'42" E et latitudes 35 ° 7'54 'N et 35 ° 27'34" N. Il couvre une superficie de 247 km² (Figure 5. 4).

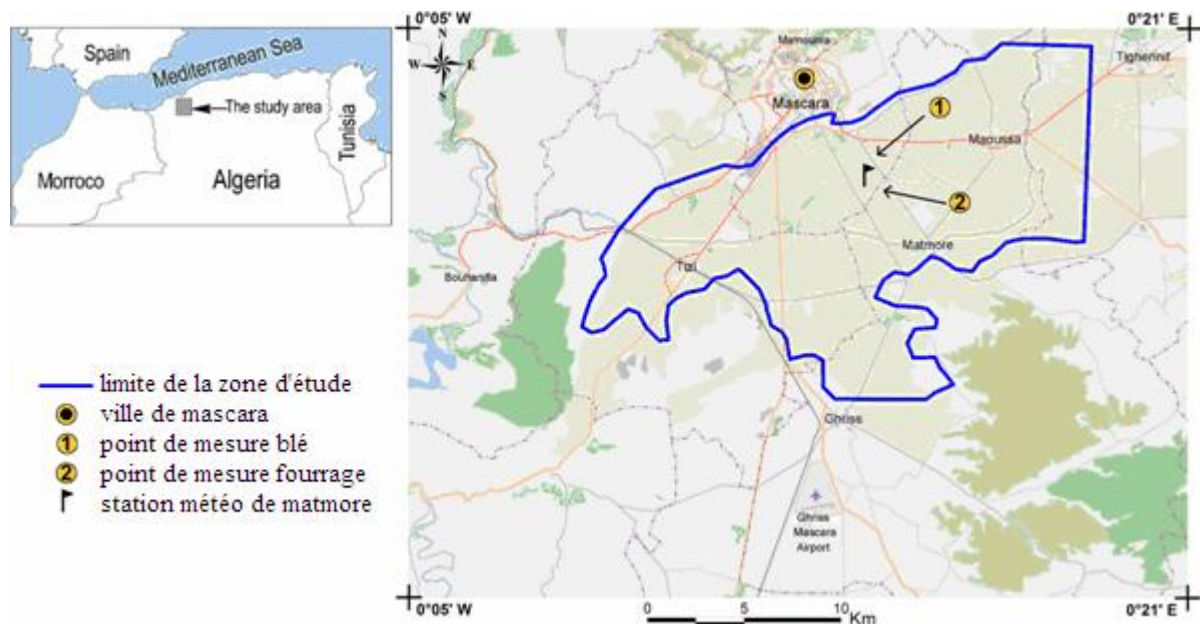


Figure 5. 4: Localisation du site d'étude sur la plaine de Ghriss.

La zone sélectionnée appartient à la plaine de Ghriss qui est une étendue plate d'une superficie d'environ 650 km² et d'une altitude moyenne de 470 m, surplombée par des reliefs de

frontière élevée jusqu'à 1100 m au sud. Les terres affleurantes sont issues de formations sédimentaires à texture variable, constituées principalement d'alluvions récentes et anciennes. Les sols sont majoritairement de type calcimagnésique, mais on rencontre parfois des sols isohumiques et des sols peu évolués. La limite nord de la plaine est éloignée de la mer Méditerranée d'environ 95 km et sa limite sud se situe à une centaine de kilomètres de l'Atlas saharien. Par conséquent, il se trouve soumis aux influences méditerranéennes et sahariennes. Ces derniers sont clairement prédominants en raison de l'écran formé par les monts Beni-Chougrane au Nord (Bekkoussa et al., 2008).

La zone d'étude est caractérisée par un climat semi-aride et des sécheresses récurrentes. Deux périodes principales caractérisent cette zone, une période pluvieuse et sombre pendant les mois de novembre à avril et une autre période sèche et chaude pendant les mois de mai à septembre. L'hiver (de décembre à février) est généralement assez froid. Le minimum absolu de la température de l'air descend à -4°C . L'été (de juin à août) est généralement chaud et sec. Le maximum absolu de la température de l'air est égal à $+42^{\circ}\text{C}$. Les maxima thermiques sont accentués par le sirocco, un vent de séchage chaud du Sud. Les précipitations sont concentrées pendant la période froide. La pluviométrie annuelle pour la période 1980-2010 oscille entre 200 et 620 mm (Fig. 5), avec une moyenne d'environ 357 mm (Bekkoussa et al., 2008). Mars, avril, novembre et décembre sont les mois les plus pluvieux de l'année, tandis que juin, juillet et août sont les mois les plus chauds. L'évapotranspiration est importante pendant la période de mai à septembre et diminue pendant la période d'octobre à février.

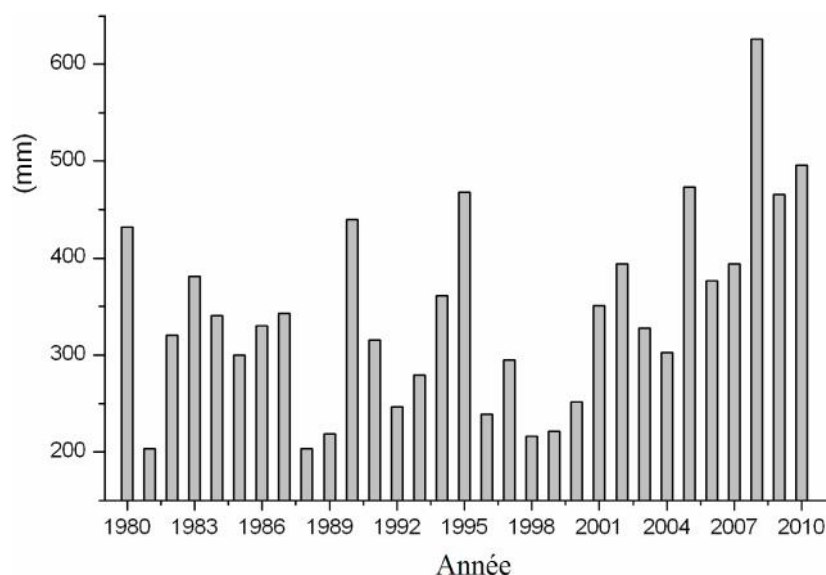


Figure 5. 5: Les précipitations annuelles enregistrées à la station météorologique de Matmore pendant 1980-2010 (Nehal et al., 2017).

La zone d'étude se caractérise par son important potentiel agricole, puisque plus de 90% de sa superficie totale est actuellement utilisée pour l'activité agricole. L'occupation des sols est

assez diversifiée avec une prédominance de l'agriculture irriguée, principalement représentée par le maraîchage, qui couvre environ 70% du total de la zone d'étude (Figure 5.6). Les cultures fourragères, céréalières et arboricoles sont complémentaires (Nehal et al., 2017).

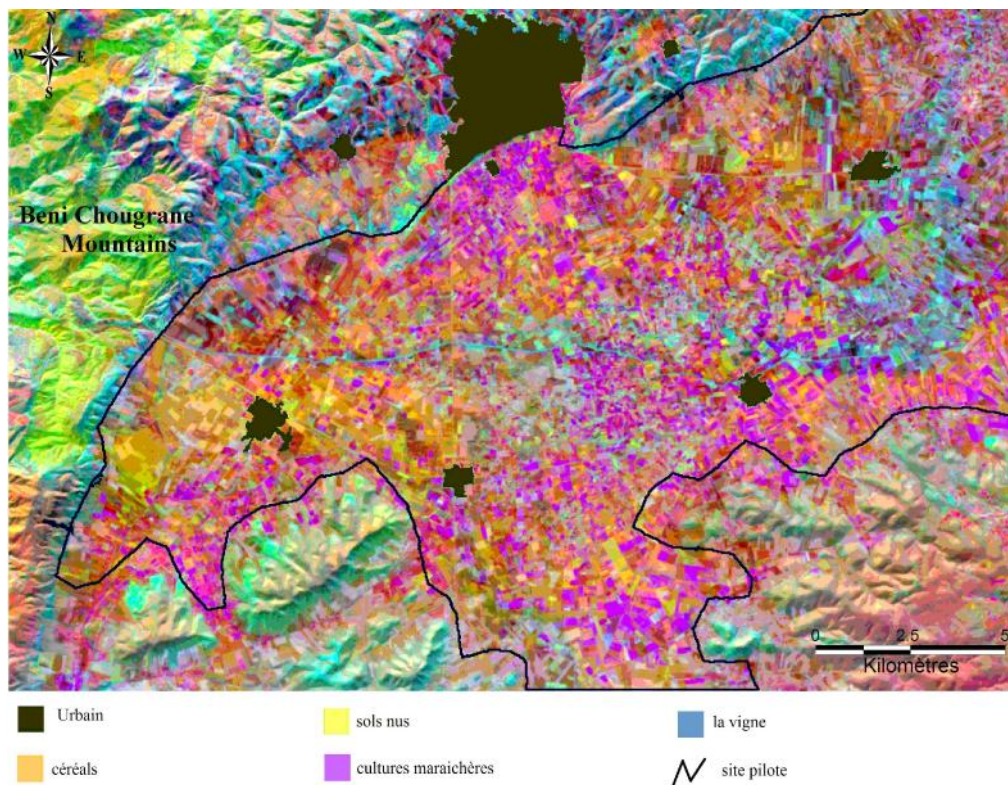


Figure 5.6: Carte d'occupation du sol dans la zone d'étude (plaine de Ghriss).

Les eaux souterraines qui sont la principale source d'approvisionnement en eau d'irrigation sont mobilisées par le système aquifère de Ghriss. Ce dernier se présente sous la forme d'une superposition de trois couches: l'aquifère alluvial du Plio-Quaternaire, l'aquifère de grès calcaire du Pliocène et l'aquifère calcaire-dolomitique jurassique (Nehal et al., 2017).

5.2. Données utilisées

5.2.1. Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées dans cette étude proviennent des réseaux de l'office national de la météorologie (ONM) de Mohammadia (Tableau 1) et de Matmore (Tableau 2), conjointement aux mesures au terrain et des données satellitaires Landsat-8 OLI/TIRS, pour la caractérisation de l'état hydrique dans la plaine agricole de Habra et celle de Ghriss .

Les données disponibles sont :

- La température de l'air à 2 m à l'échelle de la minute du jour de prise de vue ;
- Les températures dans le sol (0,5 m et 1 m) ;

- La pluviométrie journalière du mois de prise de vue ;
- Les températures psychrométriques à 2 m (thermomètre mouillé et thermomètre sec) ;
- La tension de vapeur d'eau dans l'air;
- La pression atmosphérique ;
- L'humidité relative de l'air ;
- Le rayonnement global à intervalle horaire des jours de prise de vue des satellites ;
- La vitesse du vent à 2 m.
- La durée d'insolation et l'évapotranspiration potentielle journalière

Les rayonnements global et atmosphérique ont été mesurés par les stations météorologique localisées au deux sites d'étude (Nehal ,2018), Ces données ont été mesurées en utilisant respectivement un pyranomètre et un pyrgéomètre.

Tableau 5. 1 : Conditions météorologiques station météorologique de Mohamadia lors de l'acquisition d'images de Landsat-8 OLI/TIRS lors des jours sélectionnés (plaine de la Habra).

Parameter	Unit	28/09/2018 (DOY 271)	02/01/2019 (DOY 2)	16/03/2019 (DOY 75)	10/05/2019 (DOY 130)
Température de l'air	°C	25	14.4	21.2	21.5
Humidité relative	%	57.5	44.5	25.1	58.5
Pression atmosphérique	mbar	1013.23	1023.02	1016.3	1009.8
Rayonnement global	W/m ²	720.5	472.2	767.8	913.6
Rayonnement atmosphérique	W/m ²	372.7	284.5	304.9	346.4
Transmissivité	-	0.72	0.70	0.76	0.75
Vitesse du vent	m/s	1.5	2.2	1.8	1.2
Fraction d'insolation	-	0.82	0.63	0.68	0.71
Évapotranspiration potentielle	mm	3.94	0.82	3.76	5.53

Tableau 5. 2: Conditions météorologiques station météorologique de Matmore lors de l'acquisition d'images de Landsat-8 OLI/TIRS lors des jours sélectionnés (plaine de Ghriss).

Année	DOY	Température	Humidité	Pression	Rayonnement	Vitesse	Transmissivité	Évapotranspiration
		de l'air (C°)	relative (%)	atmosphérique (Mbar)	global (W/m ²)	du vent (m/s)		potentielle (mm)
2018	271	23	55	955.2	720.5	1.75	0.711	3.3
	280	24.5	55	956.2	759	2.5	0.711	4.9
	312	18.0	63	954.9	534	2.5	0.707	2.9
	344	10.5	74	953.4	501	2.0	0.710	1.6
	360	10.3	83	968.7	456	0.4	0.694	2.0
2019	27	12.3	63	975.8	526	0.8	0.714	3.4
	59	16	46	969.7	598	0.9	0.718	3.3
	75	19	48	1002.0	767.8	1.2	0.755	4.0
	130	24	48	998.0	913.6	1.4	0.750	6.2
	155	18.6	43	955.0	923	1.5	0.778	5.0
	162	22.2	34	967.0	939	1.5	0.779	7.5
	194	25	39	961.4	906	1.2	0.769	9.7

5.2.2. Mesures de terrain

Les données météorologiques et de télédétection sont complétées par des mesures de terrain qui ont été effectuées pour la plaine agricole de la Habra sur deux points situés sur le site expérimental de l'Institut national de la protection des végétaux (INPV) de la ville de Mohammadia . le premier point est situé sur la récolte d'orge et le second sur la récolte d'artichaut (figure 1) et au niveau de la plaine agricole de Ghriss on a choisis deux points situés dans le site expérimental du département d'agronomie de l'université de Mascara, le premier point était sur une parcelle de blé et le second sur une parcelle de fourrage (Figure 5.4). Ces mesures avaient pour objectif le suivi journalier des flux énergétiques à l'interface sol-plante-atmosphère (Hamimed, 2009). Elles correspondent à la température radiométrique de surface, le rayonnement réfléchi et les trois composantes du bilan d'énergie qui sont le flux de chaleur dans le sol (G) et flux de chaleur sensible (H) et flux de chaleur latente (LE).

Pour l'équipement expérimental, installé dans les points choisis dans les deux plaines, l'albédo a été obtenu à partir du rapport entre le rayonnement réfléchi (mesuré par un pyranomètre portable de type Apogee, modèle MP-200, avec une incertitude d'étalonnage de $\pm 5\%$) et le rayonnement global. Le rayonnement net est déterminé par l'équation du bilan radiatif en fonction de l'albédo, des rayonnements global et atmosphérique, et de l'émission par la surface qui est déduite à partir de la température radiométrique de surface sur la bande spectrale 8-14 μm (Nehal ., 2018). Cette dernière est mesurée par un Radiomètre infrarouge Apogee

(modèle IRTS-P). La résolution de ce radiomètre est de $\pm 0,1$ °C et sa précision est de $\pm 0,5$ °C. Le flux thermique du sol (G) est mesuré à l'aide de trois plaques de flux conductrices Hukseflux (modèle HFP01SC) installées à 5 cm de profondeur dans le sol. Les flux de chaleur sensible et latente ont été calculés en utilisant la méthode du rapport de Bowen (BREB), (Guyot, 1999) qui a une incertitude de 20% (Kustas et Norman, 1999). Ces mesures ont été effectuées à deux niveaux (0,5 et 2,5 m au-dessus de la surface) de température de l'air en utilisant les thermocouples chromel-alumel et d'humidité relative en utilisant des sondes capacitatives Vaisala (modèle HMP35D) (Nehal., 2018).

D'une autre part le choix a été fait sur 52 points afin d'être utilisées pour la calibration de l'approche proposé et 24 autres points pour la validation du modèle obtenu, dans le site pilote situé dans la plaine agricole de Ghriss (figure 5.7), ces points présentent des mesures de l'humidité du sol à la capacité aux champs (H_{cc}), l'humidité du sol au point de flétrissement (H_{cf}) et la densité apparente du sol (d_a) sur une profondeur de 30 cm.

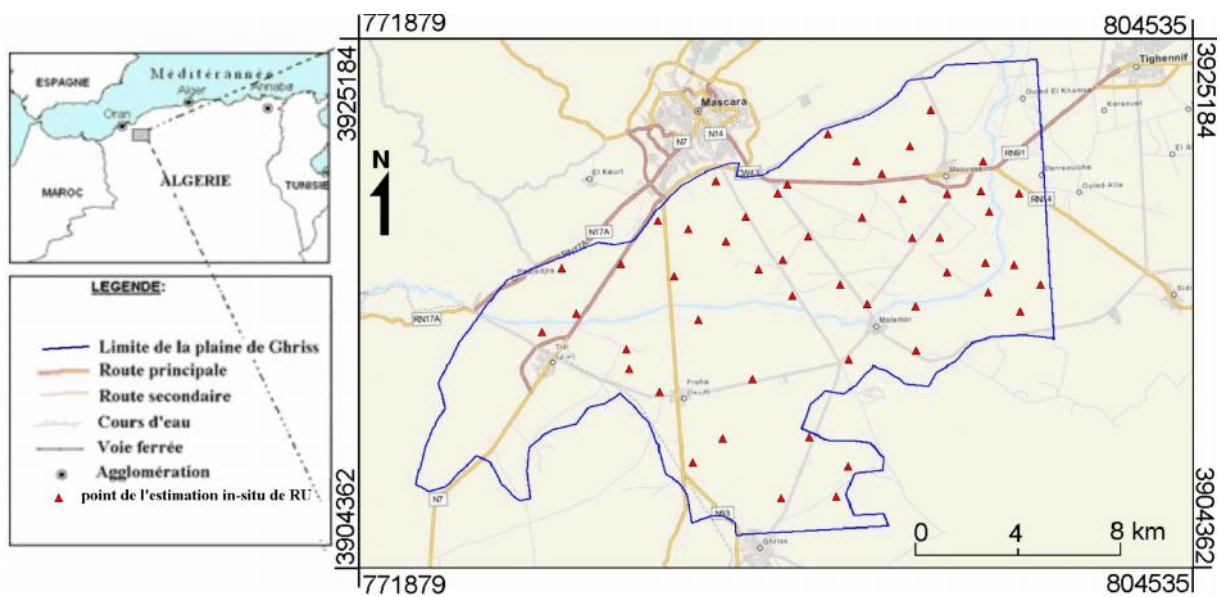


Figure 5.7: Localisation des 52 points choisis dans le site pilotes de la plaine agricole de Ghriss.

5.2.3. Données satellitaires

Les données satellitaires utilisées présentent un avantage au suivi spatio-temporel journalier des variables de l'interface SVA. Il s'agit de variables caractéristiques de l'atmosphère (variables radiatives, thermodynamiques, mécaniques), de la végétation (variables de structure, variables radiatives et physiologiques) et du sol (variables thermodynamiques et hydrauliques) (Hamimed, 2009). Les images issus des capteurs OLI (Operational Land Imager) et TIRS (Thermal Infrared Sensor) du satellite Landsat-8 sans nuage sont utilisées dans la présente étude,

ces données sont gratuitement téléchargeable à partir du site officiel du USGS (Earth Resources Observation and Science Center) (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Le jeu de données satellitaires utilisé est constitué de quatre images pour la plaine agricole de la Habra (tableau 03) et Douze pour celle de Ghriss (tableau 04) acquise couvrant la période de septembre 2018 au juillet 2019 représentant le stade de croissance des cultures.

Tableau 5. 3 : Images Landsat-8 OLI/TIRS utilisées dans l'étude (site plaine de la Habra).

Année	Date d'acquisition	Moment d'acquisition (GMT)	Le jour de l'année		
			(DOY)	Row	Path
2018	28 /09	10h38'	271	35	198
	02 /01	10h38'	2	35	198
2019	16 /03	10h31'	75	35	197
	10 /05	10h37'	130	35	198

Tableau 5. 4: Images Landsat-8 OLI/TIRS utilisées dans l'étude (site plaine de Ghriss)

Année	Date d'acquisition	Moment d'acquisition (GMT)	Le jour de l'année		
			(DOY)	Row	Path
2018	28/09	10h38'	271	35	198
	07/10	10h38'	280	36	197
	08/11	10h38'	312	35	197
	10/12	10h38'	344	36	197
	26/12	10h38'	360	36	197
2019	27/01	10h38'	27	36	197
	28/02	10h38'	59	36	197
	16/03	10h31'	75	35	197
	10/05	10h37'	130	35	198
	04/06	10h38'	155	35	198
	11/06	10h38'	162	36	197
	13/07	10h38'	194	35	198

5.2.3.1. Caractéristiques Du Capteur Landsat-8(OLI/TIRS)

Le satellite Landsat-8 (OLI/TIRS) est mis en orbite le 11 Février 2013. Il est équipé de deux types de capteurs OLI et TIRS.

Le capteur OLI (Opérationnel Land Imager) offre une image de neuf bandes spectrales (tableau 03) avec une résolution spatiale de 30 mètre pour les bandes de 1 à 7 et 9, la bande 8 (panchromatique) a une résolution spatiale de 15 mètre. Deux nouvelles bandes sont offertes par le capteur OLI, la bande 1 (ultra-bleu) utile pour les études des aérosols et la cartographie côtière. Et la bande 09 utile pour les études des cirrus et des nuages.

Le capteur TIRS (Thermal Infrared Sensor) offre plus de précision dans la détection des surfaces tempérées et cela grâce à deux nouvelles bandes 10 et 11 qui ont une résolution spatiale de 100 mètre et qui était absent dans les versions précédentes de Landsat. (Tir, 2015)

Tableau 5. 5: Caractéristiques des bandes spectrales de Landsat 8 OLI/TIRS.

Satellite	Capteur	Bande	en μm	Amplitude	Résolution spatiale
Landsat 8	OLI	Band 1 Visible	0.43 - 0.45	0,02	30
		Band 2 Visible	0.45 - 0.51	0,06	30
		Band 3 Visible	0.53 - 0.59	0,06	30
		Band 4 Red	0.64 - 0.67	0,03	30
		Band 5 Near-Infrared	0.85 - 0.88	0,03	30
		Band 6 SWIR 1	1.57 - 1.65	0,08	30
		Band 7 SWIR 1	2.11 - 2.29	0,18	30
		Band 8 Panchromatic (PAN)	0.50 - 0.68	0,18	15
		Band 9 Cirrus	1.36 - 1.38	0,02	30
	TIRS	Band 10 TIRS 1	10.60 - 11.19	0.59	100
		Band 11 TIRS 2	11.50 - 12.51	10.01	100

Sources : <http://margaux.ipt.univ-paris8.fr/vgodard/enseigne/teled2/memotele/mem33tel.htm>

5.2.3.2. Pré-traitement des l'images Landsat-8 OLI/TIRS

Les données Landsat-8 OLI/TIRS sont fournies en comptes numériques (codés sur 8 bits) afin de les utilisées dans la présente étude ils doivent être traitées en appliquant des corrections primaires telles que des corrections radiométriques et atmosphériques.

Les calibration radiométriques sont effectuées en transformant les comptes numériques en luminances spectrales exo-atmosphériques ($L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda)$) dans les domaines optique (visible, proche et moyen infrarouge) et thermique (infrarouge thermique) par l'utilisation de la formule linéaire :

$$L_{\text{sat}}^{\uparrow}(\lambda) = A \cdot \text{CN} + B \quad (5.1)$$

où CN est le compte numérique et a et b sont les coefficients de calibration.

Les corrections atmosphériques de chaque image Landsat 8 OLI/TIRS sont effectuées par l'utilisation du modèle de transfert radiatif Modtran 4.0 (Berk et al., 1999) pour convertir les luminances spectrales dans le domaine optique en réflectances. Ces dernières sont ensuite utilisées pour calculer l'albédo (r_0) et l'indice de végétation (NDVI).

L'albédo (r_0) est défini comme étant une réflectance de surface dans le domaine de l'énergie solaire (0,3–3 μm). Il est calculé par la formule proposée par Liang et al. (2002) :

$$r_0 = 0.356 r_1 + 0.13 r_4 + 0.373 r_5 + 0.085 r_6 + 0.072 r_7 - 0.0018 \quad (5.2)$$

où r_1, r_4, r_5, r_6, r_7 sont respectivement les réflectances dans les canaux 1, 4, 5, 6 et 7 du capteur OLI/TIRS.

L'indice de végétation (NDVI) est calculé à partir des réflectances dans le rouge (r_4) et le proche infrarouge (r_5)

$$\text{NDVI} = \frac{r_5 - r_4}{r_5 + r_4} \quad (5.3)$$

Les luminances spectrales dans l'infrarouge thermique ($L^{\uparrow}_{\text{sat}}(\lambda)$) sont exprimées par la relation suivante (Wukelic et al., 1989) :

$$L^{\uparrow}_{\text{sat}}(\lambda) = [\varepsilon_0 L_{\lambda}(T_0) + (1 - \varepsilon_0) L^{\downarrow}_{\text{atm}}(\lambda)] \cdot \tau_{\lambda} + L^{\uparrow}_{\text{atm}}(\lambda) \quad (5.4)$$

Avec $L_{\lambda}(T_0)$ est la luminance spectrale propre de la surface, τ_{λ} est la transmissivité spectrale de l'atmosphère, $L^{\downarrow}_{\text{atm}}(\lambda)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par la surface, $L^{\uparrow}_{\text{atm}}(\lambda)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par le capteur et ε_0 est l'émissivité de surface qui est estimée en fonction de l'indice de végétation NDVI par (Van de Griend et Owe, 1993) :

$$\varepsilon_0 = 1.0094 + 0.047 \times \ln(\text{NDVI}) \quad (5.5)$$

Les paramètres atmosphériques (τ_{λ} , $L^{\uparrow}_{\text{atm}}(\lambda)$ and $L^{\downarrow}_{\text{atm}}(\lambda)$) sont estimés, au moment d'acquisition de l'image utilisé, par le calculateur en ligne des paramètres de correction atmosphérique (Barsi et al., 2003). Ces paramètres permettent de déduire les luminances spectrales propres de la surface ($L_{\lambda}(T_0)$) par inversion de l'équation (5.4). Les températures de surface (T_0) sont enfin obtenues en fonction de ces luminances suivant la loi de Planck (Chander et al., 2009) :

$$T_0 = \frac{1282.72}{\ln\left(\frac{666.09}{L(T_0)} + 1\right)} \quad (5.6)$$

Avec $K_1 = 666.09$ et $K_2 = 1282.71$ sont les paramètres de Landsat 8 OLI/TIRS.

CHAPITRE VI

**Estimation de l'évapotranspiration et
des flux énergétiques de surface**

6. Estimation de l'évapotranspiration et des flux énergétiques de surface

L'évapotranspiration ET est un élément clé du bilan hydrique et énergétique des écosystèmes terrestres, dont la quantification est depuis longtemps un sujet important dans les études agronomiques portant sur la consommation hydrique des plantes, leur développement et leur production (Courault et al., 2004; Courault et al., 2009a) ainsi que pour améliorer notre compréhension du cycle hydrologique afin de gérer les ressources en eau, en particulier dans les régions arides et semi-arides. Elle est également importante pour diverses problématiques météorologiques et écologiques.

Ce chapitre se concentre sur l'estimation de l'évapotranspiration en utilisant des approches basées sur la technique de télédétection, qui offrent une opportunité prometteuse pour l'évaluation et la cartographie de l'évapotranspiration à divers résolutions spatiales et temporelles. Une introduction du bilan énergétique de surface est d'abord présentée, suivie de trois méthodes d'estimation de l'évapotranspiration à partir de données de télédétection du satellite LANDSAT-8 OLI/TIRS des deux sites de la plaine agricole de la Habra et celui de la plaine agricole de Ghriss. Les modèles qui seront utilisés dans le cadre de ce travail sont caractérisés par leurs simplicités et ne nécessitent pas trop de données de terrain ou de données de calibration, basées sur le calcul du bilan d'énergie et les échanges de flux entre le sol et l'atmosphère qui sont les suivantes:

- Le modèle SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land),
- Le modèle SSEBI (Simplified Surface Energy Balance Index),
- Le modèle TS-VI (Surface temperature/Vegetation Index trapezoid).

L'évapotranspiration estimée doit permettre d'interpréter de façon plus précise le comportement d'une surface vis-à-vis d'un déficit d'eau. Cependant, ses valeurs dépendent fortement des conditions de son estimation. Il est donc préférable, pour une interprétation plus aisée, d'en déduire des indicateurs d'alimentation hydrique tels que la fraction d'évaporation () et l'humidité de surface.

Les cartes des différents paramètres obtenus qui seront présentés, pour la plaine de Ghriss à titre indicatif sont quatre scènes représentant les saisons de l'année 2018-2019.

6.1. Rappel sur le bilan

Les approches permettant l'estimation de l'évapotranspiration par télédétection généralement se basent sur l'estimation du flux de chaleur latente (LE) par l'intermédiaire de la résolution de l'équation du bilan d'énergie.

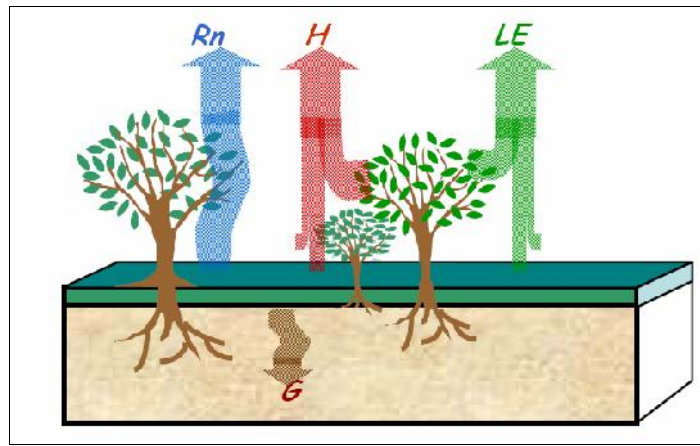


Figure 6. 1 : Les échanges de flux d'énergie

Cette équation exprime la conservation de l'énergie au niveau de la surface terrestre en reliant l'énergie incidente (R_n le rayonnement net) aux différents flux de dissipation de cette énergie vers l'environnement, en particulier par transferts turbulents (flux de chaleur sensible H et flux de chaleur latente LE) et transferts par conduction dans le sol (G):

$$LE = R_n - G - H \quad (6.1)$$

Avec R_n , le rayonnement net à la surface du sol (échanges radiatifs) en W/m^2 dépend du rayonnement solaire incident (R_g), du rayonnement atmosphérique incident (R_a), de l'albédo de la surface, de l'émissivité de la surface et de la température de surface; G , le flux de chaleur du sol (échanges par conduction) en W/m^2 dépend des caractéristiques thermiques du sol et de l'évolution temporelle de la température de surface; H , le flux de chaleur sensible (échanges convectifs) en W/m^2 dépend de la température de l'air (T_a) et de la température de surface; LE , le flux de chaleur latente (échanges convectifs) en W/m^2 correspond à l'évapotranspiration (Wassenaar et al., 2002; Courault et al., 2005). Plus précisément, E est l'évapotranspiration et L est la chaleur latente de vaporisation, l'énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau (Chemin, 2003), Ce terme du bilan est le plus difficile à estimer directement (Courault et al., 2005; Chemin, 2003; Bastiaanssen, 1995), il est généralement déterminé comme le résidu de l'équation.

6.2. Description des modèles

6.2.1. Description du modèle SEBAL

Le modèle « SEBAL », développé au Winard Staring Center (WSC) à Wageningen (PAYS BAS) par BASTIAANSEN et al. (1993), a été adapté aux conditions semi-arides pour résoudre l'équation du bilan d'énergie à l'échelle du pixel. Cet algorithme, bien qu'étant toujours en phase de développement, a acquis une certaine maturité au travers de validations des variables considérées et/ ou de produits dérivés. (Jacob et al., 2002a,b). Ce modèle permet de cartographier les flux d'énergie et la température de l'air. Précisons tout d'abord que ce modèle est

monocouche ; il ne différencie pas les composantes du sol et de la végétation pour la description des transferts d'énergie. En revanche il est un outil adéquat pour évaluer les potentialités de la télédétection à haute résolution spatiale. Il considère la variabilité spatiale des surfaces naturelles en rapport avec leurs conditions hydriques. Pour mieux comprendre les entrées et les sorties du modèle voici son organigramme.

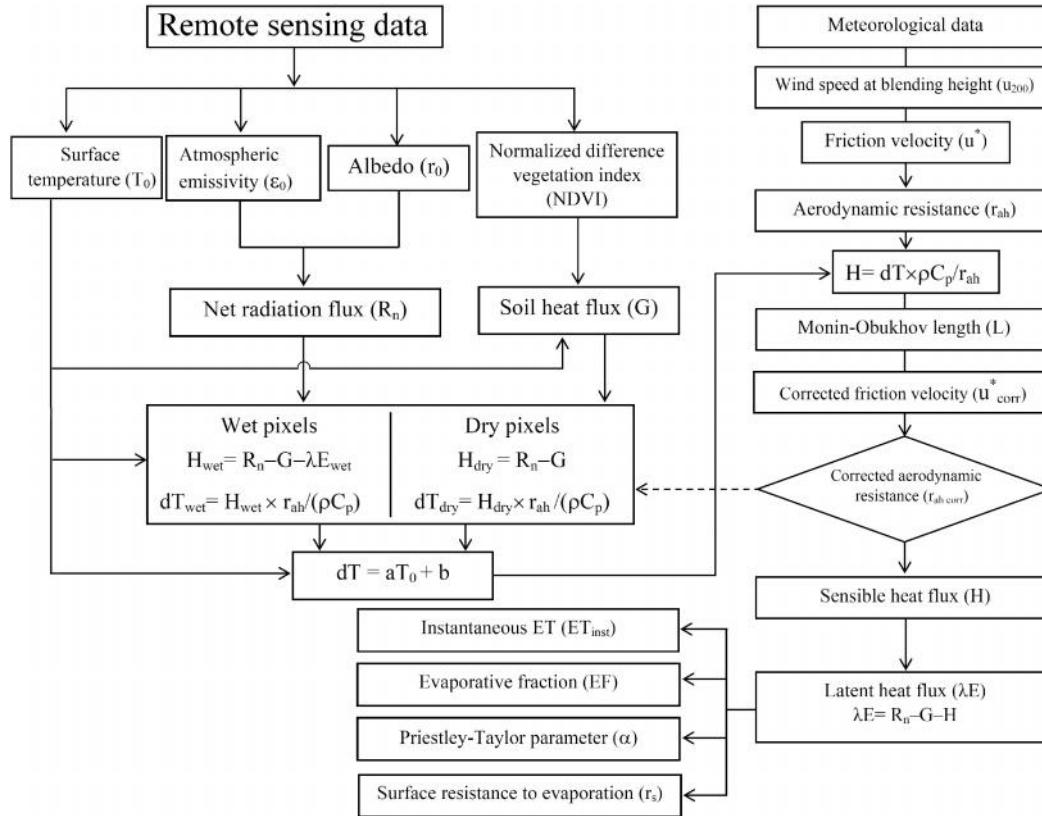


Figure 6. 2 : Les composantes principales du modèle SEBAL

Dans un premier temps des variables de surface sont calculées à partir de données de télédétection : l'Albédo, le NDVI, l'émissivité et la température radiométrique de surface. Dans un second temps d'autres variables sont déterminées à l'aide d'algorithmes de restitution : le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol, la rugosité mécanique ...

Dans un troisième temps, le modèle SEBAL produit des cartes des flux d'énergie et de la température de l'air. Précisons que SEBAL est un modèle monocouche décrivant l'écoulement atmosphérique selon la théorie de Monin-Obukhov (Brutsaert, 1982 ; Arya, 1989). Pour la détermination de l'évapotranspiration, SEBAL estime le flux de chaleur latente (LE) comme le terme résiduel de l'équation du bilan énergétique qui décrit l'échange d'énergie entre la surface du sol et l'atmosphère:

6.2.2 Description du modèle Trapézoïdal Ts/VI (Surface temperature/Vegetation Index trapezoid):

La méthode Ts/VI trapezoid (Surface temperature/Vegetation Index trapezoid) est un modèle simple proposé par Jiang et Islam (2001), cette technique utilise des données de télédétection, et se base sur l'interprétation de la forme trapézoïdale du nuage de points qui émerge de la relation entre l'indice de végétation (NDVI) et la Température de surface (T₀), (Figure 6.3).

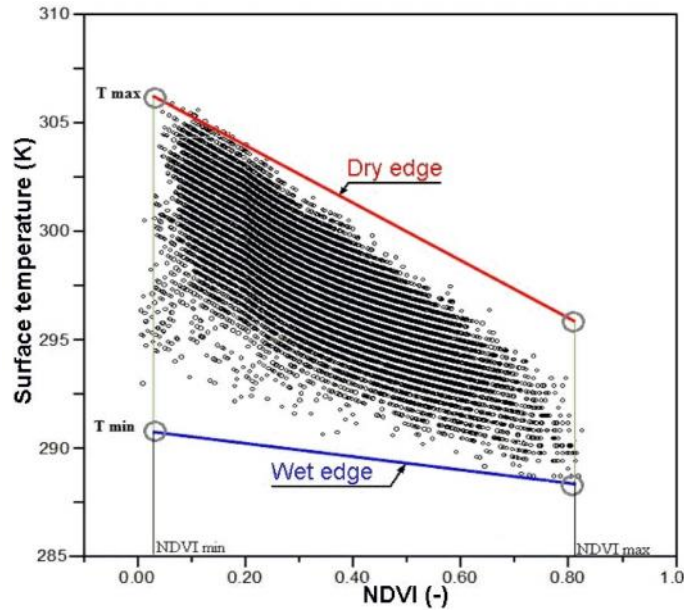


Figure 6.3: Illustration de la méthode trapézoïdale utilisée pour identifier les pixels humides et secs .

Les quatre points du trapèze correspondent à des conditions extrêmes de surface en termes de température de surface et de NDVI, qui permettent de déduire les valeurs extrêmes de température de surface et de NDVI (Moran et al., 1994; Hu et al., 2019).

La formulation de Priestley-Taylor avec des données entièrement télédéteectées proposée par Jiang et Islam (2001) et encore améliorée et validée par Stisen et al. (2008), basé de manière représentative sur les interprétations du modèle trapézoïdal, a été utilisé pour estimer le flux de chaleur latente LE directement sur de grandes zones hétérogènes en utilisant l'équation suivante:

$$LE = \theta \left[(R_n - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (6.2)$$

Où θ est la constante psychrométrique ($\approx 0,66 \text{ mbar.K}^{-1}$) et Δ est la pente de la pression de vapeur saturée à la température de l'air (kPa.K^{-1}) (Crago et Brutsaert, 1992). γ un paramètre similaire à celui de Priestley-Taylor (γ). Pour mieux comprendre les entrées et les sorties du modèle voici son organigramme.

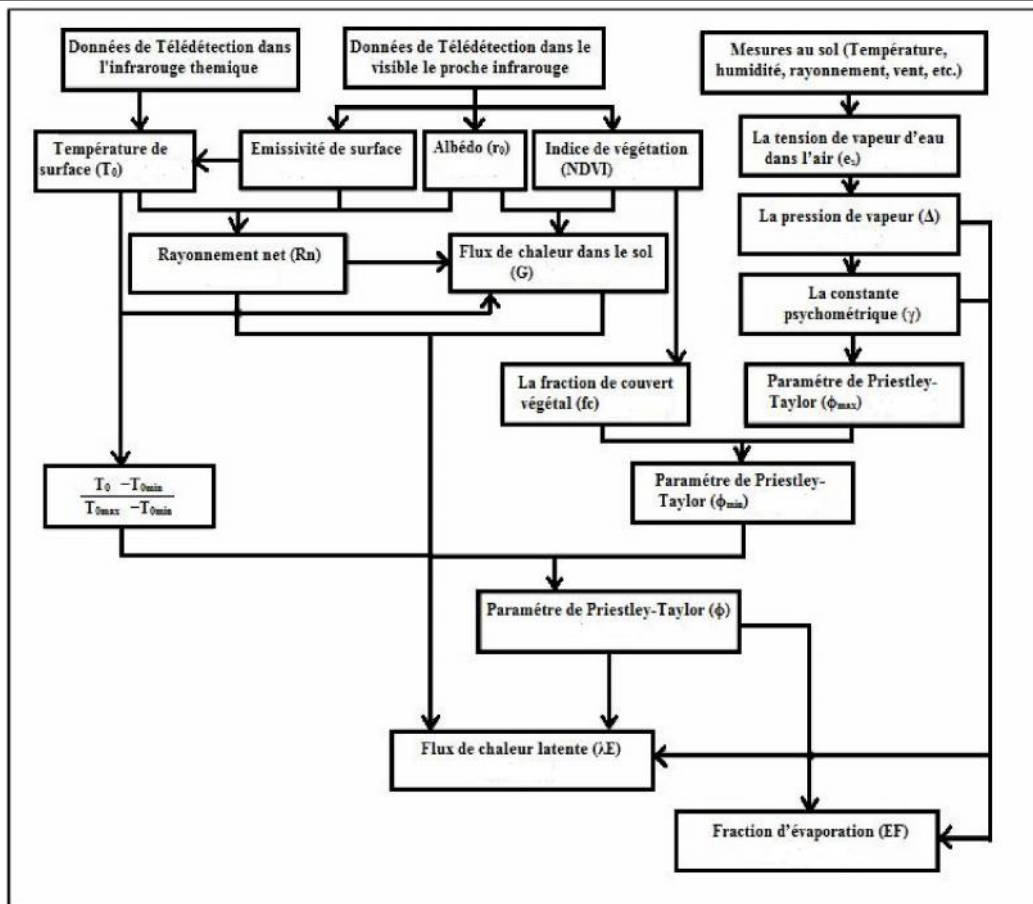


Figure 6.4: Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface par le modèle TS/VI (équ: abréviation de "équation") (Teffahi, 2015).

Dans un premier temps des variables de surface sont calculées à partir des données de télédétection : l'Albédo, le NDVI, l'émissivité et la température radiométrique de surface. Dans un second temps d'autres variables sont déterminées à l'aide d'algorithmes de restitution (figure 6.4) le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol. Dans un troisième temps, le modèle Trapézoïdal produit des cartes des flux d'énergie.

6.2.3. Description du modèle S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index):

Le modèle S-SEBI est un modèle contextuel développé par Roerink et al. (2000), cet algorithme est une méthode semi-empirique simplifiée qui évite toute donnée météorologique supplémentaire, basée sur la relation entre la température de surface terrestre T_s et l'albédo, pour estimer la fraction évaporative utilisée pour résoudre l'équation du bilan énergétique au pixel par -surface pixel avec techniques de télédétection

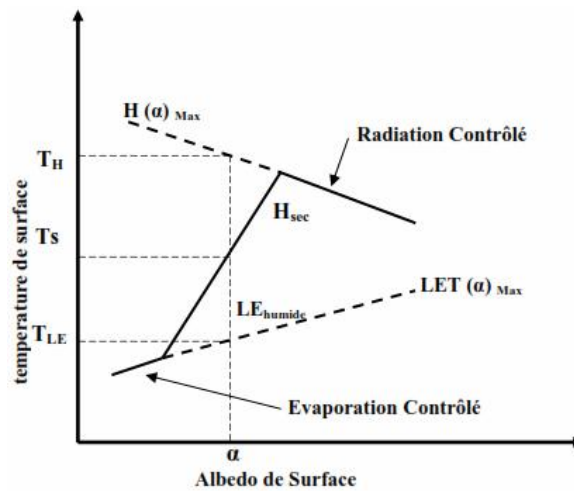


Figure 6.5: Représentation schématique de la relation température de surface – albédo (Roerink et al.2000)

Le S-SEBI suppose l'existence de pixels très secs et très humides, et permet de déterminer la fraction d'évaporation instantanée (Λ) à partir de la limite sèche (température maximale T_H) et de la limite humide (température minimale T_{LE}) pour une valeur donnée de l'albédo, selon le rapport suivant:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_s}{T_H - T_{LE}} \quad (6.3)$$

Où T_s est la température de la surface du sol. Le flux de chaleur latente est calculé à partir de l'énergie disponible et de la fraction d'évaporation comme suit:

$$LE = \Lambda(R_n - G) \quad (6.4)$$

Où Λ est la fraction d'évaporation, R_n est le rayonnement net et G le flux de chaleur dans le sol

Pour mieux comprendre les entrées et les sorties du modèle voici son organigramme.

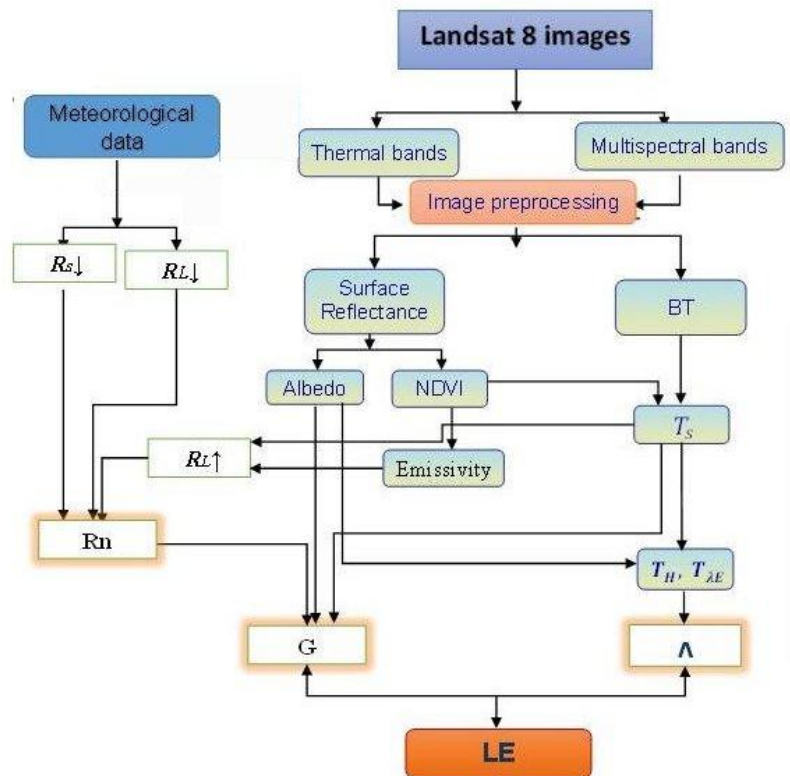


Figure 6.6: Organigramme de la méthodologie utilisée pour la spatialisation de l'évapotranspiration et flux énergétiques de surface par le modèle S-SEBI

Dans un premier temps des variables de surface sont calculées à partir des données de télédétection : l'Albédo, le NDVI, l'émissivité et la température radiométrique de surface. Dans un second temps d'autres variables sont déterminées à l'aide d'algorithmes de restitution (figure 6.6) le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol et la fraction d'évaporation. Dans un troisième temps, le modèle SSEBI produit la carte du flux de chaleur latente.

6.3 Application des modèles

6.3.1. Les paramètres communs entre les trois modèles SEBAL , Ts-VI et S-SEBI :

Les trois modèles sont alimentés par des données de télédétection multispectrales (visible, proche infrarouge, moyen infrarouge et infrarouge thermique). Dans un premier temps, trois variables radiatives de surface sont estimées à partir de ces données, à savoir l'indice de végétation NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), l'albédo, et la température de surface.

Dans un second temps, la détermination des autres grandeurs intervenant dans les transferts énergétiques à savoir le rayonnement net (R_n), et le flux de dans le sol (G), ces paramètres sont communs entre les trois modèles.

6.3.1.1. L'indice de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)

Plusieurs indices de végétation ont été développés afin de permettre une meilleure caractérisation spectrale de la végétation verte et de diminuer l'influence des facteurs perturbateurs tels que les propriétés optiques du sol, l'angle solaire et la végétation sénescente.

Défini par Tucker (1979), le NDVI est un indice de végétation sans dimension utilisé couramment dans les études de suivi de la végétation à partir des données multispectrales. Cet indice rend compte de l'activité chlorophyllienne de la canopée et permet de quantifier la biomasse végétale produite (Huete et al., 2002). Les applications du NDVI sont nombreuses : évaluation de la déforestation, suivi des feux de forêts, de la désertification et même des ravages causés par les insectes (Jepsen et al, 2009). Dans notre travail le NDVI est déterminé à partir des réflectances de surface dans les canaux rouge et proche infra rouge. Pour cela on a utilisé la formule suivante NDVI (Rouse et al., 1974) :

$$\text{NDVI} = \frac{\text{PIR} - \text{R}}{\text{PIR} + \text{R}} \quad (6.5)$$

Avec : PIR = la réflectance dans le proche infrarouge, R = la réflectance dans le rouge

Le NDVI présente la particularité d'augmenter en présence de végétation. Cette particularité trouve son origine dans la forme des spectres de réflectance du sol et de la végétation (Figure 6.7).

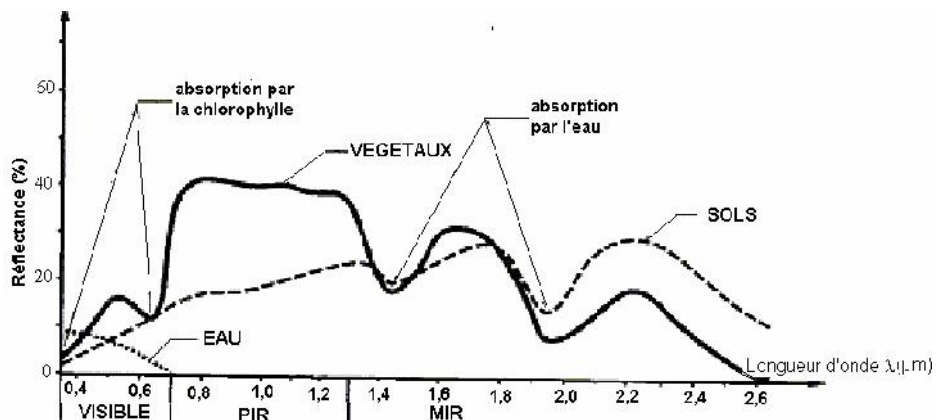


Figure 6.7: Réflectance de la végétation comparée à celles du sol et de l'eau (d'après Caloz, 1992)

Les valeurs du NDVI sont comprises entre -1 et +1, les valeurs négatives correspondant aux surfaces autres que les couverts végétaux, comme la neige, l'eau ou les nuages. Pour les sols nus, le NDVI présente des valeurs proches de 0. Les formations végétales quant à elles, ont des valeurs de NDVI positives, généralement comprises entre 0,1 et 0,7. Les valeurs faibles correspondent à la végétation soit qui souffrent d'un stress hydrique ou morte ou que les données ont été enregistrées sur un sol nu. Les valeurs les plus élevées correspondant aux couverts les

plus denses caractérisés par une forte activité de photosynthèse et en bonne santé. Les cartes d'indices de végétation NDVI ainsi obtenues sur les sites étudiés (figure 6.8 et 6.9) montrent que les fortes valeurs du NDVI, au dessus de 0.50, sont attribuées à la végétation dense. Les sols nus ont les faibles valeurs, au dessous de 0,3.

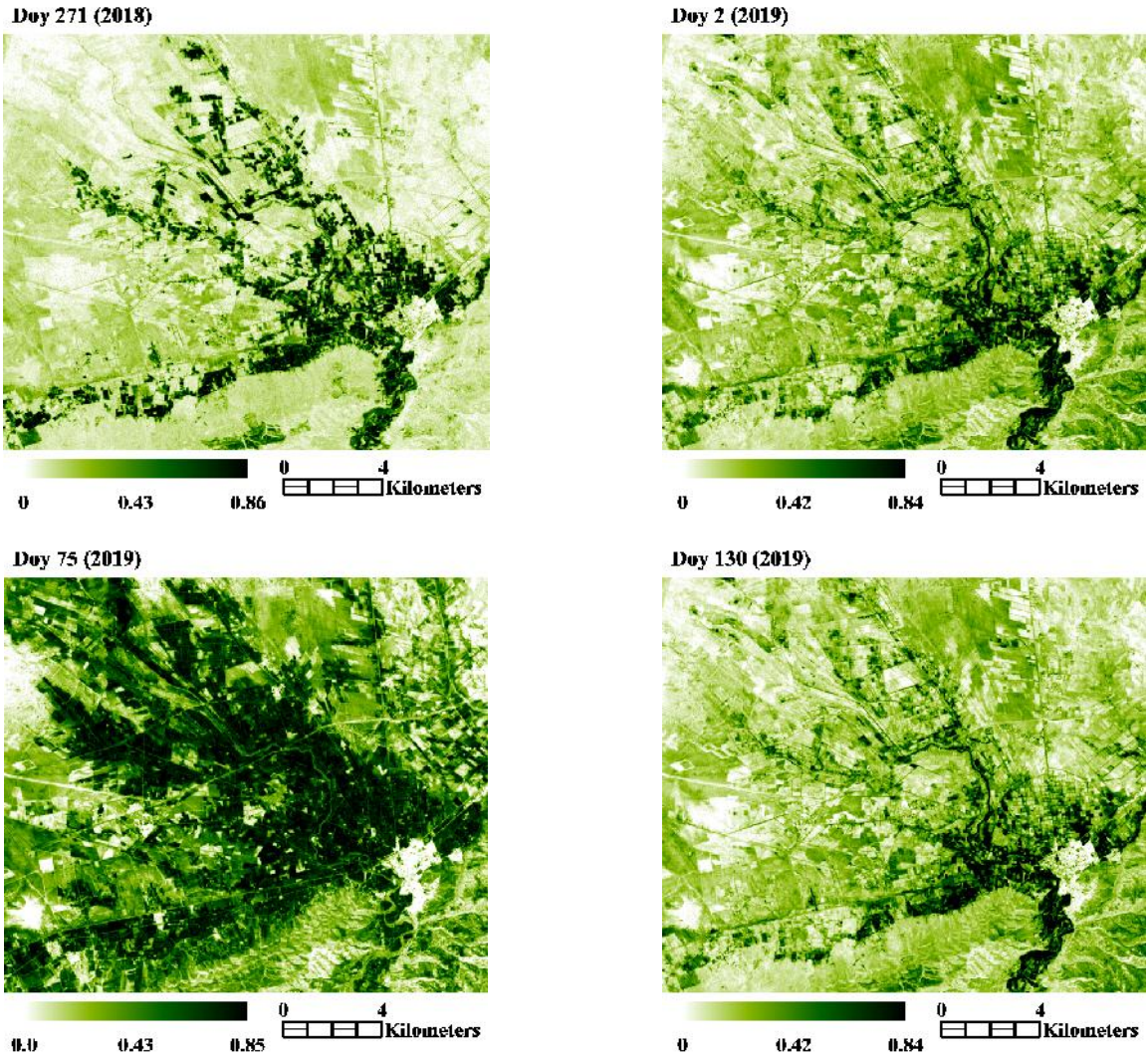


Figure 6.8 : Cartes de l'indice de végétation NDVI de surface pour le site de la plaine agricole de la Habra .

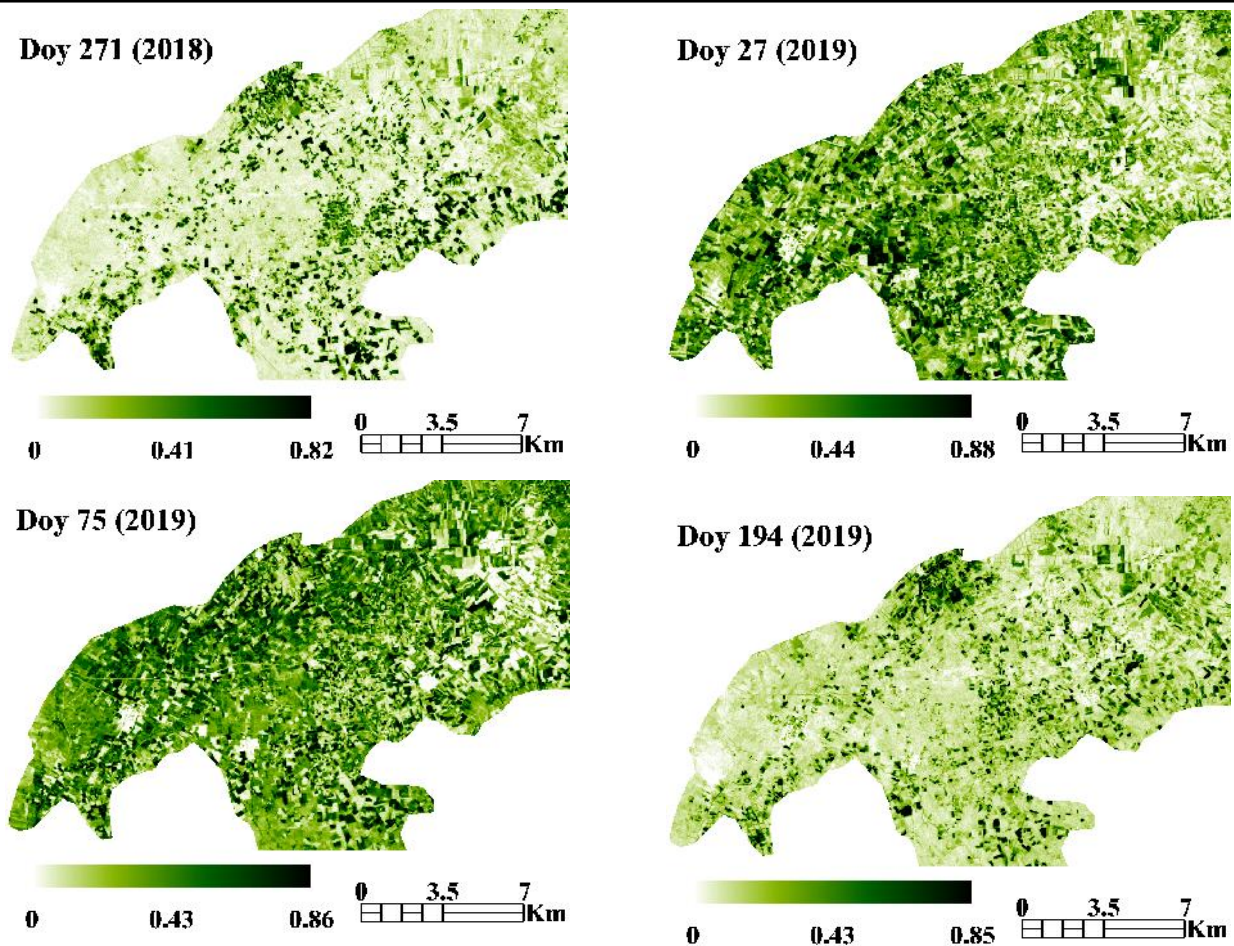


Figure 6.9: cartes de l'indice de végétation NDVI de surface pour le site de la plaine la plaine agricole de Ghriss .

6.3.1.2. L'albédo de surface

L'albédo est le rapport de la quantité de l'énergie solaire réfléchi par un objet sur la quantité de lumière qu'il reçoit. Il est une grandeur sans dimension, exprimé par un nombre compris entre 0 (aucun rayonnement réfléchi) et 1 (tout le rayonnement est réfléchi) ou bien par un pourcentage. Plus le rayonnement absorbé par la surface est important et moins il est réfléchi, plus la surface chauffe. L'albédo de surface dépend de la couleur et de la rugosité de la surface en question et vaut à peu près 0.3, tous types de surfaces terrestres confondus. A plus petite échelle, il varie selon le type de surface considérée : par exemple, l'albédo des océans est d'environ 0.07 (très faible fraction réfléchi) alors que celui de la neige peut aller jusqu'à 0.9 (forte fraction réfléchi). L'albédo joue un rôle sur les équilibres énergétiques et sur le bilan radiatif dans la mesure où il contrôle la quantité d'énergie solaire renvoyée vers l'atmosphère. L'albédo peut varier durant l'année pour une même aire géographique par suite de phénomènes physiques (ou d'effets indésirables telle que la présence de nuages sur des images à basse résolution). Dans les trois modèles l'albédo intégré sur le domaine solaire est exprimé comme une combinaison linéaire de réflectances hémisphériques dans différentes bandes spectrales.

L'albédo (r_0) est donc défini comme étant une réflectance de surface dans le domaine de l'énergie solaire (0,3-3 μm), Il est calculé par la formule proposé par Liang et al. (2002).

$$r_0 = 0.356 r_1 + 0.13 r_4 + 0.373 r_5 + 0.085 r_6 + 0.072 r_7 - 0.0018 \quad (6.6)$$

Avec : r_1, r_4, r_5, r_6 et r_7 sont respectivement les réflectances du capteur **OLI/TRIS**

Une atmosphère chargée d'humidité et d'aérosol diffusera davantage le rayonnement qu'une atmosphère sèche et limpide. Les phénomènes de diffusion atmosphérique sont très importants en télédétection et nécessitent l'application de méthodes de correction spécifiques dans plusieurs cas. A partir des résultats obtenus, pour les sites étudiés (figure 6.10 et 6.11) montrent que les plus faibles valeurs comprises entre 0 et 0,2 correspondent à des surfaces avec de faibles réflectances au sol, c'est-à-dire des sols à teneur élevée en eau (couvert végétal dense, surfaces irriguées) . Les valeurs élevées allant de 0,25 à 0,6 proviennent de surfaces à fortes réflectances (sol sec) comme sols peu ou pas couverts, les prairies sèches. Nous pouvons constater un bon contraste entre les zones humides (parcelles irriguées) et celles sèches.

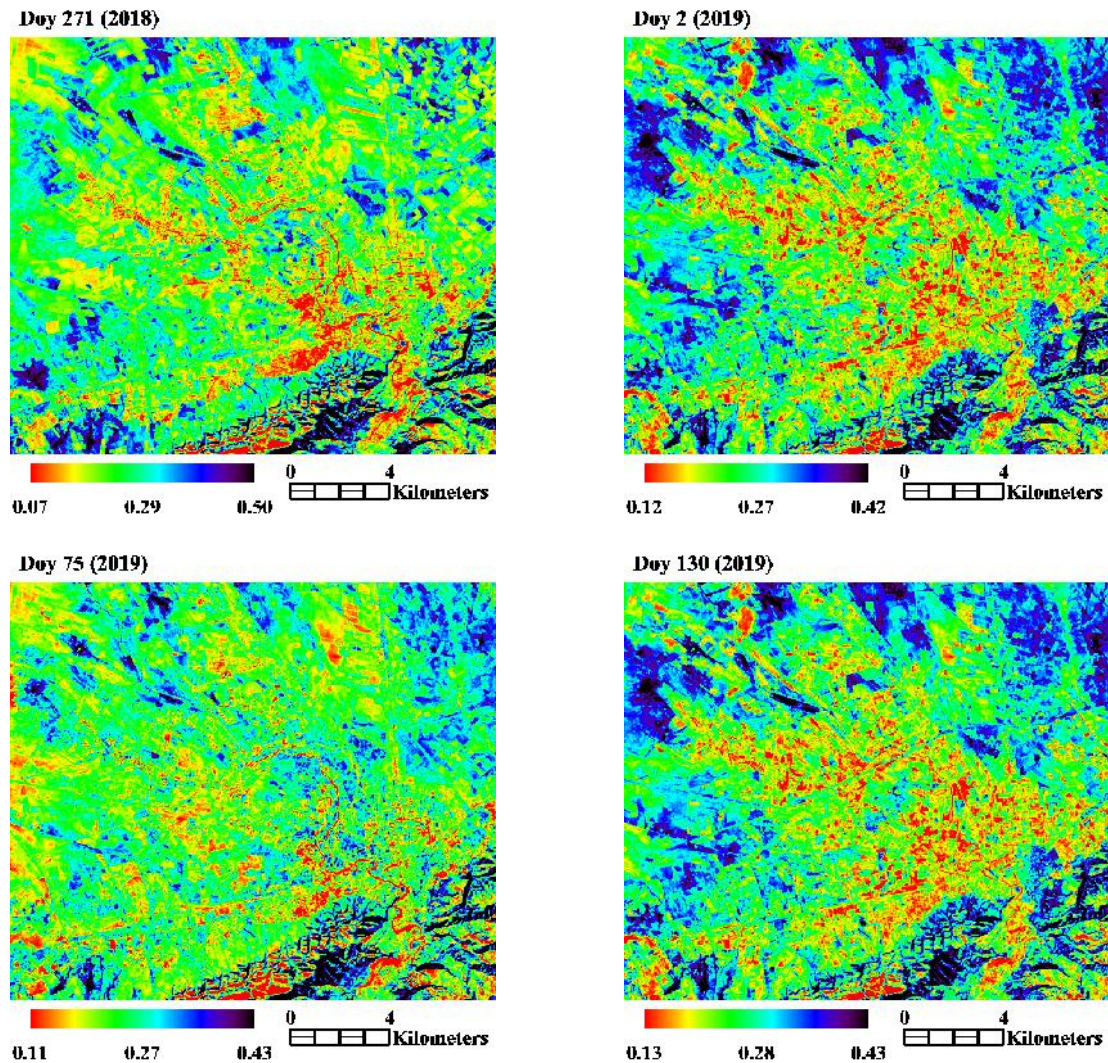


Figure 6.10: cartes d'albédo de surface pour le site de la plaine agricole de la Habra.

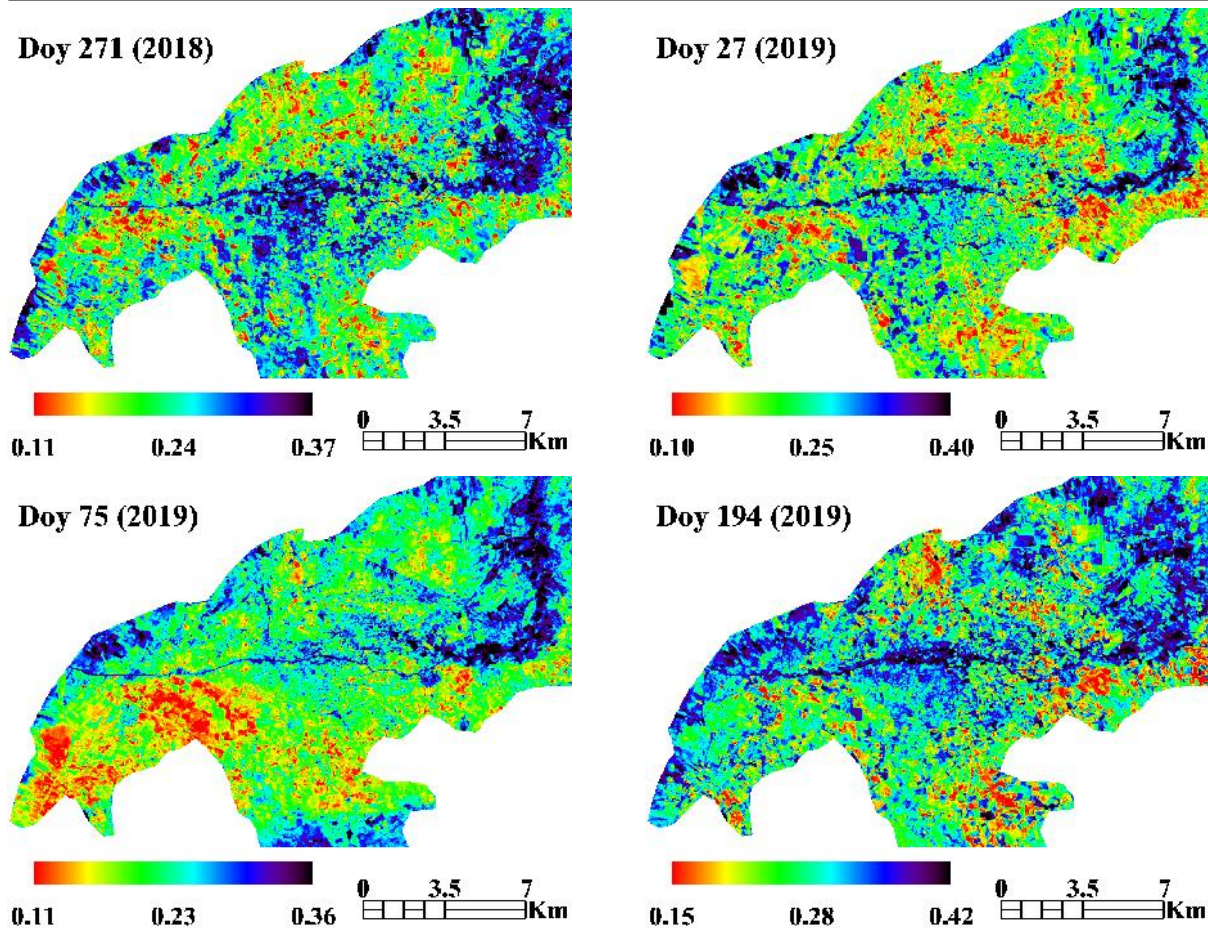


Figure 6.11: cartes d'albédo de surface pour le site de la plaine agricole de Ghriiss .

6.3.1.3. La température de surface et l'émissivité

La température de surface résulte des échanges d'énergie ayant lieu au-dessus et au-dessous de cette surface. Elle est donc en partie liée à l'albédo, à la température de l'air et à l'efficacité des échanges thermiques. Tout objet à la surface terrestre émet une énergie proportionnelle à la puissance 4ème de sa température absolue. Un corps noir absorbe toute l'énergie qu'il reçoit. L'énergie émise par un corps noir, dans une gamme de longueurs d'ondes, ne dépend que de sa température. Il est possible de retrouver sa température radiative de surface en mesurant la part de cette énergie émise dans une gamme de longueurs d'onde donnée. Pour les surfaces naturelles, l'énergie émise est toujours inférieure à celle émise par un corps noir ayant la même température : le rapport entre ces énergies est appelé «émissivité», et varie selon l'objet. L'émissivité est une grandeur qui varie suivant la longueur d'onde et la direction. Elle varie aussi également suivant l'état d'humidité des surfaces. Sa mesure reste délicate et n'est représentative en condition naturelle que très localement (Stoll, 1988). Sa connaissance précise est cependant indispensable car une erreur relative de 1% sur l'émissivité peut produire une erreur de 0,8°C sur la température de surface (Van de Griend *et al.*, 1991). L'eau possède une émissivité proche de celle d'un corps noir (0,993 à 10 μm) (Becker and Li, 1993). Il faut préciser

qu'un même objet peut être considéré comme une entité unique présentant sa propre valeur d'émissivité ou comme un ensemble composite d'éléments présentant des caractéristiques spectrales propres (Lhomme, 1991; Lhomme *et al.*, 1998; Monteith, 1965). Ainsi, les couverts végétaux auront une émissivité d'autant plus élevée qu'ils seront riches en chlorophylle et en eau : cette émissivité est en moyenne de 0,98, ce qui signifie qu'un couvert émet 98% de l'énergie qu'émettrait un corps noir à la même température. Pour une feuille unitaire, cette valeur est généralement plus basse (entre 0,95 et 0,97). L'émissivité du sol varie en fonction de la constitution minérale du sol, de son humidité et de sa texture, généralement entre 0,90 et 0,95. Ainsi, plus un sol est humide et plus son émissivité est grande. La méthode la plus courante pour l'estimation de la température de surface consiste à calculer la température radiométrique (corrigée des effets de l'atmosphère) :

$$T_r = \frac{1282.72}{\log \left[1 + \frac{666.09}{L_\lambda(T_0)} \right]} \quad (6.7)$$

Puis estimer l'émissivité de surface en fonction de l'indice de végétation NDVI (Van de Griend. et OWE, 1993) :

$$\varepsilon_4 = 0,9897 + 0,029 \log(\text{NDVI}) \quad (6.8)$$

En fin obtenir T_0 en fonction de l'émissivité ε en inversant la loi de Planck :

$$T_0 = \left(\frac{T_r^4}{\varepsilon_0} \right)^{0.25} \quad (6.9)$$

Les cartes de température de surface ainsi obtenues sur les sites pilotes étudiées (figure 6.12 et 6.13), montre que la température de surface est faible pour les surfaces humides et les couverts végétaux irrigués. Par contre, elle est plus forte pour les surfaces sèches. Un couvert végétal en déficit hydrique est marqué par une température de surface élevée.

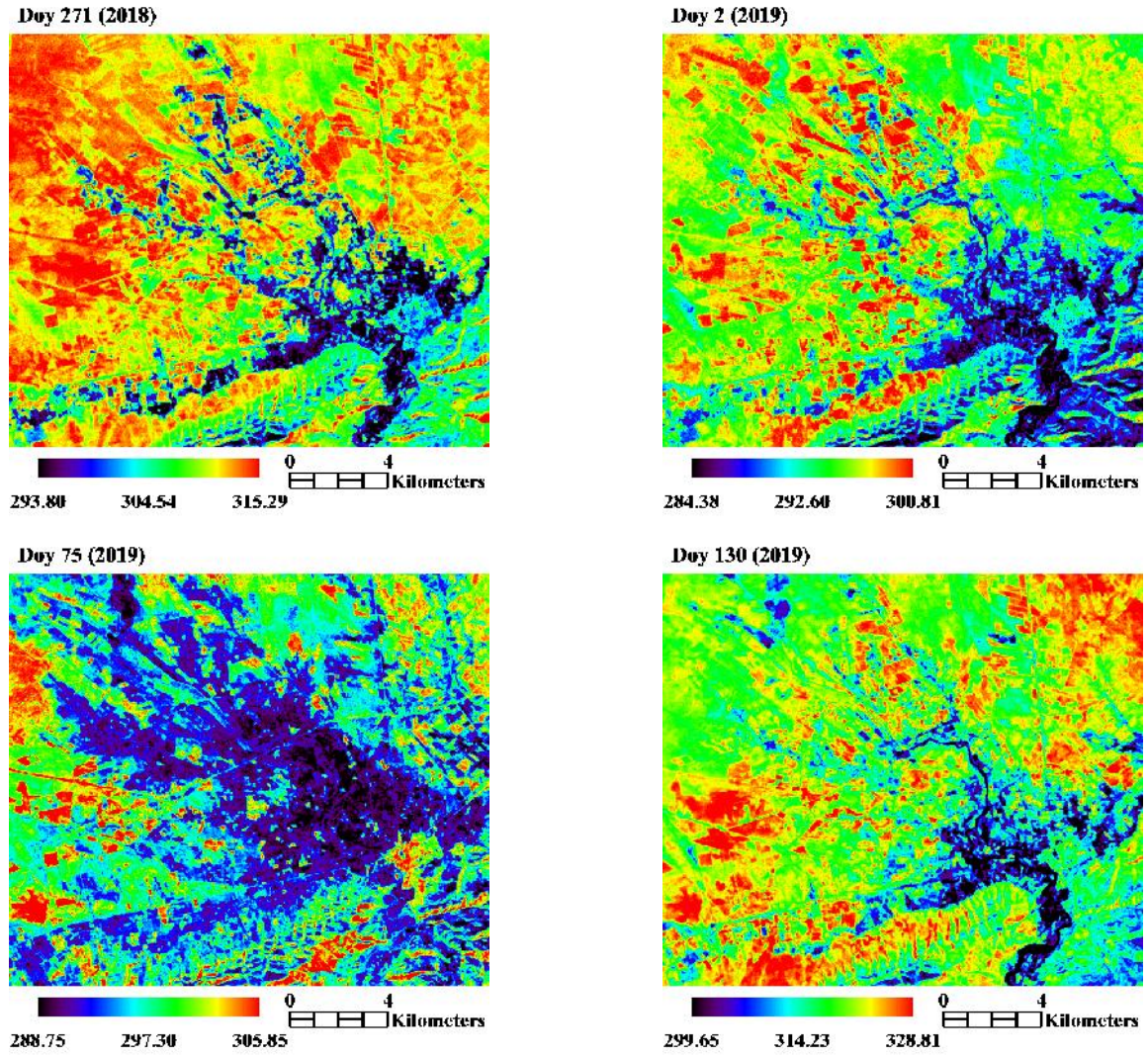


Figure 6.12: cartes de la température de surface (Kelvin) pour le site de la plaine agricole de la Habra .

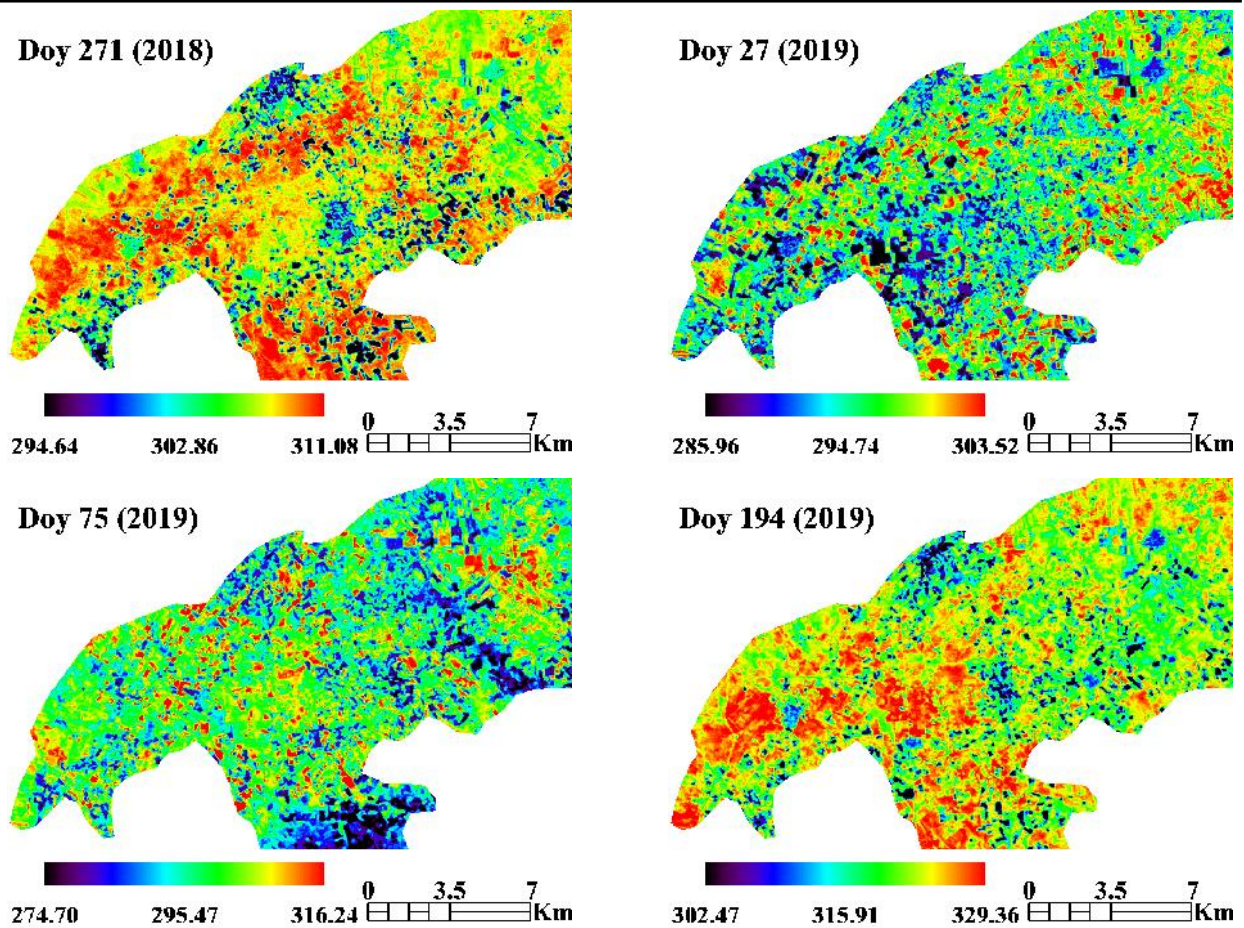


Figure 6.13: cartes de la température de surface (Kelvin) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss .

6.3.1.4. Détermination du rayonnement net R_n

Le rayonnement net est calculé comme la somme algébrique des rayonnements dans les courtes et grandes longueurs d'onde. C'est l'énergie radiative disponible au niveau de la surface. Son expression est la suivante : (Guyot, 1999)

$$R_n = (1 - r_o)R_g \downarrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (6.10)$$

La cartographie du rayonnement net R_n nécessite l'évaluation des termes :

- L'émission de l'atmosphère $L \downarrow$;
- l'émission par la surface $L \uparrow$;
- le rayonnement global incident R_g .

a) L'émission de l'atmosphère $L \downarrow$

La surface du sol reçoit du rayonnement infrarouge thermique de grande longueur d'onde en provenance de l'atmosphère. Il résulte du rayonnement émis essentiellement par la vapeur d'eau, le gaz carbonique et l'ozone. En effet, corrélativement à leur pouvoir d'absorption, ces gaz émettent dans les mêmes bandes de longueur d'onde, une fraction non négligeable du

rayonnement qu'émettrait un corps noir à la même température. Les aérosols en suspension participent également à cette émission thermique (LENOBLE,1993).

Le spectre du rayonnement atmosphérique est pratiquement continu à cause de la superposition des différentes bandes d'émission et il va de 5 à 100 μm . L'existence de l'atmosphère est ainsi assimilée à celle d'un corps noir fictif à une température donnée.

De façon plus simple et en raison de la forte contribution des basses couches, divers formules empiriques ont été proposées pour estimer le rayonnement atmosphérique à partir de la température de l'air (T_a) et de l'émissivité de l'atmosphère (ε_0).

En outre, de nombreuses autres formules ont été proposées pour estimer l'émissivité de l'atmosphère (ε), et parmi celle-ci nous appliquerons l'expression de Brutsaert (1975) :

$$\varepsilon_0 = 1,24 \cdot \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (6.11)$$

e_a : la tension de vapeur d'eau dans l'air .

T_a : température de l'air en kelvin.

L'émission de l'atmosphère L_{\downarrow} s'écrit sous la forme suivante :

$$L_{\downarrow}(x, y) = \varepsilon_0(x, y) \cdot \sigma \cdot T_a^4(x, y) \quad (6.12)$$

L_{\downarrow} : le rayonnement atmosphérique

ε_0 : l'émissivité atmosphère

σ : la constante de stéphan-Boltzmann

T_a : la température de l'atmosphère

b) L'émission par la surface L_{\uparrow}

En fait, le rayonnement terrestre est presque totalement absorbé par l'atmosphère sauf dans la fenêtre atmosphérique entre 8 et 14 μm . Son estimation, suit toujours l'expression de Stéphan - Boltzman:

$$L_{\uparrow}(x, y) = \varepsilon_s(x, y) \cdot \sigma \cdot T_o^4(x, y) \quad (6.13)$$

L_{\uparrow} : le rayonnement infrarouge terrestre

ε_s : l'émissivité de surface

σ : la constante de stéphan-Boltzmann

T_o : la température de surface.

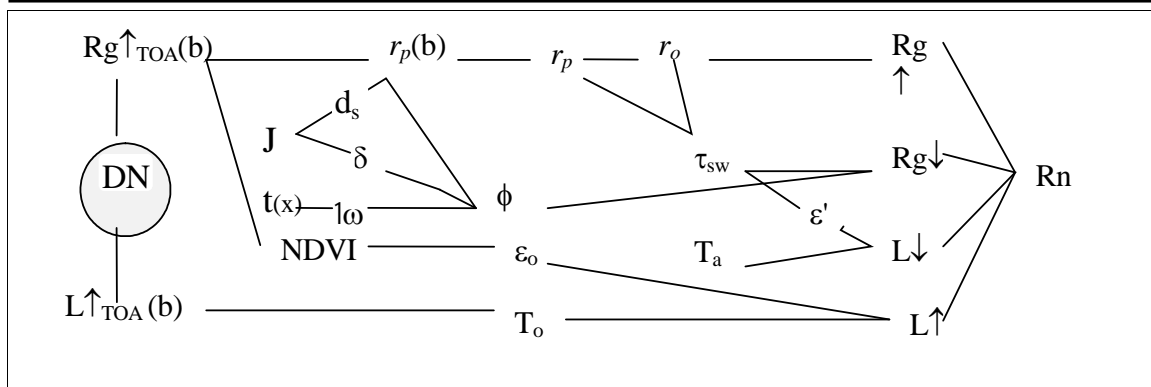


Figure 6.14: Procédés d'évaluation du rayonnement net

c) L'irradiance solaire directe

Le soleil est considéré comme une source ponctuelle placée à l'infini. Sa position par rapport au système de coordonnées de référence est définie par l'angle zénithal et l'angle azimutal mesurés à partir de la verticale locale au sol et du Nord respectivement.

Les paramètres de la position sont estimés par la latitude et la longitude du lieu, le temps d'observation, la déclinaison solaire et l'angle horaire. L'éclairement d'une surface plane normale aux rayons solaires et située à la distance moyenne d_o (en théorie égale à 1) de la terre au soleil, est pratiquement constant et est appelé pour cela la «constante solaire» (E_s).

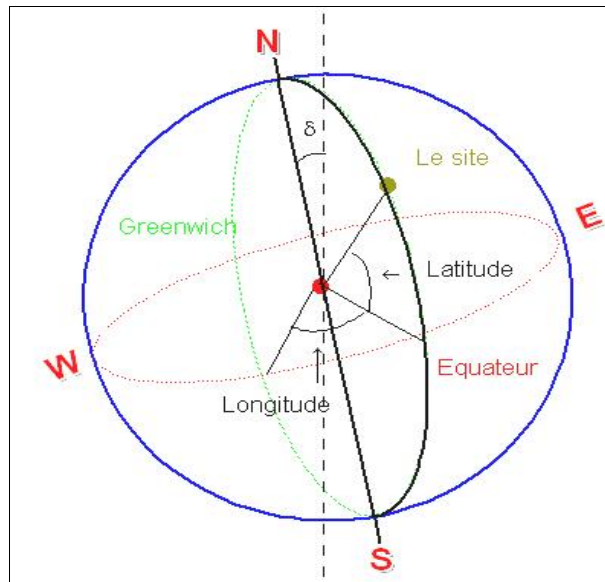


Figure 6.15: Position spatiale du site

Elle est égale à 1367 W.m^{-2} d'après les plus récentes mesures effectuées par le satellite Solar Maximum (Iqbal, 1983). Dans la littérature les valeurs proposées varient entre 1350 et 1400 W.m^{-2} . Il est évident que cette «constante» varie légèrement en fonction de l'activité solaire qui suit un cycle de 11 ans (Guyot, 1996). La distribution de la constante solaire $E_s(\lambda)$ dans le spectre (irradiance spectrale solaire) est illustrée à la figure 6.16.

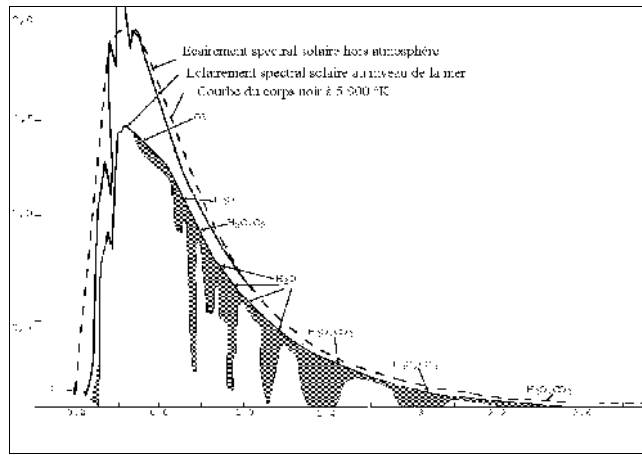


Figure 6.16: Spectres du rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère et au niveau de la mer, comparés à ceux d'un corps noir à 5900 K. Les parties ombrées correspondent à l'absorption gazeuse.

(D'après WOLFE et ZISSIS, 1978)

Nous présenterons dans la suite les expressions des paramètres de la position solaire qui interagissent sur le flux énergétique incident et qui sont : La distance terre-soleil d_s , La déclinaison solaire δ , L'angle horaire $\omega_a(t)$.

• La distance terre - soleil (d_s) est évaluée en unité astronomique (AU), dont sa valeur absolue est équivalente à 1,496 108 Km, suivant l'équation :

$$d_s = 1 + 0,0167 \sin \left[\frac{2\pi(J - 93,5)}{365} \right] \quad (6.14)$$

J : le quantième du jour de l'année ($J=1$ pour 1 janvier).

• La déclinaison solaire (δ) c'est l'angle formé par la direction du lieu et le méridien passant par la direction du soleil (Duffie et Beckman, 1980). Elle est exprimée en radian :

$$\delta = 0,409 \sin(0.0172J - 1,39) \quad (6.15)$$

J : le quantième du jour de l'année ($J=1$ pour 1 janvier).

• L'angle horaire ($\omega_x(t)$) dépend de la longitude du lieu et référencé sur Greenwich, il est exprimé en radian:

$$\omega_a(x) = \pi \left[\frac{t(x) - 12}{12} \right] \quad (6.16)$$

$t(x)$ est l'heure décimale en longitude locale qui est obtenue à partir du temps universel t' et la longitude du lieu ($long(x)$):

$$t(x) = t' + \min/60 + long(x) \frac{12}{\pi} \quad (6.17)$$

En effet, l'irradiance solaire exo-atmosphérique varie de +3,5 % à la périhélie (3 janvier), à -3,5 % à l'aphélie (4 juillet) comparativement à la constante solaire (Kondratyev, 1969).

Le rayonnement solaire incident sur une surface unitaire au niveau du sol a une intensité et une distribution spectrale différente suivant la transparence atmosphérique et l'angle zénithal du soleil. Ces variations du rayonnement solaire sont dues principalement à trois facteurs : Diffusion par les aérosols; Diffusion moléculaire, très importante pour les courtes longueurs d'onde; L'absorption sélective par les divers constituants atmosphériques.

Le degré d'atténuation du rayonnement solaire pour une longueur d'onde donnée est exprimé par la transmittance atmosphérique. La quantité du rayonnement solaire transmise et incidente à une surface d'une orientation quelconque est modulée par le cosinus de l'angle d'incidence des rayons solaire.

d) Le rayonnement globale incident $R_{g\downarrow}$

Le rayonnement global incident $R_{g\downarrow}$ au niveau de la surface de la terre est estimé, en multipliant le rayonnement global exo atmosphérique par le facteur de transmission atmosphérique (τ_{SW}):

$$R_{g\downarrow} = \frac{SC \cdot \cos(\phi)}{d_s^2} \cdot \tau_{SW} \quad (6.18)$$

Ou SC: la constante solaire; ϕ : l'angle zénithal solaire; d_s : la distance terre-soleil;
 τ_{SW} : le facteur de transmission atmosphérique.

$\cos(\phi)$: la hauteur du soleil, pour un lieu qui se situe dans un relief non accidenté (la plaine): le calcul peut être définie à l'aide de la trigonométrie sphérique à partir de la relation suivante (IQBAL, 1983):

$$\cos(\phi) = \sin(\delta) \cdot \sin[\text{Lat}(y)] + \cos(\delta) \cdot \cos[\text{Lat}(y)] \cdot \cos[\omega_a(x)] \quad (6.19)$$

Lat(y) : latitude du point d'observation.

$\omega_a(x)$: L'angle horaire

ϕ : Angle zénithal solaire.

δ : La déclinaison solaire

Le facteur de transmission atmosphérique τ_{SW} est calculé par la formule de ASCE-EWRI(2005) :

$$\tau_{SW} = 0.35 + 0.627 \cdot \exp \left[\frac{-0.00146 \cdot P}{K_t \cdot \cos(\phi)} - 0.075 \left(\frac{W}{\cos(\phi)} \right)^{0.4} \right] \quad (6.20)$$

P : pression de vapeur en Kpa.

K_t : coefficient de turbidité de l'air,

$K_t = 0.5$ pour l'air extrêmement turbide,

$K_t = 1$ pour l'air pure.

W : l'eau dans l'atmosphère en mm.

On note que le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère varie dans le temps en fonction des coordonnées géographiques, le jour de l'année et l'heure du jour. Les cartes du rayonnement net ainsi obtenues sur les zones pilotes étudiées (figure 6.17 et 6.18), montrent que les surfaces humides et les couverts végétaux s'individualisent par les fortes valeurs du rayonnement net ce qui est compatible avec leur pouvoir d'absorption de l'énergie. Contrairement, les surfaces nues et sèches ont une faible capacité d'absorption du rayonnement.

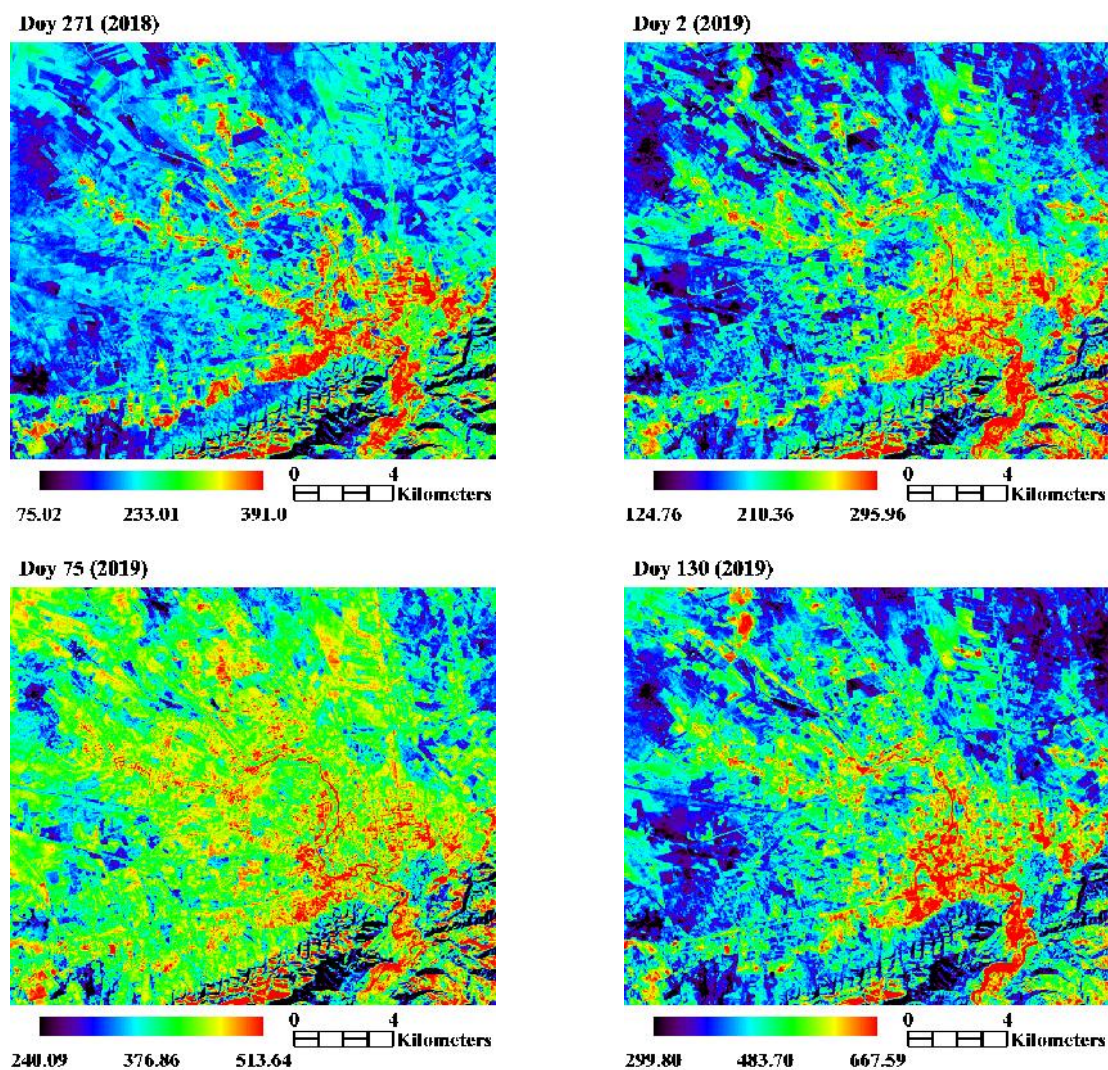


Figure 6.17: cartes du Rayonnement Net (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de la Habra .

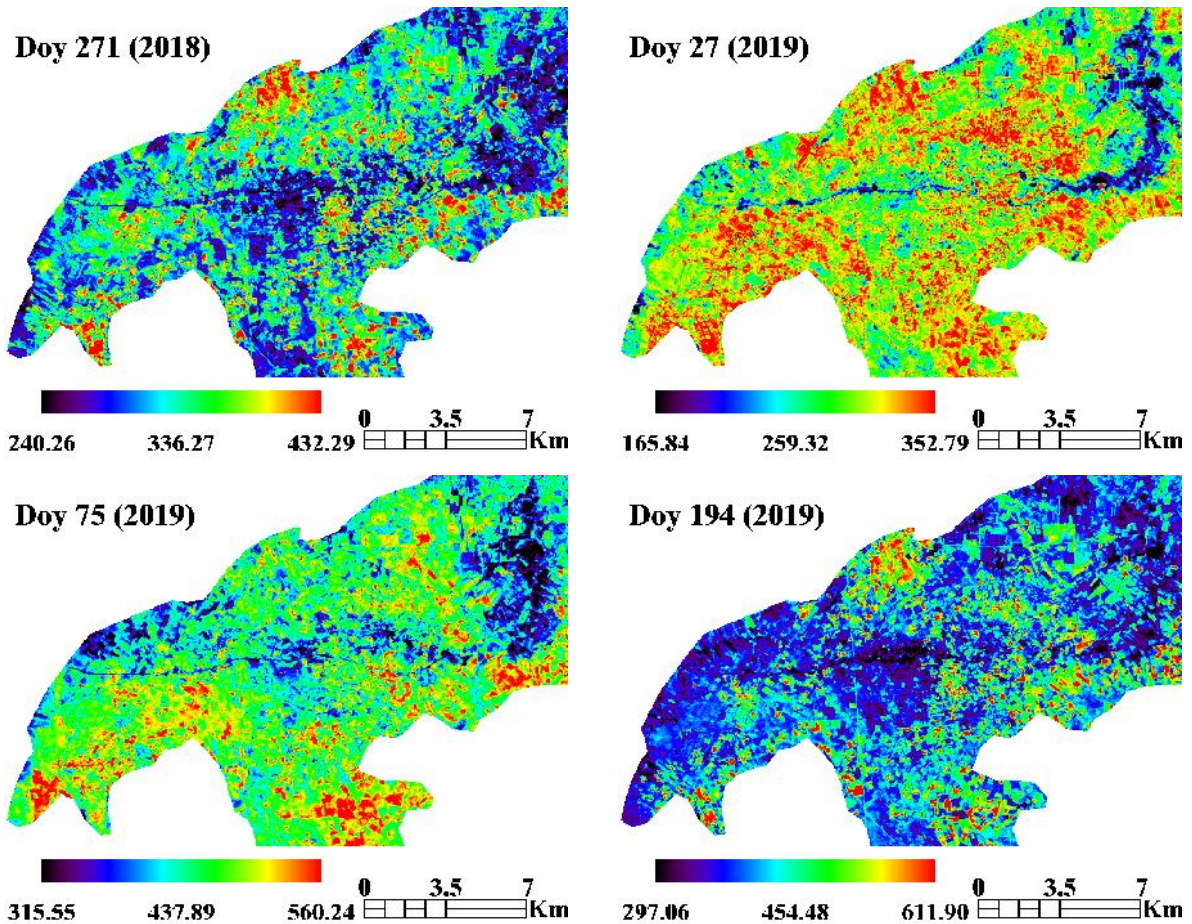


Figure 6.18: cartes du Rayonnement Net (W/m²) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss .

6.3.1.5. Estimation du flux de chaleur dans le sol (G)

Nous allons intégrer les données de télédétection (albédo, température de surface et NDVI) pour estimer le rapport entre le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol à l'échelle du pixel.

Le flux de la chaleur sensible dans le sol (G) est variable avec le temps mais sa grandeur est très petite par rapport au rayonnement net (Rn) et/ou l'évapotranspiration et par conséquent nous pouvons assumer (G) en tant que constante au cours de la journée avec des erreurs négligeables. Une mesure par la télédétection de (G) ne peut pas être faisable mais une relation entre (G/Rn) et des données spectrales dans les bandes du rouge et le proche infrarouge peut être déterminées en utilisant la formule proposée par Bastiaanssen et al. (1998).

$$\frac{G}{Rn} = \frac{T_o}{r_o} \left[0,0032 \cdot r_o^{moy} + 0,0062 \cdot (r_o^{moy})^2 \right] \cdot [1 - 0,978 \times (NDV)^4] \quad (6.21)$$

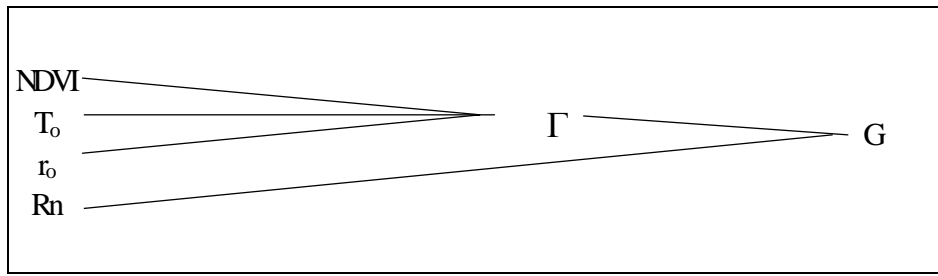


Figure 6.19: Procédés d'évaluation de flux de chaleur dans le sol G

Les cartes du flux de chaleur dans le sol ainsi obtenues sur les zones pilotes étudiées, (figure 5.16) montrent la variabilité spatiale de la densité du flux de chaleur dans le sol dans les zones d'étude retenues. Contrairement au rayonnement net, cette densité du flux (G) diminue avec la présence de la végétation. Cette dernière représente un matelas isolant la conduction du rayonnement dans les couches du sol par effet de piégeage.

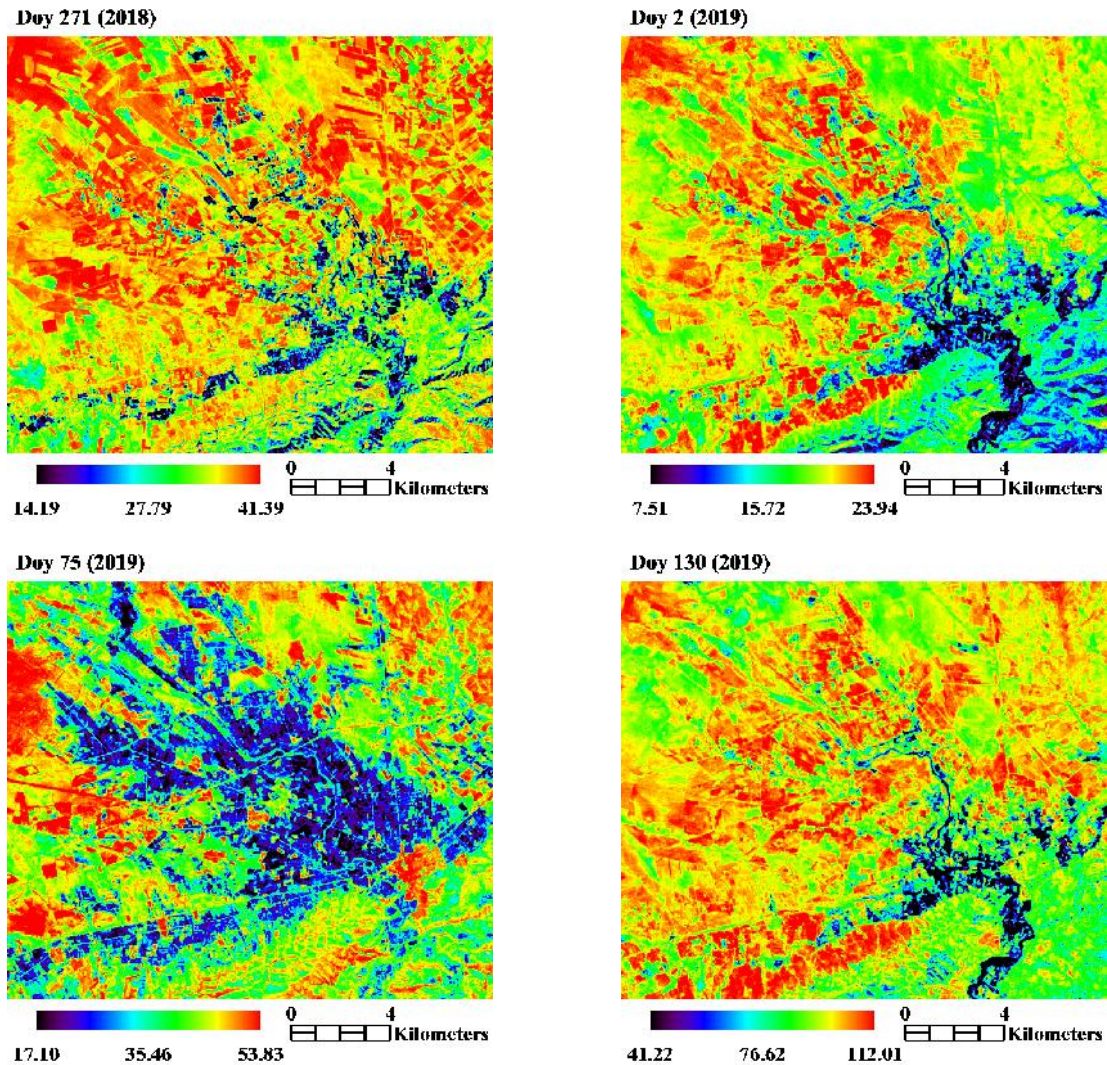


Figure 6.20: cartes du Flux de chaleur dans le sol (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de la Habra .

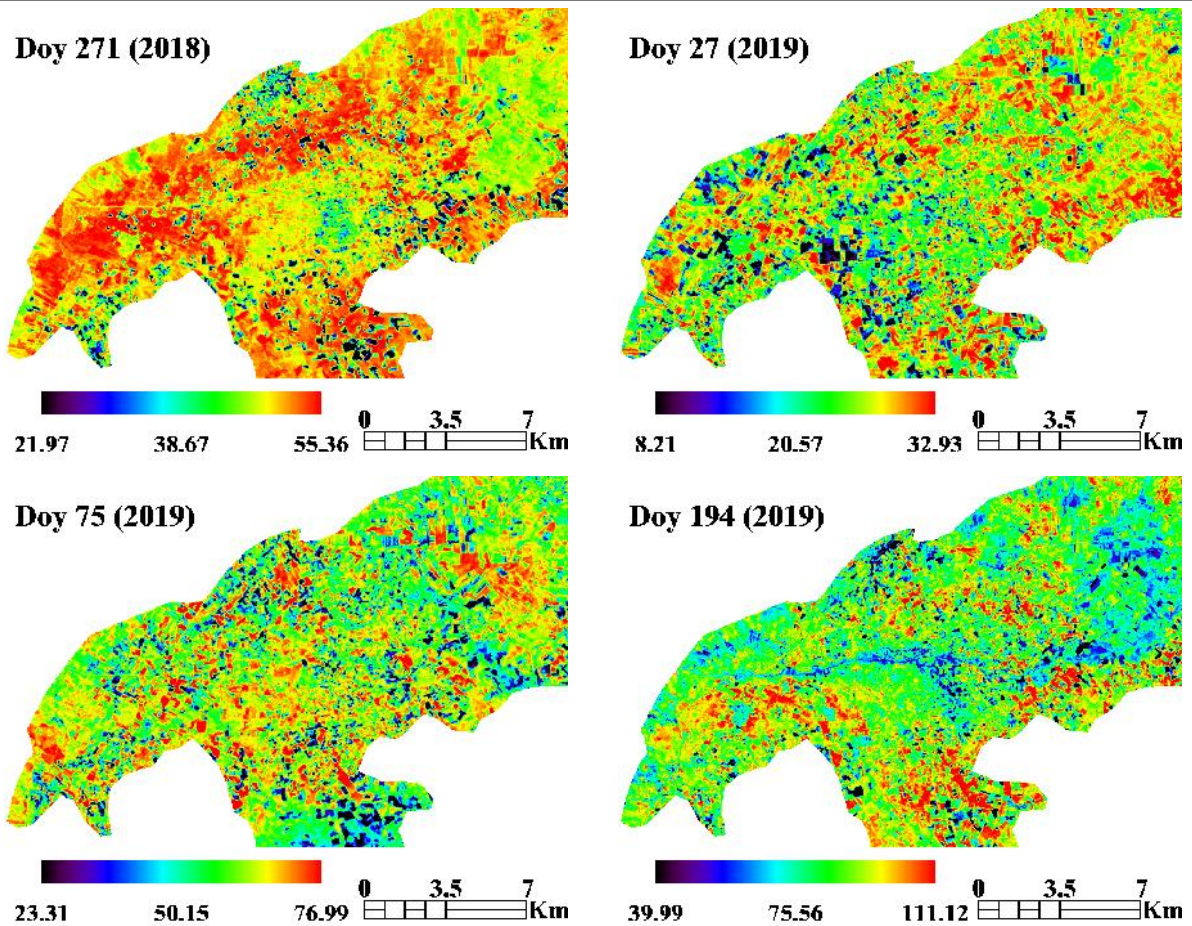


Figure 6.21: cartes du flux de chaleur dans le sol (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss .

6.4. Les différents paramètres entre les trois modèles

6.4.1. Les paramètres du modèle SEBAL

6.4.1.1. Le flux de chaleur sensible (H)

Le flux de chaleur sensible (H) correspond au transfert de chaleur par convection entre la surface et l'air. Le flux de chaleur sensible peut s'exprimer aussi comme le rapport d'une différence de potentiel par une résistance (la résistance aérodynamique de l'air) entre la surface et une hauteur de référence z (estimée à environ 2 m, d'après Courault et al.,2005).

Dans le modèle SEBAL, le flux de chaleur sensible (H) est estimé en utilisant l'expression suivante:

$$H = \frac{\rho \cdot C_p}{r_{ah}} dT \quad (6.22)$$

Où ρ et C_p sont respectivement la masse volumique (kg / m^3) et la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($J/kg/K$), et r_{ah} est la résistance au transfert turbulent qui est fonction de la vitesse du vent, du régime de stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface (s/m), dT est la différence de température de surface entre deux hauteurs proches de la surface $z_1 = 0,1$ m et $z_2 = 2$ m au-dessus de la couche de la végétation. dT est utilisé dans l'équation en raison de la difficulté d'estimer la température de surface T_0 avec précision à partir

du satellite en raison de l'incertitude de l'atténuation ou de la contamination atmosphérique et de l'étalonnage radiométrique du capteur (Allen et al., 2007). De plus, T_0 , mesurée par satellite (c'est-à-dire la température radiométrique ou cinétique) peut s'écarter de la température «aérodynamique» qui entraîne le processus de transfert de chaleur de plusieurs degrés (Qualls et Brutsaert, 1996). Dans le modèle SEBAL, la différence dT entre les deux hauteurs près de la surface à 0,1 et 2 m est approchée par une fonction linéaire simple:

$$dT = a \cdot T_0 + b \quad (6.23)$$

Les coefficients a et b de l'équation (6.23) sont déterminés empiriquement en utilisant les propriétés des pixels dans des conditions d'eau extrêmes (chaude / froide et sèche / humide). Ces pixels sont identifiés sur l'image en analysant l'indice de végétation et la relation de température de surface selon la méthode du trapèze (Hamimed et al., 2014). Les pixels secs sont indiqués sur des sols nus (valeurs NDVI proches de zéro) ayant une température de surface élevée. Cependant, les pixels humides sont indiqués à pleine végétation ($NDVI > 0,7$) ayant une température de surface basse. Les seuils de températures basses et élevées sont définis comme les températures de surface d'équilibre résultant du bilan énergétique pour une végétation dense bien arrosée et un sol nu sec, respectivement (Hamimed et al., 2014).

Avec l'identification des pixels humides et secs, nous pouvons estimer humide H_{wet} et sec H_{dry} à partir de l'équation du bilan énergétique comme suit:

$$H_{wet} = (Rn - G)_{wet} - LE_{wet} \quad (6.24)$$

$$H_{dry} = (Rn - G)_{dry} - LE_{dry} \quad (6.25)$$

Un pixel sec est caractérisé par un flux de chaleur latente nul ($LE_{dry} = 0$), ce qui signifie que l'énergie totale disponible $(Rn - G)_{dry}$ est répartie en flux de chaleur sensible. Pour un pixel humide, le flux de chaleur latente (LE_{wet}) dans le modèle SEBAL est supposé égal à la évapotranspiration de référence horaire de la végétation ET (ET_r), en utilisant l'équation de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), multipliée par un coefficient empirique de 1.05. Le choix de ce coefficient est principalement dicté par l'hypothèse qu'un pixel humide (entièrement recouvert de végétation) a généralement une valeur ET de 5% supérieure à ET_r (Gavilán et al., 2019). En inversant l'équation (6), la valeur H_{wet} (ou H_{dry}) permet de déduire la différence de température dT_{wet} (ou dT_{dry}) entre les deux hauteurs proches de la surface 0,1 et 2 m. Les coefficients a et b de l'équation (7) sont déterminés en ajustant une ligne en utilisant les valeurs dT et T_0 des pixels secs et humides de l'image. Dans SEBAL, r_{ah} est calculé entre z_1 et z_2 en utilisant une vitesse du vent extrapolée à partir d'une certaine hauteur de mélange au-dessus de la surface (~ 200 m, une hauteur de 200 m a été utilisée dans cette étude) et une procédure itérative pour corriger les stabilités atmosphériques de transfert de chaleur et de mouvement, basé sur la

théorie de similitude de Monin-Obukhov. Pour la première estimation de H, la condition atmosphérique est supposée neutre et rah est calculé comme suit:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1)}{u^*.k} \quad (6.26)$$

Où k est la constante de von Karman (= 0,41) et u* est la vitesse de frottement (m/s), calculée en utilisant le profil logarithmique du vent pour une condition atmosphérique neutre pour la première itération comme:

$$u^* = \frac{k.u_{200}}{\ln(200/z_{om})} \quad (6.27)$$

où u₂₀₀ est la vitesse du vent à 200 m (correspondant à la hauteur de mélange) et z_{om} est la longueur de rugosité pour le transfert de mouvement (m).

Dans les itérations suivantes, la longueur Monin-Obukhov (L) est d'abord calculée pour examiner les conditions de stabilité de l'atmosphère: longueur Monin-Obukhov

$$L = - \frac{.Cp.u^{*3}.T_0}{k.g.H} \quad (6.28)$$

où g est l'accélération due à la gravité (= 9,81 m /s²).

Ensuite, les valeurs corrigées de rah et u* pour chaque itération sont calculées à partir des équations (13) et (14), respectivement, comme suit:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1) - \psi_h(z_2) + \psi_h(z_1)}{u^*.k} \quad (6.29)$$

$$u^* = \frac{k.u_{200}}{\ln(200/z_{om}) - \psi_m(200)} \quad (6.30)$$

où ψ_h (z₂) et ψ_h (z₁) sont des fonctions de stabilité pour le transfert de chaleur aux hauteurs z₂ et z₁, respectivement, et ψ_m (200) est la fonction de stabilité pour le transfert de quantité de mouvement à la hauteur de mélange (= 200m). Les deux ψ_h et ψ_m sont des fonctions de la longueur de Monin-Obukhov et sont calculés d'après Allen et al. (2007). Les valeurs corrigées de rah et u* sont ensuite utilisées pour recalculer H jusqu'à ce que la valeur de rah se stabilise.

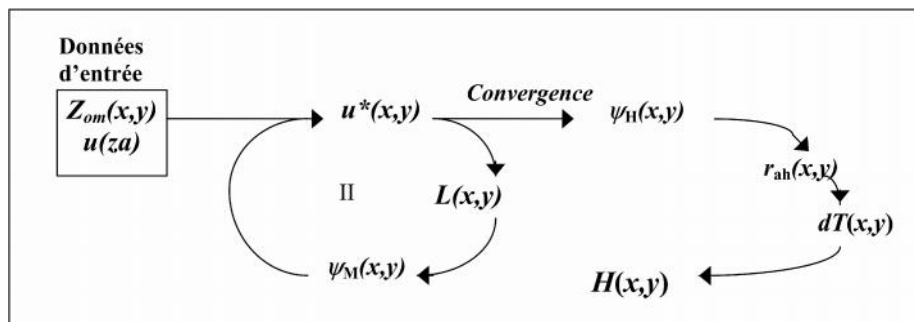


Figure 6.22: Procédés d'évaluation du flux de chaleur sensible à l'échelle de pixel.

Les cartes du flux de chaleur sensible ainsi obtenues sur les sites pilotes étudiées, montrent la variabilité spatiale de la densité du flux de chaleur sensible dans les zones d'étude retenues. Cette densité du flux (H) à des valeurs faible et parfois nulles pour les surfaces irriguées et saturées en eau traduite par la résistance au transfert turbulent élevée, car l'énergie disponible est utilisée essentiellement pour la vaporisation de l'eau de surface. Et les valeurs élevées caractérisent les zones sèches ou la résistance transfert turbulent est plus faible, provoquant ainsi la libération de la chaleur sensible vers l'atmosphère.

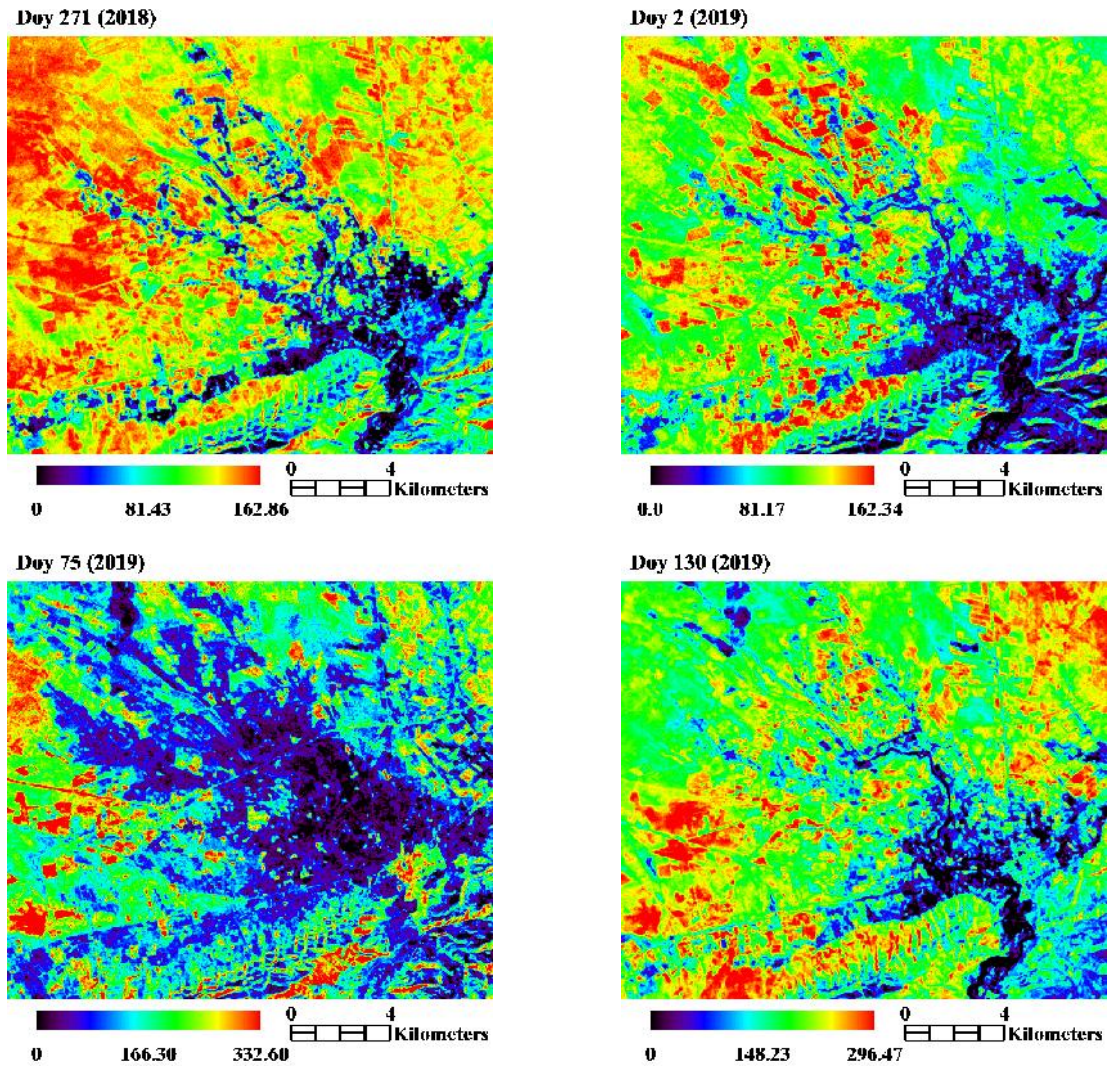


Figure 6. 23: cartes du flux de chaleur sensible (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de la Habra .

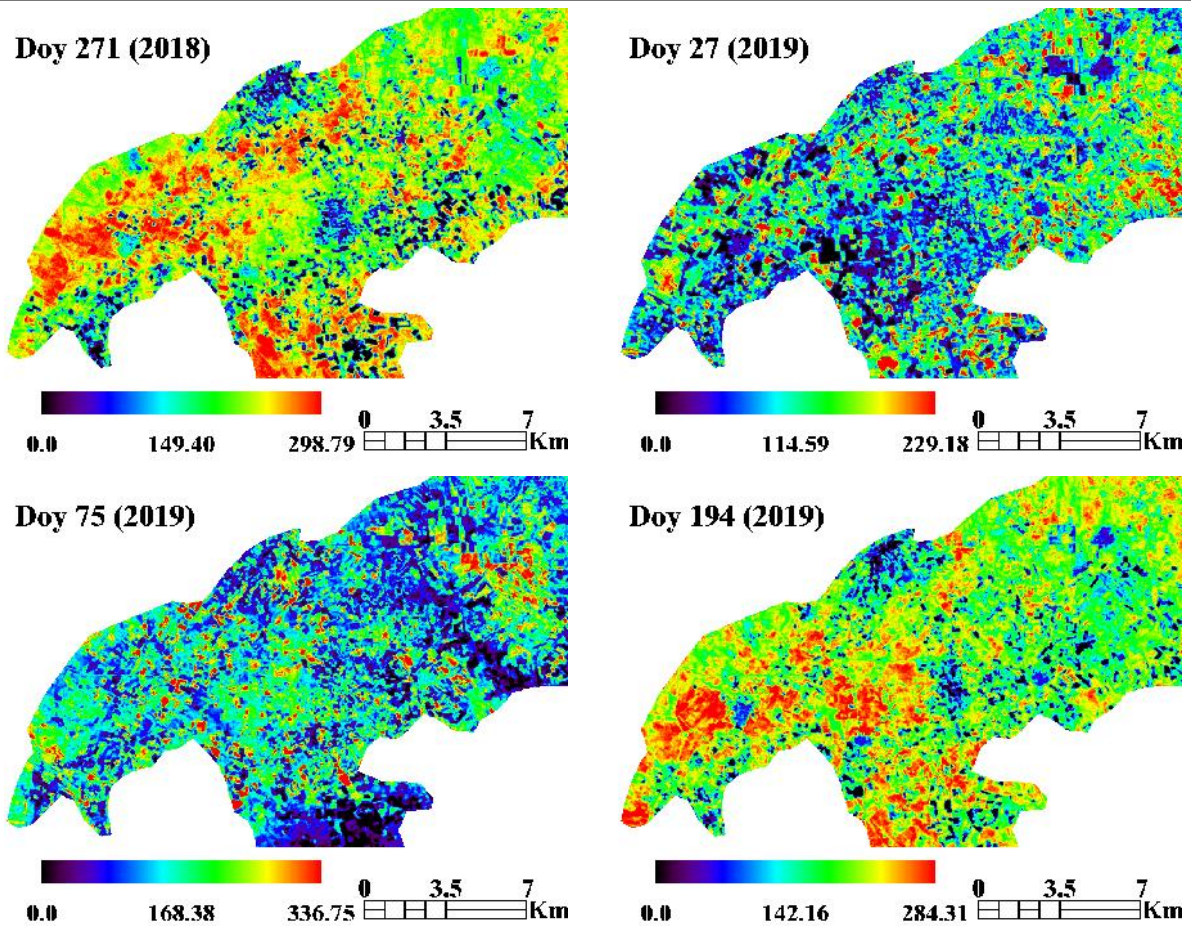


Figure 6.24: cartes du flux de chaleur sensible (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss .

6.4.1.2. Estimation de l'évapotranspiration réelle

Une fois que le rayonnement net (R_n), le flux de chaleur dans le sol (G) et le flux de chaleur sensible (H) sont estimés, le flux de chaleur latente (LE) l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration réelle est calculé pour chaque pixel à l'aide de l'équation du bilan d'énergie comme terme résiduelle, qui devrait aider à interpréter un comportement de surface par rapport au stress hydrique (Bastiaanssen et al., 1998). Il est défini par l'équation suivante:

$$LE = R_n - G - H \quad (6.31)$$

Cette démarche débouche à la cartographie; à l'échelle du pixel; de la densité de flux de chaleur latente (LE). Ce paramètre qui est considéré comme le trait d'union entre le bilan énergétique et le bilan hydrique doit interpréter de façon plus précise le comportement d'une surface vis-à-vis d'un déficit d'eau. Il est relié étroitement avec les indicateurs d'humidité.

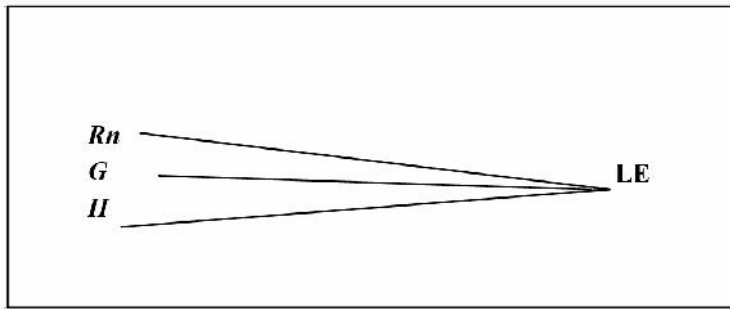


Figure 6. 25: Procédés d'évaluation de flux de chaleur latente.

Les cartes du flux de chaleur latente ainsi obtenue sur les sites pilotes étudiées représentent assez fidèlement la logique des variations spatiales de l'état hydrique de surface, les fortes valeurs d'évapotranspiration sont pour les surfaces humides et les cultures fraîchement irriguées ; en revanche, les sols nus très réfléchissants ont les faibles valeurs.

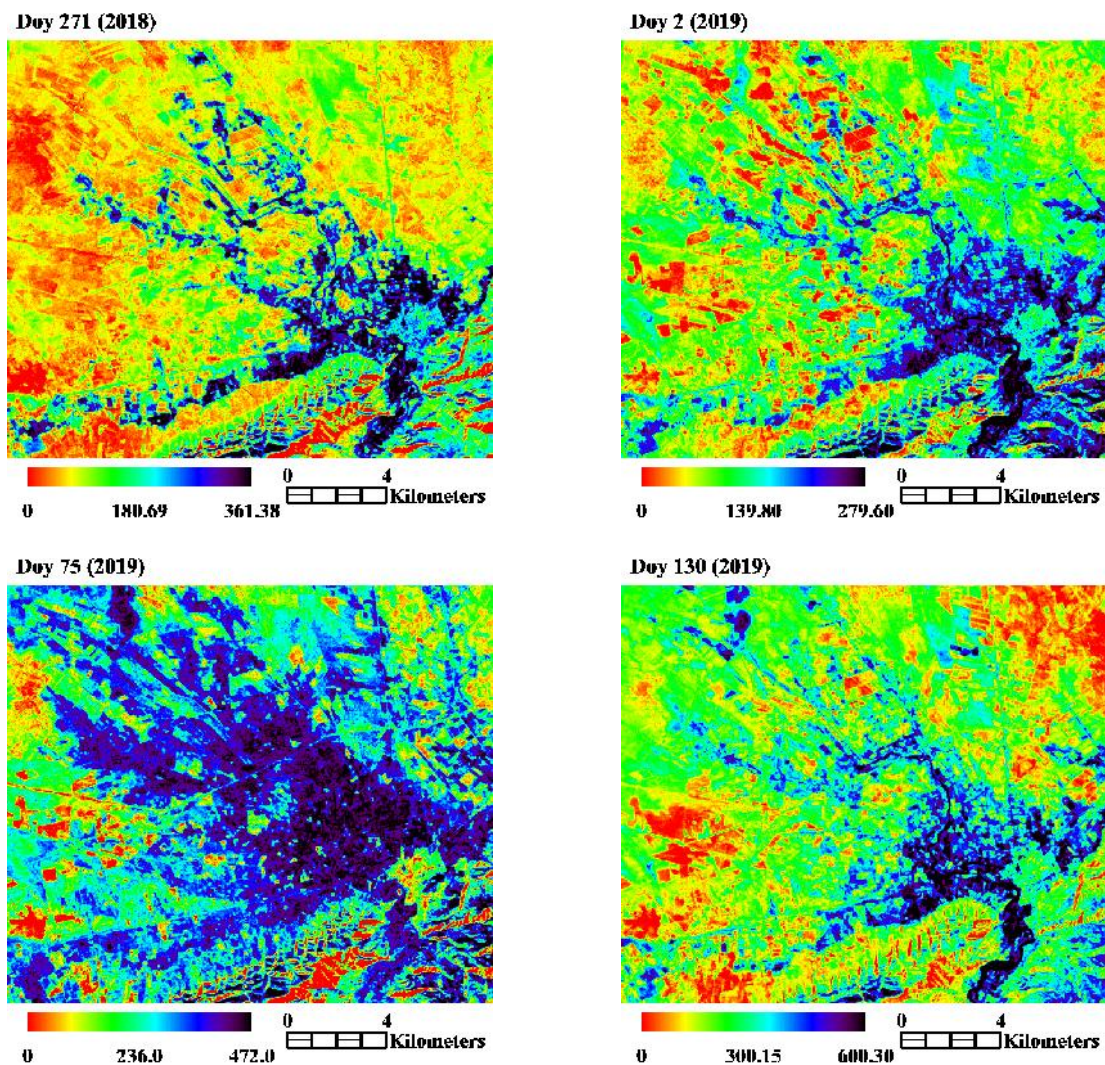


Figure 6.26: cartes de l'évapotranspiration réelle (W/m²) pour le site de la plaine agricole de la Habra

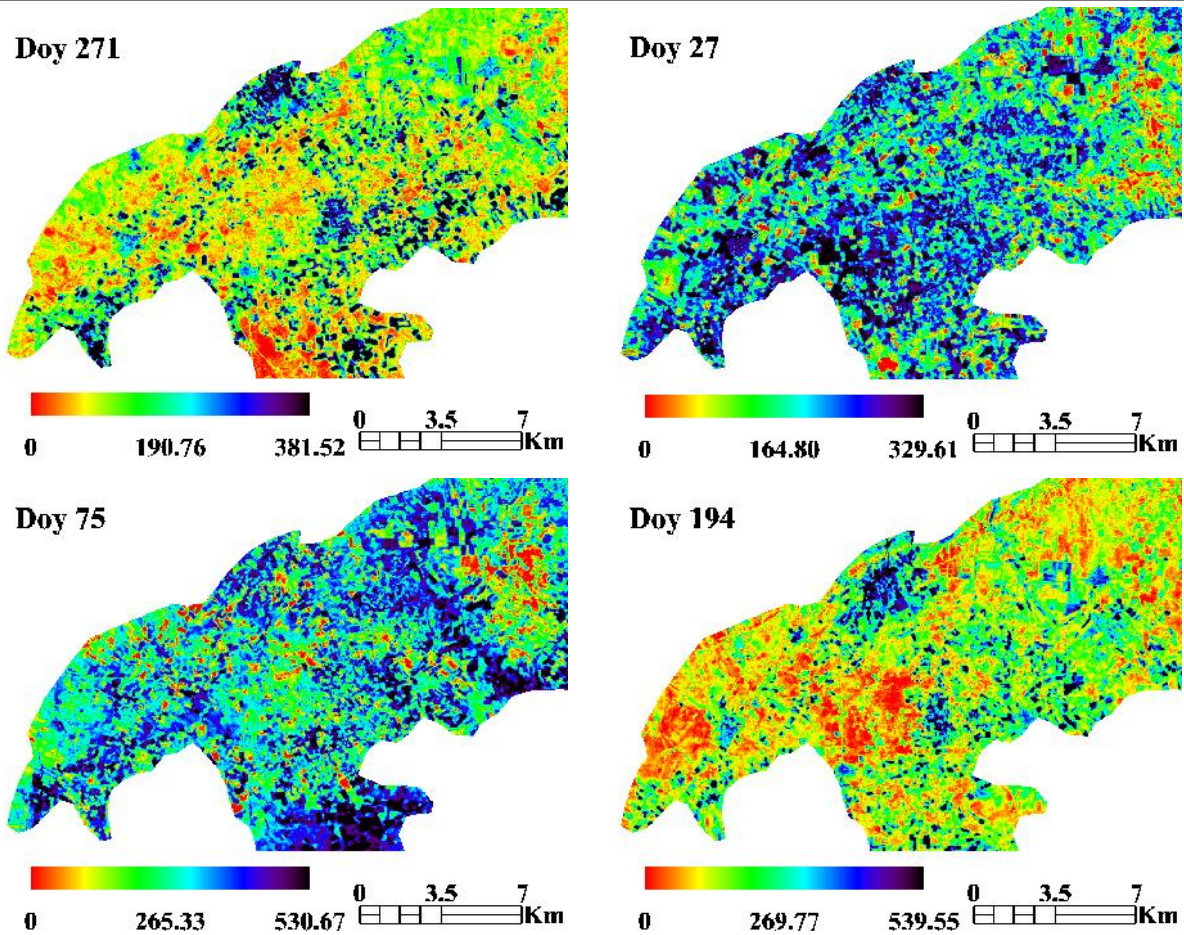


Figure 6.27: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriss .

6.4.1.3. Fraction évaporatoire :

Les valeurs de flux de chaleur latente calculée par l'algorithme SEBAL en un point sont représentatives des conditions d'équilibre entre la surface et l'atmosphère durant les quelques minutes entourant l'acquisition des données radiométriques. Néanmoins, les travaux réalisés notamment par Shuttleworth et al. (1989), Brutsaert & Sugita (1992), Kustas et al. (1994) mettent en évidence la quasi-constance de la fraction d'évaporation dans la journée, en situation de beau temps. La fraction d'évaporation (Λ) est estimée à partir des mesures instantanées suivant l'expression :

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} \quad (6.32)$$

Le comportement journalier de la fraction d'évaporation est légèrement concave et centrée sur le midi local. Ainsi, Lhomme & Elguero (1999) ont montré que la valeur de fraction d'évaporation acquise à un moment de la journée est représentative de la fraction d'évaporation sur toute la journée. Ce coefficient permet d'analyser le rôle de l'aridité de milieu sur une culture donnée et l'attitude des cultures à supporter cette aridité (KATERJI,1991).

Les cartes de la fraction évaporation ainsi obtenues sur les zones pilotes étudiées, montrent que faibles valeurs correspondent aux cultures qui souffrent d'un stress hydrique; en revanche, les fortes valeurs sont en cas de saturation de surface.

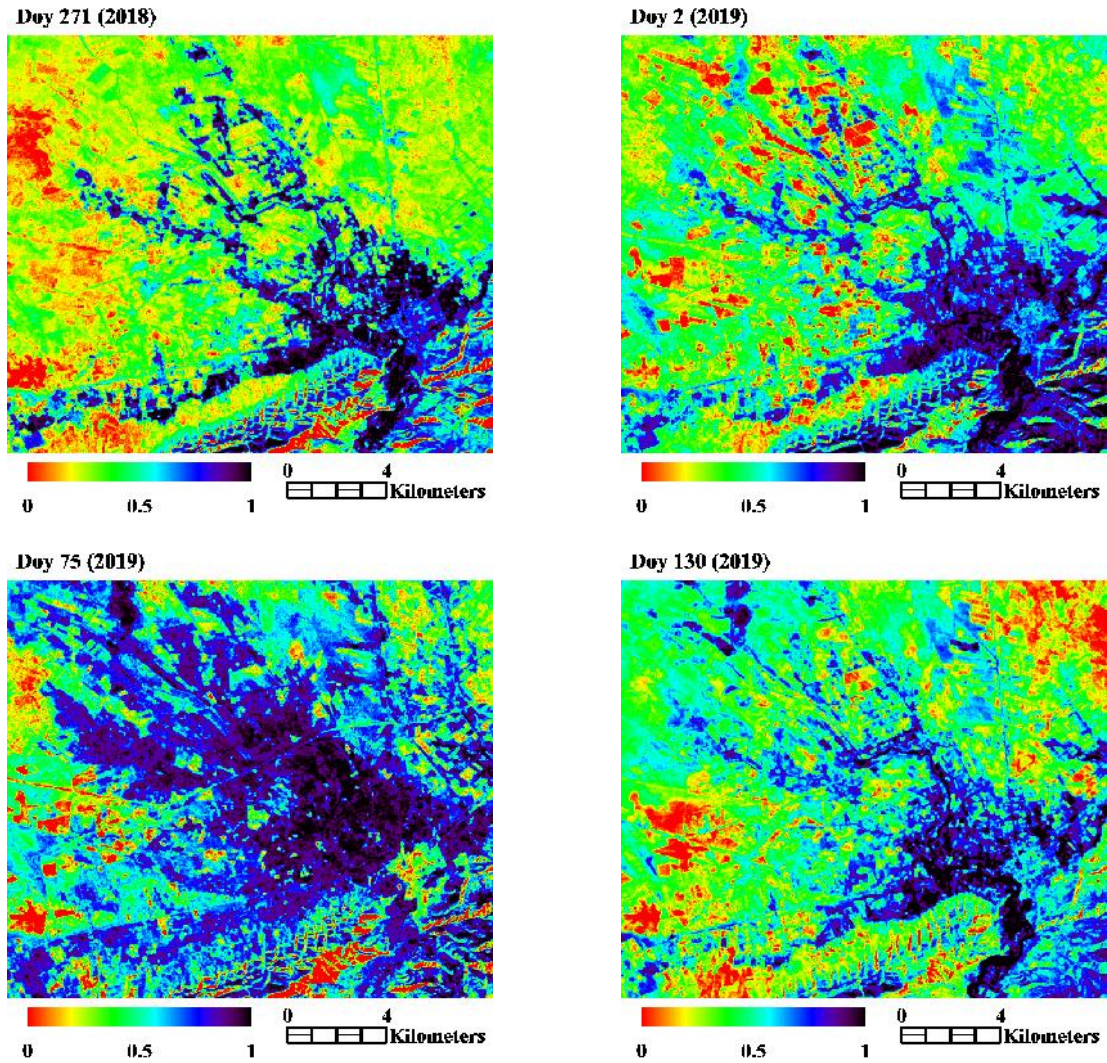


Figure 6. 28: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de la Habra .

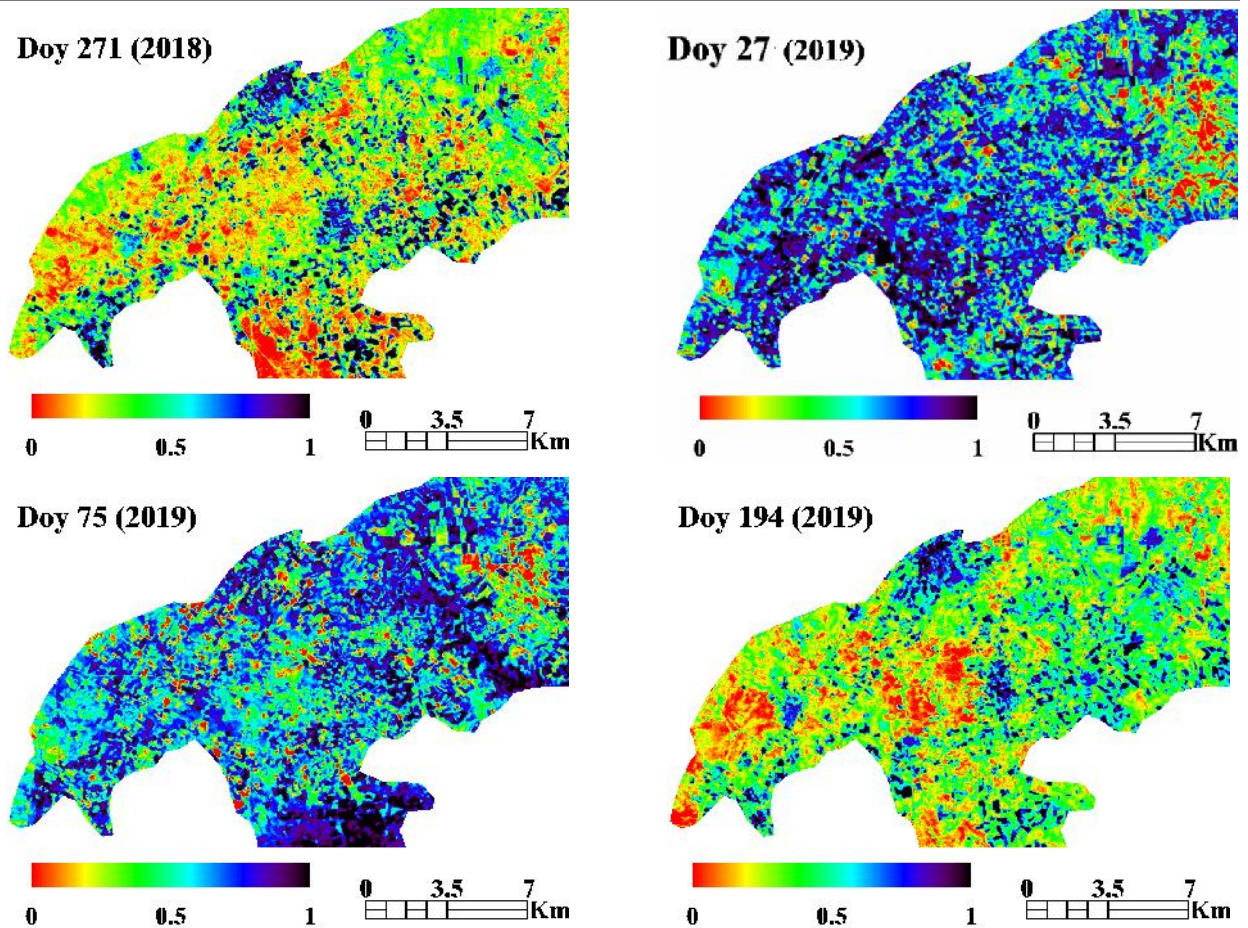


Figure 6. 29: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de Ghriiss

6.4.2 Les paramètres du modèle trapézoïdal Ts-VI :

6.4.2.1 L'estimation du paramètre w :

La relation entre la température de surface (T_0 , ou différence de température dT_s) et l'indice de végétation (NDVI) peut être utilisée pour décrire la capacité d'évaporation de la surface terrestre en supposant que T_0 varie pour un indice de végétation donné principalement en fonction de la disponibilité de l'humidité du sol plutôt que les différences de forçage atmosphérique sur une zone relativement plate. Cette relation a été largement utilisée pour obtenir des informations sur les flux d'énergie ou l'humidité du sol à la surface du sol (Jiang et Islam, 2001; Stisen et al., 2008; Bai et al., 2019). Des discussions détaillées sur la relation T_0 -NDVI se trouvent par ex. Sandholt et coll. (2002), Hu et al. (2019), Carlson et Petropoulos (2019) et Carlson (2007). Les nuages de points entre T_0 et NDVI détectés à distance se traduisent souvent par une forme trapézoïdale / triangulaire. La condition préalable pour estimer la fraction évaporative (EF) et l'ET à partir du trapèze Ts/VI est de déterminer avec précision le bord inférieur de cet espace (bord humide) qui est caractérisé par une teneur en eau saturée du sol de surface avec un ET maximum et le bord supérieur (bord sec) du diagramme de dispersion représentant la limite inférieure de la teneur en humidité de la surface du sol avec un ET limité et

la limite supérieure de la température de surface pour un NDVI donné (Sandholt et al., 2002). La méthode trapézoïdale T_s/VI devrait idéalement être appliquée sur des régions plus petites et celles avec peu de variation topographique (Zhu et al., 2017). Les quatre points du trapèze correspondent à des conditions extrêmes de surface en termes de température de surface et de NDVI, qui permettent de déduire les valeurs extrêmes de température de surface et de NDVI (Moran et al., 1994; Hu et al., 2019).

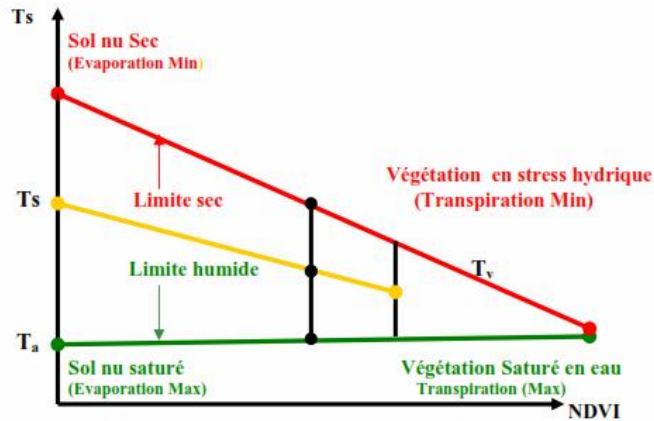


Figure 6. 30 : Illustration de la méthode de trapèze utilisée pour l'identification des pixels secs et humides.

La formulation de Priestley-Taylor avec des données entièrement télédéteectées proposée par Jiang et Islam (2001) et encore améliorée et validée par Stisen et al. (2008), basé de manière représentative sur les interprétations du modèle trapézoïdal T_s/VI , a été utilisé pour estimer ET en utilisant l'équation suivante:

$$LE = \phi[(R_n - G)] \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad (6.33)$$

où R_n et G sont obtenus à l'aide des équations (2) et (4) respectivement, Δ est la constante psychrométrique ($\approx 0,66$ mbar / K) et γ est la pente de la courbe de vapeur de saturation aux températures de l'air (T_a), calculée avec:

$$\Delta = \frac{2503.058}{(T_a + 237.3)^2} \exp\left(\frac{17.27 T_a}{T_a + 237.3}\right) \quad (6.34)$$

L'équation (15) est une version modifiée de l'équation de Priestley-Taylor dans le cas des surfaces non saturées par l'introduction du paramètre ϕ qui représente le paramètre dit de Priestley-Taylor, et qui tient compte des résistances aérodynamiques, et est légèrement différent du paramètre original de Priestley-Taylor (≈ 1.26). Ce paramètre dépend des conditions d'humidité de surface (Khaldi et al., 2014). Elle est définie globalement comme allant de $\phi_{min} = 0$, pour un sol nu sec, à $\phi_{max} = (\Delta + \gamma) / \Delta$, pour une surface saturée ou bien végétalisée (Stisen

et al., 2008). ϕ_{\min} est attribué à un pixel avec un NDVI minimum et une température maximum; ϕ_{\max} est attribué aux pixels avec un NDVI maximum.

ϕ peut être exprimé en fonction de la fraction évaporative (EF) comme suit:

$$\phi = \Lambda \frac{\Delta + \gamma}{\Delta} \quad (6.35)$$

où est défini comme le rapport entre ET ou flux de chaleur latente (LE) et l'énergie disponible ($R_n - G$):

Le paramètre ϕ est estimé selon l'approche proposée par Jiang et Islam (2001) en trois étapes (Stisen et al., 2008): Dans la première étape, l'état d'humidité de surface est estimé en interpolant la température de surface entre les bords humides et secs. Les bords secs et humides sont identifiés expérimentalement ou théoriquement en déterminant la température de surface dans les coins trapézoïdaux (figure 5) à l'aide de l'équation du bilan énergétique de surface et des conditions aux limites représentées par les valeurs de résistances de surface pour chaque condition d'humidité du sol et de la végétation. Dans cette étude, nous avons fixé une résistance de surface de 10 s / m pour le couvert végétal humide, 400 s / m pour le couvert végétal sec, 0 pour un sol nu humide et pour un sol nu sec (Boegh et al., 2002). Dans la deuxième étape, nous estimons $\phi_{i, \min}$ qui représente la valeur minimale de ϕ pour une valeur de couverture de fraction (f_c) donnée, comme suit:

$$\phi_{i, \min} = \phi_{\max} \cdot f_c \quad (6.36)$$

où $\phi_{i, \min}$ est la valeur du paramètre de Priestley-Taylor au bord sec pour une valeur donnée de NDVI_i, ϕ_{\max} est la valeur de ϕ au bord humide ($\phi_{\max} = (\Delta + \gamma) / \Delta$). La fraction de couverture (f_c) est exprimée comme (Stisen et al., 2008):

$$f_c = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad (6.37)$$

où $NDVI_{\min}$ et $NDVI_{\max}$ sont les valeurs minimales et maximales de l'indice de végétation observé, correspondant respectivement au sol nu et aux surfaces entièrement végétalisées, définissant les extrêmes du trapèze. La troisième étape consiste à interpoler ϕ entre $\phi_{i, \min}$ et $\phi_{i, \max}$ au sein de chaque classe NDVI entre la température la plus basse ($T_{s,i,\min}$) au bord humide et la température la plus élevée ($T_{s,i,\max}$) au bord sec. L'interpolation linéaire de ϕ_i avec la température conduit à une normalisation de la température de surface et est donnée par:

$$\phi_i = \frac{T_{0,i,\max} - T_{0,i}}{T_{0,i,\max} - T_{0,i,\min}} (\phi_{\max} - \phi_{i,\min}) + \phi_{i,\min} \quad (6.38)$$

où $T_{0,i,\min}$ est la température de surface la plus basse au bord humide pour un NDVI donné et $T_{0,i,\max}$ est la température la plus élevée au bord sec pour un NDVI donné.

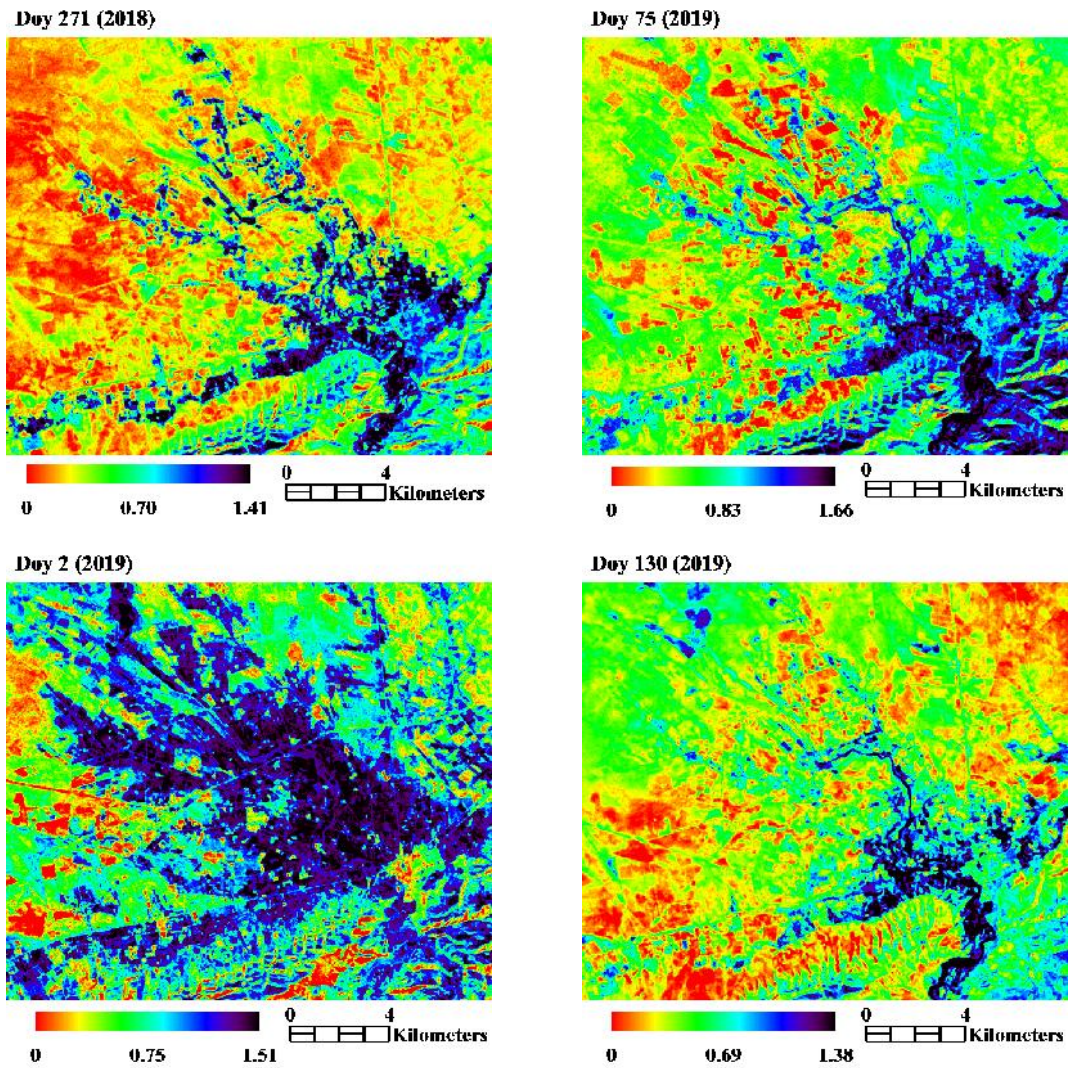


Figure 6. 31: cartes du paramètre φ pour le site de la plaine agricole de la Habra .

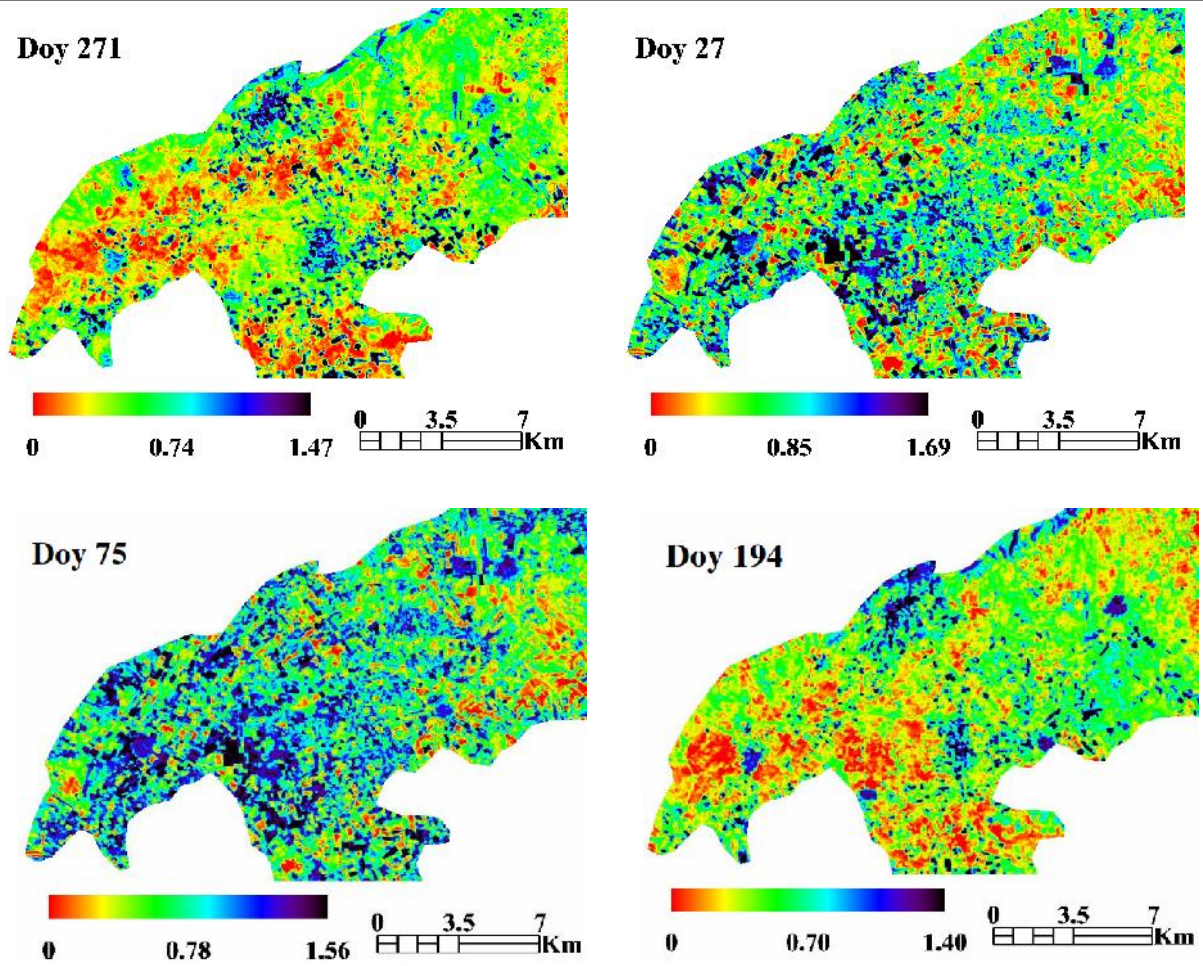


Figure 6. 32: cartes du paramètre φ pour le site de la plaine agricole de la Ghriiss .

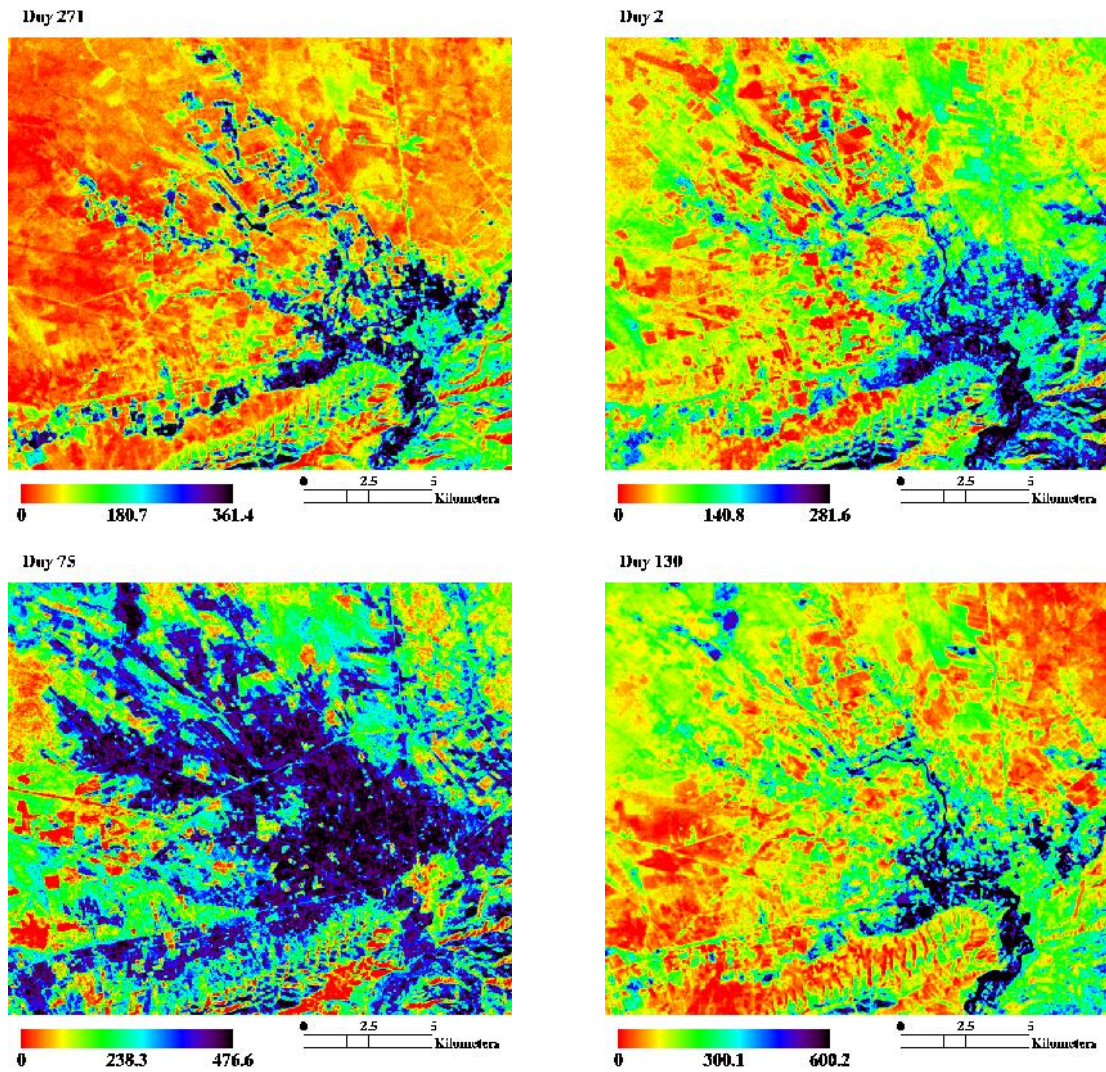


Figure 6. 33: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Habra .

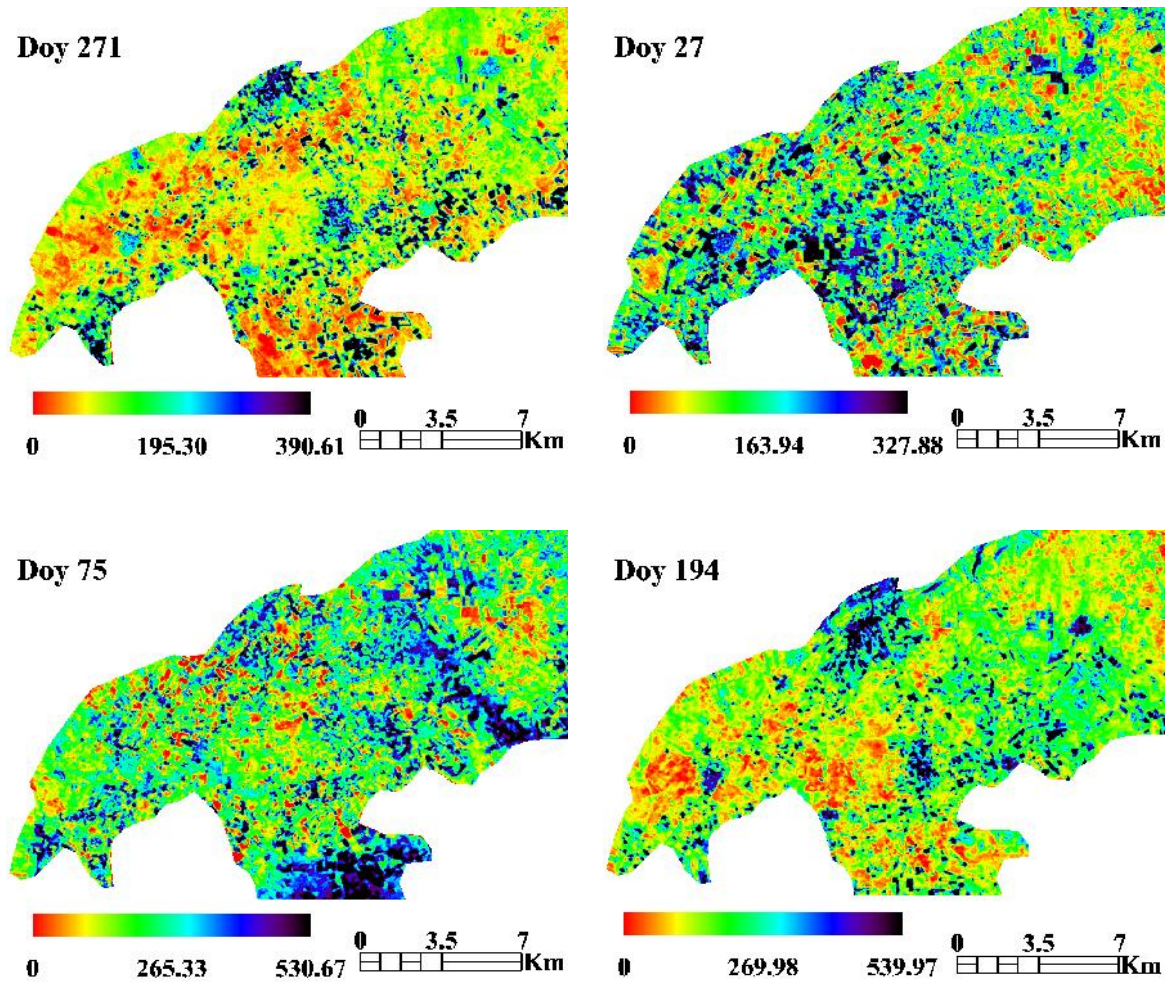


Figure 6.34: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss

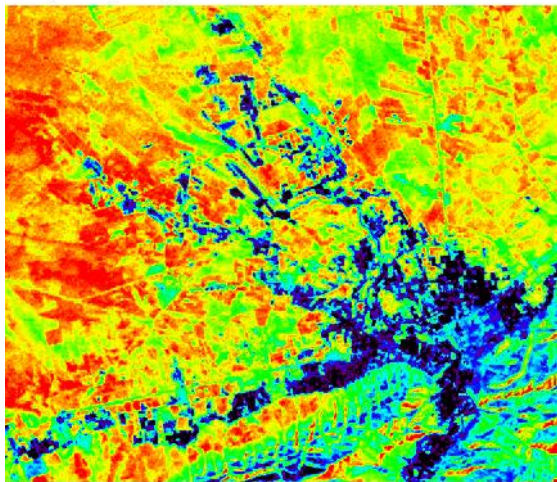
6.4.2.2. Estimation de la fraction d'évaporation ()

La fraction d'évaporation est estimée à partir des mesures instantanées suivant l'expression (Stisen et al., 2008) :

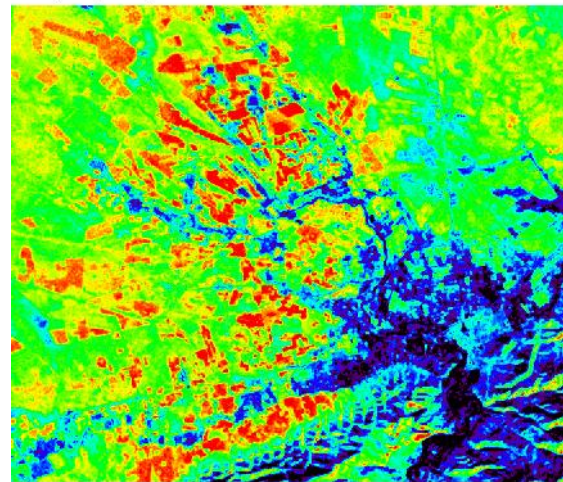
$$\Lambda = \phi \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad (6.39)$$

Les cartes de la fraction évaporation dans les sites pilotes étudiées sont représentées sur la figure. On constate que la fraction d'évaporation est forte pour les surfaces humides et les couverts végétaux irrigués. Par contre, elle est plus faible pour les surfaces sèches qui souffrent d'un stress hydrique.

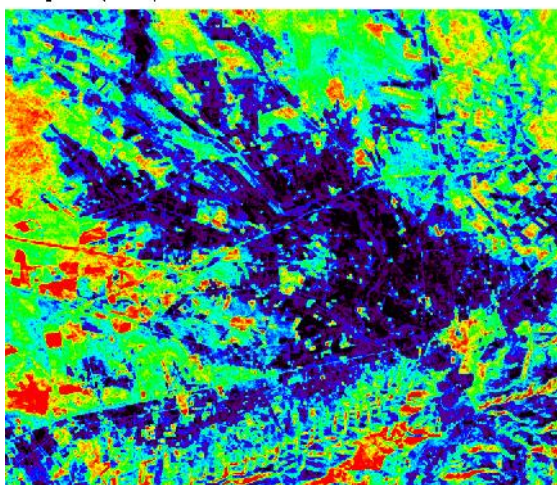
Doy 271 (2018)



Doy 2 (2019)



Doy 75 (2019)



Doy 130 (2019)

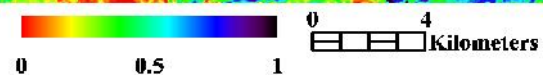
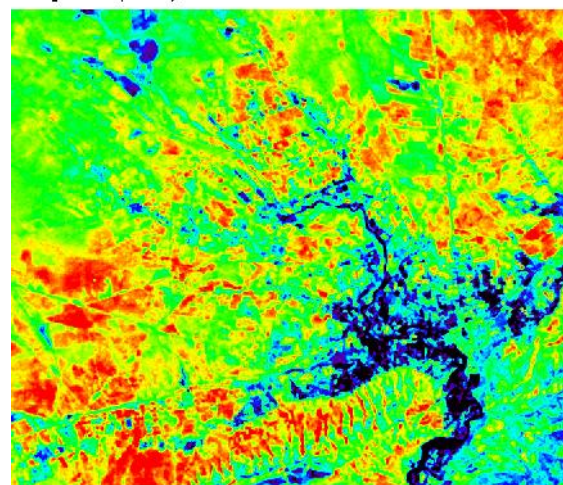


Figure 6. 35: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de la Habra.

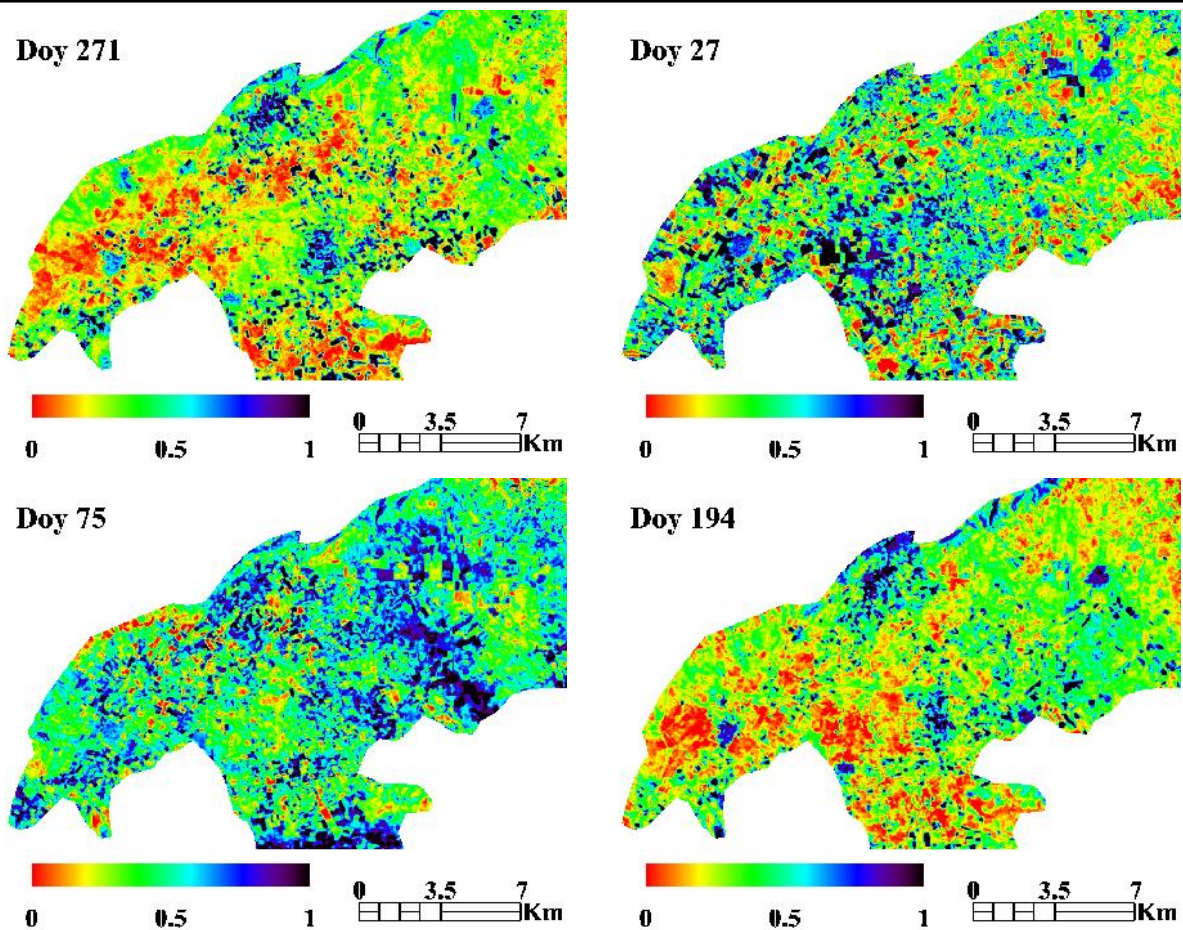


Figure 6.36: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine de Ghriiss .

6.4.3. Les paramètres du modèle S-SEBI

6.4.3.1. L'estimation de la fraction d'évaporation :

Le modèle S-SEBI est un permettant d'estimer les flux d'énergie de surface à partir de mesures de télédétection en évitant toute donnée météorologique supplémentaire. Ce modèle a été développé par Roerink et al. (2000) pour estimer le flux de chaleur latente l'équivalence énergétique de l'évapotranspiration ET à partir d'une image de télédétection en calculant la fraction d'évaporation en utilisant l'albédo () et la température de surface (LST) à partir de pixels secs et humides, respectivement.

L'équation du bilan d'énergie de surface sous une forme généralisée peut s'écrire comme suit (Allen et al. 2002):

$$R_n = H + LE + G \quad (6.40)$$

Où R_n est le flux de rayonnement net (Wm^{-2}); H est le flux de chaleur sensible (Wm^{-2}), LE est le flux de chaleur latent (Wm^{-2}) et G est le flux de chaleur de la surface du sol (Wm^{-2}).

Les principaux paramètres d'entrée de S-SEBI sont l'indice de végétation (NDVI) (Tucker, 1979), l'albédo de surface et la température de surface (LST), est le flux de rayonnement net (R_n), est le flux de chaleur de la surface du sol (G).

Le S-SEBI suppose l'existence de pixels très secs et très humides, et permet de déterminer la fraction d'évaporation instantanée () à partir de la limite sèche (température maximale T_H) et de la limite humide (température minimale T_{LE}) pour une valeur donnée de l'albédo.

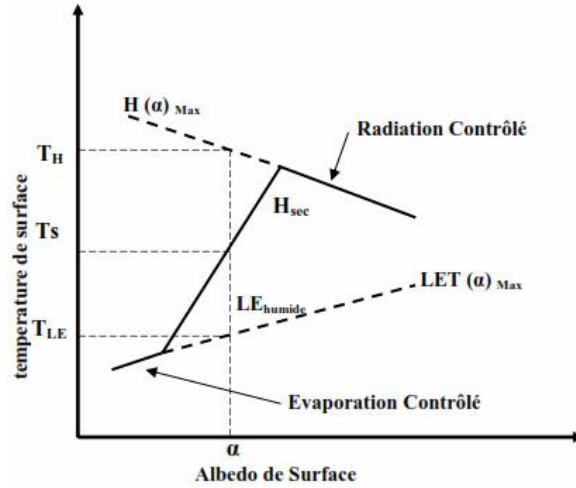


Figure 6. 37: Représentation schématique de la relation température de surface – albédo (Roerink et al.2000)

Dans le cas d'un pixel humide, on suppose que H est égal à zéro, si bien que LE_{max} peut être estimé en soustrayant G de R_n (c'est-à-dire, $LE_{max} = R_n - G$). Tandis qu'au pixel sec, H prendra des valeurs max (H_{max}), ce qui peut être estimé en soustrayant le G de R_n (c'est-à-dire $H_{max} = R_n - G$). Dans ce cas, la fraction d'évaporation peut être exprimé par:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_s}{T_H - T_{LE}} \quad (6.41)$$

où T_s est la température de surface du pixel individuel, T_H et T_{LE} sont les températures de surface des pixels secs et des pixels humides qui définissent le bord sec (contrôlé par le rayonnement) et le bord humide (contrôlée par l'évaporation), respectivement.

Une fois que la fraction d'évaporation est déterminée, LE le flux de chaleur latente est calculé à partir de l'énergie disponible comme suit:

$$LE = \Lambda(R_n - G) \quad (6.42)$$

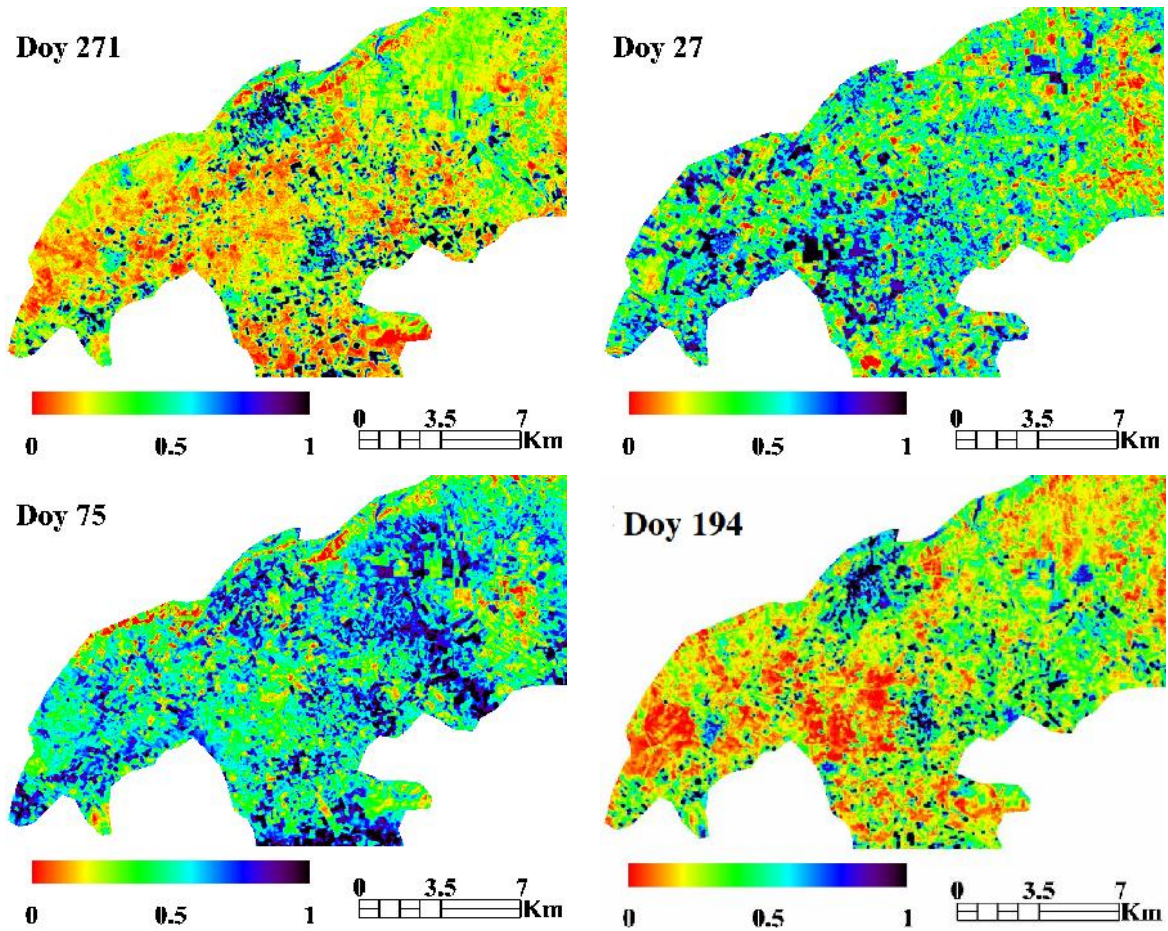


Figure 6. 38: cartes de la fraction d'évaporation pour le site de la plaine agricole de Ghiss .

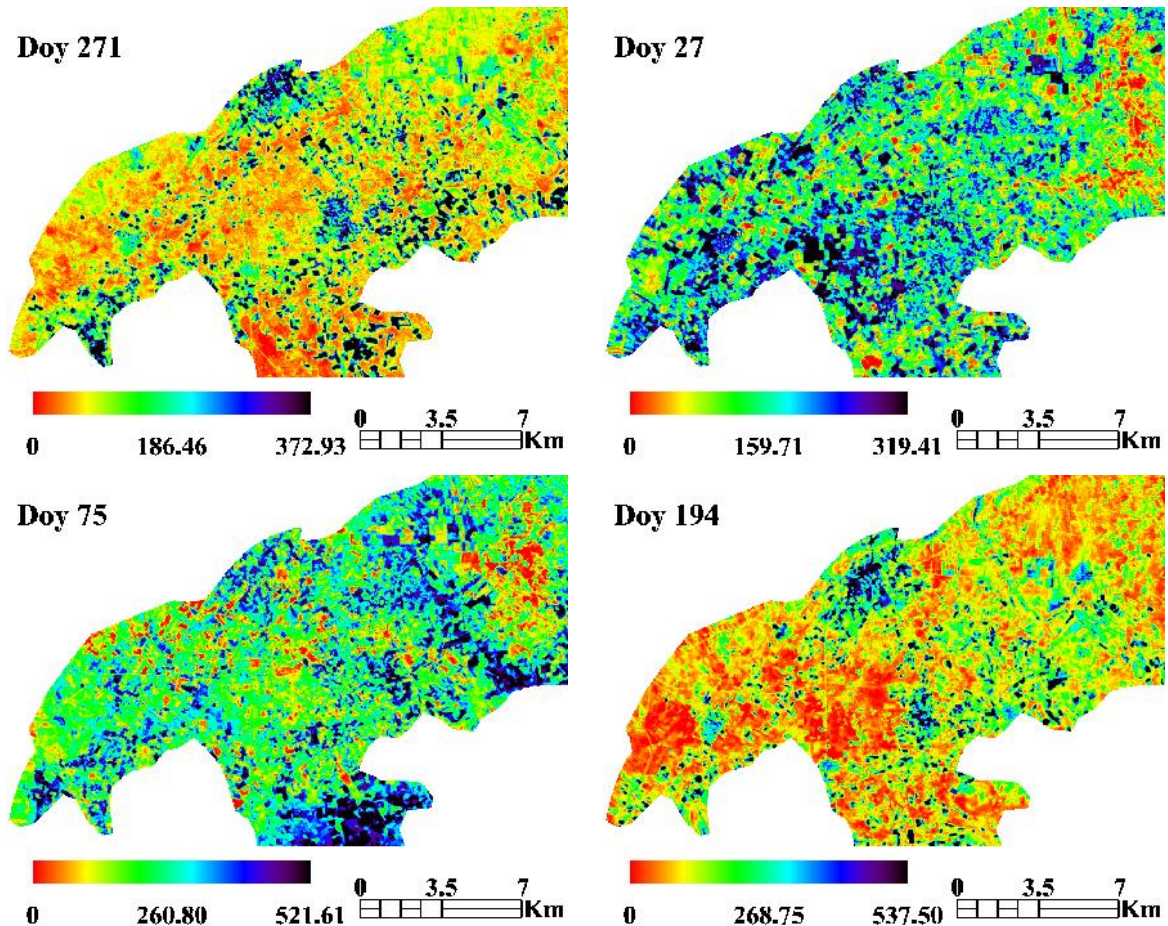


Figure 6. 39: cartes de l'évapotranspiration réelle instantanée (W/m^2) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss .

6.4.4. L'estimation de L'évapotranspiration journalière pour les trois modèles:

Enfin, l'estimation journalière de LE_{24} par SEBAL, Ts-VI et S-SEBI est basée sur l'hypothèse de la fraction évaporative instantanée. Dans des conditions de ciel clair, fraction évaporative l'instantané () est supposé constant pour la journée (Brutsaert et Sugita, 1992).

$$LE_{24} = \frac{86.400 \times 10^3 \times \Lambda \times R_{n24}}{\lambda \rho_w} \quad (6.43)$$

Où R_{n24} (Wm^{-2}) est le rayonnement net sur 24 h, λ ($J kg^{-1}$) est la chaleur latente de vaporisation, ρ_w ($kg m^{-3}$) est la densité de l'eau.

Les cartes de l'évapotranspiration journalière LE_{24} obtenue sur les sites pilotes étudiées par les trois modèles à savoir SEBAL, TS-VI et S-SEBI représentent la logique des variations spatiales de l'état hydrique de surface qui est relativement stable durant les quatre stades de croissance ou les fortes valeurs d'évapotranspiration sont caractérisent les surfaces humides et

les cultures fraîchement irriguées ; en revanche, les sols nus très réfléchissants ont les faibles valeurs.

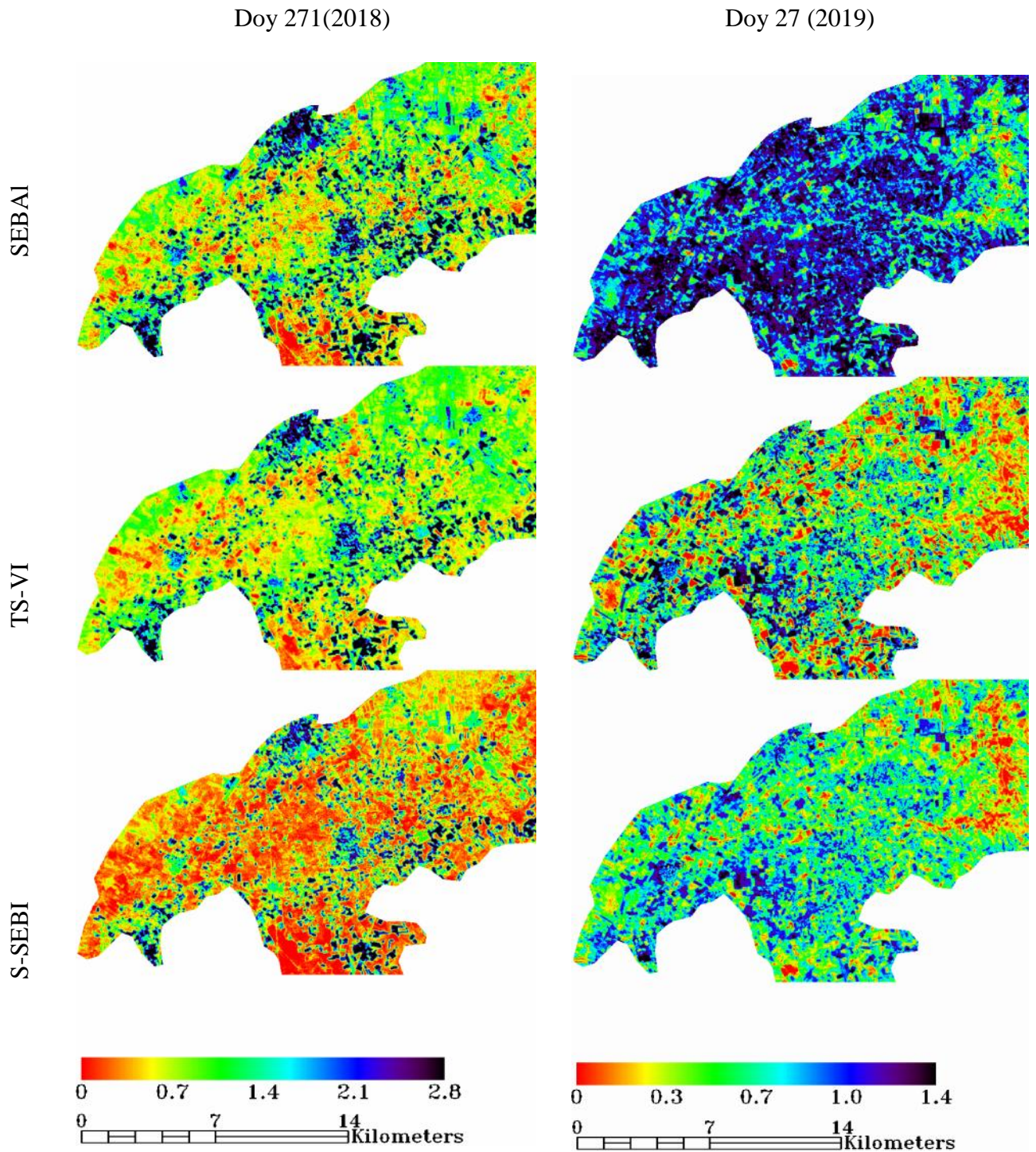


Figure 6. 40: cartes de l'évapotranspiration réelle journalières (mm) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss pour Doy 271(2018) et 27(2019).

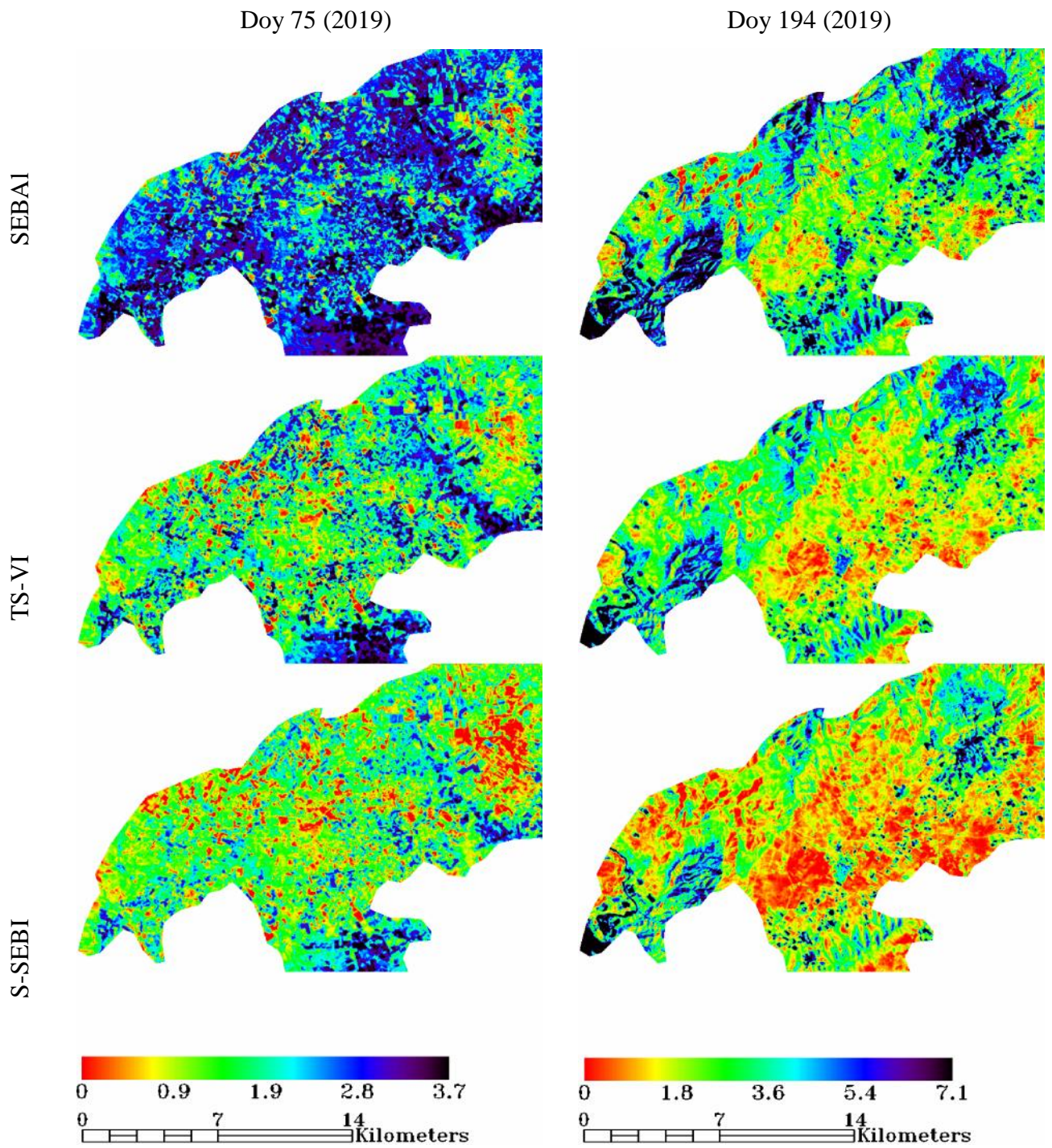


Figure 6. 41: cartes de l'évapotranspiration réelle journalières (mm) pour le site de la plaine agricole de Ghriiss pour Doy 75(2019) et 194 (2019).

6.5. La cartographie de la réserve utile (RU) en eau du sol :

L'estimation spatialisée des propriétés hydrodynamiques des sols, en particulier l'humidité et la réserve utile (RU) en eau du sol, constitue une préoccupation agro-environnementale grandissante, suite à la prise de conscience de l'impact potentiel des changements climatiques sur le régime hydrique des sols.

La réserve utile (RU) du sol est la principale propriété hydrodynamique (dépend de la texture et la structure du sol) qui caractérise la taille du réservoir sol et ses dynamiques de vidange et de remplissage. Elle agit sur les processus d'infiltration, de stockage et de ruissellement. Sa connaissance est très utiles dans différentes applications agro-environnementales

L'objectif de cette partie du chapitre est de proposer une approche méthodologique pour la spatialisation de la réserve en eau des sols agricoles par télédétection sur le site de la plaine agricole de Ghriss, en utilisant le jeu de données composés de 12 images du capteur OLI/TIR, acquises durant la période entre 28 Septembre 2018 au 13 juillet 2019.

La méthodologie utilisée consiste à:

1. Estimation de l'humidité relative du sol par télédétection pour les différentes dates retenues;
2. Détermination de la valeur « **optimale** » de l'humidité relative du sol, enregistrée par un pixel durant toute la période retenu;
3. Estimation in-situ de la réserve utile du sol dans la couche superficielle de 30 cm (52 points de mesure);
4. Confrontation entre les estimations satellitaires des valeurs optimales de l'humidité du sol et les mesures in-situ de la réserve en eau pour établir un modèle linéaire de spatialisation de la RU.
5. Validation du modèle obtenu avec des mesures a posteriori (n=24) de la réserve utile

6.5.1 Estimation de l'humidité relative du sol :

L'humidité relative du sol (θ / θ_{sat}) est exprimée en fonction de la fraction d'évaporation (**EF**) (Scott et al., 2003):

$$\frac{\theta}{\theta_{sat}} = \exp\left(\frac{EF-1}{0.421}\right) \quad (6.44)$$

θ : L'humidité volumique du sol;

θ_{sat} : l'humidité volumique du sol à la saturation;

La fraction d'évaporation **EF** est donnée par la formule suivante:

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} = \frac{LE}{H + LE} \quad (6.45)$$

EF est déduite à partir de l'équation du bilan d'énergie par l'utilisation du modèle SEBAL pour les différentes dates retenues en 2018 et 2019 du site de la plaine agricole de Ghriss.

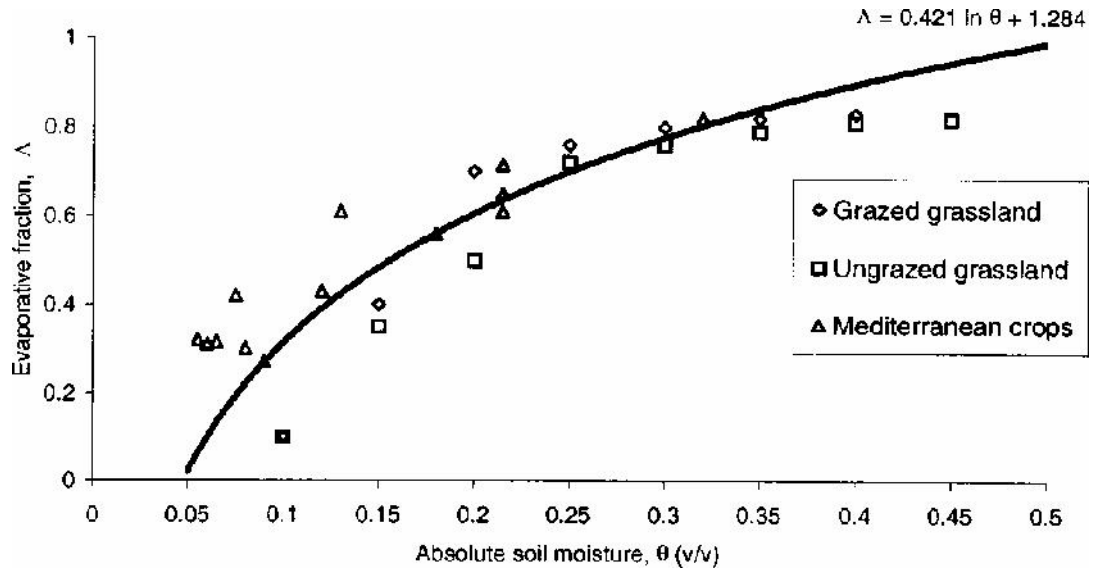


Figure 6. 42: Relation fraction d'évaporation-humidité du sol (d'après Scott et al., 2003)

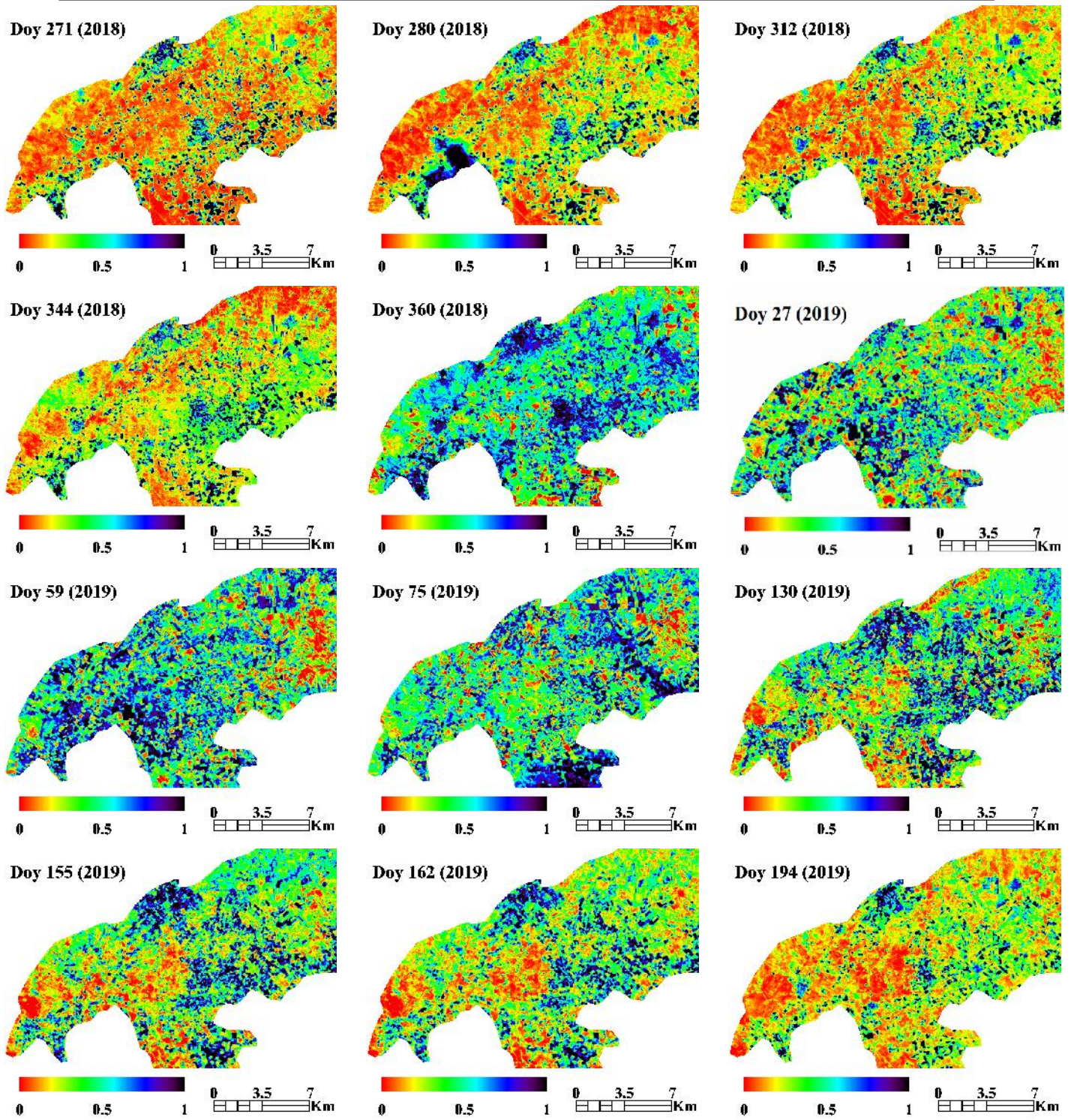


Figure 6. 43: cartes de la variabilité spatio-temporelle de l'humidité relative du sols pour le site de la plaine de Ghriiss .

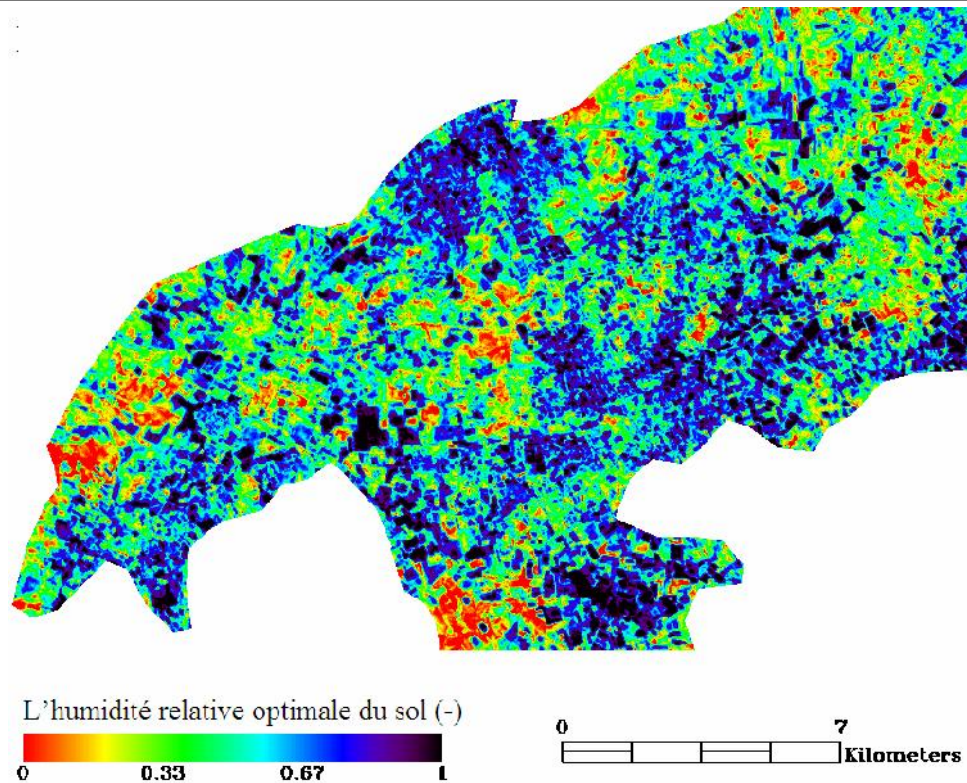


Figure 6. 44: cartes de l'humidité relative optimale du sol pour le site de la plaine de Ghriss .

6.5.2 Estimation in-situ de la réserve utile du sol

La réserve utile du sol (RU) est le volume d'eau absorbable par le système racinaire des végétaux qui est retenue par un certain volume de sol entre ses valeurs d'humidités caractéristiques limites correspondant à ses états de « capacité au champ » et de « point de flétrissement permanent ».

Pour son intégration dans le calcul du bilan hydrique, la réserve utile est exprimée en millimètres, tout comme les précipitations et les évapotranspirations. RU est exprimée par:

$$RU = (H_{cc} - H_{pf}) \times d_a \times z \quad (6.46)$$

Ou :

H_{cc}: l'humidité du sol à la capacité aux champs

H_{cf}: l'humidité du sol au point de flétrissement

d_a: la densité apparente du sol

z: la profondeur du sol

Pour l'application de cette méthode, le choix a été fait sur 52 points dans le site pilote situé dans la plaine agricole de Ghriss (figure 6.50) afin de prendre les mesures de l'humidité du sol à la capacité aux champs (H_{cc}), l'humidité du sol au point de flétrissement (H_{cf}) et la densité apparente du sol (d_a) sur une profondeur de 30 cm.

Les résultats des mesures de la réserve en eau in-situ seront superposés sur l'image des valeurs optimales de l'humidité du sol estimés par stellite, afin de faire une confrontation des valeurs pour établir un modèle linéaire de spatialisation de la RU, qui sera à son tour validé par des mesures a posteriori (n=24) de la réserve utile.

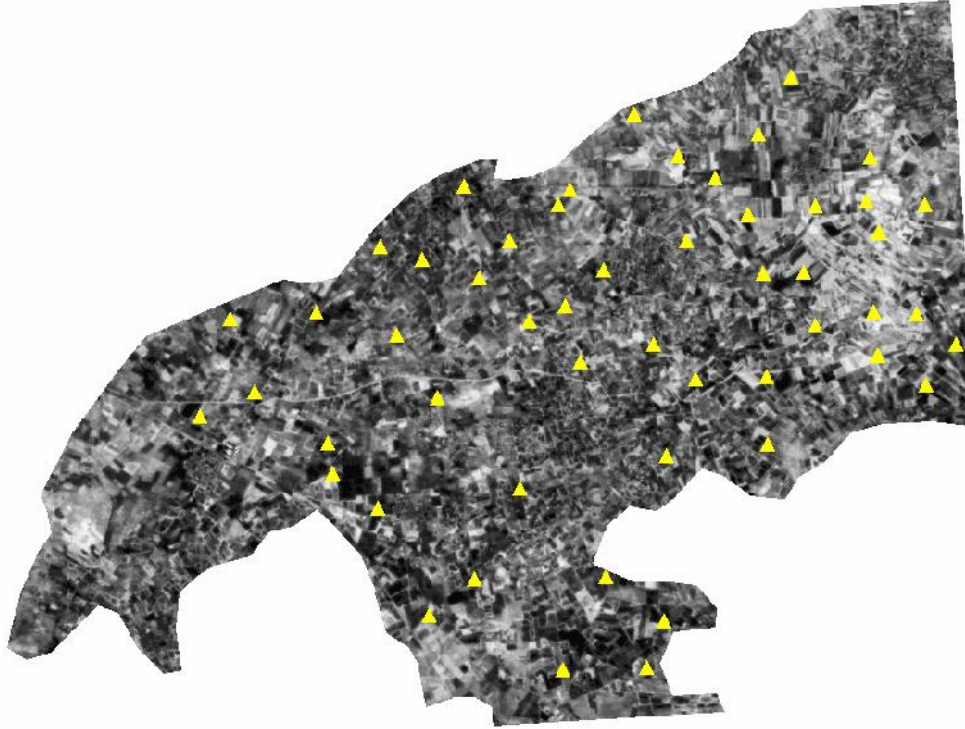


Figure 6.45: Superposition des mesures in-situ sur l'image des valeurs de l'humidité du sol

CHAPITRE VII

Résultats et discussion

7. RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le présent chapitre relate l'ensemble des résultats et les validations effectuées, par la modélisation de l'équation du bilan énergétique en utilisant les modèles SEBAL, Ts/VI et S-SEBI pour les sites de la plaine agricole de la Habra et celle de Ghriss, qui nous permet de montrer que les paramètres de surface, obtenus à partir des données dans les domaines optique et infrarouge thermique issus du capteur satellitaire OLI-TIRES , à savoir l'albédo, l'indice de végétation et la température de surface conduisent à déterminer le flux de chaleur latente LE.

Pour évaluer la performance des résultats du bilan énergétique de ces trois modèles, des mesures statistiques ont été utilisées: l'erreur quadratique moyenne (RMSE), et le coefficient de détermination (R^2) (Timmermans et al., 2007).

À noter que la validation des sorties des modèles avec un système de mesure des flux d'énergie en utilisant la méthode du Bowen Ratio Energy Balance (BREB) est souvent utilisée pour évaluer la performance des modèles de bilan énergétique

7.1. L'indice de végétation normalisé (NDVI) :

L'analyse de l'indice de végétation normalisé (NDVI), durant la saison de croissance de la végétation du semis à la maturité, permet de faire le diagnostic sur son développement phénologique et la croissance de sa biomasse. Comme expliqué dans le chapitre 5 dans la section des images Landsat-8 OLI/TIRS, les réflectances du rouge (r_3) et du proche infrarouge (r_4) ont été utilisées pour élaborer les cartes du NDVI à partir des dates retenues pour chaque site.

La variation temporelle et spatiale du NDVI dans les sites d'étude sont représentées dans les figures 6.8 et 6.9. Ces résultats sont utilisés pour l'estimation de l'émissivité de surface ϵ_0 et du flux de chaleur dans le sol G.

Ces cartes obtenus sont utilisés pour localiser les pixels humides et secs, pour cela un processus de recherche a été mené à partir des cartes résultantes afin d'identifier la végétation dense (pixels humides) caractérisée par des faibles valeurs de l'albédo et de température de surface, ainsi que les sols complètement nus (pixels secs) qui correspondes à des valeurs élevées d'albédo et de température de surface.

Sur l'ensemble des images, on a observés entre les parcelles agricoles une nette différence de valeur de NDVI, ce dernier qui varie de 0,07 pour les sols nus qui montre l'absence totale de la couverture végétale à 0,80 correspond à un couvert végétal dense irrigué

formé souvent soit par la céréaliculture, l'arboriculture ou culture maraichère. Les valeurs maximales de NDVI indiquent le stade de croissance maximal des cultures pendant les saisons d'hiver et de printemps. Ces valeurs du NDVI les plus élevées ont été observées pendant les saisons de l'hiver et le printemps, en raison de facteurs facilitant la croissance accélérée des cultures au cours de ces deux saisons à savoir l'humidité du sol due aux précipitations et à la l'activité chlorophyllien grâce à l'importante durée d'ensoleillement.

7.2. La température de surface

La température de surface (T_0) est calculée par les données issus du satellite Landsat-8 OLI/TIRS dans la bande de l'infrarouge thermique, en faisant intervenir l'algorithme TES (*Temperature and Emissivity Separation*) ou l'indice de végétation (NDVI) pour l'estimation de (ϵ_0) l'émissivité de surface (Hamimed, 2009). Une erreur de 1% sur la valeur d'émissivité conduit à une sous-estimation de la température de surface d'environ 0,4 à 0,8 °C (Vidal, 1990). Il serait donc souhaitable de conduire des études physiques fines pour augmenter la précision de l'estimation de l'émissivité de surface (Nehal., 2018).

La température de surface (T_0) est indirectement liée au flux de chaleur latente (LE) par l'équation du bilan énergétique. Elle fournit des informations importantes sur l'état hydrique de surface qui sont utiles pour soutenir la gestion de l'eau agricole à l'échelle spatiale.

L'analyse de la corrélation entre la température de surface T_0 et le flux de chaleur latente LE pour DOY 2 (02/01/2019) du site de la plaine agricole de la Habra et le DOY 27 (27/01/2019) du site de la plaine agricole de Ghriss indique une concordance significativement meilleure entre ces deux variables, avec R^2 de 0,93 et 0,97 pour le modèle SEBAL et le modèle Ts/VI trapezoid pour le premier site et avec R^2 de 0,91 , 0,96 et 0,92 pour le modèle SEBAL , le modèle Ts/VI trapezoid et le modèle S-SEBI pour le deuxième site respectivement (Figures 7.1 et 7.2) .

De plus, les paramètres NDVI et albédo, même s'ils offrent des informations complémentaires intéressantes dans l'interprétation des données infrarouges thermiques (Carlson, 2007), sont moins significatifs pour la discrimination des conditions d'humidité de surface (Khaldi et al., 2011).

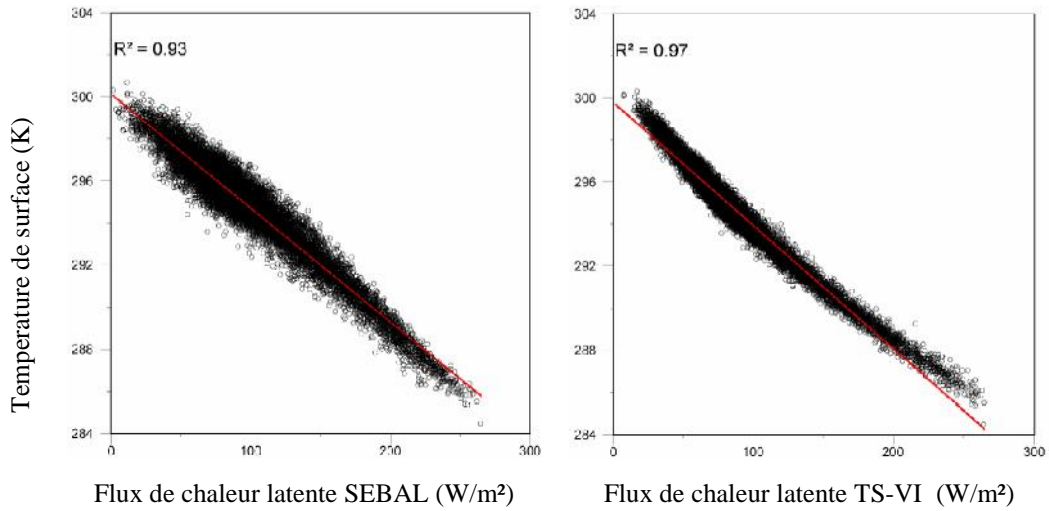


Figure 7.1 : Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente: modèle SEBAL; modèle TS-VI du Doy 2 de la plaine agricole de la Habra.

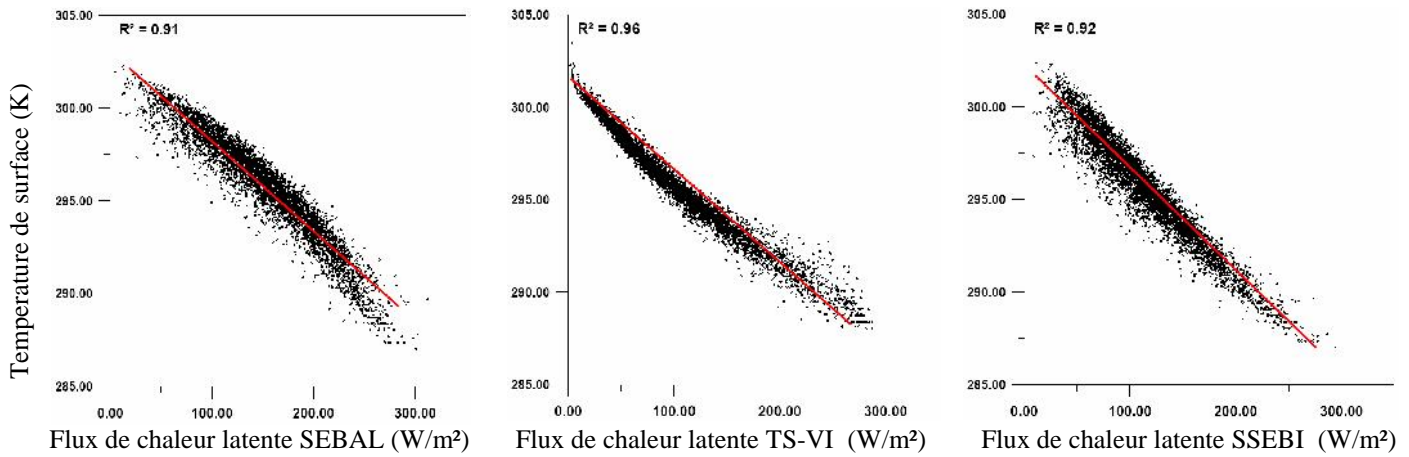


Figure 7.2 : Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente: modèle SEBAL; modèle TS-VI et modèle S-SEBI du Doy 27 de la plaine agricole de Ghriss.

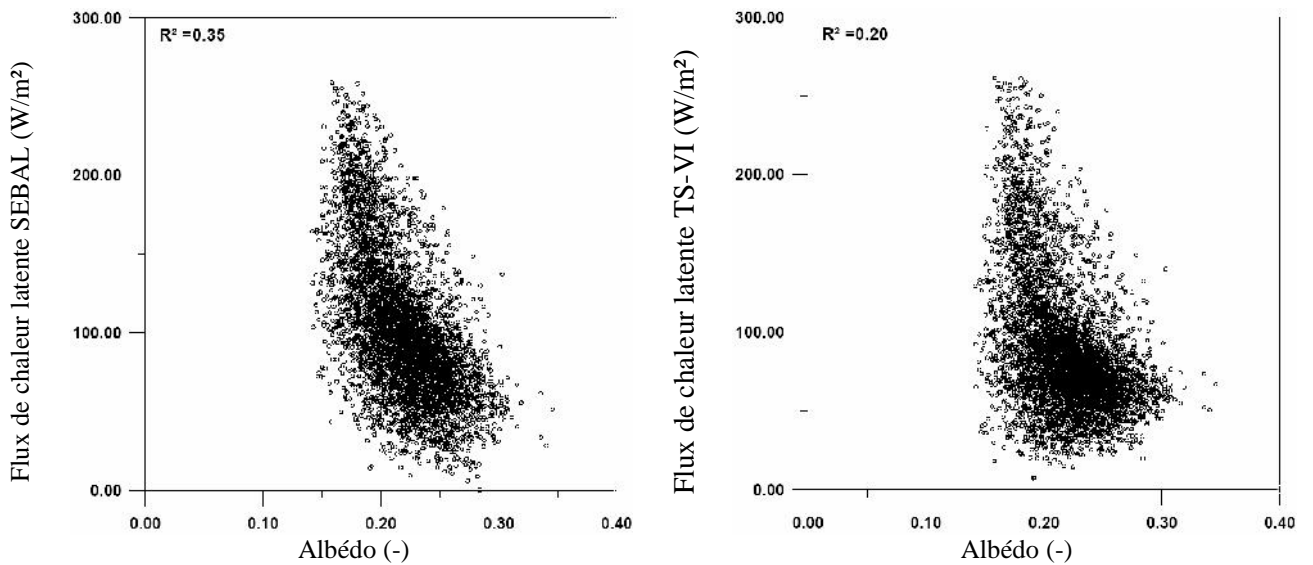


Figure 7.3 : Représentation de la relation entre l'albédo et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI du Doy 2 de la plaine agricole de la Habra.

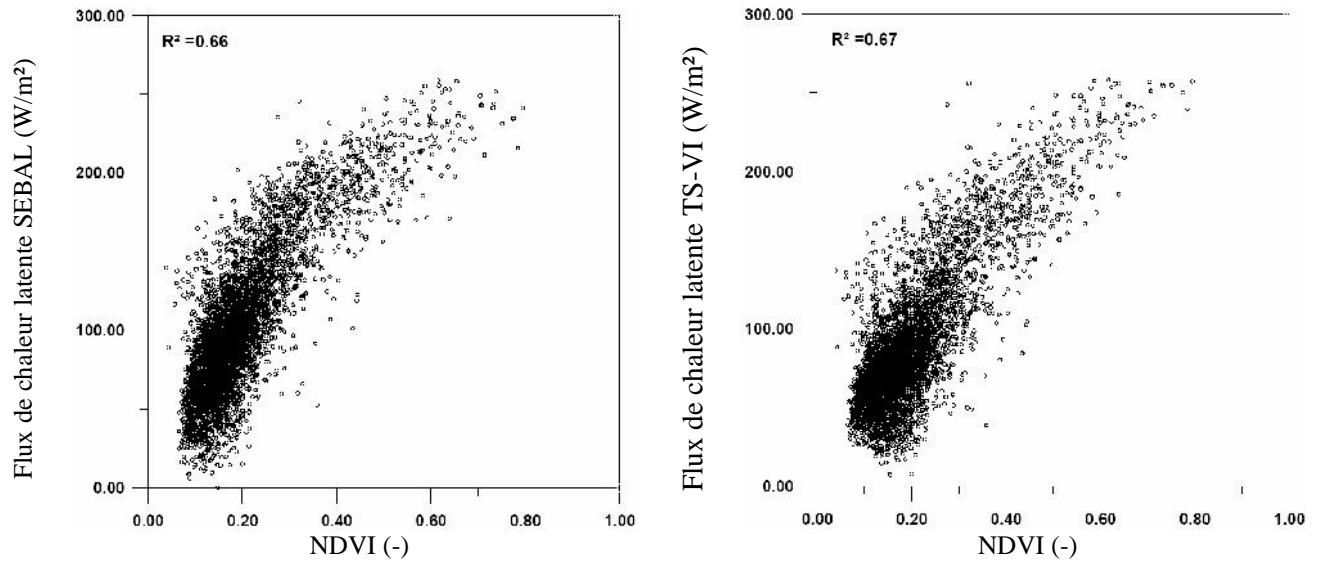


Figure 7.4 : Représentation de la relation entre NDVI et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI du Doy 2 de la plaine agricole de la Habra.

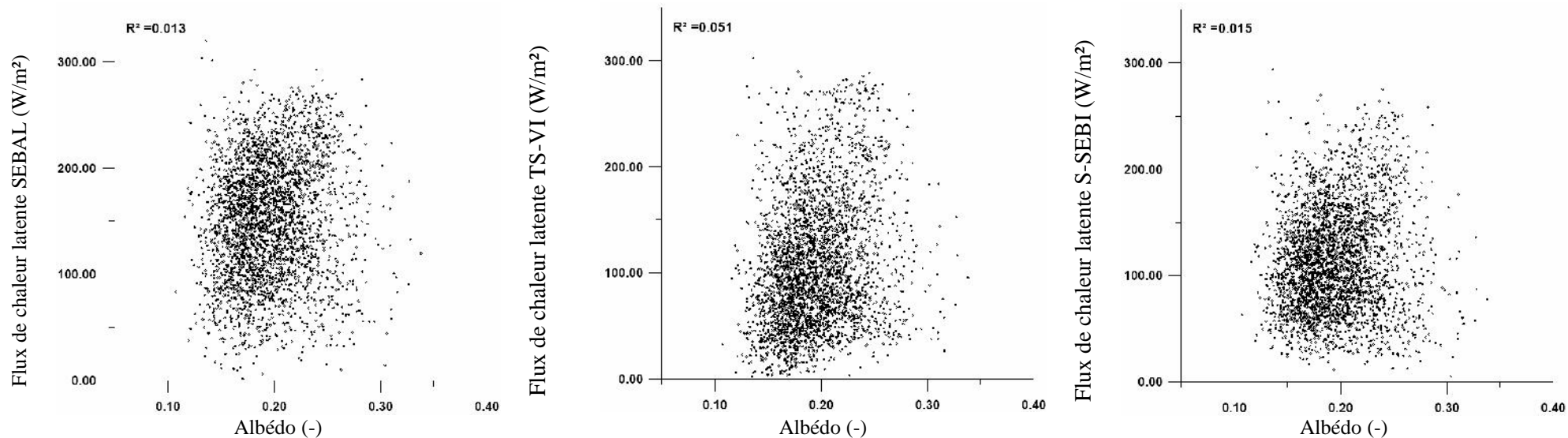


Figure 7.5 : Représentation de la relation entre l'albédo et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI; modèle S-SEBI du Doy 27 de la plaine agricole de Ghriss.

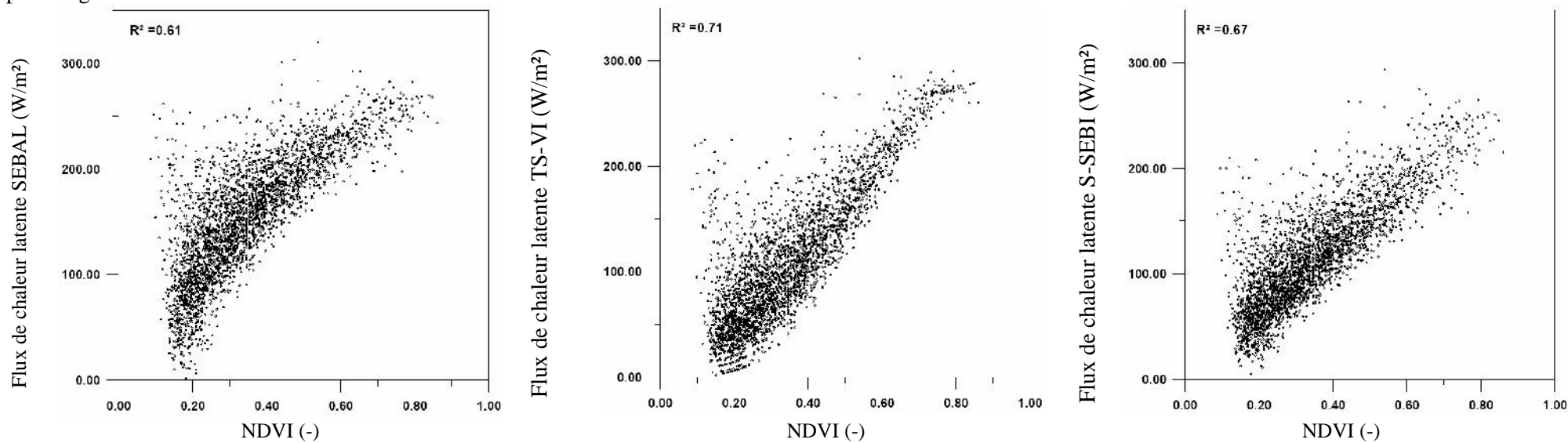


Figure 7.6 : Représentation de la relation entre NDVI et le flux de chaleur latente : modèle SEBAL; modèle TS-VI; modèle S-SEBI du Doy 27 de la plaine agricole de Ghriss.

La température de surface varie dans les images utilisées entre 284.8 à 327.3K, pour le site de la plaine agricole de la Habra et entre 286.36 et 331.5 K pour le site de la plaine agricole de Ghriss . Les tableaux 7.1 et 7.2 présente les variations de la température de surface dans les sites d'étude. Les variations de température de surface dans les sites d'étude sont présentées dans les tableaux 7.1 et 7.2. Les valeurs plus élevées correspondent aux pixels où les sols nus (pixels secs) sont dominants, tandis que les valeurs faibles sont associées à la végétation dense irriguée (pixels humides). De même, la température moyenne de la surface sur les pixels secs est plus élevée que sur les pixels humides (tableaux 7.1 et 7.2 a et b).

Tableau 7.1 : Paramètres et flux de surface instantanés au-dessus des pixels secs et humides du site de la plaine agricole de la Habra.

Paramètre	Notation	Unit	28/09/2018 (DOY 271)		02/01/2019 (DOY 2)		16/03/2019 (DOY 75)		10/05/2019 (DOY 130)	
			Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide
NDVI	NDVI	-	0.08	0.77	0.11	0.73	0.08	0.79	0.08	0.70
Albedo	r_0	-	0.33	0.19	0.27	0.18	0.25	0.21	0.30	0.18
Émissivité	ϵ_0	-	0.91	0.99	0.92	0.99	0.91	0.99	0.91	0.99
Température de Surface	T_0	K	312.6	295.1	299.7	284.8	303.5	289.7	327.3	300.3
Rayonnement Net	Rn	W/m ²	161.1	323.2	163.3	274.0	361.3	429.6	370.4	645.0
Flux de chaleur dans le sol	G	W/m ²	33.3	20.3	21.2	9.8	51.9	20.8	101.3	57.8
Vitesse de frottement	u^*	s/m	0.31	0.39	0.26	0.29	0.34	0.40	0.27	0.28
Longueur de Monin-Oubukhov	L	m	-22.2	-814.5	-11.2	-765.5	-11.1	-440.4	-6.80	-101.3
Résistance au transfert turbulent	r_{ah}	s/m	19.6	18.4	21.3	24.6	16.3	19.2	18.7	26.5
Flux de chaleur sensible	H	W/m ²	137.3	0.4	142.1	0.7	309.4	0.2	269.1	0.8
Flux de chaleur latente (SEBAL)	λE	W/m ²	0	302.6	0	263.2	0	426.3	0	587.2
Flux de chaleur latente (T_s /VI trapèze)	λE	W/m ²	0	303.0	0	264.1	0	408.3	0	582.3
Différence entre la température de surface et la température de l'air	dT	° C	2.34	0	2.61	0	3.68	0	4.54	0

Tableau 7.2a : Paramètres et flux de surface instantanés et journalier au-dessus des pixels secs et humides du site de la plaine agricole de Ghriss.

Paramètre	Fraction d'évaporation		Albedo		NDVI		Température de surface		Rayonnement Net		Flux de chaleur dans le sol		
Unité	-		-		-		K		W.m ⁻²		W.m ⁻²		
Année DOY	Pixel sec	Wet pixels	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	
2018	271	0	1	0.16	0.37	0.09	0.75	309.79	297.95	317.38	429.21	53.34	42.04
	280	0	1	0.15	0.35	0.07	0.76	321.73	315.97	242.29	290.25	53.78	55.74
	312	0	1	0.14	0.36	0.07	0.74	312.60	308.27	210.93	255.45	39.17	40.42
	344	0	1	0.13	0.32	0.08	0.75	298.00	287.75	240.63	322.42	26.97	18.34
	360	0	1	0.14	0.40	0.07	0.74	305.11	286.36	191	259	25.53	9.11
2019	27	0	1	0.14	0.39	0.09	0.77	300.27	289.39	246.80	286.57	27.28	16.87
	59	0	1	0.16	0.39	0.11	0.80	306.19	293.96	283.28	318.89	42.15	23.33
	75	0	1	0.17	0.36	0.10	0.80	313.00	297.29	421.32	506.86	74.16	42.62
	130	0	1	0.19	0.22	0.15	0.80	328.79	301	408	554	99.68	31.83
	155	0	1	0.16	0.37	0.11	0.80	314.96	299.93	487.41	636.43	93.51	68.39
	162	0	1	0.17	0.38	0.10	0.75	322.43	311.91	426.80	543.08	101.32	93.24
	194	0	1	0.21	0.22	0.14	0.76	331.5	305.23	405	559	106.86	54.12

Tableau 7.2b : Paramètres et flux de surface instantanés et journalier au-dessus des pixels secs et humides du site de la plaine agricole de Ghriss.

Modèle	SEBAL				TS-VI				S-SEBI				
Paramètre	LE _{inst}		LE _{Journalier}		LE _{inst}		LE _{Journalier}		LE _{inst}		LE _{Journalier}		
Unité	W/m ²		mm/jour		W/m ²		mm/jour		W/m ²		mm/jour		
Année DOY	Pixel sec	Wet pixels	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	Pixel sec	Pixel humide	
2018	271	0	333.18	0	2.15	0	342.41	0	2.21	0	328.76	0	2.10
	280	0	297.10	0	2.70	0	306.77	0	2.78	0	297.64	0	2.54
	312	0	290.51	0	1.59	0	293.92	0	1.61	0	297.03	0	1.62
	344	0	245.89	0	0.91	0	258.00	0	0.98	0	233.45	0	0.88
	360	0	243.44	0	0.77	0	244.16	0	0.77	0	246.22	0	0.77
2019	27	0	284.22	0	0.91	0	283.22	0	0.91	0	280.34	0	0.90
	59	0	313.94	0	1.31	0	315.00	0	1.32	0	343.81	0	1.23
	75	0	436.84	0	3.03	0	439.91	0	3.05	0	392.61	0	2.73
	130	0	498.53	0	4.52	0	504.36	0	4.57	0	468.17	0	4.23
	155	0	527.24	0	3.87	0	540.55	0	3.97	0	466.05	0	3.97
	162	0	506.45	0	5.72	0	513.37	0	5.54	0	498.22	0	5.33
	194	0	539.55	0	5.72	0	539.97	0	5.88	0	537.50	0	5.94

7.3. Le rayonnement net

Le rayonnement net instantané R_n au moment du passage du satellite est estimé à partir des données météorologiques et de télédétection et son calcul est la première étape pour l'obtention de l'évapotranspiration instantanée après avoir estimé le rayonnement à courtes longueurs d'ondes entrant et le rayonnement grandes longueurs d'ondes entrant et sortant en utilisant l'équation du bilan énergétique de surface (Bastiaanssen et al.1998 a, b; Matter et al.2014; Sobrino et al.2005), La variation temporelle du rayonnement net dans les sites de la plaine agricole de la Habra et celui de Ghriss obtenus en appliquant l'équation 6.1 est illustrée dans les figures 6.17 et 6.18, les résultats sont présentés dans les tableaux 7.1 et 7.2 respectivement pour les deux sites. Les valeurs plus élevées R_n sont enregistrées sur une couverture végétale dense ($NDVI > 0,7$) ayant des conditions d'approvisionnement en eau optimales. Les sols nus ($NDVI < 0,2$) sont caractérisés par de faibles valeurs de R_n , avec une moyenne qui varie entre de 210,3 et 444,8 W/m^2 pour le site de la plaine agricole de la Habra et entre 210.87 et 424.21 W/m^2 pour le site de la plaine agricole de Ghriss. Entre les valeurs de rayonnement net mesurées au sol et estimées par satellite indiquent un meilleur accord, avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 9.11 W/m^2 , 8.87 W/m^2 et un coefficient de corrélation R^2 égale à 0.99 pour le site de la plaine agricole de la Habra et celui de Ghriss respectivement, les valeurs du RMSE obtenues sont relativement précises par rapport à celles rapportées par les études antérieures de Santos et al. (2020), où les valeurs RMSE étaient 32,2 W/m^2 , Choi et al. (2009), où le RMSE variait de 20 à 30 W/m^2 , Tang et Li, (2015), où le RMSE était de l'ordre de 30,7 W/m^2 , et Zou et coll. (2018) où le RMSE étaient de 66,9 W/m^2 .

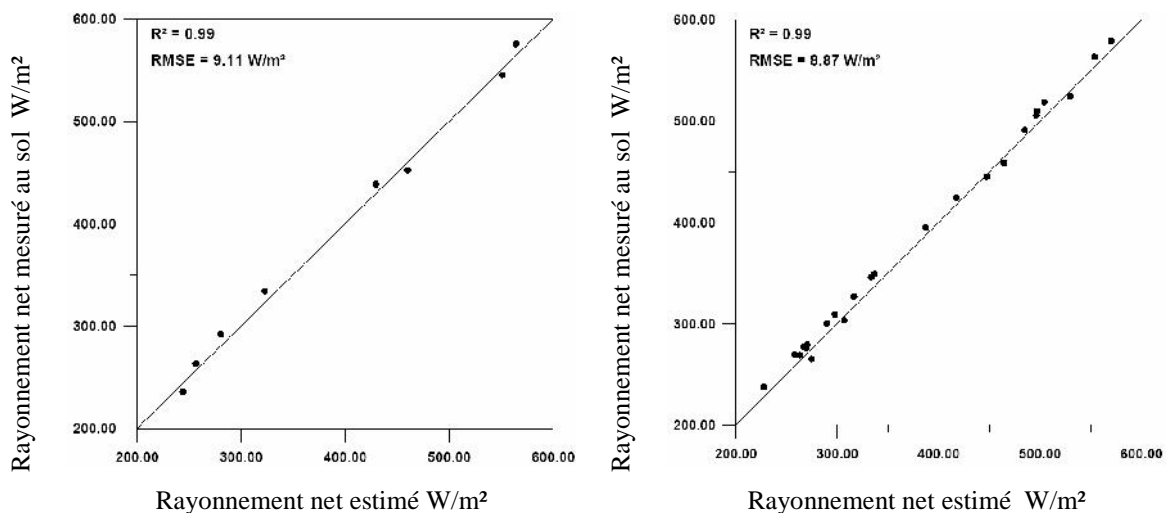


Figure 7.7 : Comparaison entre le rayonnement net estimé par le satellite Landsat8 Oli/TIRS et celui mesuré au sol pour la plaine agricole de la Habra (à droite) et celle de Ghriss (à gauche).

7.4. Le flux de chaleur dans le sol G :

La variation temporelle du flux de chaleur dans le sol G dans les deux sites ont été illustrées dans les figures 6.2 et 6.1 ainsi que les résultats qui sont présentés dans les tableaux 7.1 et 7.2. La valeur moyenne du flux de chaleur dans le sol G a varié de 20.41 W/m² à 102.19 W/m² et de 20.61 W/m² à 101.85 W/m² respectivement pour les deux sites au cours de toute la période de l'étude, les valeurs minimales sont en hiver le 02 janvier 2019 (9.80 W/m²) pour le site de la plaine agricole de la Habra et le 26 décembre 2018 (9.11 W/m²) pour le site de la plaine agricole de Ghriss, ces valeurs caractérisent des surfaces entièrement couvertes de végétation (NDVI > 0,7), par contre les valeurs moyennes de G les plus élevées (102.19 W/m² et 101,85 W/m²) sont enregistrées au début et au milieu de l'été le 10 Mai 2019 pour le site de la Habra et le 15 juillet 2019 pour le site de Ghriss, ces résultats représentent des sols nus (NDVI < 0,2) ou lorsque la température est élevée en été, dont la longueur de la journée et l'intensité du rayonnement solaire sont plus importantes, alors que les basses températures et brume ou brouillard en hiver ont été la principale cause de la réduction des valeurs de G (Allen et al., 2002).

La comparaison entre les valeurs de flux de chaleur dans le sol G mesurées au sol et celles estimées par satellite indique que le modèle conduit à une sous-estimation du flux G avec un RMSE de 15,79 W/m² pour le premier site et un RMSE de 14,82 W/m² pour le second site. Ces résultats sont assez similaires à ceux obtenus sur la plaine du Ksar Chellala en Algérie par Hamimed et al. (2014), où le RMSE était de 13,2 W/m², sur la plaine de Ghriss en Algérie par Nehal et al. (2017), où le RMSE était de 14 W/m², sur un champ de luzerne dans l'est du Colorado par Mkhwanazi et Chavez, (2012), avec un RMSE de 14,2 W/m², et sur le bassin de la rivière São Francisco Bas-Moyen par Teixeira et al. (2009) où l'étalonnage local a donné un R² de 0,81 et un RMSE de 13,3 W/m². La sous-estimation de G peut s'expliquer par l'incertitude des variables intermédiaires utilisées dans le modèle (comme l'albédo, le NDVI et la température de surface). Malgré cette imprécision, les valeurs de flux G sont plus faibles que les autres flux d'énergie et ont par conséquent un faible impact sur l'énergie disponible (Rn-G) (Nehal et al., 2017).

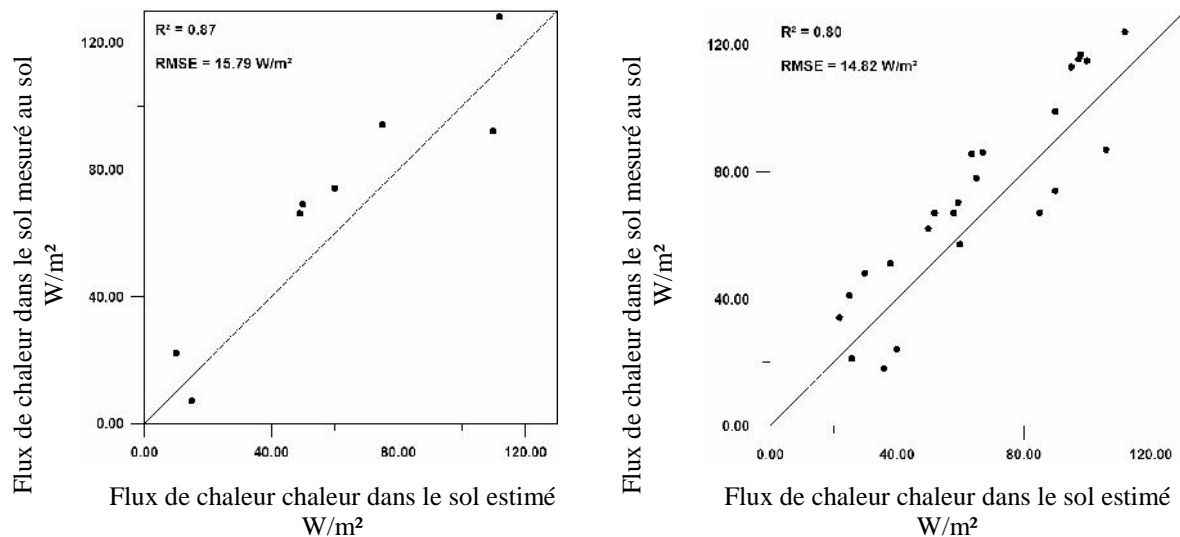


Figure 7.8 : Comparaison entre le flux de chaleur dans le sol estimé par le satellite Landsat8 Oli/TIRS et celui mesuré au sol pour la plaine agricole de la Habra (à droite) et celle de Ghriss (à gauche).

7.5. Le flux de chaleur sensible

Dans les études d'estimation de l'évapotranspiration par l'équation du bilan énergétique, l'évaluation du flux de chaleur sensible est la plus délicate pour les modèles résiduels tels que SEBAL (Hamimed et al., 2014). Pour réduire les erreurs dues à ce flux, le modèle SEBAL utilise une approche basée sur la théorie de similarité Monin-Oubukhov dans la couche limite atmosphérique. En effet, la modélisation de la couche limite de surface permet de cartographier le flux de chaleur sensible qui est obtenu en estimant deux paramètres clés de la régulation du bilan énergétique, en fonction du type de surface et de ses propriétés thermodynamiques que sont la résistance aérodynamique au transfert de chaleur (r_{ah}) et la différence de température entre la surface et l'air.

Dans l'estimation du flux de chaleur sensible (H), les pixels humides sont identifiés sur une couverture végétale dense ($NDVI > 0,7$), avec une température moyenne entre 284,8 à 300,3 K ainsi que entre 286.36 à 315.97 K respectivement pour le site de la plaine agricole de la Habra et de Ghriss (Tableaux 7.1 et 7.2). On note également que pour les pixels secs (sol nu et urbain) la résistance aérodynamique au transfert de chaleur (r_{ah}) est faible, provoquant la libération de chaleur sensible dans l'atmosphère. Ceci est justifié par de fortes différences entre les températures de surface et de l'air. Cependant, pour les pixels humides (parcelles fraîchement irriguées), les valeurs de r_{ah} sont élevées car l'énergie disponible ($R_n - G$) est principalement consommée par l'évapotranspiration. Cette différenciation du flux de chaleur sensible pour les pixels secs et humides est causée par l'état de l'eau de surface et son influence sur la répartition énergétique entre la chaleur latente et sensible. Plus précisément,

les surfaces humides sont individualisées par des valeurs H faibles tandis que des valeurs H élevées sont attribuées aux zones sèches (Tableaux 7.1 et 7.2). Comparé aux observations BREB sur le terrain, le flux de chaleur sensible (H) estimé par SEBAL concorde relativement bien, donnant des valeurs RMSE 55,4 W/m² et 42.4 W/m² respectivement pour les deux sites, respectivement. Ces résultats indiquent que SEBAL a légèrement surestimé le flux H. Par conséquent, ils considèrent toujours comme en accord raisonnable avec les mesures du rapport de Bowen, ayant une incertitude de ~20 % (Kustas et Norman, 1999; Liu et Xu, 2019; Timmermans et al., 2007), et sont en bon accord avec les valeurs rapportées par les études précédentes de Tang et Li, (2015), Santos et al. (2020), Wagle et al. (2017) et Ochege et al. (2019), indiquant des valeurs RMSE de 46,4, 82,8, 72 et 48,29 W/m², respectivement.

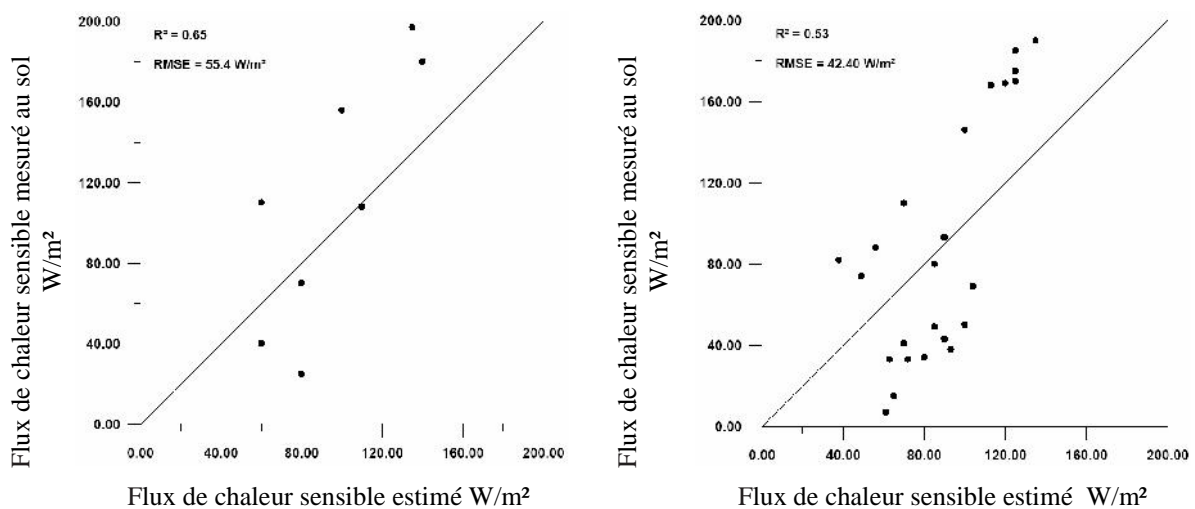


Figure 7.9 : Comparaison entre le flux de chaleur sensible estimé par le satellite Landsat8 Oli/TIRS et celui mesuré au sol pour la plaine agricole de la Habra (à droite) et celle de Ghriss (à gauche).

7.6. Le flux de chaleur latente

Dans les périmètres d'irrigation, les allocations d'eau calculées peuvent être mises à jour à l'aide des informations obtenues par certains indicateurs de performance d'irrigation, tels que l'uniformité et l'adéquation (Bastiaanssen et al., 1996). Le flux de chaleur latente (LE, correspondant à l'énergie consommée par ET) peut être utilisé pour exprimer l'uniformité de l'utilisation de l'eau des cultures, qui est liée à l'équité de la distribution de l'eau d'irrigation, ou pour détecter l'adéquation de la gestion locale de l'eau, à travers la fraction évaporative (EF) qui est principalement déduite de LE (équation 6.32).

Tableau 7.3 : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Habra.

Image	Type d'occupation du sol	Rn	G	SEBAL			T _s /VI trapezoid		
				H	LE	EF	w	LE	EF
28/09/2018 (DOY 271)	Sol nu	235.25	38.47	107.05	95.13	0.47	0.38	54.85	0.27
	Sol peu couvert	299.54	34.63	49.48	217.88	0.818	0.98	186.56	0.69
	Végétation moyenne	312.43	31.33	35.819	247.08	0.87	1.16	232.21	0.82
	Végétation dense	316.26	27.91	28.29	261.49	0.90	1.26	259.27	0.89
	Végétation très dense	312.73	23.78	23.00	267.12	0.92	1.35	277.74	0.96
02/01/2019 (DOY 2)	Sol nu	210.33	20.75	93.65	95.92	0.49	0.06	82.06	0.42
	Sol peu couvert	250.57	17.32	44.38	188.86	0.80	0.47	174.18	0.74
	Végétation moyenne	258.81	15.40	31.81	211.59	0.867	0.81	206.43	0.84
	Végétation dense	262.73	13.63	24.39	224.71	0.90	1.14	227.87	0.91
	Végétation très dense	260.38	11.58	20.53	228.27	0.92	1.50	241.49	0.97
16/03/2019 (DOY 75)	Sol nu	388.26	50.69	273.45	64.12	0.19	0.24	53.23	0.16
	Sol peu couvert	398.51	47.83	212.71	137.96	0.39	0.49	115.68	0.33
	Végétation moyenne	413.37	44.10	155.97	213.30	0.57	0.76	187.06	0.50
	Végétation dense	430.78	38.80	105.86	286.12	0.73	1.04	272.90	0.69
	Végétation très dense	438.51	28.97	58.07	351.47	0.86	1.36	370.22	0.90
10/05/2019 (DOY 130)	Sol nu	444.87	105.99	227.32	111.55	0.32	0.23	56.45	0.16
	Sol peu couvert	476.64	103.68	177.91	195.05	0.51	0.41	111.02	0.29
	Végétation moyenne	531.24	98.86	120.56	311.81	0.72	0.65	205.02	0.47
	Végétation dense	574.22	88.16	69.47	416.59	0.85	0.94	331.49	0.68
	Végétation très dense	600.65	71.84	28.86	499.94	0.94	1.23	468.94	0.88

Tableau 7.4 a : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Ghriiss.

Image	Type d'occupation du sol	Rn	G	SEBAL			T _s -VI trapezoid			S-SEBI	
				H	LE	EF	w	LE	EF	LE	EF
(DOY 271)	Sol nu	328.55	51.45	189.96	87.14	0.31	0.44	83.97	0.30	56.62	0.04
	Sol peu couvert	355.91	48.57	119.48	187.85	0.60	0.75	160.02	0.51	133.85	0.29
	Végétation moyenne	378.81	42.57	61.09	275.14	0.81	1.12	258.60	0.76	227.35	0.36
	Végétation dense	377.05	33.79	29.34	313.91	0.91	1.37	321.84	0.93	290.82	0.75
	Végétation très dense	366.10	24.53	7.99	333.57	0.97	1.47	341.57	1.0	329.57	1.0
(DOY 280)	Sol nu	268.98	54.28	138.80	75.89	0.34	0.37	60.36	0.27	48.51	0.20
	Sol peu couvert	310.33	53.08	91.84	165.40	0.63	0.68	131.45	0.50	124.35	0.46
	Végétation moyenne	340.85	47.56	54.18	239.10	0.81	1.00	218.94	0.74	208.11	0.68
	Végétation dense	348.69	38.50	28.55	281.63	0.90	1.25	286.57	0.92	268.70	0.83
	Végétation très dense	327.73	28.70	25.99	273.03	0.91	1.36	299.02	1.00	267.21	0.86
(DOY 312)	Sol nu	244.97	40.34	132.26	72.37	0.34	0.43	60.72	0.29	46.11	0.21
	Sol peu couvert	278.14	38.80	86.70	152.62	0.63	0.75	123.66	0.51	114.13	0.46
	Végétation moyenne	301.13	34.15	50.54	216.43	0.80	1.11	201.62	0.75	187.20	0.69
	Végétation dense	310.04	27.34	25.52	257.17	0.90	1.38	264.81	0.93	244.77	0.86
	Végétation très dense	309.16	19.54	4.84	284.78	0.98	1.48	289.62	1.00	293.55	1.0
(DOY 344)	Sol nu	263.51	25.62	136.16	101.73	0.31	0.55	75.45	0.42	85.54	0.35
	Sol peu couvert	278.32	23.48	86.92	167.91	0.52	0.93	134.50	0.65	144.08	0.56
	Végétation moyenne	284.99	20.13	49.32	215.53	0.74	1.32	198.72	0.81	196.56	0.74
	Végétation dense	279.36	16.62	34.04	228.68	0.89	1.58	235.40	0.87	215.60	0.82
	Végétation très dense	268.91	13.10	25.84	229.95	1.00	1.77	255.80	0.89	220.75	0.86

Tableau 7.4 b : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Ghriss.

Image	Type d'occupation du sol	Rn	G	SEBAL			T _s -VI trapezoid			S-SEBI	
				H	LE	EF	w	LE	EF	LE	EF
26/12/2018 (DOY360)	Sol nu	202.18	21.22	64.29	116.67	0.63	0.96	96.09	0.52	77.21	0.01
	Sol peu couvert	222.35	20.07	43.97	158.29	0.77	1.16	130.97	0.64	118.46	0.08
	Végétation moyenne	242.52	17.29	24.29	200.93	0.89	1.45	181.16	0.80	173.01	0.35
	Végétation dense	238.75	13.42	15.11	210.21	0.93	1.69	210.48	0.93	195.97	0.76
	Végétation très dense	227.42	8.66	9.67	209.09	0.95	1.81	218.76	1.00	201.88	1.00
27/01/2019 (DOY27)	Sol nu	275.32	26.39	88.04	150.56	0.63	0.71	107.00	0.42	112.03	0.44
	Sol peu couvert	283.57	26.68	84.09	162.92	0.66	0.73	113.47	0.43	121.33	0.46
	Végétation moyenne	286.23	27.81	99.32	147.25	0.60	0.61	94.94	0.36	108.93	0.41
	Végétation dense	284.76	28.86	115.87	126.01	0.54	0.49	76.04	0.29	92.82	0.35
	Végétation très dense	284.50	29.26	119.30	121.41	0.52	0.47	72.89	0.27	89.38	0.34
28/02/2019 (DOY59)	Sol nu	301.24	41.07	134.85	125.31	0.47	0.52	88.61	0.33	81.76	0.25
	Sol peu couvert	309.89	39.10	99.90	170.88	0.62	0.66	116.82	0.42	119.81	0.37
	Végétation moyenne	321.92	34.53	62.25	225.13	0.78	0.97	179.59	0.62	179.78	0.52
	Végétation dense	327.65	27.04	35.03	265.57	0.88	1.32	255.40	0.84	241.06	0.68
	Végétation très dense	323.27	16.61	14.41	292.23	0.95	1.56	306.65	1.00	295.79	0.82
16/03/2019 (DOY75)	Sol nu	427.37	69.23	183.71	174.43	0.47	0.58	142.31	0.39	105.03	0.01
	Sol peu couvert	447.84	65.74	132.85	249.24	0.64	0.68	177.83	0.46	155.02	0.09
	Végétation moyenne	468.55	58.61	83.84	326.09	0.79	0.89	248.60	0.60	221.76	0.30
	Végétation dense	485.35	44.65	44.02	396.67	0.89	1.23	368.09	0.83	307.25	0.66
	Végétation très dense	472.20	29.21	25.29	417.69	0.94	1.48	442.99	1.00	345.59	1.00

Tableau 7.4 c : Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol dans la plaine agricole de Ghriss.

Image	Type d'occupation du sol	Rn	G	SEBAL			T _s -VI trapezoid			S-SEBI	
				H	LE	EF	w	LE	EF	LE	EF
10/05/2019 (DOY130)	Sol nu	436.98	90.04	212.40	134.56	0.37	0.47	121.33	0.34	73.53	0.01
	Sol peu couvert	473.40	88.10	156.58	228.70	0.58	0.55	156.74	0.40	129.43	0.07
	Végétation moyenne	516.79	78.19	76.00	362.60	0.82	0.88	286.21	0.64	247.14	0.30
	Végétation dense	539.22	60.71	35.16	443.34	0.92	1.20	421.42	0.87	351.75	0.72
	Végétation très dense	535.20	38.31	16.97	479.91	0.96	1.36	496.89	1.00	421.70	1.00
04/06/2019 (DOY155)	Sol nu	504.24	85.21	240.90	178.13	0.42	0.51	145.23	0.34	105.01	0.24
	Sol peu couvert	534.77	80.52	172.65	281.59	0.61	0.73	225.21	0.49	179.52	0.38
	Végétation moyenne	574.16	68.39	86.48	419.28	0.82	1.10	377.18	0.74	310.01	0.60
	Végétation dense	586.73	53.35	49.62	483.75	0.90	1.34	480.64	0.89	391.51	0.72
	Végétation très dense	576.07	33.61	27.49	514.96	0.94	1.49	542.45	1.00	441.65	0.80
11/06/2019 (DOY162)	Sol nu	471.96	100.70	222.44	148.82	0.39	0.42	113.31	0.30	93.30	0.23
	Sol peu couvert	502.72	97.46	173.91	231.34	0.56	0.57	168.36	0.40	157.16	0.35
	Végétation moyenne	551.63	83.99	87.79	379.84	0.80	0.97	328.27	0.69	307.79	0.60
	Végétation dense	572.13	65.83	45.36	460.94	0.90	1.28	462.00	0.91	414.89	0.75
	Végétation très dense	564.71	42.44	15.17	507.09	0.97	1.40	522.27	1.00	488.10	0.88
13/07/2019 (DOY194)	Sol nu	411.32	102.52	200.94	107.86	0.34	0.34	79.34	0.25	62.81	0.01
	Sol peu couvert	460.07	101.27	144.10	214.69	0.58	0.53	144.97	0.39	146.27	0.07
	Végétation moyenne	523.28	90.40	67.84	365.03	0.83	0.93	303.44	0.69	321.34	0.35
	Végétation dense	540.56	71.83	33.01	435.71	0.92	1.22	426.26	0.90	430.92	0.75
	Végétation très dense	532.38	46.84	12.76	472.77	0.97	1.35	485.53	1.00	464.92	1.00

Le flux de chaleur latente est généralement élevé pour la végétation dense et faible pour les sols nus secs ayant des températures de surface élevées, de faibles rayonnements nets et des flux de chaleur sensible élevés. Les tableaux 7.3 et 7.4 a, b et c résume les résultats des flux d'énergie et des indicateurs d'humidité obtenus à partir des trois modèles (SEBAL, Ts /VI et S-SEBI) dans les deux sites pilotes retenus pour différentes catégories d'occupation du sol.

Ces tableaux montrent que des valeurs élevées de l'évapotranspiration (LE) sont observées sur les zones irriguées à végétation dense, alors que de faibles valeurs sont sur les sols nus, correspondant à des valeurs élevées d'albédo. Cela permet de souligner que la distribution spatiale de ET dérivés à partir des modèles SEBAL, Ts/VI et S-SEBI est relativement bien corrélée aux régimes hydriques des différentes unités d'utilisation des terres. Dans l'ensemble, les modèles SEBAL, Ts/VI et S-SEBI reproduisent assez bien les flux de chaleur latente estimés, par rapport aux observations BREB sur le terrain. Les valeurs de flux de chaleur latente estimées par SEBAL montrent un léger écart et de meilleures performances que le modèle Ts /VI et S-SEBI, avec un RMSE de $49,1 \text{ W/m}^2$ et R^2 de $0,77$ ainsi qu'un égale RMSE à $32,93 \text{ W/m}^2$ et R^2 de $0,82$ respectivement pour le site de la plaine de la Habra et de Ghriss.

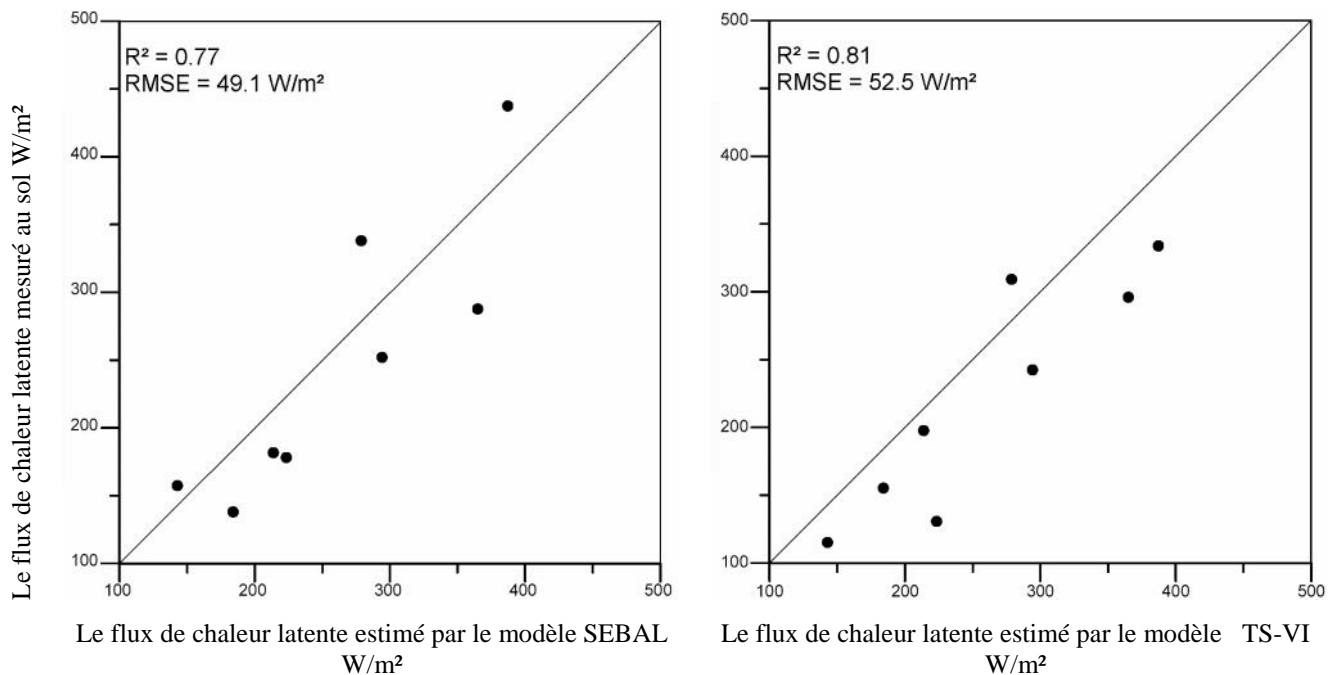


Figure 7.10 : Comparaison entre les flux de chaleur latente estimés au sol par le rapport de Bowen avec ceux estimés par le modèle SEBAL et par le modèle TS-VI (la plaine de Habra).

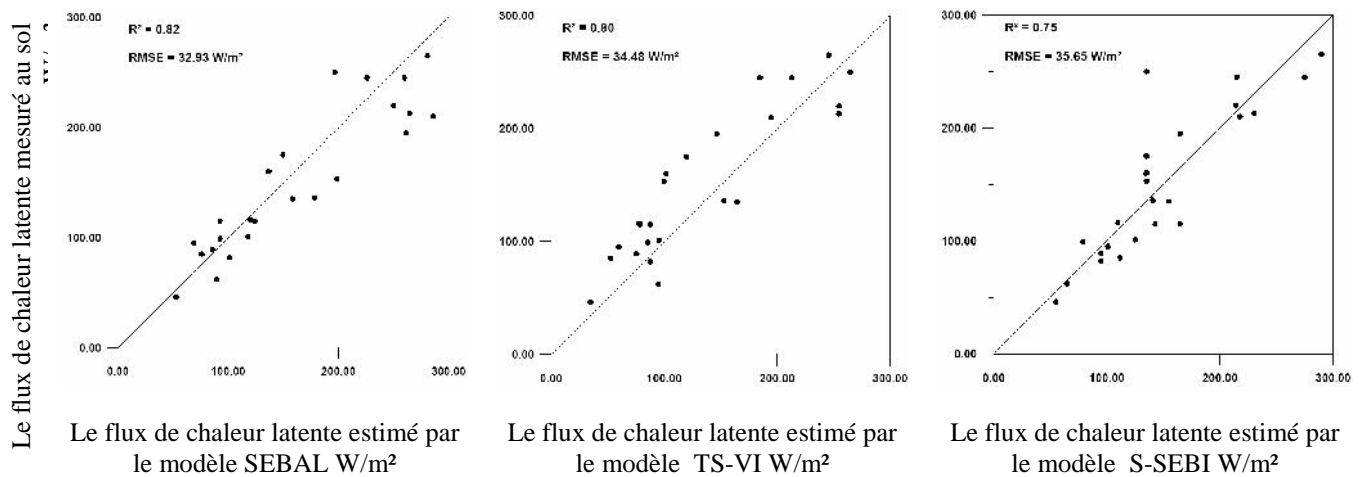


Figure 7.11 comparaison entre les flux de chaleur latente estimés au sol par le rapport de Bowen avec ceux estimés par le modèle SEBAL, par le modèle TS-VI et par le modèle S-SEBI (la plaine de Ghriss).

Ces statistiques sont en bon accord avec celles obtenues sur le site du biome de Caatinga ($RMSE = 82,8 \text{ W/m}^2$) par Santos et al. (2020), sur le site SMACEX ($RMSE = 57 \text{ W/m}^2$) par Choi et al. (2009), et sur les prairies subhumides (Southern Great Plains '97) et les parcours semi-arides (Monsoon '90) ($RMSE = 49 \text{ W/m}^2$) par Timmermans et al. (2007). Cependant, les modèles Ts/VI et S-SEBI ont tendance à sous-estimer considérablement le flux de chaleur latente, un RMSE de $52,5 \text{ W/m}^2$ et R^2 de 0,81 pour le modèle Ts-VI dans le site de la plaine de la Habra (figure 7.11) et pour les modèles Ts-VI et S-SEBI respectivement dans le deuxième site de Ghriss un RMSE de $34,48 \text{ W/m}^2$ et $35,65$ et avec un R^2 de 0,80 et 0,75 (figure 7.11). Cette sous-estimation significative du flux LE dérivé des modèles Ts/VI et S-SEBI sont également étaient démontrées par Choi et al. (2009), Tang et Li (2015) et Lian et Huang (2016) ainsi que par Eswar et al. 2017. Les figures 6.27, 6.34 et 6.39 montre les distributions spatiales des flux de chaleur latente (LE) dérivés des trois modèles. Bien que les mêmes pixels d'ancrage (chaud et froid) aient été sélectionnés avec les trois modèles, il a été observé que le modèle SEBAL prédisait un LE légèrement supérieur aux autres modèles. Ces modèles spatiaux sont probablement dus aux différentes approches utilisées pour estimer H et LE par les trois modèles. Le modèle SEBAL calcule H en utilisant une technique de gradient de température à source unique pour le transport de chaleur, en tenant compte des effets de stabilité basés sur la théorie de Monin–Obukhov, et LE est calculé comme un résidu de l'équation du bilan énergétique, tandis que les modèles Ts/VI et S-SEBI calculent LE directement, mais H est calculé comme un résidu de l'équation du bilan énergétique. Sur la base des modèles spatiaux identifiés pour H et LE, le schéma de calcul du modèle SEBAL semble être plus complet physiquement compte tenu de la stabilité de la résistance aérodynamique du transport de chaleur (Wagle et al., 2017). La comparaison des

estimations du flux de chaleur latente et l'évapotranspiration réelle journalière obtenus par les modèles SEBAL, Ts/VI et S-SEBI sont illustrées dans les figures 7.12 et 7.15a jusqu'à 7.18f. En général, un bon accord avec les coefficients de corrélation R^2 pour les deux sites pilotes retenus. Le résultat de cette comparaison conduit à la conclusion que les trois modèles fournissent des résultats proches et suggère que ces modèles peuvent être considérés comme des approches opérationnelles pour la surveillance de l'ET et de l'état des eaux de surface sur des zones agricoles ayant une quantité limitée d'informations au sol. Nous pouvons également noter que les méthodes contextuelles simples, telles que les modèles Ts/VI et S-SEBI, ont le potentiel de fournir des estimations ET cohérentes avec le modèle SEBAL plutôt complexe basé sur la physique, comme indiqué par Lian et Huang (2016). Cependant, les estimations ET par le modèle Ts/VI et S-SEBI sont assez sensibles aux dérivées (R_n-G), T_0 et EF, tandis que SEBAL peut compenser les erreurs d'estimation (R_n-G) et T_0 en utilisant un principe contextuel basé sur des pixels chauds et froids afin de calibrer le flux de chaleur sensible par une approche itérative.

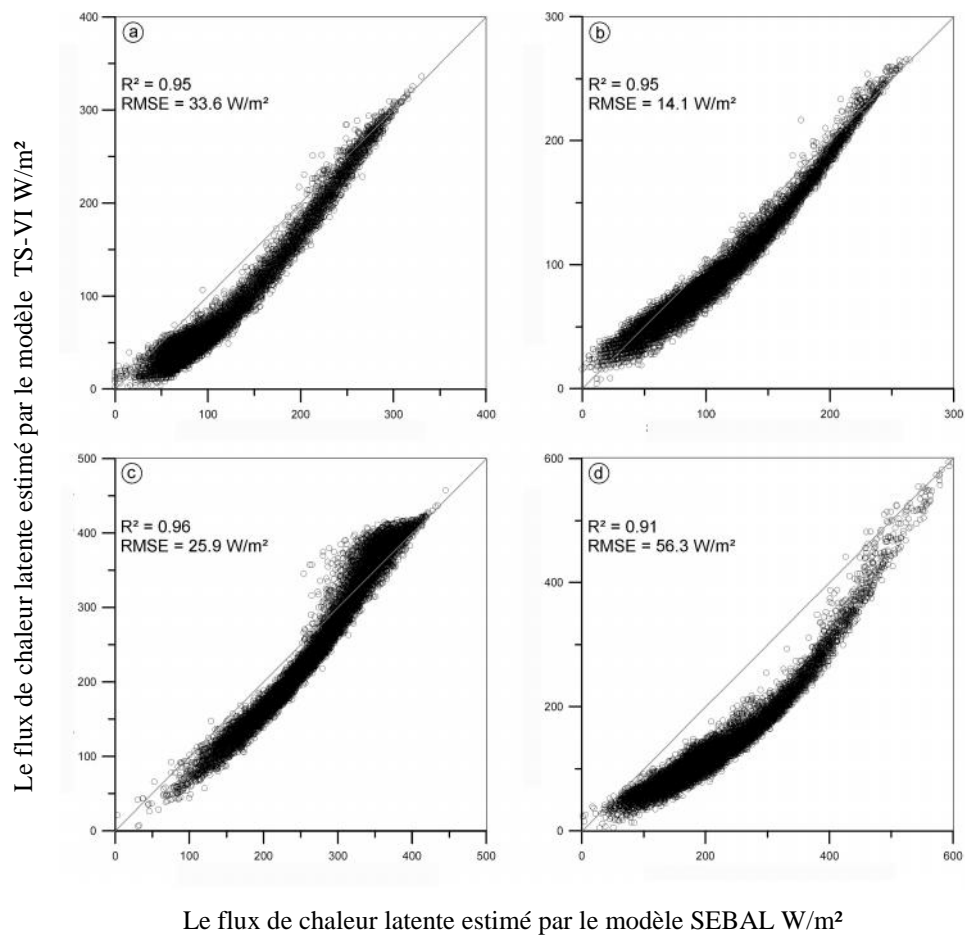


Figure 7.12 : Comparaison des estimations de flux de chaleur latente par le modèle SEBAL et Ts-VI le (a) Doy 271 , (b) Doy 2, (c) Doy 75 et (d) Doy 130 sur la plaine d'Habra .

Différents indicateurs d'humidité, tels que la fraction évaporative (FE) et la résistance de surface à l'évaporation (r_s), qui peuvent fournir des informations directes sur l'état de stress des cultures, sont calculés à partir du flux de chaleur latente (LE). Sur les figures 7.13 et 7.14 nous représentons et comparons les distributions spatiales de la fraction évaporative obtenue par les modèles utilisés pour le DOY 2 du site de la Habra et Doy. Cette comparaison montre un bon accord, avec R^2 de 0.92 et RMSE de 0.074 (-) pour le premier site et avec R^2 de 0.90, 0.92 et 0.95 et RMSE de 0.12, 0.20 et 0.09 (-) pour le deuxième site, et justifie que les trois modèles produisent à peu près le même résultat.

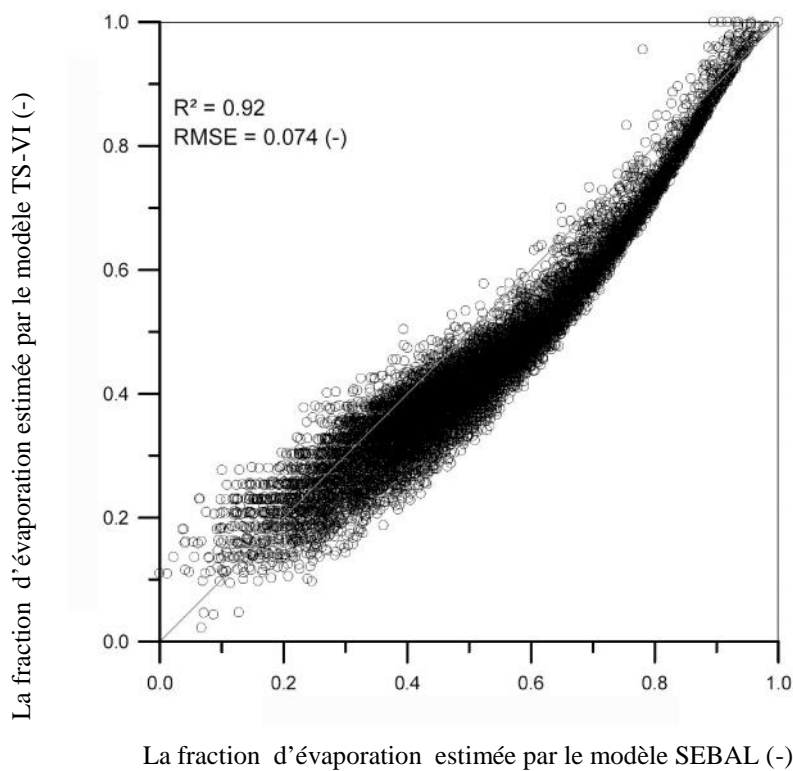


Figure 7.13 : Comparaison de la fraction évaporative estimée par le modèle SEBAL et le modèle Ts/VI au 2 janvier 2019 (DOY 2).

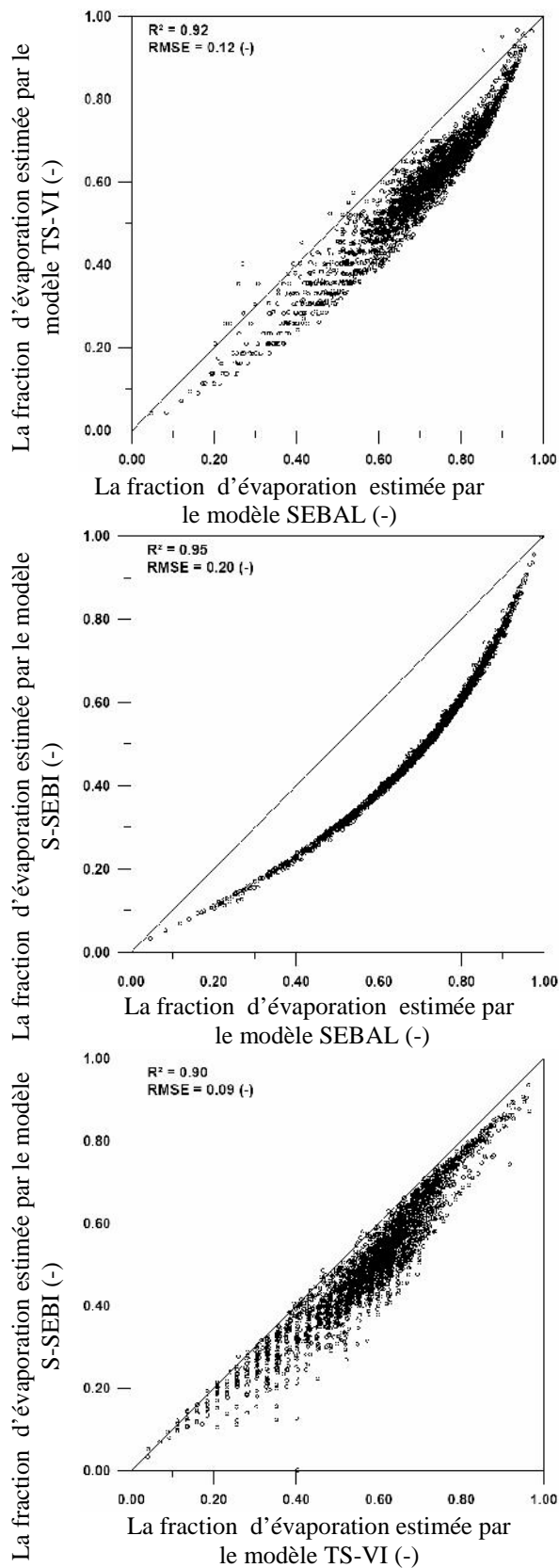


Figure 7.14 : Comparaison de la fraction évaporative estimée par le modèle SEBAL, le modèle Ts/VI et le modèle S-SEBI au 26 décembre 2018 (DOY 360).

7.7. L'évapotranspiration journalière

Les modèles SEBAL, Ts-VI et S-SEBI présentent différentes méthodologies pour estimer l'évapotranspiration journalière LE_{24} , pour évaluer les performances des trois modèles pour l'estimation d'évapotranspiration journalière LE_{24} , le rayonnement net R_n a été calculé en utilisant les mêmes méthodes pour SEBAL, Ts -VI triangle et le modèle S-SEBI, mais pas pour le flux de chaleur du sol G . Celles-ci ont été estimées grâce à des données d'entrées météorologiques et de télédétection, ces dernières sont d'abord utilisées pour calculer la fraction évaporative au moment du passage du satellite avant de calculer l'évapotranspiration journalière LE_{24} .

L'estimation de l'évapotranspiration journalière LE_{24} des trois modèles, avec leurs complexités structurelles, hypothèses et paramétrisations des variables, ont été comparées avec les différentes mesures au sol. Ces modèles ont donnés des résultats différents, principalement en raison des erreurs structurelles des algorithmes ainsi que les incertitudes et la sensibilité des différents modèles aux différentes données d'entrées. Les distributions spatiaux et temporels de l'évapotranspiration journalière LE_{24} estimée par les modèles SEBAL, triangle Ts-VI et S-SEBI sont présentés dans les figures du 6.40 et 6.41, les valeurs maximales d'évapotranspiration journalière LE_{24} correspondent aux sols cultivés bien irrigués, tandis que les autres zones correspondent à des sols secs ou nus et sableux résultant de valeurs élevées d'albédo. Cependant l'évapotranspiration journalière LE_{24} dans la plaine agricole est relativement stable aux quatre stades de croissance et était plus élevée pendant la saison de croissance que pendant la saison de non-croissance. Les zones urbaines peuvent être vues distinctement dans les douze images LE_{24} , en raison de l'évapotranspiration journalière inférieure par rapport à la plaine agricole de Ghriss environnante. Le modèle spatial de l'évapotranspiration journalière LE_{24} dans la zone d'étude estimée par les trois modèles a été analysé au cours des jours du 28 septembre, 08 novembre, 10 décembre et le 26 décembre 2018 LE_{24} a des valeurs élevées en raison de la forte teneur en humidité résiduelle d'un événement de pluvieux précédent.

Les confrontations entre les valeurs de l'évapotranspiration journalière LE_{24} obtenues par les modèles SEBAL, TS-VI et S-SEBI sont représentées sur les figures 7.15. En générale, elles montrent que la majorité des résultats présentent une très bonne corrélation avec R^2 qui varie entre 0,84 à 0,98 pour les douze dates retenus et un avec des RMSE qui varie entre 0.06 à 1.22 mm jour^{-1} . L'évapotranspiration journalière LE_{24} pour ces douze dates obtenue à l'aide des modèles SEBAL ,Ts-VI et S-SEBI pendant la saison hivernale ont des

résultats relativement comparables, Les valeurs de l'évapotranspiration journalière LE_{24} pendant la saison de culture pour ces douze dates retenus en utilisant SEBAL, le triangle Ts-VI et le modèle S-SEBI indiquent qu'il y avait moins de variabilité et prouvent les meilleures performances de l'algorithme SEBAL, avec des différences entre les modèles inférieures de 0.84 à 1.22 mm jour⁻¹.

L'inter comparaison des valeurs de l'évapotranspiration journalière LE_{24} pendant la saison estivale aux douze dates, il est possible d'identifier que les valeurs obtenues par le modèle SEBAL sont supérieures à celles obtenues par le modèle Ts-VI et le modèle S-SEBI et on constate que LE_{24} estimé à l'aide du modèle SEBAL avait de meilleures performances par rapport aux deux autres modèles, avec un RMSE entre 0.79 à 1.06 mm jour⁻¹. Lors de la période de non-culture, aucun modèle ne surpassait nettement les autres comme en témoignent les analyses statistiques entre les modèles SEBAL, Ts-VI et S-SEBI.

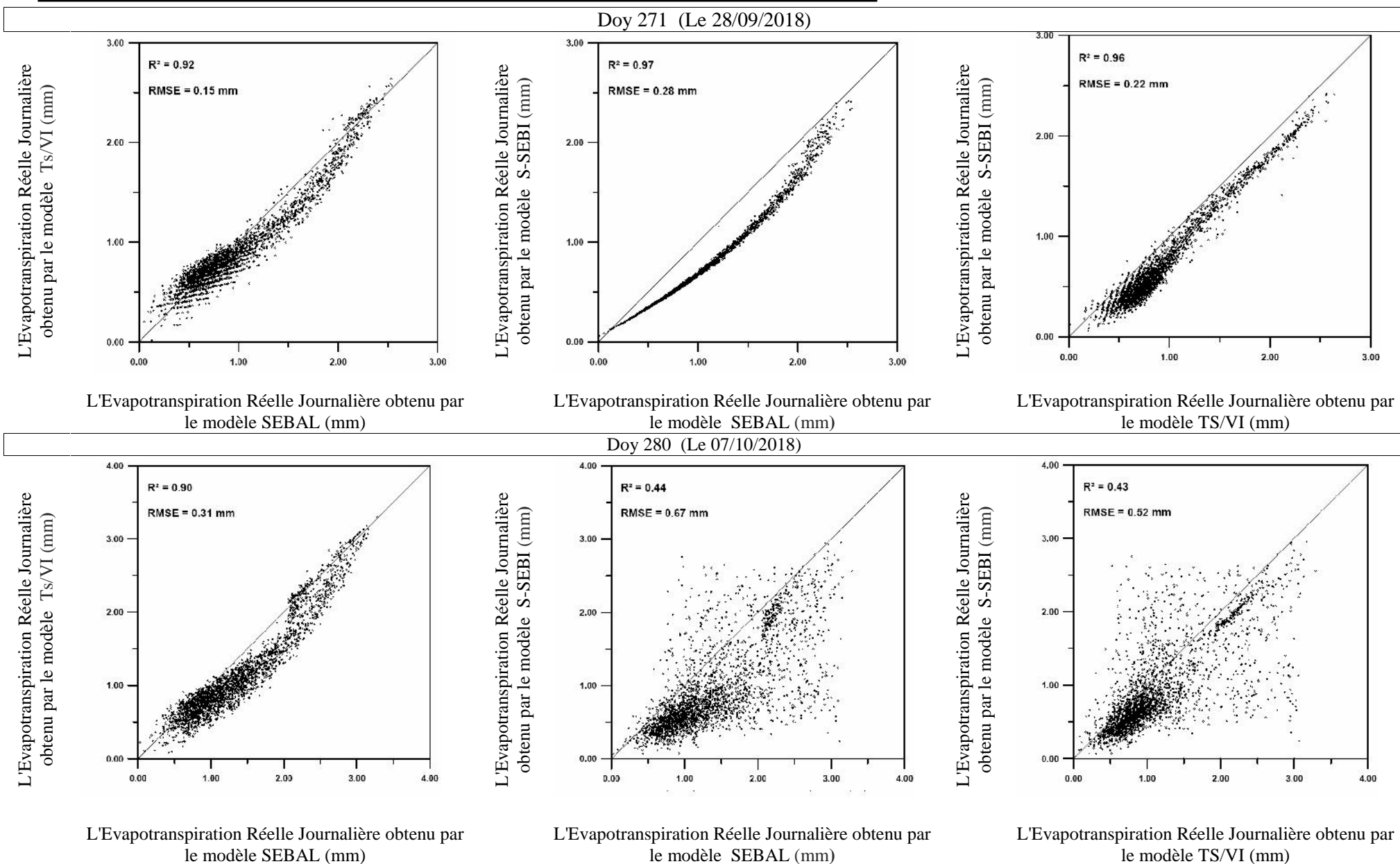


Figure 7.15 a : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .

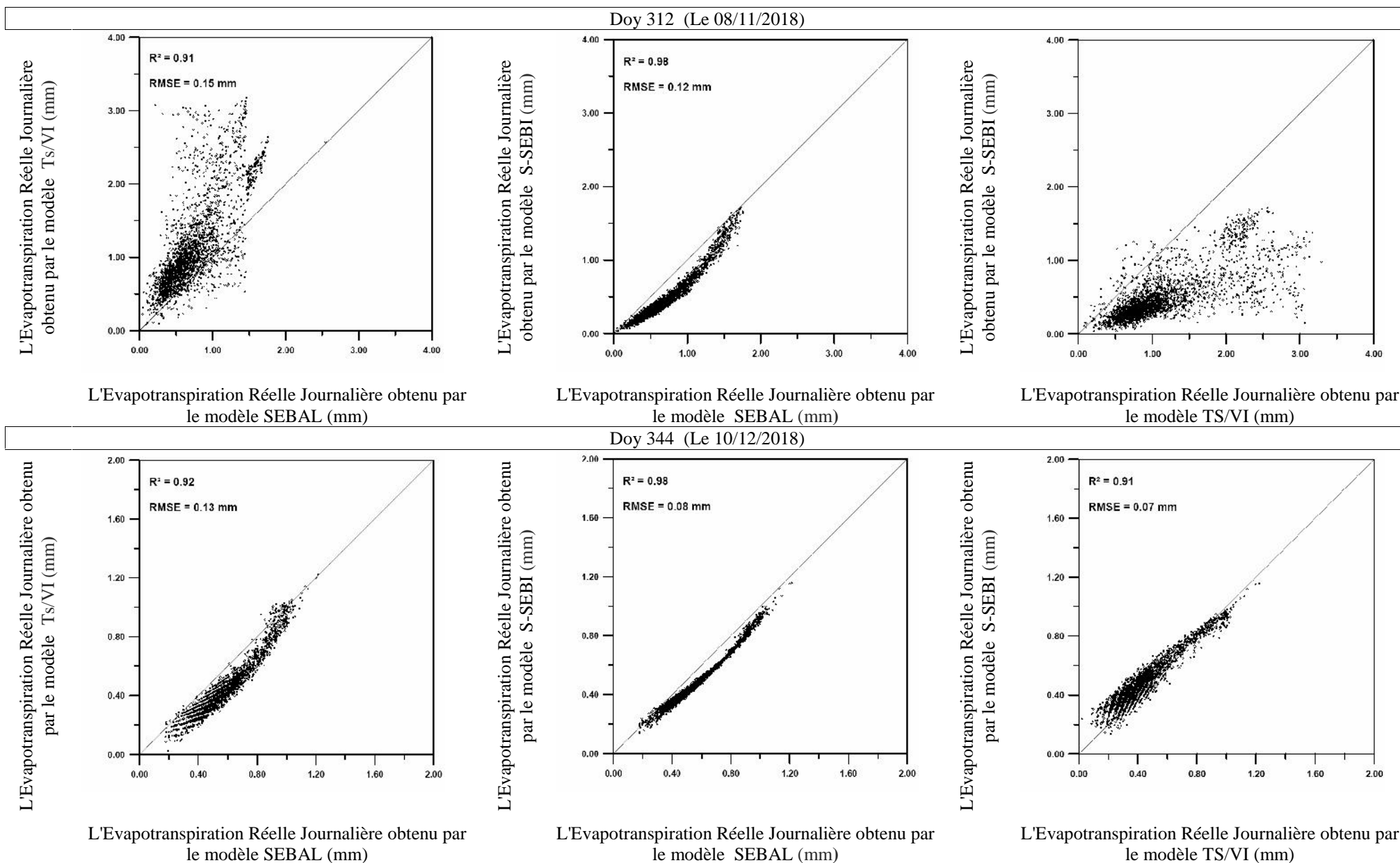


Figure 7.15 b : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .

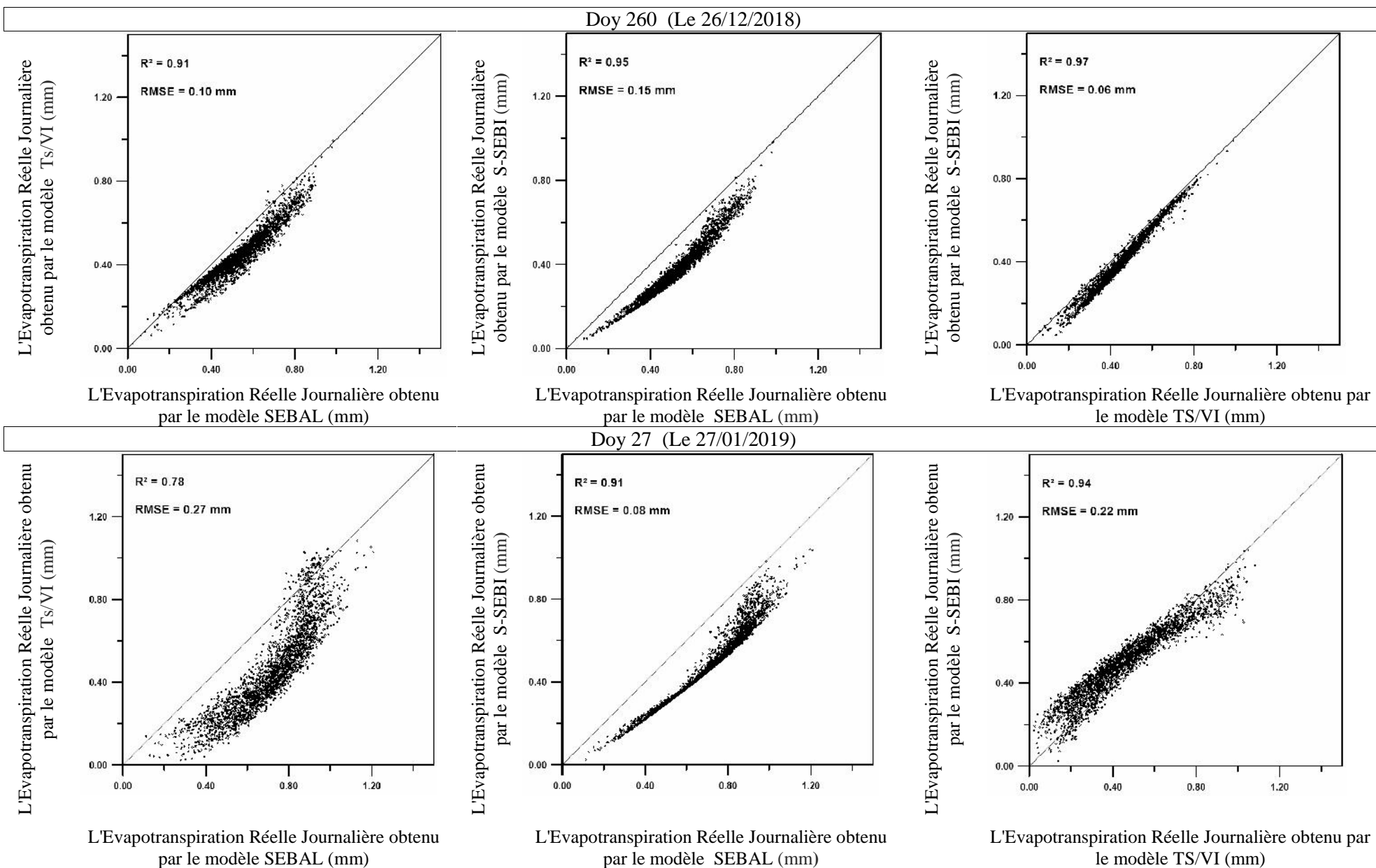


Figure 7.15 c : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .

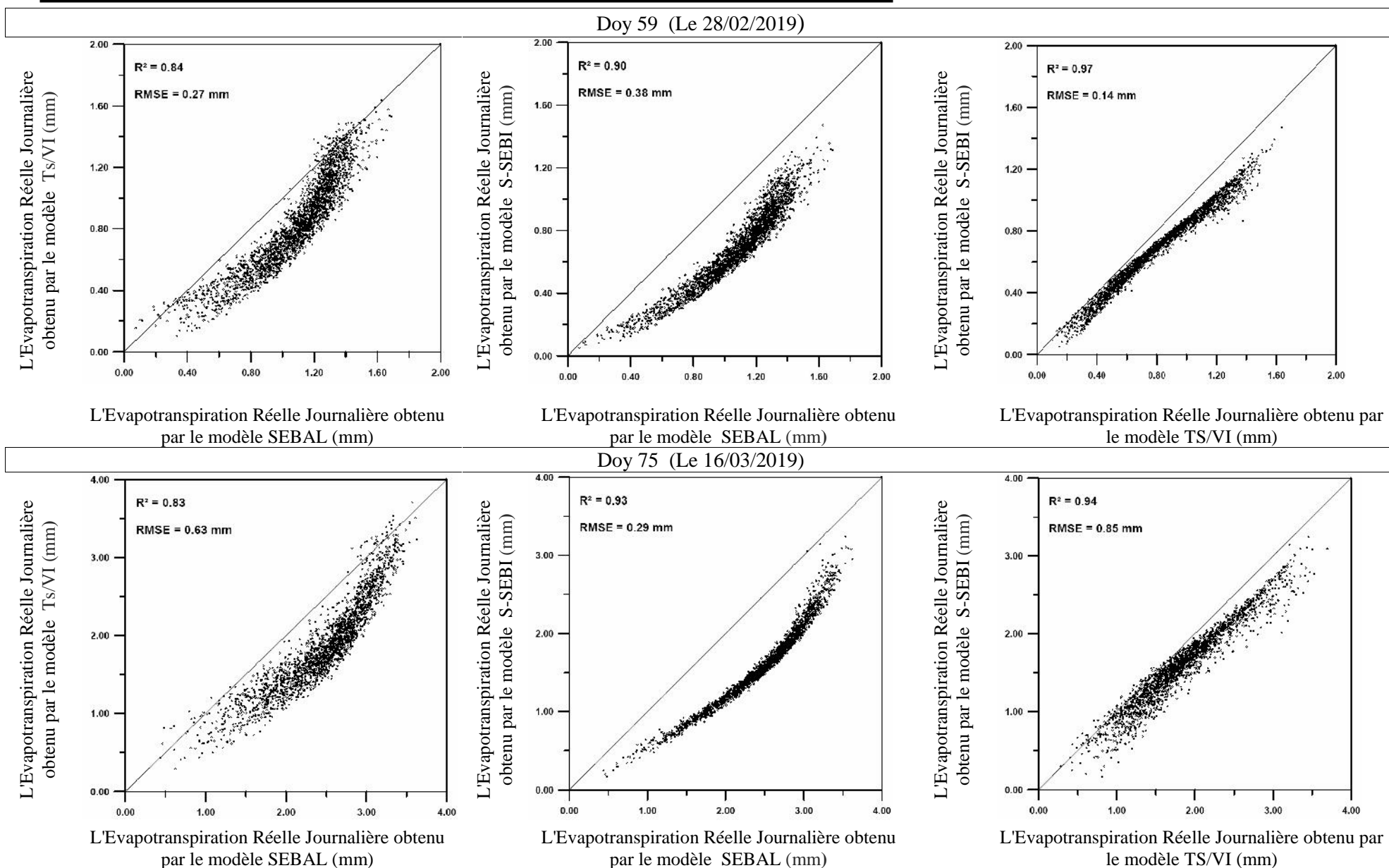


Figure 7.15 d : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .

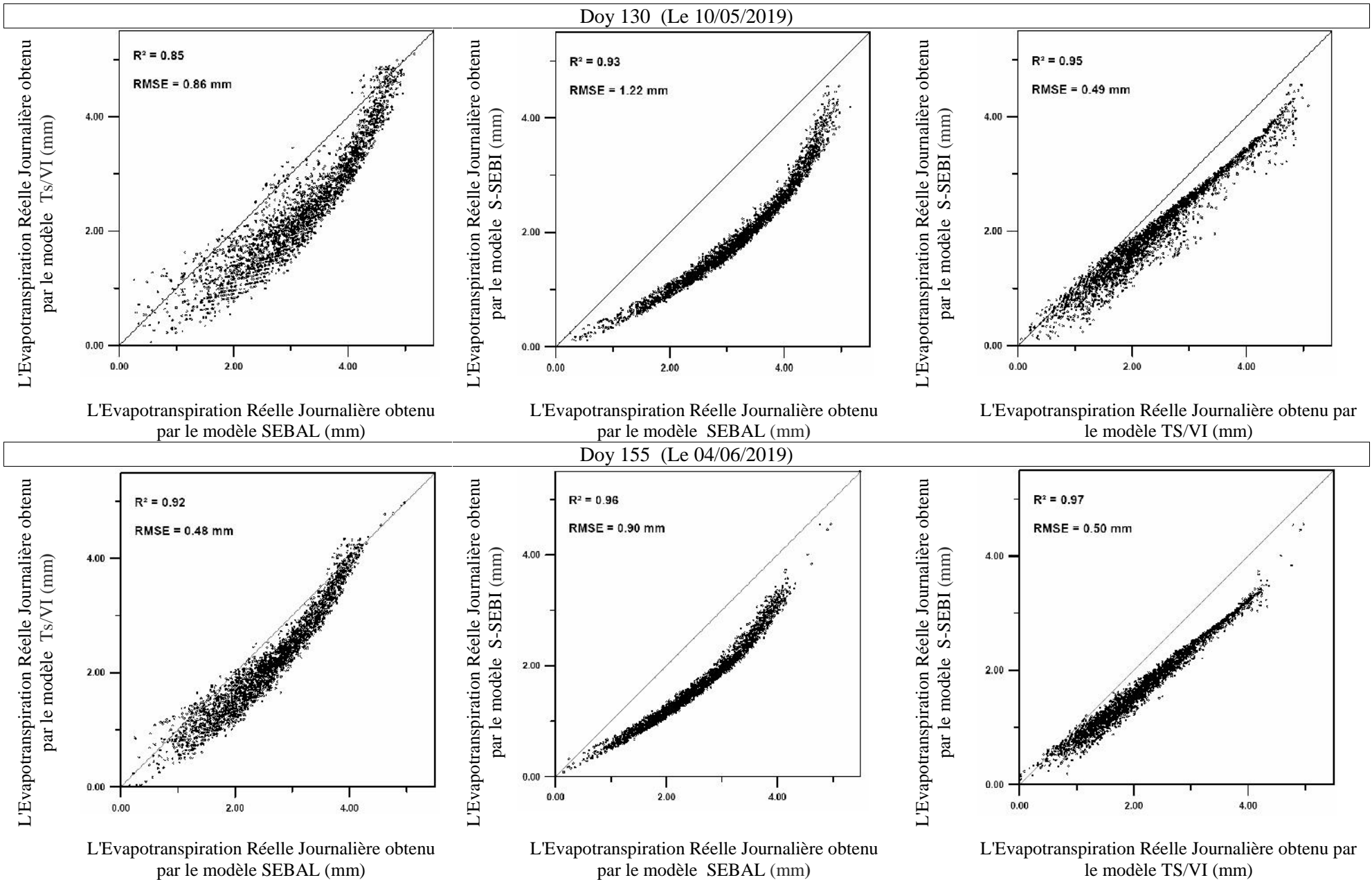


Figure 7.15 e : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .

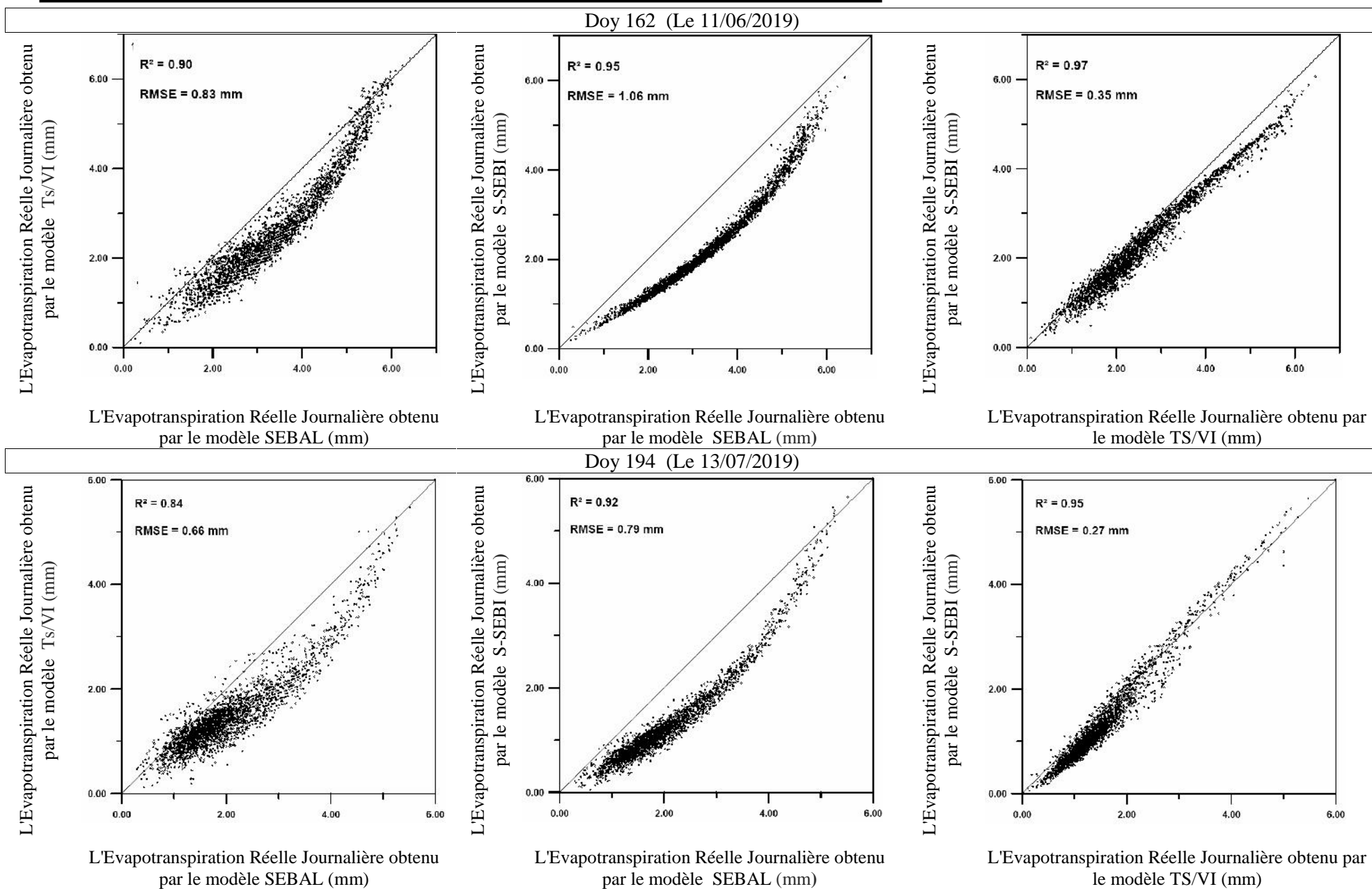


Figure 7.15 f : Comparaison des estimations de l'Evapotranspiration Réelle Journalière par le modèle SEBAL , Ts-VI et S-SEBI sur la plaine de Ghriss .

7.8. Développement et calibration du modèle pour l'estimation de la réserve utile du sol :

Pour mettre en œuvre l'approche proposée de la spatialisation de la réserve en eau des sols agricoles par télédétection sur le site de la plaine agricole de Ghriss, on a utilisés les résultats de la fraction d'évaporation des douze scènes issues du modèle SEBAL considérées comme des inputs dans le développement du modèle, la première étape est l'estimation de l'humidité relative du sol par le modèle exponentielle développé par Scott et all 2003 , la second étape la détermination de ça valeur optimale , enregistrée par un pixel durant toute la période retenu (figure 6.44) afin de superposé et de confronté ces résultats au réserve utile estimé au sol pour les 52 points choisis (figure 6.45) pour la calibration du modèle proposé.

Pour établir le modèle, nous avons appliqué la méthode de régression linéaire, qui nous a permis d'analyser la corrélation entre les valeurs réserve utile du sol comme variable dépendante et les valeurs de l'humidité relative du sol estimé par satellite comme variables explicatives. Le résultat de cette analyse est représenté sur la figure 7.19, ce qui montre une corrélation relativement significatives entre la grandeur mesurée et celle estimée, avec un coefficient de corrélation $r=0.74$.

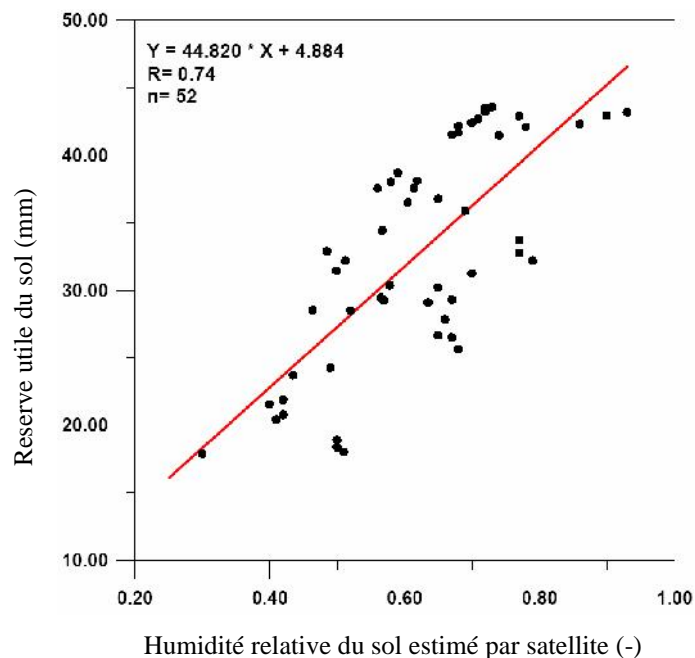


Figure 7.16 : Analyse de la corrélation entre les mesures in-situ de RU et les valeurs optimales de l'humidité du sol obtenues par télédétection

7.9. Cartographie de la réserve utile du sol :

L'approche utilisée nous a permis de dresser une carte de variabilité spatiale de la réserve utile estimée par satellite dans le site de la plaine de Ghriss, Le résultat de cette analyse est représenté sur la figure 7.17.

La carte montre que la variabilité spatiale de la réserve utile du sol est concordante avec la logique des variations de ce paramètre dans l'espace et en fonction de l'occupation des sols, sans avoir recours à introduire un nombre important de données, difficiles à estimer en routine. Sur la figure 7.17, les valeurs de la réserve utile du sol varient généralement d'environ 4 à environ 51 mm, avec une dominance très nette des surfaces ayant une grande capacité d'emmagasinement plus ou moins fort. En revanche, les surfaces à faible capacité d'emmagasinement représenté que sur une faible superficie.

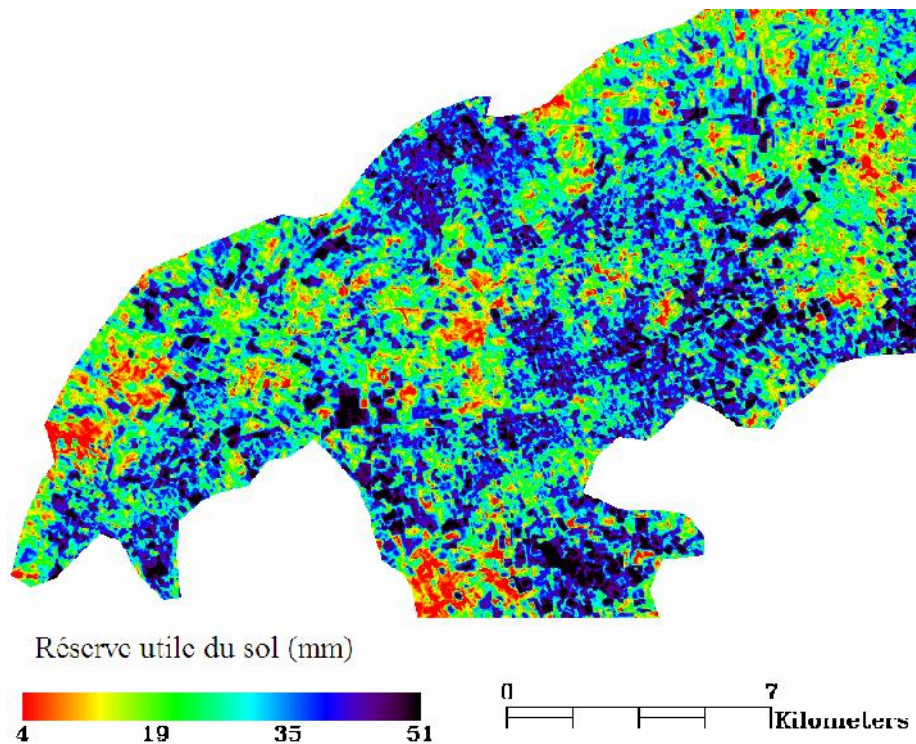


Figure 7.17 : Carte de la réserve utile du sol obtenu par modèle proposé.

La confrontation des valeurs de la réserve utile en eau des sols estimées par satellite (le modèle proposé) et celles mesurées in-situ utilisées pour la calibration du modèle représenté sur la figure 7.17, montrent un ajustement linéaire avec un coefficient de corrélation de 0,74 et un RMSE de 5,33 mm.

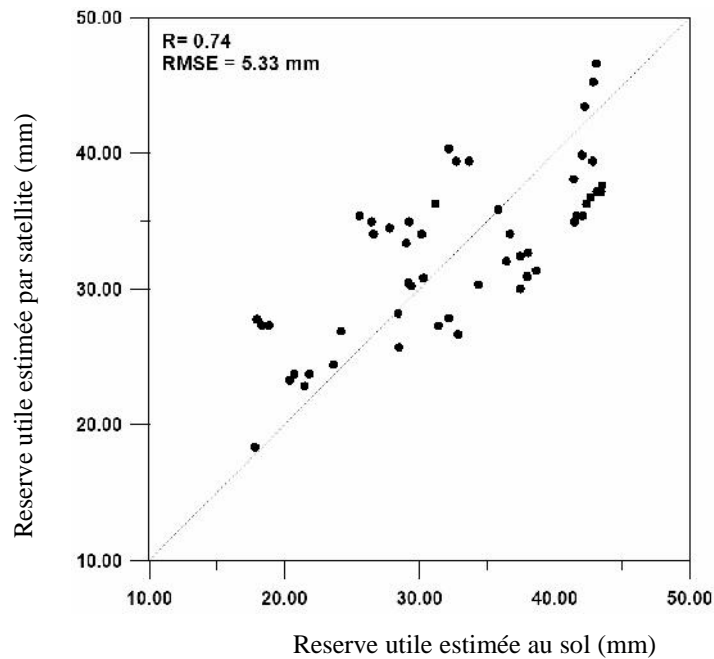


Figure 7.18 Comparaison entre la RU estimée au sol et celle estimée par télédétection

7.10. Validation du modèle

Les sorties du modèle de la réserve utile du sol estimée sont comparées avec les 24 points mesurés in-situ utilisées pour la validation et sont représentés dans la figure 7.19, le résultat de cette comparaison montre un ajustement linéaire, avec un coefficient de corrélation $r = 0,799$ et un RMSE de 6.03 mm sont obtenus.

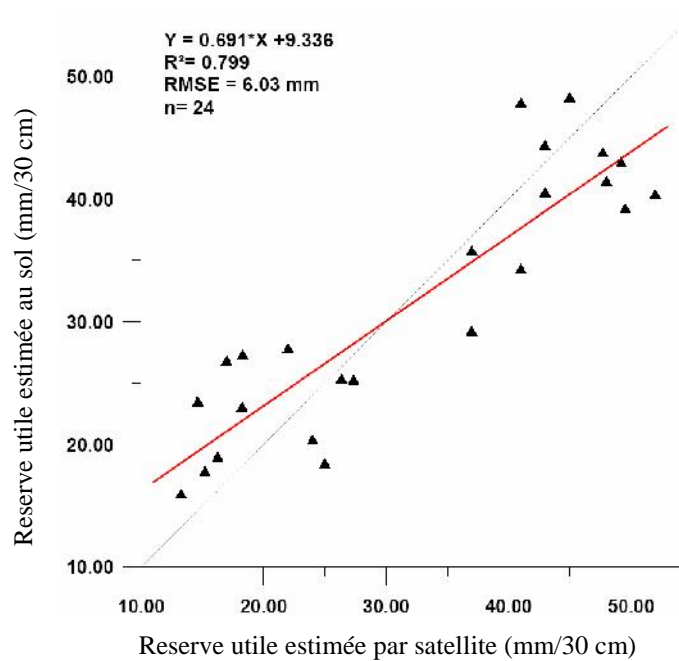


Figure 7.19 Confrontation entre la RU estimé par satellite et les mesures au sol

Compte tenu de l'incertitude de l'ajustement, l'approche proposée a fourni des estimations plus ou moins réalistes de la variabilité spatiale de la réserve en eau des sols. Cela confirme les possibilités offertes par les données satellitaires pour la spatialisation de certaines propriétés hydrodynamiques des sols, en particulier l'humidité et la réserve utile en eau du sol. Ces propriétés ont l'avantage d'être spatialisées et sont très utiles dans différentes applications agro-environnementales, telles que:

- la détermination du bilan hydrique,
- le pilotage de l'irrigation,
- le zonage agro-écologique,
- la simulation des changements globaux dans l'occupation du sol,
- la prévision des rendements agricoles.

CONCLUSION

Conclusion

L'évapotranspiration constitue une part prépondérante des bilans hydrologiques. Au niveau global, près des deux tiers des précipitations sur les terres émergées retournent à l'atmosphère par évapotranspiration, cette dernière intervient dans l'ensemble des problématiques hydrologiques au sens large et est de plus fortement liée au fonctionnement des écosystèmes et constitue un mécanisme déterminant de la production des couverts végétaux et un régulateur de la biodiversité. Il est nécessaire de bien la connaître pour estimer les besoins en eau des cultures.

Ce travail a permis de montrer l'intérêt de l'utilisation des données satellitaires multispectrale visible et infrarouge dans l'étude de l'occupation du sol des sites pilotes retenues de la plaine agricole de Ghriss et celle de la Habra. Nous avons montré que l'albédo et l'indice de végétation des différences normalisées (NDVI) sont des outils bien performants pour la mise en évidence des surfaces agricoles que de leurs contrastes hydriques.

Les bandes spectrales dans l'infrarouge thermique du capteur OLI-TIRS utilisées nous ont permis d'accéder à la température de surface (T_s). Celle-ci est la variable clé explicitement présente dans l'équation du bilan d'énergie à la surface et utilisée dans l'identification des pixels secs en complémentarité avec l'albédo.

Les différents résultats présentés illustrent parfaitement les possibilités qu'offrent les données de télédétection pour la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface par le biais des modèles SEBAL, Trapézoïdal TS/VI et S-SEBI à des fins d'estimation de l'évapotranspiration et de suivi de l'état hydrique d'une surface agricole située dans une région semi-aride avec des conditions de surface hétérogènes.

Dans ce travail, toutes les composantes du bilan énergétique de surface à savoir le rayonnement net (R_n), le flux de chaleur dans le sol (G), le flux de chaleur sensible (H) et le flux de chaleur latente (LE) l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration ont été calculées avec une précision assez acceptable par les modèles SEBAL, Trapézoïdal TS/VI et S-SEBI et leurs inter-relation avec divers paramètres tels que NDVI, T_s dans les sites pilotes retenues indique une concordance significativement meilleure.

Bien que les modèles SEBAL, TS/VI et S-SEBI aient différents degrés de complexité, les trois modèles ont donné de bons résultats, même s'ils utilisent des approches différentes pour l'estimation de l'évapotranspiration. Le modèle SEBAL (le plus complexe parmi les trois modèles) et le modèle S-SEBI (le moins complexe parmi les trois modèles) ont abouti à des performances globales comparables dans l'estimation de l'évapotranspiration.

Les performances des trois modèles ont été évaluées en utilisant des mesures in situ à l'instant du passage du satellite Landsat OLI-TIRS sur les deux sites durant la période retenue.

Pour l'évapotranspiration ET instantané dans le site pilote de la Habra, de bonnes corrélations ont été obtenues entre les ET instantané estimée par les deux modèles avec des valeurs du coefficient de détermination R^2 ci-dessus 0,91 et 0.77 avec les mesures in situ et une erreur quadratique moyenne RMSE au dessous de 49.1 W/m², Par contre, pour le deuxième site pilote de Ghriss l'intercomparaison entre les résultats obtenus de l'ET journalières montre un coefficient de détermination R^2 au dessus de 0.78 et une erreur quadratique moyenne RMSE au dessous de 1.22, des valeurs aberrantes se sont produites dans l'intercomparaison de la journée du 07/10/2018 entre les modèles SEBAL avec S-SEBI ainsi que TS/VI avec S-SEBI, les valeurs de l'ET instantané comparés avec les mesures in situ donne un coefficient de détermination R^2 au dessus de 0.75 et une erreur quadratique moyenne RMSE au dessous de 32.93 W/m².

Cependant les estimations des flux énergétiques de surface et de l'évapotranspiration par rapport aux données ponctuelles mesurées in situ ne peuvent pas être considérées comme très précises.

On note ainsi la présence des écarts importants entre les mesures in situ du flux de chaleur latente (qui est obtenu comme le terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie) et les estimations de la télédétection, Cela est dû principalement aux erreurs commises dans l'estimation du rayonnement net, du flux de chaleur dans le sol et du flux de chaleur sensible, qui correspondent respectivement aux écarts quadratiques moyens entre les estimations et les mesures de 9,11 W/m², 1,79 W/m², et de 55.40 W/m² pour le site de la Habra et 8,87 W/m², 14,82 W/m², et de 42.40 W/m² pour le site de Ghriss.

Ces écarts peuvent s'expliquer par les imprécisions sur les variables intermédiaires telles que l'émissivité de surface, le flux thermique du sol, la longueur de rugosité et la température de l'air et par l'excès de rayonnement net survenu dans les parcelles irriguées de cette région semi-aride, en raison des effets d'advection.

La résolution de l'équation du bilan énergétique pour les deux sites pilotes nous a permis d'obtenir les paramètres de surface indicateurs de l'humidité, tels que la fraction d'évaporation et le paramètre de Priestly-Taylor qui peuvent fournir des informations directes sur l'état de stress des cultures. Ils permettent d'apprécier l'état d'alimentation hydrique des cultures et la définition des modalités d'irrigation.

Les résultats exposés plus haut confirment les possibilités offertes par les données satellitaires Landsat OLI-TIRES pour résoudre l'équation du bilan d'énergie et d'estimer l'évapotranspiration. Ils montrent que les trois modèles fournissent des sorties comparables et

peuvent être considérés comme des approches prometteuses de spatialisation de l'évapotranspiration dans le cas des régions où les informations de terrain sont rares ou difficiles à collecter

Les résultats obtenus dans cette étude, par l'approche proposée confirment les possibilités offertes par les données satellitaires Landsat OLI-TIRS pour l'estimation de la réserve utile du sol par satellite et d'apprécier le degré du stress hydrique.

Cependant les estimations de la réserve utile du sol ne peuvent pas être considérées comme très précises par rapport aux données ponctuelles mesurées in situ. On note ainsi la présence d'un écart important entre les mesures au sol de la RU et les estimations de la télédétection, avec une erreur quadratique moyenne RMSE de 6.03 mm. Ces écarts peuvent être attribués à l'imprécision des variables intermédiaires utilisées dans le modèle.

On peut conclure que les résultats des trois modèles SEBAL , TS-VI et S-SEBI présentés dans les chapitre précédents peuvent être appliqué sur n'importe quelle échelle spatiale (résolution spatiale) et confirment les possibilités offertes par les données satellitaires Landsat-8 OLI/TIRS pour résoudre l'équation du bilan énergétique et pour être régulièrement appliquées comme un outil pour fournir à la fois des un historique de l'évapotranspiration en temps quasi réel pour une meilleure gestion de ressources en eau de la région. Malgré les inexactitudes enregistrées, les résultats obtenus montrent que les modèles SEBAL, Ts/VI et S-SEBI fournissent des résultats proches et suggèrent que ces modèles sont des approches appropriées pour surveiller l'état réel de l'évapotranspiration et l'état hydrique des surfaces dans les zones agricoles dans les régions arides et semi-arides d'Algérie où les informations au sol sont rares ou difficiles à collecter.

Les perspectives futures envisagées s'orienteront vers l'utilisation de cet outil pour la détermination des besoins en eau des cultures le contexte climatique semi-aride qui caractérise nos régions, et cela pour une bonne gestion de l'utilisation de l'eau par l'agriculture afin de s'adapter au changement climatique qui touche particulièrement le sud du bassin méditerranéen.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Références Bibliographiques

- AHMAD, M. et BASTIAANSEN, W.G.M. (2003). Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. *Irrig. Drain. Syst.*, 17:141-161.
- ALLEN R.G., TASUMI M., TREZZA R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) Model. *ASCE J. Irrigation Drainage Eng.*, 133, 380-394.
- ALLEN, R.G.; MORSE A.; TASUMI, M.; BASTIAANSEN, (2001) W.; Kramber, W.; Anderson, H. Evapotranspiration from Landsat (SEBAL) for water rights management and compliance with multi-state water compacts. *IGARSS*, 2, 830-833.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-model. *J. Irrig. Drain. E.* 133, 380-394.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., & SMITH, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9), D05109.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A. (2005) .Satellite-based evapotranspiration by METRIC and Landsat for western states water management. Presented at the US Bureau of Reclamation Evapotranspiration Workshop, Ft. Collins, CO, USA, Feb.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irri. Drain. Sys.* 2005, 19, 251-268.
- ALLEN, RICHARD G. (1996) Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of irrigation and drainage engineering*, vol. 122, no 2, p. 97-106
- ALLEN, RICHARD G., TASUMI, MASAHIRO, ET TREZZA, RICARDO.(2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, vol. 133, no 4, p. 380-394.
- ALLIES, A., DEMARTY, J., OLIOSSO, A., MOUSSA, I. B., ISSOUFOU, H. B. A., VELLUET, C., BAHIR, M., MAÏNASSARA, I., OÏ, M., CHAZARIN, J.-P., CAPPELAERE, B. (2020). Evapotranspiration estimation in the Sahel using a new ensemble-contextual method. *Remote Sensing*, v. 12, n.3, p. 380, 2020.
- ANDERSON, MARTHA ET KUSTAS, William. (2008). Thermal remote sensing of drought and evapotranspiration. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 89, no 26, p. 233-234.
- ANDERSON, M.C., NORMAN, J.M., MECIKALSKI, J.R., OTKIN, J.A., KUSTAS, W.P. A, (2007) . climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, D10117, p. 1-13.
- ARYA S.P. (1989). Introduction to micrometeorology. International Geophysic Series, Academic Press, San Diego, 273pp.

- AUBIN A. (2018). Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest: vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier .
- BARET F. AND GUYOT G. (1991). Potentials and limits of vegetation indices for LAI and fAPAR assessment, *Remote Sensing of Environment*, 35, 161-173.
- BARSI, J.A.; BARKER, J.L.; SCHOTT, J.R. (2003). An atmospheric correction parameter calculator for a single thermal band earth-sensing instrument. *J. Proc. IEEE. Int. V. 5*, p. 3014-3016.
- BASTIAANSEN W.G.M., MENENTI M., FEDDES R.A. AND HOLTSLAG A.A.M. (1998a) . Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) : 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 213, 198-212.
- BASTIAANSEN, W.G.M. (1995). Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University: Wageningen. The Netherlands.
- BASTIAANSEN, W. G., VAN DER WAL, T., VISSER, T. N. M. (1996), Diagnosis of regional evaporation by remote sensing to support irrigation performance assessment. *Irrigation and Drainage Systems*, v.10, n. 1, p.1-23.
- BASTIAANSEN, W.G.M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol*, 229, 87-100.
- BASTIAANSEN, W.G.M.; Menenti, M.; Feddes, R.A.; Holtslag, A.A.M. A. (1998). remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *J. Hydrol.*, 212 213, 198-212.
- BASTIAANSEN, W.G.M.; Noordman, E.J.M.; Pelgrum, H.; Davids, G.; Thoreson, B.P.; Allen, R.G. (2005) .SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *ASCE J. Irrig. Drain. E*, 131, 85-93.
- BASTIAANSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J.F.; ROERINK, G.J.; VAN DER, W.T. A Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) : Part 2 validation. *J. Hydrol*, 212-213, 213-229.
- BATRA, N.; ISLAM, S.; VENTURINI, V.; BISHT, G.; JIANG, L. (2006). Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sens. Environ.* 103, 1-15.
- BECKER F. AND LI Z.L.(1995). Surface temperature and emissivity at various scale: definition, measurement and related problem. *Remote Sensing Reviews*, 12, 225-253.
- BEKKOUSSA, B.; MEDDI, M.; JOURDE, H. (2008). Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss, nord ouest algérien. *Revue Sécheresse*, v. 19, n. 3, p. 173-184.
- BENZATER, B., ELOUISSI, A., BENARICHA, B., HABI, M. (2019). Spatio-temporal trends in daily maximum rainfall in northwestern Algeria (Macta watershed case, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, v. 12, n. 11, p. 370.
- BERK A., CONFORTI P., HAWES F., PERKINS, T., GUIANG, C., ACHARYA, P.(2016). Next Generation MODTRAN for Improved Atmospheric Correction of Spectral Imagery. *Spectral Sciences, Inc. Burlington United States*.

- BETTS, A.K., BALL, J. H, BALJAARS A C M., AND MILLER, M .J, VITERBO P. (1994). "Coupling Between Land-Surface Boundary-Layer Parameterizations and Rainfall on Local and Regional Scales": Lessons from the Wet Summer of 1993. Fifth Conf. on Global Change Studies: American Meteor Soc. Nashville, 174–181.
- BEZERRA, BERGSON GUEDES, SANTOS, CARLOS ANTONIO COSTA DOS, SILVA, BERNARDO BARBOSA DA, ET AL. (2013). Estimation of soil moisture in the root-zone from remote sensing data. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, vol. 37, no 3, p. 596-603.
- BHATTACHARYA, B.K., ET AL. (2010). Regional clear sky evapotranspiration over agricultural land using remote sensing data from Indian geostationary meteorological satellite. *Journal of Hydrology*, 387, 65–80. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.030.
- BLAD, BLAINE L. ET ROSENBERG, NORMAN J. (1974). Lysimetric calibration of the Bowen ratio-energy balance method for evapotranspiration estimation in the central Great Plains. *Journal of Applied Meteorology*, , vol. 13, no 2, p. 227-236.
- BONN F. ET ROCHON G. (1993). Précis de la télédétection: Principes et méthodes. Vol. I, UREF, 485 p.
- BONN, F., ET ROCHON, G. (1992). Précis de télédétection, Volume 1. Principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec, AUPELF-UREF, 512 p.
- BOISVERT, J.B., CREVIER, Y. ET PULTZ, T.J. REGIONAL. (1996), estimation of soil moisture using remote sensing. *Can. J. Soil Sci* 76: 325-334.
- BOULET G., MOUGENOT B., LHOMME J.P., FANISE P., LILI-CHABAANE Z., OLIOSO A., BAHIR M., RIVALLAND V., JARLAN L., MERLIN O., COUDERT B., ER-RAKI S., LAGOUARDE J.P. (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. *J. Hydrol. Earth. Syst. Sci. Discuss.* v. 19, p. 4653-4672.
- BOULET, G., DELOGU, E., SAADI, S., CHEBBI, W., OLIOSO, A., MOUGENOT, B., PASCAL FANISE, P., LILI-CHABAANE, Z., LAGOUARDE, J.P. (2018), Evapotranspiration and evaporation/transpiration partitioning with dual source energy balance models in agricultural lands. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, v. 380, p.17-22.
- BIGEARD, G., COUDERT, B., CHIROUZE, J., ER-RAKI, S., BOULET, G., CESCHIA, E., JARLAN, L. (2019), Ability of a soil-vegetation-atmosphere transfer model and a two-source energy balance model to predict evapotranspiration for several crops and climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 23, n.12, p. 5033-5058.
- BRAUD, I., DANTAS ANTONIO, A.C., VAUCLIN, M., THONY, J.L., & RUELLE, P. (1995). A Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model (SisPAT): Development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166, 213-250.
- BRUTSAERT W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Reidel D. Publishing Company, Boston, Massachusetts, 299 p.
- Blad BL, Rosenberg NJ. (1974), Lysimetric calibration of Bowen ration - energy balance method for evapotranspiration estimation in the central Great Plains. *J Appl Meteo.*13:227-236.
- CARLSON T. AND RIPPLEY D. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62, 241-252.

- CARLSON T.N., CAPEHART W.J. AND GILLIES R.R. (1995). A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment*, 54, 161-167.
- CARLSON, T. (2007). “An over View of the “Triangle Method” for Estimating Surface Evapotranspiration and Soil Moisture from Satellite Imagery.” *Sensors* 7: 1612–1629. doi:10.3390/s7081612.
- CARLSON, T.N., & BUFFUM, M.J. (1989). On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements. *Remote Sensing Environment*, 29, 197-207
- CARTER G.A., MILLER R.L.(1994). Early detection of plant stress by digital imaging within narrow stress- sensitive waveband, *Remote sensing of environment*, Vol. 50 (3), 295-302.
- CHANDER G., MARKHAM B.L., HELDER D.L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *J. Remote. Sens. Environ*, v. 113, n. 5, p. 893-903, 2009.
- CHANZY, A. (1991). Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection. Thèse de doctorat INRA. In (p. 221): Inst. Nat. Agronomique de Paris-Grignon
- CHAUHAN, N., S. MILLER, AND P. ARDANUY. (2003). “Spaceborne Soil Moisture Estimation at High Resolution: A microwave-optical/IR Synergistic Approach.” *International Journal of Remote Sensing* 24: 4599–5622. doi:10.1080/0143116031000156837.
- CHEBBI, W., BOULET, G., LE DANTEC, V., LILI-CHABAANE, Z., FANISE, P., MOUGENOT, B., AYARI, H.(2018), Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 256, p. 159-178,
- CHEHBOUNI, ABDELGHANI, ESCADAFAL, RICHARD, DUCHEMIN, BENOÎT, ET AL. (2008). An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi arid regions: The SUDMED Programme. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 29, no 17-18, p. 5161-5181.
- CHEN, W., Q. XIAO, AND Y. SHENG.(1994). “Application of the Anomaly Vegetation Index to Monitoring Heavy Drought in 1992.” *Remote Sensing of Environment (In Chinese)* 9: 106–112.
- CHEN, S., Y. LIU, AND Z. WEN. (2012), “Satellite Retrieval of Soil Moisture: An Overview.” *Advances in Earth Science* 27: 1192–1203.
- CHEN, X., SU, Z., MA, Y., MIDDLETON, E. M. Optimization of a remote sensing energy balance method over different canopy applied at global scale. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 279, n.107633, 2019.
- CHIROUZE J. (2013). Estimation spatialisée de l'évapotranspiration et suivi de l'irrigation en milieu semi-aride à partir des données de l'infrarouge thermique, Thèse de doctorat, Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 190 p.
- CHOI, M., KUSTAS, W. P., ANDERSON, M. C., ALLEN, R. G., LI, F., KJAERGAARD, J. H. (2009) An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, US) during SMACEX. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.149, n. 12, p. 2082-2097.
- CHOISNEL E. (1977). Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La météorologie*, numéro spécial « Évapotranspiration », VI, 11, 103-133

- CLEMENT RJ, BURBA GG, GRELE A, ANDERSON DJ, MONCRIEFF JB. (2009), improved trace gas flux estimation through IRGA sampling optimization. *Agric. Forest Meteorol.* 149:623-638.
- COLAIZZI, P. D., AGAM, N., TOLK, J. A., EVETT, S. R., HOWELL, T. A., GOWDA, P. H., ... & ANDERSON, M. C. (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. *Transactions of the ASABE*, 57(2), 479-498.
- COLAIZZI, P. D., EVETT, S. R., HOWELL, T. A., GOWDA, P. H., O'SHAUGHNESSY, S. A., TOLK, J. A., ... & ANDERSON, M. C. (2012) b. Two-source energy balance model: Refinements and lysimeter tests in the Southern High Plains. *Transactions of the ASABE*, 55(2), 551-562.
- COURAULT D., CLASTRE P., GUINOT J.P. AND SEGUIN B. (1994). Analyse des sécheresses de 1988 à 1990 en France à partir de l'analyse combinée de données satellitaires NOAA - AVHRR et d'un modèle agrométéorologique. *Agronomie*, 14, 41-56.
- COURAULT, D., LAGOUARDE, J.P., & ALOUI, B. (1996). Evaporation for maritime catchment combining a meteorological model with vegetation information and airborne surface temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, 82, 93-117.
- COURAULT, D., SEGUIN, B., & OLIOSO, A. (2005). Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage systems*, 19(3-4), 223-249.
- CRAGO, R. D. (1996). Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *Journal of Hydrology*, 180(1-4), 173-194.
- CRAGO, R.D. (1996) Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *J.Hydrol.*, 180, 173-194.
- CRAGO, R.D., BRUTSAERT, W. (1992). A comparison of several evaporation equations. *Water Resour. Res.* 28 (3), 951-954.
- DE MARSILY, G. (1995), *L'eau*. Dominos, Flammarion, 126 p.
- DE VRIES, D.A. (1963). Thermal properties of soils, *Physics of Plant Environment*, pp. 210-235, Van Wijk, North Holland, amsterdam.
- DEMARTY J.(2001). Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle agricole dans le cadre de l'expérience Alpilles-ReSeDA, PhD thesis of Paris 7 University, 200 p.
- DEMARTY, J., OTTLÉ, C., FRANÇOIS, C., BRAUD, I., & FRANGI, J.P.(2002). Effect of aerodynamic resistance modeling on SiSPAT-RS simulated surface fluxes. *Agronomie*, 22, 641-650.
- DIARRA A. (2017). Suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées du Sud de la Méditerranée par télédétection multi-capteurs et modélisation globale, Université Pierre et Marie Curie.
- DUARTE DE OLIVEIRA NETO.(2019). Mauro. Implantation d'un plan expérimental pour l'analyse d'infiltrations à l'aide de lysimètres au site d'enfouissement de St-Nicéphore.
- EL MERABET Y. (2013). Segmentation d'images couleur par combinaison LPE-régions/LPE-contours et fusion de régions - Application à la segmentation de toitures à partir d'ortho photo plans ; thèse de doctorat en Informatique, université de technologie Belfort – Montbéliard , 2013 P

- ELOUISSI, A., HABI, M., BENARICHA, B., BOUALEM, S. A. (2017); Climate change impact on rainfall spatio-temporal variability (Macta watershed case, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, v. 10, n 22, p. 496.
- ENGMAN, E. T. (1991). "Application of microwave remote sensing of soil moisture for water resources and agriculture". *Remote Sensing of Environment* 35: 213–226
- ENGMAN, E. T. (1990). "Progress in microwave remotesensing of soil moisture". *Canadian Journal of RemotSensing* 16(3): 6–14
- ZERKAOUI, L., BENSLIMANE, M., HAMIMED, A., BETICHA, H. (2017). Adaptation du système d'irrigation dans les périmètres agricoles par modélisation du tour d'eau, cas de Habra (nord-ouest Algérien). *Agriculture and Forestry Journal*, v.1, n. 1, p. 1-9.
- ESCORIHUELA, M.-J., Y. KERR, P. DE ROSNAY, J.-P. WIGNERON, J.-C. CALVET, AND F. LEMAITRE. (2006) : A simple model of the bare soil microwave emission at l-band. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 45(7), 1978–1987.
- FELLAH S. (2009). Caractérisation du continuum sol-végétation-atmosphère à partir des images satellitaires hautes et faibles résolutions. Mémoire de Mgister, Université de Mascara, 201p.
- FLINT, A. L., & CHILDS, S. W. (1991). Use of the Priestley-Taylor evaporation equation for soil water limited conditions in a small forest clearcut. *Agricultural and Forest Meteorology*, 56(3-4), 247-260.
- FRENCH, ANDREW N., HUNSAKER, DOUGLAS J., ET THORP, KELLY R. (2015). Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. *Remote Sensing of Environment*, vol. 158, p. 281-294.
- GALLEGUILLOS, M., ET AL., (2011a). Mapping daily evapotranspiration over a mediterranean vineyard watershed. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8 (1), 168–172. doi:10.1109/LGRS.2010.2055230
- GALLEGUILLOS, M., ET AL. (2011b). Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, 115, 1326–1340. doi:10.1016/j.rse.2011.01.013
- GALLEGUILLOS, MAURICIO, JACOB, FRÉDÉRIC, PRÉVOT, LAURENT, ET AL. (2017). Estimation of actual evapotranspiration over a rainfed vineyard using a 1-D water transfer model: A case study within a Mediterranean watershed. *Agricultural Water Management*, vol. 184, p. 67-76.
- GENTINE, P., ENTEKHABI, D., CHEHBOUNI, A., BOULET, G., & DUCHEMIN, B. (2007). Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agricultural and forest meteorology*, 143(1-2), 13-29.
- GOMEZ, M., ET AL. (2005). Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, 96, 399–408. doi:10.1016/j.rse.2005.03.006
- GÓMEZ, M., OLIOSO, A., SOBRINO, J. A., & JACOB, F. (2005). Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, 96(3-4), 399-408.

- GONG, LEBING, XU, CHONG-YU, CHEN, DELIANG, ET AL. (2006). Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*, vol. 329, no 3-4, p. 620-629.
- GOWDA, P. H., CHAVEZ, J. L., COLAIZZI, P. D., ET AL. (2007). Remote sensing based energy balance algorithms for mapping ET: Current status and future challenges. *Transactions of the ASABE*, vol. 50, no 5, p. 1639-1644.
- GOWDA PH, CHAVEZ JL, COLAIZZI PD, EVETT SR, HOWELL TA, TOLK JA. (2007), ET mapping for agricultural water management: Present status and challenges. *Irrig Sci.* 26:223-237.
- GOWDA, P.H.; CHÁVEZ, J.L.; HOWELL, T.A.; MAREK, T.H.; NEW, L.L. (2008) Surface energy balance based evapotranspiration mapping in the Texas high plains. *Sensors*, 8, 5186-5201.
- GRAYSON, R. B., AND WESTERN, A. W. (1998). "Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response". *Journal of Hydrology* Volume: 207 Issue: 12 Pages:68-82
- GREACEN, E.L. (ed.), (1981): *Soil Water Assessment by the Neutron Method*. CSIRO, Special Publication, Melbourne.
- GRUIER, C., C. CABOT, Y. KERR, AND P. DE ROSNAY. (2010). Cape Town, South Africa, : Access to soil moisture values over a sahelian area : Modeling, remote sensing, and ground measurements. IGARSS.
- GUERRA, L.O., MATTAR, C., AND GALLEGUILLOS, M. (2014). Estimation of real evapotranspiration and its variation in Mediterranean landscapes of central-southern Chile. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 28, 160–169. doi:10.1016/j.jag.2013.11.012
- GUILLAUME B. (2014). Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à l'aide de données infra-rouge thermique multi-résolutions, Thèse de Doctorat, Université de Toulouse.
- GUILLET J. (1991). La télédétection et ses applications pédagogiques. *Bulletin de l'EPI (Enseignement Public et Informatique)*, Association EPI, 181 – 193.
- GUYOT G. (1999). *Climatologie de l'environnement*, 2ème édition, paris, dunod, p. 525
- GUYOT, A. (2010). Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillométrie infrarouge : application à un bassin versant de la zone soudano-sahélienne (Bénin). Thèse, Université de Grenoble, France, 243p.
- HAMIMED A. (2009). Suivi de l'état hydrique d'une région semi-aride dans l'ouest algérien à partir des images de télédétection haute et faible résolution, Thèse de doctorat, université de Tlemcen, 179 p.
- HAMIMED A., NEHAL L., KHALDI A. et AZZAZ H. (2014). Contribution à la spatialisation de l'évapotranspiration d'un agro-système semi-aride en Algérie par utilisation de la télédétection et du modèle METRIC, *Physio-Géo*, Volume 8 | 2014, URL : <http://physio-geo.revues.org/4063> ; DOI : 10.4000/physio-geo.4063.
- HAMIMED A., LANSARI A., MEDERBAL K., BENHANIFA K. ET LEUTRECH-BELAROUCI N. (2003). Estimation de la température de surface et l'émissivité à partir des données satellitaires NOAA-AVHRR. *Bulletin des Sciences géographiques*, 12, 22-26.

- HARTANTO, ISNAENI M., VAN DER KWAST, J., ALEXANDRIDIS, THOMAS K., ET AL. (2017). Data assimilation of satellite-based actual evapotranspiration in a distributed hydrological model of a controlled water system. *International journal of applied earth observation and geoinformation*, vol. 57, p. 123-135.
- HASLWANTER, ALOIS, HAMMERLE, ALBIN, ET WOHLFAHRT, GEORG, (2009). Open-path vs. closed-path eddy covariance measurements of the net ecosystem carbon dioxide and water vapour exchange: A long-term perspective. *Agricultural and forest meteorology*, , vol. 149, no 2, p. 291-302.
- HILLEL, A., (1988). *L'Eau et le Sol Principes et processus Physiques*. pedasup- Université catholique de Louvain.
- HOLLINGER, D. Y. et RICHARDSON, A. D. (2005). Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. *Tree physiology* , vol. 25, no 7, p. 873-885.
- HOWELL T.A., EVETT S.R.(2004). The Penman Monteith Method. Section 3 in évapotranspiration : determination of Consumptive Use in Water Rights Proceedings. Continuing Legal Education in Colorado, Inc. Denver, CO.
- HUANG, L., CAI, J., ZHANG, B., CHEN, H., BAI, L., WEI, Z., PENG, Z. (2019), Estimation of evapotranspiration using the crop canopy temperature at field to regional scales in large irrigation district. *Agricultural and Forest Meteorology*, 269, 305-322.
- ITIER, B., & RIOU, C. (1982). Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge. *J. Rech. Atmos.*, 16, 113-125
- JACKSON, R., AND P. PINTER. (1981). Detection of Water Stress in Wheat by Measurement of Reflected Solar and Emitted Thermal IR Radiation, in *Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*, 399–406. France: Institut National de la Recherche Agronomique, Versailles.
- JACKSON, R.D., REGINATO, R.J., & IDSO, S.B. (1977). Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *water resources research*, 13, 651-656
- JACOB F. (1999). Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, 268 p.
- JÉRÔME COLIN. (2006). Apport de la télédétection optique à la définition d'indicateurs de performance pour l'utilisation de l'eau en agriculture, Université Louis Pasteur – Strasbourg I.
- JI, X.B., KANG, E.S., ZHAO, W.Z., ZHANG, Z.H., & JIN, B.W. (2009). Simulation of heat and water transfer in a surface irrigated, cropped sandy soil. *Agricultural Water Management*, 96, 1010-1020.
- JIANG L., ISLAM S. (2001). Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Ressource Research* 37(2), 329-340.
- JIANG, L., ISLAM, S. (1999). A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 2773–2776.
- JINJIAO L, MINGBIN H. (2016). Comparison of three remote sensing based models to estimate evapotranspiration in an oasis-desert region. *Agricultural Water Management* 165 153–162

- JOHANNES VAN DER KWAS. (2009). Thesis entitled “Quantification of top soil moisture patterns”.Nederlandse Geografische Studies / Netherlands Geographical Studies.
- KERR Y.H., LAGOUARDE J.P. AND IMBERNON J. (1992). Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with the use of an improved split - window algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 41, 197-209.
- KHALDI A. (2015). Utilisation de la télédétection haute résolution et les modèles de spatialisation pour la caractérisation de l'état hydrique de la plaine de la Habra (Mascara, Algérie), Thèse de doctorat , Université de Mustapha Stambouli de Mascara, 170 p.
- KHALDI, A., HAMIMED, A., MEDERBAL, K., SEDDINI, A. (2011), Obtaining evapotranspiration and surface energy fluxes with remotely sensed data to improve agricultural water management. *African Journal of Food, Agriculture, Nutrition and Development*, v.11, p.1.
- KOTCHI S.O. (2004). Détection du stress hydrique par thermographie infrarouge. Application à la culture de la pomme de terre. Mémoire de maîtrise en sciences géomatiques, Université de Laval,Canada.
- KUSTAS, W.P., ALFIERI, J.G., NIETO, H., WILSON, T.G., GAO, F., ANDERSON, M.C. Utility of the two-source energy balance (TSEB) model in vine and interrow flux partitioning over the growing season. *Irrigation Science*, p. 1-14. 2018.
- KUSTAS W.P, NORMAN J.M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 94, n. 1, p. 13-29.
- KUSTAS W.P., MORAN M.S., JACKSON R.D., GAY L.W., DUELL L.F.W., KUNKEL K.E. AND MATTHIAS A.D. (1990). Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in a arid environment. *Remote Sensing of Environment*, 32,125-141.
- KUSTAS, W. P. et NORMAN, J. M. (1996). Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, vol. 41, no 4, p. 495-516.
- LAGOUARDE J.P. (1991). Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 12, 1853-1864.
- LAGOUARDE, J.P., & MACANENEY, K.J. (1992). Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Bound. Layer Meteor.*, 59, 341-362
- LAGOUARDE, J.-P., KERR, Y.H., ET BRUNET, Y. (1995). An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology* 77, 167190.
- LAMBIN, E. F., & EHRLICH, D. (1996). The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. *International journal of remote sensing*, 17(3), 463-487.
- LAXMI, K. AND NANDAGIRI, L., (2014). Latent heat flux estimation using trapezoidal relationship between MODIS land surface temperature and fraction of vegetation–application and validation in a humid tropical region. *Remote Sensing Letters*, 5 (11), 981–990. doi:10.1080/2150704X.2014.984083
- LE VINE, D., AND P. MATTHAEI. (2014). “Aquarius Active/Passive RFI Environment at L-Band.” *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 11: 1747–1751. doi:10.1109/LGRS.2014.2307794.

- LENG, P., X. SONG, S. DUAN, AND Z.-L. LI. (2017b). "Generation of Continuous Surface Soil Moisture Dataset Using Combined Optical and Thermal Infrared Images." *Hydrological Processes* 31: 1398–1407. doi:10.1002/hyp.11113.
- LHOMME J. P. (1991). The concept of canopy resistance: historical survey and comparison of different approaches, *Agricultural and Forest Meteorology*, 54:227-240.
- LHOMME, J. P. ELGUERO, E., CHEHBOUNI, A., AND BOULET, G., (1998). Stomatal control of transpiration: examination of Monteith's formulation of canopy resistance. *Water Resources Research*, 34:2301-2308.
- LI, X., ET AL. (2012). Estimation of evapotranspiration in an arid region by remote sensing—A case study in the middle reaches of the Heihe River Basin. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 17, 85–93. doi:10.1016/j.jag.2011.09.008
- LI, Z. L., TANG, R., WAN, Z., BI, Y., ZHOU, C., TANG, B., ... & ZHANG, X. (2009). A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*, 9(5), 3801-3853.
- LI, ZHAO-LIANG, TANG, RONGLIN, WAN, ZHENGMIN, ET AL. (2009) A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*, vol. 9, no 5, p. 3801-3853.
- LIANG S., SHUEY C., RUSS A., FANG H., CHEN M., WALTHALL C. et DAUGHTRY C. (2002). Narrowband to Broadband Conversions of Land Surface Albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, vol. 84, n° 1, p. 25-41.
- LIAN, J., HUANG, M.(2016), Comparison of three remote sensing based models to estimate evapotranspiration in an oasis-desert region. *Agricultural Water Management*, v. 165, p.153-162.
- LICHTENTHALER H. K., WENZEL O., BUSCHMANN C. AND GITELSON A. (1998). Plant stress detection by reflectance and fluorescence. *Annals of the New-York Academy of sciences* 851 : 271- 285.
- LINGLI WANG., AND JOHN, J. QU.(2009). "Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring": A review. *Front. Earth Sci. China* , 3(2):237–247
- LIU, W., AND A. FERREIRA. (1991). "Monitoring Crop Production Regions in the Sao-Paulo State
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., & Chipman, J. (2015). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.
- LU, J., ET AL. (2015). Assessment of two temporal-information-based methods for estimating evaporative fraction over the Southern Great Plains. *International Journal of Remote Sensing*, 36 (19–20), 4936–4952. doi:10.1080/01431161.2015.1040133
- LIU, S., XU, Z., LI, X., VEREECKEN, H.(2019), Micrometeorological methods to determine evapotranspiration. In: *Observation and Measurement of Ecohydrological Processes*, LI, X., VEREECKEN, H. (Eds.). Springer Berlin Heidelberg: 201-240.
- MALEK, E., & BINGHAM, G. E. (1993). Comparison of the Bowen ratio-energy balance and the water balance methods for the measurement of evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 146, 209-220.
- MALLICK, K., B. BHATTACHARYA, AND N. PATEL. (2009). "Estimating Volumetric Surface Moisture Content for Cropped Soils Using a Soil Wetness Index Based on Surface Temperature

- and NDVI.” *Agricultural and Forest Meteorology* 149: 1327–1342. doi:10.1016/j.agrformet.2009.03.004.
- MALLICK, K., ET AL. (2009). Latent heat flux estimation in clear sky days over Indian agroecosystems using noon-time satellite remote sensing data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (10), 1646–1665. doi:10.1016/j.agrformet.2009.05.006
- MCVICAR, T., AND D. JUPP. 1998. “The Current and Potential Operational Uses of Remote Sensing to Aid Decisions on Drought Exceptional Circumstances in Australia: A Review.” *Agricultural Systems* 57: 399–478. doi:10.1016/S0308-521X(98)00026-2.
- MERLIN, O., A. AL BITAR, J. WALKER, AND Y. KERR. (2010). “An Improved Algorithm for Disaggregating Microwave-Derived Soil Moisture Based on Red, near Infrared and Thermal-Infrared Data.” *Remote Sensing of Environment* 114: 2305–2316. doi:10.1016/j.rse.2010.05.007.
- MKHWANAZI, M. M., CHAVEZ, J. L. (2012), Using METRIC to Estimate Surface Energy Fluxes over an Alfalfa Field in Eastern Colorado, *Hydrology Days, 2012*, p.90–98, available at: http://hydrologydays.colostate.edu/Papers_2012/Mcebisi_paper.pdf (last access: 5 July 2019).
- MINHA C, WILLIAM P.K, MARTHA C.A, RICHARD G.A, FUQIN L, JEPPE H.K. (2009). An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, U.S.) during SMACEX, *Agricultural and Forest Meteorology* 149 2082–2097
- MOHAMED, Y.A.; BASTIAANSEN, W.G.M. & SAVENIJE, H.H.G. (2004). Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *J. Hydrol.*, 289:145-164,
- MONTEITH, J. L. (1965). *Evaporation and Environment*. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology. University Press, Cambridge, 19: 205-234.
- MORAN M.S., CLARKE T.R., INOUE Y. AND VIDAL A. (1994b). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 49, 246-263.
- MORAN, M. SUSAN ET JACKSON, RAY D. (1991). Assessing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs. *Journal of Environmental Quality*, vol. 20, no 4, p. 725-737.
- MUSY, A., ET SOUTTER, M. (1991). *Physique du sol*. Editeur(s) : Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR). 348 p.
- MYNENI R., HALL F., SELLERS P. AND MARSHAK A. (1995). The interpretation of spectral vegetation indices, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33, 481-486.
- NEHAL L. (2018). Suivi spatio-temporel de l'évapotranspiration d'un couvert végétal par utilisation des données satellitaires à haute et à faible résolutions : Cas d'une région choisie dans la plaine de la Macta (Ouest Algérien), Thèse de doctorat, Université de Mustapha Stambouli de Mascara, 145 p.
- NEHAL, N., HAMIMED, A., KHALDI, A., SOUIDI, Z., ZAAGANE, M. (2017). evapotranspiration and surface energy fluxes estimation using the Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus image over a semiarid agrosystem in the north-west of Algeria. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 32, n. 4, p. 691-702.

- NEMANI, R., AND S. RUNNING. (1997). "Land Cover Characterization Using Multi-Temporal Red , near-IR and thermal-IR Data from NOAA/AVHRR." *Ecological Applications* 7: 79–90. doi:10.1890/1051-0761(1997)007.
- NEMANI, RR.; RUNNING, S.W. (1989). Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR Data. *J. Appl. Meteorol.* 28, 276-284.
- NIEUWENHUIS, G.J.A., SMIDT, E.H., & THUNISSEN, H.A.M. (1985). Estimating of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. *Int J. Remote Sens*, 6, 1319-1334
- NJOKU, E .G., AND KONG, J. A .(1977). "Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture". *J Geophys Res*, 82(20): 3108–3118
- NOILHAN, J., & MAHFOUF, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1-4), 145-159.
- NOILHAN, J., & MAHFOUF, J.F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Glob. Planet. Chang.*, 13,145-159.
- NOILHAN, J., & PLANTON, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, 117(3), 536-549.
- NORMAN, J.M.; ANDERSON, M.C.; KUSTAS, W.P. (2006). Are single-source, remote-sensing surface-flux models too simple? In *Earth Observation for Vegetation Monitoring and Water Management*, D'Urso, G., Osann, Jochum, M.A., Moreno, J., Eds.; American Institute of Physics: Melville, New York, USA, Volume 852, pp. 170-177.
- OCHEGE, F. U., LUO, G., OBETA, M. C., OWUSU, G., DUULATOV, E., CAO, L., NSENGIYUMVA, J. B. (2019). Mapping evapotranspiration variability over a complex oasis-desert ecosystem based on automated calibration of Landsat 7 ETM+ data in SEBAL. *GIScience & Remote Sensing*, v. 56, n. 8, p.1305-1332.
- OHMURA, ATSUMU. (1982). Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal of Applied Meteorology*, , vol. 21, no 4, p. 595-598.
- OLIOSO, ALBERT, CHAUKI, HABIBA, COURAULT, DOMINIQUE, ET AL. (1999) .Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, vol. 68, no 3, p. 341-356.
- OLIOSO, A., INOUE, Y., ORTEGA-FARIAS, S., DEMARTY, J., WIGNERON, J.P., BRAUD, I., JACOB, F. LECHARPENTIER, P., OTTLE, C., CALVET, J.C., BRISSON, and N. (2005), Future directions for advanced evapotranspiration modeling: Assimilation of remote sensing data into crop simulation models and SVAT models. *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19, n. 3-4, p. 377-412
- OLIVERA-GUERRA, L., MATTAR, C., & GALLEGUILLOS, M. (2014). Estimation of real evapotranspiration and its variation in Mediterranean landscapes of central-southern Chile. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 28, 160-169.
- OPOKU-DUAH, S.; DONOGHUE, D.N.M.; BURT, T.P.(2008). Intercomparison of vapotranspiration over the Savannah Volta Basin in West Africa using remote sensing data. *Sensors*, 8, 2736-2761.
- OTTLÉ C. AND VIDAL-MADJAR D. (1992) . Estimation of land surface temperature with NOAA9 data, *Remote Sensing of Environment*, 40, 27-41.

- PATEL, N. R., RAKHESH, D., ET MOHAMMED, A. J. (2006) Mapping of regional evapotranspiration in wheat using Terra/MODIS satellite data. *Hydrological sciences journal*, vol. 51, no 2, p. 325-335.
- PAULSON CA.(1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J App Meteo* ; 9 : 857-61.
- PAYERO, JOSE OSCAR. (1998). Estimating evapotranspiration of reference crops using the remote sensing approach.
- PEÑUELAS, J. I. FILELLA, C. BIEL, L. SERRANO & R. SAVÉ.(1993), The reflectance at the 950–970 nm region as an indicator of plant water status, *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1993, 1887-1905
- PHILIP J.R. (1966). Plant water relations: some physical aspects, *ann rev plan physiol*, 28, 71-88.
- PRICE, J. (1990). Using Spatial Context in Satellite Data to Infer Regional Scale.
- PRIHODKO , L. AND GOWARD, S.N. (1997). Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations. *Remote Sensing of Environment*, 60, 335–346. doi:10.1016/S0034-4257(96)00216-7
- QIN, Q., A. GHULAM, L. ZHU, L. WANG, J. LI, AND P. NAN. (2008). “Evaluation of MODIS Derived Perpendicular Drought Index for Estimation of Surface Dryness over North Western China.” *International Journal of Remote Sensing* 29: 1983–1995. doi:10.1080/01431160701355264.
- RAHIMZADEH-BAJGIRAN, P., K. OMASA, AND Y. SHIMIZU. (2012). “Comparative Evaluation of the Vegetation Dryness Index (VDI), the Temperature Vegetation Dryness Index (TVDI) and the Improved TVDI (Itvdi) for Water Stress Detection in Semi-Arid Regions of Iran.” *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 68: 1–12. doi:10.1016/j.isprsjprs.2011.10.009.
- RANA G., KATERJI N., (2000). Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy* 13 (2000) 125-153.
- RAMÍREZ-CUESTA, J. M., ALLEN, R. G., INTRIGLIOLO, D. S., KILIC, A., ROBISON, C. W., TREZZA, R., SANTOS, C., LORITE, I. J. METRIC-GIS. (2020), An advanced energy balance model for computing crop evapotranspiration in a GIS environment. *Environmental Modelling & Software*, v.131, n. 104770.
- REGINATO, R.J., JACKSON, R.D., & PINTER, P.J.J. (1985). Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Remote Sensing Environment*, 18, 75-89
- RICHARDSON, ANDREW D. ET HOLLINGER, DAVID Y. (2005). Statistical modeling of ecosystem respiration using eddy covariance data: maximum likelihood parameter estimation, and Monte Carlo simulation of model and parameter uncertainty, applied to three simple models. *Agricultural and forest meteorology*, vol. 131, no 3-4, p. 191-208.
- RIOU, C., ITIER, B., & SEGUIN, B. (1988). The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. *Int J. Remote Sens*, 9, 1529-1533
- ROERINK G.J., SU Z. AND MENENTI M. (2000). S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance, *Phys. Chem. Earth*, 25, 147-157.

- ROERINK, G.J.; SU, Z.; MENENTI, M. (2000) . S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *J.Phys. Chem. Earth*, v. 25, p. 147-157.
- SANDHOLT, I., K. RASMUSSEN, AND J. ANDERSEN. (2002) . “A Simple Interpretation of the Surface Temperature/Vegetation Index Space for Assessment of Surface Moisture Status.” *Remote Sensing of Environment* 7: 213–224. doi:10.1016/S0034-4257(01)00274-7.
- SANTOS, C., LORITE, I. J., TASUMI, M., ALLEN, R. G., & FERERES, E. (2008). Integrating satellite-based evapotranspiration with simulation models for irrigation management at the scheme level. *Irrigation Science*, 26(3), 277-288.
- SANTOS, C.A.C., MARIANO, D.A., NASCIMENTO, F.C.A., DANTAS, F.R.C., OLIVEIRA, G., SILVA, M.T., SILVA, L.L., SILVA, B.B., BEZERRA, B.G., SAFA, B., MEDEIROS, S.S., NEALE, C.M.U. (2020), Spatio-temporal patterns of energy exchange and evapotranspiration during an intense drought for drylands in Brazil. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* v. 85, n. 101982.
- SCOTT, C.; BASTIAANSEN, W.G.M. & AHMAD, M. (2003). Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery. *J. Irrig. Drain. E-ASCE*, 129:326-335,
- SEGUIN B. AND ITIER B. (1983). Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 4, 371-383.
- SEGUIN, B., COURAULT, D., AND GUÉRIF, M. (1994). Surface temperature and evapotranspiration—Application of local scale methods to regional scales using satellite data: *Remote Sensing of Environment*, v.49, no. 3, p. 287–295.
- SELLERS P. (1987). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1335-1372.
- SHUTTLEWORTH, W. J., DORMAN, J. L., DALCHER, A., & ROBERTS, J. M. (1989). Calibrating the simple biosphere model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. *Journal of Applied Meteorology*, 28(8), 727-759.
- SHUTTLEWORTH, W.J., ET AL. (1989). FIFE: the variation in energy partition at surface flux sites. *IAHS Publications*, 186, 67–74
- SINGH, R. K., IRMAK, A., IRMAK, S., & MARTIN, D. L. (2008). Application of SEBAL model for mapping evapotranspiration and estimating surface energy fluxes in south-central Nebraska. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 134(3), 273-285.
- SOBRINO, J. A., GÓMEZ, M., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., OLIOSO, A., & CHEHBOUNI, G. (2005). A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. *Journal of hydrology*, 315(1-4), 117-125.
- SOBRINO, J.A., ET AL. (2007). Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA–AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, 110, 139–148. doi:10.1016/j.rse.2007.02.017
- SOUDANI K. (2007). Cour introduction générale a la télédétection, faculté des sciences d’Orsay – université paris sud XI.
- STISEN, S., SANDHOLT, I., NØRGAARD, A., FENSHOLT, R., JENSEN, K. H. (2008). Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration-Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sensing of Environment*, v. 112, n. 3, p. 1242-1255,

- SU Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes at scales ranging from a point to a continent, *Hydrol. Earth Sys. Sci.*, 6(1), 85-99.
- SUTTON, K., ZAIMECHE, S. (1992). Water resource problems in Algeria. *Méditerranée*, v. 76, n.3, p. 35-43,
- TANG, BO, TONG, LING, KANG. (2011). Shaozhong, et al. Impacts of climate variability on reference evapotranspiration over 58 years in the Haihe river basin of north China. *Agricultural Water Management*, vol. 98, no 10, p. 1660-1670.
- TANG, R., LI, Z.L., AND CHEN, K.S. (2011a). Validating MODIS - derived land surface evapotranspiration with in situ measurements at two AmeriFlux sites in a semiarid region. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 116. Doi : 10.1029 / 2010 JD 014543
- TANG, R., LI, Z.L., AND 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 Sensing of Environment*, 114, 540–551. doi:10.1016/j.rse.2009.10.012
- TANG, R., LI, Z. L. (2015), Evaluation of two end-member-based models for regional land surface evapotranspiration estimation from MODIS data. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 202, p. 69-82.
- TANNER, BERTRAND D. (1988). Use requirements for Bowen ratio and eddy correlation determination of evapotranspiration. In : *Planning now for irrigation and drainage in the 21st century*. ASCE, p. 605-616.
- TASUMI, M., TREZZA, R., ALLEN, R. G., & WRIGHT, J. L. (2005). Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid US. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(3-4), 355-376.
- TAZEKRIT, I., BENSLIMANE, M., HAMIMED, A., HARTANI, T., KHALDI, A. (2017). Gestion concertée de l'eau des grands périmètres irrigués. Cas de la plaine de Habra (nord-ouest algérien). *Larhyss Journal*, n.30, p.121-136,
- TEIXEIRA, A.H.D.C.; BASTIAANSEN, W.G.M.; AHMADD, M.D.; BOS, M.G. (2009). Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco river basin, Brazil Part B: Application to the regional scale. *Agric. For. Meteorol*, 149, 477-490.
- THUNNISSEN, H. A. M. et NIEUWENHUIS, G. J. A. (1990). A simplified method to estimate regional 24-h evapotranspiration from thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 31, no 3, p. 211-225.
- TIMMERMANS, W. J., KUSTAS, W. P., ANDERSON, M. C., & FRENCH, A. N. (2007). An intercomparison of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*, 108(4), 369-384.
- TIR E, (2015). Analyse spatiale et cartographie de la régénération forestière post-incendie dans la Wilaya de Tissemsilt. Thèse de Magister, université de Tlemcen, 87p.
- TREZZA, RICARDO, ALLEN, RICHARD G., ET TASUMI, MASAHIRO. (2013). Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and landsat imagery with the METRIC model. *Remote Sensing*, vol. 5, no 10, p. 5397-5423.

- TREZZA, RICARDO. (2006). Evapotranspiration from a remote sensing model for water management in an irrigation system in Venezuela. *Interciencia*, vol. 31, no 6, p. 417-423.
- VAN DE GRIEND A.A. et OWE M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, n° 6, p. 1119-1131.
- VENTURINI, V.; BISHT, G.; ISLAM, S.; JIANG, L. (2004). Comparison of evaporative fractions estimated from AVHRR and MODIS sensors over South Florida. *Remote Sens. Environ*, 93, 77-86.
- VERHOEST, N. E. C., LIEVENS, H., WAGNER, W., ÁLVAREZMOZOS J., MORAN, M. S., AND MATTIA F. (2008). "On the soil roughness parameterization problem in soil moisture retrieval of bare surfaces from synthetic aperture radar". *Sens. J...* 8, 4213–4248
- VERSTRAETEN, W. W., VEROUSTRAETE, F., VAN DER SANDE, C. J., GROOTAERS, I., & FEYEN, J. (2006). Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests. *Remote Sensing of Environment*, 101(3), 299-314.
- VIDAL A., KERR Y., LAGOUARDE J.P. ET SEGUIN B. (1987). Télédétection et bilan hydrique : utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données thermique du satellite NOAA-AVHRR. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, 155-75.
- VIDAL, A., & PERRIER, A. (1989). Technical note: Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *Int J. Remote Sens*, 10, 1327-1337
- VIDAL, A., AND PERRIER, A. (1990). Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(5), 949-954.
- WALKER ET AL. J.P, WILLGOOSE G,R, ET KALM ,JD (2004) :one-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface observations a comparaison of retrieval algorithms advances in water ressources,24.631-650.
- WAGLE, P., BHATTARAI, N., GOWDA, P.H., KAKANI, V.G. (2017), Performance of five surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in high biomass sorghum. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 128, p. 192-203.
- WAN, Z., P. WANG, AND X. LI. (2004). "Using MODIS Land Surface Temperature and Normalized Difference Vegetation Index Products for Monitoring Drought in the Southern Great Plains, USA." *International Journal of Remote Sensing* 25: 61–72. doi:10.1080/0143116031000115328.
- WANG, W., HUANG, D., WANG, X.-G., ET AL. (2011). Estimation of soil moisture using trapezoidal relationship between remotely sensed land surface temperature and vegetation index. *Hydrology and Earth System Sciences*, , vol. 15, no 5, p. 1699.
- WEISS M., BARET F., LEROY M., HAUTECOEUR O., BACOUR C., PRÉVOT L. AND BRUGUIER N. (200). Validation of neural techniques to estimate canopy biophysical variables from remote sensing data, *Agronomie* 22, 547–553.
- WRIGHT, JAMES L. (1982). New evapotranspiration crop coefficients. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division*, vol. 108, no IR2, p. 57-74.

- WUKELIC G. E., GIBBONS D. E., MARTUCCI L. M. ET FOOTE H. P. (1989). Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band. *Remote sensing of environment* 28: 339-347.
- XIN X., LIU Q. (2010). The Two-layer Surface Energy Balance Parameterization Scheme (TSEBPS) for estimation of land surface heat fluxes. *J. Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, v. 14, p. 491-504. doi: 10.5194/hess-14-491-2010.
- YANG, Y. (2019), Remotely Sensed Evapotranspiration. In: *Observation and Measurement of Ecohydrological Processes*, LI, X., VEREECKEN, H. (Eds.). Springer Berlin Heidelberg: 155-200.
- ZHANG, D., AND G. ZHOU. (2016). "Estimation of Soil Moisture from Optical and Thermal Remote Sensing: A Review." *Sensors* 16: 1308. doi:10.3390/s16081308.
- ZHANG, Y., LIU, C., YU, Q., SHEN, Y., KENDY, E., KONDOH, A., ... & SUN, H. (2004). Energy fluxes and the Priestley–Taylor parameter over winter wheat and maize in the North China Plain. *Hydrological processes*, 18(12), 2235-2246.
- ZHENG G. AND MOSKAL L. (2009). Retrieving Leaf Area Index (LAI) Using Remote Sensing: Theories, Methods and Sensors. *Sensors*, 9, 2719-2745.
- ZHU, W., JIA, S., LV, A. (2017); A Universal Ts-VI triangle method for the continuous retrieval of evaporative fraction from Modis products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 122, n. 19, p. 10-206,
- ZOU, M., ZHONG, L., MA, Y., HU, Y., HUANG, Z., XU, K., FENG, L. (2018), Comparison of two satellite-based evapotranspiration models of the Nagqu River Basin of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 123, n. 8, p.3961-3975.

Sites internet

<http://glovis.usgs.gov>

https://fr.wikipedia.org/wiki/Programme_Landsat

www.landsat.usgs.gov

<https://earthexplorer.usgs.gov>

<http://margaux.ipt.univ-paris8.fr/vgodard/enseigne/teled2/memotele/mem33tel.htm>

L'Utilisation De L'Imagerie Satellitaires En Agriculture

Résumé :

Ce travail a pour objectif principale, l'utilisation des données issue de la télédétection pour la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface par le biais d'un modèle pour l'estimation du flux de chaleur latente équivalant énergétique de l'évapotranspiration. D'un point de vue agronomique, sa détermination permet de bien connaître l'état hydrique d'un couvert végétal à une échelle plus fine, qui permet d'effectuer un suivi des cultures, tant pour la détection du stress hydrique pour l'utilisation d'un pilotage de l'irrigation, que pour l'estimation du rendement agricole et de la production, cette méthode rentre dans une démarche pour une agriculture de précision.

Mots clés : Télédétection, agriculture, Bilan d'énergie, Evapotranspiration.

The Use of Satellite Imagery in Agriculture

Abstract:

The main objective of this work is the use of data from remote sensing for the resolution of the energy balance equation at the surface through a model for the estimation of the latent heat flux equivalent to energy of evapotranspiration. from an agronomic point of view, this determination makes it possible to know the water content of a the vegetation cover on a finer scale, which makes it possible to carry out crop monitoring, both for the detection of water stress for the use of irrigation management, for the estimation of agricultural yield and production, this method is part of a process for precision agriculture.

Keywords: Remote sensing, agriculture, Energy balance, Evapotranspiration.

استخدام صور الأقمار الصناعية في الزراعة

ملخص:

الهدف الرئيسي من هذا العمل هو استخدام البيانات من الاستشعار عن بعد لحل معادلة توازن الطاقة على السطح من خلال نموذج لتقدير تدفق الحرارة الكامن المكافئ لطاقة التبخر. من وجهة نظر زراعية، يتيح هذا التحديد معرفة الحالة المائية لغطاء نباتي على نطاق أدق، مما يجعل من الممكن مراقبة المحاصيل، سواء للكشف عن الإجهاد المائي للاستخدام. إدارة الري، وذلك لتقدير العائد والإنتاج الزراعي، هذه الطريقة هي جزء من عملية الزراعة الدقيقة.

الكلمات المفتاحية: الاستشعار عن بعد، الزراعة، توازن الطاقة، التبخر.