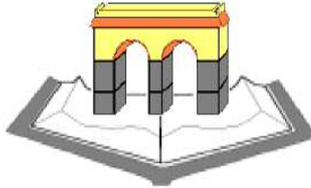


République Algérienne Démocratique et Populaire

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE DE MUSTAPHA STAMBOULI DE MASCARA

FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE



THESE DE DOCTORAT

En Sciences de la terre et de l'univers

Thème :

**UTILISATION DE LA TELEDETECTION HAUTE RESOLUTION ET LES MODELES DE
SPATIALISATION POUR LA CARACTERISATION DE L'ETAT HYDRIQUE DE LA PLAINE
DE LA HABRA (Mascara, Algérie)**

Présentée par

Mr: KHALDI Abdelkrim

Devant le jury :

M. BENABDELI Khelloufi	Professeur, Université de Mascara	Président
M. KHALDI Abdelkader	Professeur, Université de Mascara	Directeur de thèse
M. LARID Mohamed	Professeur, Université de Mostaganem	Examineur
M. ZELLA Lakhdar	Professeur, Université de Blida	Examineur
M. HAMIMED Abderrahmane	MCA, Université de Mascara	Examineur
M. HADDOUCHE Driss	MCA, Université de Tlemcen	Examineur

Table des matières

Introduction	3
1 Le bilan d'énergie d'un couvert végétal	6
1.1 Définitions	6
1.2 Bilan d'énergie d'une surface mince: cas de la parcelle agricole	7
1.2.1 Hypothèses	7
1.2.2 Le bilan radiatif	8
1.3 Les échanges convectifs	9
1.3.1 Définition	9
1.3.2 Expression des flux convectifs entre deux niveaux dans l'atmosphère	11
1.3.3 Extension à la surface	13
1.4 Le flux conductif dans le sol	16
1.5 L'équation du bilan d'énergie	17
1.6 Estimation de l'évapotranspiration	20
1.6.1 Définitions	20
1.6.2 Evaporation de référence de Penman	20
1.6.3 Evaporation de référence de Priestley-Taylor (1972)	22
1.6.4 L'équation de Penman-Monteith	22
2 Présentation de la zone d'étude	25
2.1 Présentation de site pilote	26
2.1.1 Le périmètre irrigué de la Habra: site d'étude et climat	26
2.1.2 Occupation des sols	29
2.2 Données utilisées	31
2.2.1 Données météorologiques	31
2.2.2 Données satellitaires	32
2.3 Le prétraitement des images satellitaires	34
2.3.1 Corrections radiométriques	34
2.3.2 Correction des effets atmosphériques	36
2.3.3 Correction géométrique	38
3 Aperçu sur la télédétection	41
3.1 Introduction	41
3.2 Présentation de la Télédétection	42

3.2.1	Définition	42
3.2.2	Processus de télédétection	42
3.2.3	Principes physiques de la télédétection	44
3.3	Les satellites	49
3.3.1	Caractéristiques d'un satellite: l'orbite et sa fauchée	49
3.3.2	Éléments Orbital de satellite	51
3.3.3	Les capteurs utilisés	52
3.4	Traitements et exploitation des documents de télédétection	53
3.4.1	Traitements préalables des données	53
3.4.2	Exploitation des documents	54
3.5	Adéquation entre type de capteur et échelle de résolution géographique	55
3.5.1	Seuils de détection	55
3.5.2	Seuils d'identification	55
3.5.3	Seuils de cartographie	55
3.6	Notion de signatures spectrales	55
3.6.1	Caractéristiques spectrales des couverts végétaux	56
3.6.2	Comportement spectral du sol	57
3.7	Les différents indices de végétation utilisés en télédétection	57
3.7.1	Les indicateurs utilisés pour le suivi de la sécheresse	58
4	Les modèles de l'évapotranspiration basés sur la télédétection	61
4.1	Méthode empirique simplifiée	61
4.2	Méthode résiduel du bilan énergétique de surface	63
4.2.1	Modèle monocouche	64
5	Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration	73
5.1	SEBI et SEBS	73
5.2	S-SEBI	77
5.3	SEBAL et METRIC	79
5.4	Méthodes du Triangle	82
5.5	Méthode du trapèze	86
5.6	Model bi-couches	89
5.7	De la valeur instantanée de l'ETR a une diurne valeur	90
6	Estimation de l'évapotranspiration	92
6.1	Cartographie des paramètres d'entrée	93

6.2	Schéma général du modèle SEBAL	93
6.3	Détermination des propriétés radiatives de la surface	94
6.3.1	Les luminances spectrales dans le visible, le proche et le moyen infrarouge	94
6.3.2	L'irradiance solaire directe	95
6.3.3	L'albédo de surface	99
6.3.4	L'indice de végétation	102
6.3.5	La température de surface	105
6.4	Estimation du rayonnement net	110
6.4.1	Le rayonnement global incident K_{\downarrow}	110
6.4.2	Le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde	110
6.5	Le flux de chaleur dans le sol	113
6.6	Le flux de chaleur sensible	117
6.6.1	Les longueurs de rugosité mécanique et thermique	119
6.6.2	La résistance aérodynamique au transfert turbulent	122
6.6.3	Dérivées partielles par rapport à la température de surface	124
6.6.3.1	Dérivée partielle de l'albédo par rapport à la température de surface	124
6.6.3.2	Dérivée partielle du bilan de rayonnement de grande longueur d'onde	125
6.6.3.3	Dérivée partielle du flux conductif de chaleur	125
6.6.4	Estimation des paramètres effectifs du flux de quantité de mouvement	127
6.6.5	Cartographie de u^* et H à l'échelle du pixel	130
6.7	Le flux de chaleur latente	134
6.8	Estimation de l'évapotranspiration réelle journalière	136
6.9	Estimation de l'évapotranspiration par le paramètre de Priestley-Taylor (α_{PT})	141
6.10	Estimation de l'évapotranspiration par le biais du model de trapèze	145
7	Résultats et discussion	149
	Conclusion générale	163
	Références bibliographiques	165

Liste des figures

- Figure 1.1** : Echanges d'énergie d'un système donné.
- Figure 1.2** : Composantes du bilan d'énergie
- Figure 1.3** : Les différentes composantes du rayonnement net
- Figure 1.4** : Schématisation d'une couche limite de surface (C_s : est la concentration en vapeur d'eau à la surface).
- Figure 1.5** : Schématisation des phénomènes de stabilité atmosphérique
- Figure 1.6** : Profil vertical de la vitesse du vent
- Figure 1.7** : Analogie de la surface d'un couvert végétal avec le système « bigleaf » (Monteith., 1975).
- Figure 1.8** : Dépendance de la conductivité thermique avec humidité volumique pour divers types de sol
- Figure 1.9** : Flux conductif et profil thermique dans le sol.
- Figure 1.10** : Flux de surface simulés à Avignon par le modèle MAGRET en conditions sèches (17/07/1980) et humides (23/03/1983).
- Figure 2.1** : Localisation du site pilote
- Figure 2.2** : Limite de la zone d'étude drapée sur le MNT
- Figure 2.3** : Localisation du périmètre irrigué de la Habra
- Figure 2.4** : Image en trichromie 4, 3,1 du capteur Landsat ETM+ du 29/05/2000 à 10h30.
- Figure 2.5** : Carte d'occupation des sols du périmètre de la Habra (Une partie de la plaine de la Macta).
- Figure 2.6** : Représentation schématique des effets perturbateurs de la diffusion atmosphérique sur le signal mesuré au niveau d'un satellite (d'après Guyot, 1989).
- Figure 3.1** : La réflexion et l'émission du rayonnement (Kluser, 2000).
- Figure 3.2** : Représentation schématique d'une onde électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992).
- Figure 3.3** : Le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992).
- Figure 3.4** : Absorption, réflexion et transmission (Bonn et Rochon, 1992)
- Figure 3.5** : Représentation de la direction des repères spatiaux (Caloz, 1992).
- Figure 3.6** : Satellite géostationnaire
- Figure 3.7** : Caractéristique orbitales des satellites
- Figure 3.8** : Les capteurs en télédétection
- Figure 3.9** : Signatures spectrales typiques. Source: (Caloz, 1992)
- Figure 4.1** : Organigramme pour estimer ET basée sur la théorie de l'équilibre énergétique
- Figure 5.1** : Organigramme du modèle SEBS
- Figure 5.2** : Schéma théorique de la relation entre l'albédo et la température de surface par le modèle S-SEBI [Roerink et al., 2000a])
- Figure 5.3** : Espace triangulaire entre NDVI et T_s ([Lambin and Ehrlich, 1996]).
- Figure 5.4** : Espace trapézoïdal entre $T_s - T_a$ et NDVI d'après ([Moran et al., 1994])
- Figure 6.1** : Les composantes principales du modèle SEBAL.
- Figure 6.5** : Position spatiale du site
- Figure 6.6** : Illustration des composantes énergétiques solaires au sommet de l'atmosphère.
- Figure 6.7** : Images d'albédo de surface
- Figure 6.8** : Réflectance de la végétation comparée à celles du sol et de l'eau (d'après Caloz, 1992).
- Figure 6.9** : Images d'indice de végétation NDVI
- Figure 6.10** : Emission d'un corps réel comparée à celle d'un corps noir dans les bandes infrarouges thermiques des capteurs ASTER et LANDSAT-7.
- Figure 6.11** : Images de température de surface

Figure 6.12: Images de rayonnement net

Figure 6.13: Représentation de la corrélation polynomiale entre la grandeur $(Gr_o)/(ToRn)$ et l'albédo moyenne (ro_{moy}) intégrée sur le jour (sol nu) (Bastiaanssen, 1996).

Figure 6.14: Représentation de la corrélation entre le rapport G/Rn et l'indice de végétation NDVI (sol couvert de végétation) (Bastiaanssen, 1996).

Figure 6.15: Images de flux de chaleur dans le sol G en Wm^{-2} .

Figure 6.16: Représentation de l'ajustement exponentiel entre la rugosité mécanique zom et l'indice de végétation NDVI (Hamimed, 1998).

Figure 6.17: Relation entre l'albédo et la température de surface.

Figure 6.18: Relation entre l'albédo et la température de surface pour les pixels secs.

Figure 6.19 : Relation entre le flux de chaleur dans le sol et la température de surface pour les pixels secs.

Figure 6.20: Schéma descriptif de la méthode itérative (Itération I) utilisée pour estimer les paramètres du flux de quantité de mouvement à la hauteur z_b .

Figure 6.21: Organigramme du procédé itératif (Itération II) utilisé pour la cartographie du flux de chaleur sensible à l'échelle du pixel.

Figure 6.22: Images de la résistance au transfert turbulent r_{ah}

Figure 6.23: Images de flux de chaleur sensible H en (Wm^{-2}) .

Figure 6.24: Images de flux de chaleur latente (Wm^{-2})

Figure 6.25 Evolution diurne du rayonnement net Rn et de la fraction d'évaporation (Crago, 1996).

Figure 6.26: Comparaisons entre les valeurs de fraction d'évaporation obtenues par utilisation des données NOAA-AVHRR durant les jours du 13, 14 et 15 juillet 2000: (A) entre 13 et 14 juillet 2000 ; (B) entre 14 et 15 juillet 2000.(Fellah 2009)

Figure 6.27: Comparaison entre les valeurs de fraction d'évaporation obtenues par NOAA-AVHRR et celles obtenues par MODIS pour le 14 juillet 2000.(Fellah 2009)

Figure 6.28: Images de l'évapotranspiration réelle journalière (ETR_j)

Figure 6.29 : Schéma d'interpolation linéaire pour obtenir (α_{PT}) à partir de la représentation graphique (scatter plot) NDVI-Ts.

Figure 6.30 : Le paramètre alpha (α_e) d'après le modèle proposé

Figure 6.31 : cartographie de l'indice du stress hydrique WDI

Figure 6.32 : Représentation de la forme du trapèze

Figure 7.1: Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente.

Figure 7.2: Représentation des relations entre le NDVI et le flux de chaleur latente

Figure 7.3: Distributions fréquentielles des valeurs de flux de chaleur sensible

Figure 7.4: Distributions fréquentielles de l'évapotranspiration réelle journalière (à droite) et la fraction d'évaporation (à gauche)

Figure 7.5: Comparaison entre les températures de l'air estimées par SEBAL et celles mesurées au sol.

Figure 7.6: Comparaison entre les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par les modèles SEBAL et METRIC.

Figure 7.7: Illustration de l'approche S-SEBI utilisée pour la détermination de la fraction d'évaporation.

Figure 7.8: Comparaison entre la fraction d'évaporation obtenue par SEBAL et celle estimée par le concept S-SEBI.

Figure 7.9 La comparaison entre l'estimation de ETR par SEBAL et ETR par le modèle.

Liste des tableaux

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

Tableau 2.1 Données météorologique de la journée du 29/05/2000

Tableau 2.2 Les caractéristiques du capteur LANDSAT ETM+

Tableau 3.1: Types de plates-formes (Caloz, 1992)

Tableau 6.1: Paramètres rentrant dans le calcul de l'évapotranspiration de la zone d'étude:

Tableau 6.2: Facteurs de pondération prenant en compte la distribution du spectre solaire sur les bandes spectrales (du visible au moyen infrarouge) des capteurs Landsat7 ETM+, ASTER, MODIS et NOAA14-AVHRR.(Fellah ; 2009)

Tableau 6.3: Les paramètres atmosphériques à l'instant de la prise de vue de l'image Landsat ETM+ du 29 mai 2000 à 10h 30'GMT, simulés par le modèle MODTRAN 4.0.

Tableau 6.4: Les valeurs de l'émission atmosphérique dans l'infrarouge thermique à l'instant de prise de vue de l'image.

Tableau 6.5: Paramètres utilisés dans le calcul des dérivées partielles.

Tableau 6.6: Les dérivées partielles de l'albédo et des flux énergétiques par rapport à la température de surface.

Tableau 6.7: Résultats du procédé itératif pour l'estimation des paramètres du profil vertical à 100 m de hauteur au-dessus de la plaine de la Habra.

Tableau 6.8 Estimation de la vitesse du vent à partir des paramètres de la couche limite de surface.

Tableau 7.1: Paramètres et flux de surface instantanés au-dessus des pixels secs et humides.

Tableau 7.2: Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol

Liste des symboles

ΣF_e : la somme des flux entrant dans le système;

ΣF_s : la somme des flux sortant dans le système;

ΔS_t : la variation du terme de stockage;

R_n : rayonnement net (échanges radiatifs) ;

LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs) ;

H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs) ;

G : flux de conduction dans le sol (échanges par conduction);

R_d : Rayonnement direct;

K_{\downarrow} : le rayonnement global;

d' : rayonnement diffus;

r_o : l'albédo de surface;

σ : La constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma=5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$);

L_{\uparrow} : Le rayonnement émet par le sol;

L_{\downarrow} : Le rayonnement émet par l'atmosphère;

L^* : Bilan du rayonnement des grandes longueurs d'ondes;

ε_o : L'émissivité de la surface;

ε : L'émissivité de l'atmosphère;

T_o : La température de surface (Kelvin);

T_a : La température de l'air (Kelvin);

C_s : La concentration en vapeur d'eau à la surface;

F_c : La densité de flux;

K_c : Coefficient de transfert turbulent;

ρ : La masse volumique et de l'air à pression constante (Kg/m^3);

K_H : Le coefficient de transfert turbulent pour la chaleur sensible;

C_p : La chaleur spécifique;

λ : La chaleur latente de vaporisation;

K_E : Le coefficient de transfert turbulent de masse;
 q : L'humidité spécifique de l'air;
 z_1, z_2 : les niveaux de références inférieur et supérieur;
 r_{a12} : La résistance aérodynamique entre les deux niveaux;
 γ : La constante psychrométrique, voisine de 0,66 mbar. C^{-1} ;
 R : La constante des gaz parfaits ($R = 8.31441 \text{ J mol}^{-1} \text{ kg}^{-1}$);
 L_{MO} : La longueur de Monin-Obhukov;
 u^* : La vitesse de frottement;
 K : La constante de von-Karman ($k = 0,41$);
 E : L'évapotranspiration en terme de flux de masse (wm^{-2});
 ψ_m : La fonctions de stabilité mécanique;
 ψ_h : La fonctions de stabilité thermique;
 h_c : La hauteur du couvert végétale (m);
 d : La hauteur de déplacement (m);
 $q_{\text{sat}}(T)$: L'humidité à la saturation à la température T;
 $e_{\text{sat}}(T)$: La pression de vapeur saturante à la température T;
 λ_s : La conductivité thermique du milieu ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$);
 C : La capacité calorifique volumique du sol ($\text{Jm}^{-3} \text{K}^{-1}$);
 Δ : Dérivée partielle de la pression de vapeur saturante avec la température de l'air;
 u : La vitesse du vent (m/s);
 E_{PT} : Evaporation de référence de Priestley-Taylor;
 r_c : La résistance du couvert végétal;
 r_s : La résistance des stomates;
 z_{om} : longueur de rugosité mécanique (m);
 z_{oh} : longueur de rugosité thermique (m);
 $NDVI$: L'indice de végétation (*Normalized Difference Vegetation Index*);
 α_e : Le paramètre de Priestley&Taylor du modèle proposé;

TVDI : L'indice de sécheresse température-végétation;

f_c : La fraction du couvert végétale;

τ_{sw} : la transmissivité de l'atmosphère;

d_s : La distance terre-soleil (Km);

δ : La déclinaison solaire (radian);

$\omega_a(t)$: l'angle horaire (radian);

K_{\downarrow} : Le rayonnement global incident (w/m^2);

ϕ : Angle zénithal solaire;

$r_p(\text{PIR})$: La reflectance du proche infrarouge (μm);

$r_p(\text{R})$: La reflectance du rouge (μm);

K1: Constante de calibration1 = 666,09 ($W/m^2\mu m$);

K2: Constante de calibration2 = 1282,71 (Kelvin);

L_{6H} : La luminance de la band6 ($W/m^2\mu m$);

SC : la constante solaire ($1367 Wm^{-2}$).

r_p : Albédo planétaire

$C(b)_i$: Le facteur de pondération

τ : La contrainte de cisaillement;

r_{ah} : La résistance au transfert turbulent (aérodynamique);

kB^{-1} : logarithme du rapport des longueurs de rugosité mécanique et thermique (est un coefficient de transfert de chaleur sans dimension appelé le *nombre inverse de Stanton*) ;

H^{sec} : La densité de flux de chaleur sensible des pixels secs;

α_{PT} : Paramètre de Priestley-Taylor ;

Λ : Fraction d'évaporation ;

β : Rapport de Bowen ;

SEBS: *Surface Energy Balance system*;

SEBI: *Surface Energy Balance index*;

S-SEBI: *simplify Surface Energy Balance index*;

SEBAL: *Surface Energy Balance Algorithm for Land*;

METRIC: *Mapping evapotranspiration at high resolution with internalized calibration*;

WDI: *Water deficit index*;

CWSI: *Crop water stress index*;

Wet: Humide

Dry: sec

Zom: Rugosité au transfert de masse

Zoh: Rugosité de transfert de chaleur

REMERCIEMENT

Au terme de ce travail, il m'est agréable d'exprimer mes remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de cette thèse.

Je suis particulièrement reconnaissant à **M. Abdelkader KHALDI**, Professeur à l'université de Mascara d'avoir accepté la charge difficile en qualité de rapporteur.

Que M. KHALDI trouve ici l'expression de ma gratitude pour tout ce qui m'a appris.

L'ensemble de ce travail doit son existence à **M. HAMIMED Abderrahmane**, maître de conférence à l'université de Mascara grâce à qui j'ai eu la chance d'effectuer ce travail. Je le remercie sincèrement pour les échanges fructueux que nous avons eu et qui ont permis d'éclaircir et d'améliorer certaines parties du manuscrit.

Mes remerciements vont également à tous les membres de jury, Mr Khelloufi BENABDELLI d'avoir accepté de présider les membres, Messieurs Mohamed LARID, Lakhdar ZELLA, et Driss HADDOUCHE d'avoir examiné ma thèse.

Je dois remercier aussi Monsieur BENZATER Benali et Monsieur ELOUISSI Abdelkader chargés de cours à l'université de Mascara ainsi que mes collègues M. FELLAH Sahnoun et le petit chercheur de l'INRAA, M. GACEMI Abdelhamid.

Enfin, et bien que des simples remerciements ne suffisent pas pour exprimer toute ce que je leur dois, mes remerciements les plus chaleureux à mes parents et ma petite famille qui m'encourages de continuer mes études dans les meilleures conditions.

INTRODUCTION

L'évapotranspiration, soit l'évaporation de l'eau des surfaces terrestres et aquatiques ou la transpiration par la végétation, est l'un des phénomènes fondamentaux contrôlant l'équilibre de notre planète. Elle constitue le lien entre l'équilibre hydrique et énergétique à l'interface sol-plante-atmosphère. Sa connaissance est indispensable pour les études climatiques, hydrologiques et agrométéorologiques. Sa mesure en est rendue d'autant plus difficile (G.Guyot, 1999). Les mesures sont généralement faites par les services météorologiques. Cependant, dans certains cas particuliers, les données ne sont pas disponibles à proximité du site envisagé ; dans ce cas, l'hydrologue peut être amené à installer des stations climatologiques plus ou moins complètes. La connaissance de la teneur en eau de la végétation a été depuis longtemps un axe de recherche privilégié pour l'hydrologie (prévision des bilans hydriques) et l'agronomie (suivi de l'irrigation). Plusieurs travaux ont été publiés dans ce domaine pour évaluer la quantité d'eau perdue on se basant sur les la technique de la télédétection. L'existence de plusieurs approches, avec ces avantages et inconvénients et les conditions d'applications, pour l'estimation de l'évapotranspiration justifie le choix de cette étude intitulée « *Utilisation de la télédétection haute et faible résolution et les formules empiriques pour la caractérisation de l'état hydrique de la plaine de la Macta (mascara, algérie)* » La problématique de cette thèse est de comprendre le fonctionnement d'un phénomène en région semi-aride en se basant sur des données satellites multi-capteurs à différentes résolutions spatiales. Il s'agit de décrire dans l'espace et sur une longue période le stock d'eau dans le sol dans une perspective d'une meilleure estimation de l'évapotranspiration. L'analyse de différents algorithmes récents de cartographie de l'évapotranspiration à partir des données de télédétection (SEBAL, SEBS, S-SEBI, SEBI) montrent que la qualité des résultats dépend plus de la qualité d'estimation des paramètres d'entrée que des algorithmes eux-mêmes. Cette étude donne un aperçu d'une variété de méthodes et de modèles qui ont été développés par plusieurs chercheurs pour estimer l'évapotranspiration d'une surface terrestre, petite et grandes échelles, fondées principalement sur des données de télédétection. En 1977 Jackson a proposé une relation dite simplifiée pour l'estimation de l'évapotranspiration journalière de l'écart entre la température de surface et de l'air. Dans lesquelles le flux chaleur latente est déterminé comme le terme résiduel de l'équation du bilan

d'énergie, méthode dite résiduelle. Ces modèles ont été proposés l'un après l'autre par différents chercheurs, chaque modèle est spécifié par ces conditions d'application et le mode de calcul du flux de chaleur sensible dans l'air et autre terme comme KB^{-1} par exemple. En 1994, Moran développe une méthode dite du trapèze, cette méthode repose sur la qualité de présentation graphique de la différence entre la température de surface et la température de l'air. A travers la formule classique de Priestley et Taylor Jiang et Islam en 1999 ont développés une méthode de l'estimation de l'évapotranspiration réelle dite la méthode de triangle cette dernière est basée sur la cartographie de la température de surface et l'indice de végétation NDVI.

Pour chaque méthode ou modèle, nous allons en détail par la suite, la théorie et des hypothèses impliquées dans le développement de modèle principal, et mettre en évidence ses avantages, ses inconvénients et potentialité. En dernière partie, les méthodes de la façon de convertir l'évapotranspiration instantanée en valeurs journalières, les problèmes et les questions sont abordées.

L'objectif principal de cette étude est l'utilisation des données satellitaires (haute et faible résolution) pour comparer les différentes méthodologies du calcul de l'évapotranspiration dans des zones semi-aride, et sélectionner la meilleure méthode pour caractériser l'état hydrique de la plaine de la Habra Mascara Algérie.

**Le bilan d'énergie d'un
couvert végétal**

1 Le bilan d'énergie d'un couvert végétal

1.1 Définitions

Le bilan d'énergie traduit, pour un système donné, la loi de conservation de l'énergie.

Il prend la forme générale suivante:

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

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).

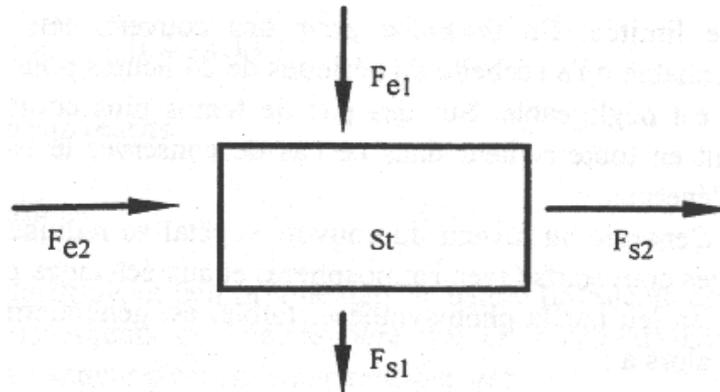


Figure 1.1 Echanges d'énergie d'un système donné.

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:

- 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.

1.2 Bilan d'énergie d'une surface mince: cas de la parcelle agricole

1.2.1 Hypothèses

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.

Les échanges d'énergie au niveau du couvert végétal se réduisent alors aux échanges radiatifs, aux échanges convectifs (avec l'atmosphère) et aux échanges par conduction (avec le sol). L'énergie mise en jeu par la photosynthèse, faible, est généralement négligée. Le bilan d'énergie se résume alors à:

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

R_n: rayonnement net (échanges radiatifs) ;

LE: flux de chaleur latente (échanges convectifs) ;

H: flux de chaleur sensible (échanges convectifs) ;

G: flux de conduction dans le sol (échanges par conduction).

Ces divers termes 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 ».

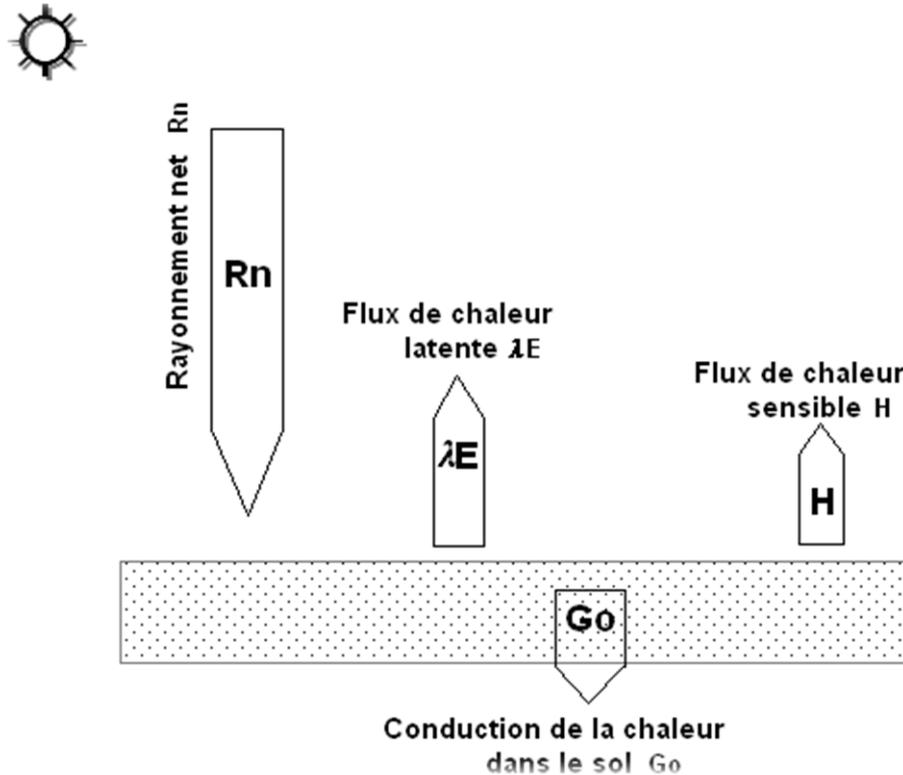


Figure 1.2 Composantes du bilan d'énergie

1.2.2 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, l'e rayonnement global (K_d). Celui-ci résulte du rayonnement direct (R_d) provenant du soleil et dépend de son angle zénithal (θ), $R_d \cdot \cos(\theta)$ d'une part, et du rayonnement diffus (d) (diffusion par l'atmosphère, les aérosols et les nuages) d'autre part:

$$K_d = R_d \cdot \cos(\theta) + d \quad (1.3)$$

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

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, CO₂, 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 $(L_{\downarrow} - \varepsilon \sigma T_0^4)$.

Le bilan radiatif toute longueur d'onde confondue constitue le rayonnement net. C'est l'énergie radiative disponible au niveau de la surface:

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

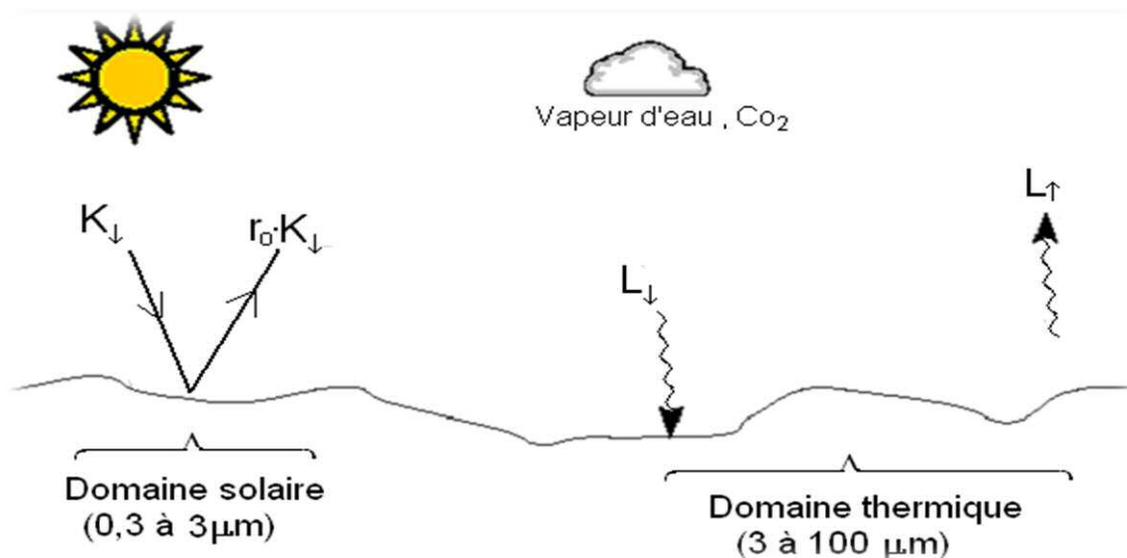


Figure 1.3 Les différentes composantes du rayonnement net

D'où

- K_{\downarrow} est le rayonnement global incident ;
- $r_0 \cdot K_{\downarrow}$ est la fraction réfléchi du rayonnement global ;
- L_{\downarrow} est le rayonnement atmosphérique des grandes longueurs d'ondes ;
- L_{\uparrow} est le rayonnement infrarouge thermique.

1.3 Les échanges convectifs

1.3.1 Définition

Ces échanges trouvent leur origine dans la nature turbulente de l'écoulement à la

surface terrestre. Les mouvements de l'atmosphère qui en résultent induisent des transports de quantités diverses vapeurs d'eau, chaleur sensible, gaz, etc.

Plusieurs régimes de convection coexistent naturellement: la convection forcée correspond aux mouvements turbulents imposés par les seuls effets dynamiques (vent), tandis que la convection libre correspond aux mouvements verticaux de l'air générés par les différences de densité (flottabilité) liées aux différences de température. Nous nous intéressons ici au cas général de la convection mixte combinant les deux processus.

De plus, nous nous plaçons dans l'hypothèse d'une surface infinie, c'est-à-dire dans le cas d'une couche limite bien établie. En effet toute discontinuité de la surface (changement de nature de la rugosité entre parcelles agricoles, changement de l'état hydrique, etc.) entraîne des modifications de l'écoulement auquel elle est soumise: évolution des profils de teneur en eau, de température, etc. L'écoulement retrouve ensuite un nouvel état d'équilibre à une certaine distance de la discontinuité (Figure 1.4). La zone de transition est soumise aux phénomènes d'advection et est affectée par des transports horizontaux d'énergie. Au-delà une nouvelle couche limite de surface s'est établie à l'intérieur de laquelle les caractéristiques de l'écoulement ne dépendent que de celles de la surface et où seuls existent des flux verticaux et conservatifs (c'est-à-dire constants avec la hauteur).

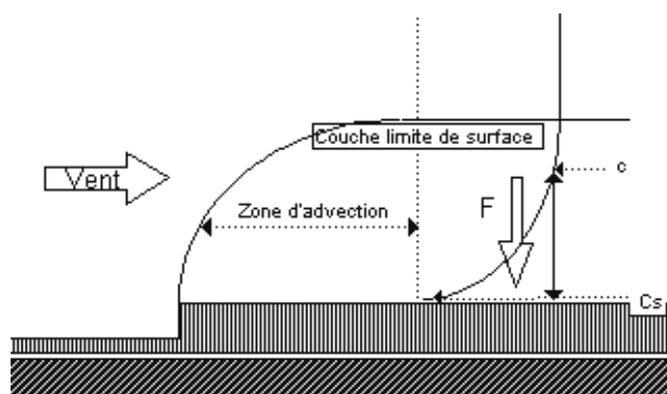


Figure 1.4: Schématisation d'une couche limite de surface (C_s : est la concentration en vapeur d'eau à la surface).

Par analogie avec les lois de la diffusion, l'expression générale des flux est la suivante:

$$F_c = -K_c \text{grad}(c) \quad (1.5)$$

ou encore

$$F_c = K_c \frac{\partial c}{\partial z} \quad (1.6)$$

F_c est la densité de flux ($W.m^{-2}$), c : est la concentration de la grandeur physique associée au flux considéré, K_c est un coefficient de transfert turbulent de dimension L^2T^{-1} .

Ainsi le flux de chaleur sensible H (flux de chaleur turbulent dans l'air) se met-il sous la forme:

$$H = -\rho C_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.7)$$

et C_p sont respectivement la masse volumique et la chaleur spécifique de l'air à pression constante, T est sa température, K_H est le coefficient de transfert turbulent pour la chaleur sensible.

Le flux de chaleur latente s'écrit:

$$LE = -\lambda \rho K_E \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.8)$$

Le flux massique E est converti en énergie via la chaleur latente de vaporisation L . K_E est le coefficient de transfert turbulent de masse. On fait généralement l'hypothèse $K_H=K_E$. q : désigne l'humidité spécifique de l'air. Plusieurs autres formulations du flux de chaleur latente sont possibles selon la variable caractérisant l'humidité de l'air utilisée (concentration en vapeur d'eau, rapport de mélange, pression de vapeur, etc.).

1.3.2 Expression des flux convectifs entre deux niveaux dans l'atmosphère

Les relations (1.7) et (1.8) peuvent s'intégrer entre deux niveaux z_1 et z_2 (pour tenir compte des conventions de signe qui suivent, z_1 et z_2 désignent respectivement les niveaux inférieur et supérieur). On montre que les flux H et LE peuvent alors se mettre sous la forme:

$$H = \rho C_p \frac{T_1 - T_2}{r_{a12}} \quad (1.9)$$

$$LE = \rho \lambda \frac{q_1 - q_2}{r_{a12}} \quad (1.10a)$$

Si l'humidité de l'air est exprimée en termes de pression de vapeur, on trouve aussi l'expression suivante:

$$LE = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_1 - e_2}{r_{a12}} \quad (1.10b)$$

r_{a12} est la résistance aérodynamique entre les deux niveaux considérés ; c'est l'inverse du coefficient de transfert. Elle dépend de la vitesse du vent u_1 , et u_2 aux niveaux z_1 et z_2 , des caractéristiques de la surface, et de la stabilité atmosphérique, T_1 et T_2 , q_1 et q_2 , e_1 et e_2 désignent respectivement les températures, humidités spécifiques et pressions de vapeur de l'air aux hauteurs z_1 et z_2 , γ est la constante psychrométrique définie par:

$$\gamma = \frac{\rho \cdot C_p \cdot R \cdot T}{\lambda \cdot M_{H_2O}}$$

R est la constante des gaz parfaits ($R = 8,31441 \text{ J mol}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), M_{H_2O} est la masse molaire de l'eau ($1,8 \times 10^{-3} \text{ kg}$), T est la température moyenne de l'air. γ est voisine de $0,66 \text{ mbar} \cdot \text{C}^{-1}$.

La figure 1.5 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 ».

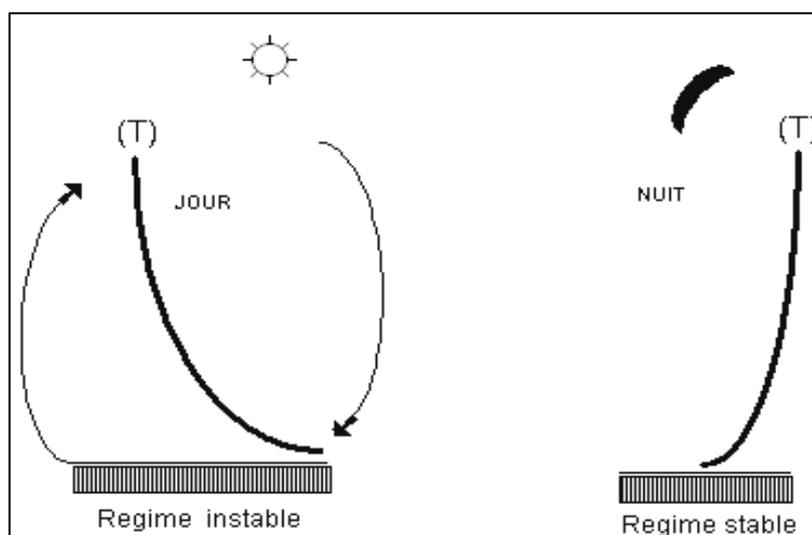


Figure 1.5 Schématisation des phénomènes de stabilité atmosphérique

La longueur de Monin-Obhukov L_{MO} permet de caractériser la stabilité. Elle est

définie par:

$$L_{MO} = - \frac{\rho \cdot u^*{}^3}{k \cdot g \cdot \left[\left(\frac{H}{T_a \cdot C_p} \right) + 0.61E \right]} \quad (1.11)$$

T_a est la température de l'air en kelvin, u^* est la vitesse de frottement, k est la constante de von Karman ($k = 0,41$), g (9.81 m.s^{-2}) est l'accélération de la pesanteur. E est l'évapotranspiration en terme de flux de masse.

ψ_m et ψ_h désignant les fonctions de stabilité mécanique et thermique, r_{a12} est la résistance de transfert turbulent telle que:

$$\frac{1}{r_{a12}} = \frac{k_2(u_2 - u_1)}{\left[\log\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_h\left(\frac{z_2}{L_{MO}}\right) + \psi_h\left(\frac{z_1}{L_{MO}}\right) \right] \left[\log\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_m\left(\frac{z_2}{L_{MO}}\right) + \psi_m\left(\frac{z_1}{L_{MO}}\right) \right]} \quad (1.12)$$

avec $Z_1 = z_1 - d$ et $Z_2 = z_2 - d$ (d est la hauteur de déplacement).

1.3.3 Extension à la surface

L'intégration de la formule (1.9) entre un niveau de référence z dans la couche limite et la surface conduite, pour le flux de chaleur sensible, à l'expression suivante:

$$H = \rho C_p \frac{T_o - T_a}{r_{ah}} \quad (1.13)$$

T_o est la température de surface, T_a et u sont la température de l'air et la vitesse du vent au niveau de référence (2 m), r_{ah} est alors définie par (avec $Z=z-d$):

$$\frac{1}{r_{ah}} = \frac{k^2(u_2 - u_1)}{\left[\log\left(\frac{z_1}{z_{oh}}\right) - \psi_h\left(\frac{z_2}{L_{MO}}\right) \right] \left[\log\left(\frac{z_1}{z_{om}}\right) - \psi_m\left(\frac{z_2}{L_{MO}}\right) \right]} \quad (1.14)$$

Les valeurs des caractéristiques aérodynamiques de la surface dépendent de la hauteur, mais aussi de la structure de la végétation. Pour des couverts continus de hauteur h_c limitée (gazon, cultures...), $z_{om} = 0,13 h_c$ et $d = 0,7 h_c$ sont des ordres de grandeur couramment admis pour la rugosité mécanique et la hauteur de déplacement. Une valeur de $0,1$ est souvent citée pour z_{oh}/z_{om} , rapport entre les rugosités mécanique et thermique, mais il peut varier considérablement selon le type de végétal (Brutsaert, 1982).

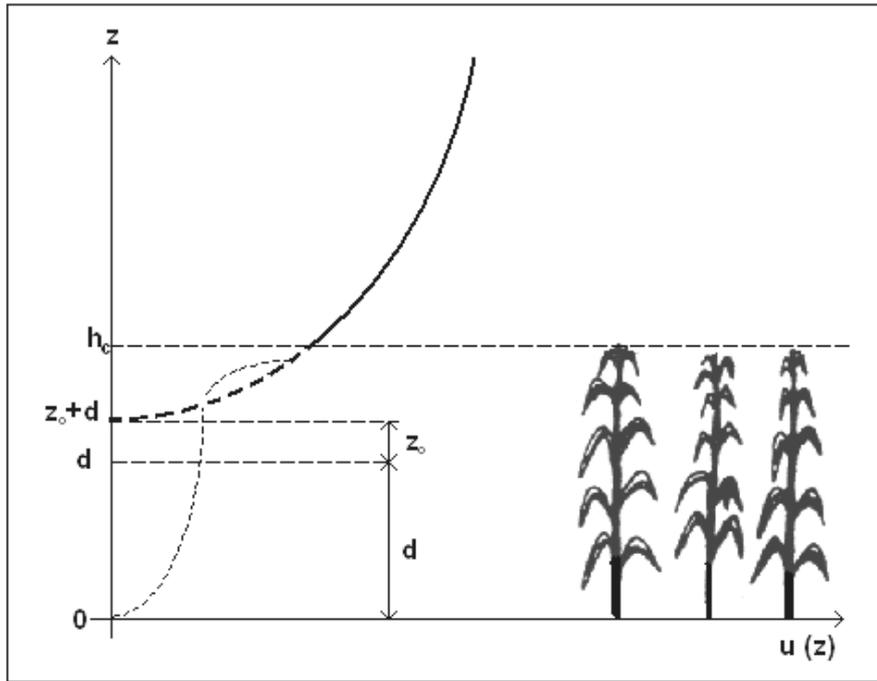


Figure 1.6 Profil vertical de la vitesse du vent

L'extension à la surface de l'expression (1.10) pose plus de problèmes. En effet, il est, en pratique, difficile de définir et de mesurer une humidité relative q_s ou une pression de vapeur e_s au niveau de la surface. Aussi assimile-t-on classiquement le couvert à une feuille unique (modèle "*bigleaf*" proposé par Monteith, 1975) et considère-t-on le flux d'eau (et de chaleur latente LE) comme provenant d'une cavité stomatique unique. On suppose que la cavité est à la température de la surface T_o et que l'humidité y est à saturation. On introduit de plus la résistance stomatique r_s au transfert d'eau. Dans ces conditions, le flux de chaleur latente entre la cavité stomatique et la surface de la feuille peut s'écrire:

$$LE = \rho \lambda \frac{q_{sat}(T_o) - q_s}{r_s} \quad (1.15a)$$

ou encore:

$$LE = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_o) - e_s}{r_s} \quad (1.15b)$$

$q_{sat}(T)$ et $e_{sat}(T)$ étant respectivement l'humidité à saturation et la pression de vapeur saturante à la température T .

Dans l'atmosphère, entre le niveau de référence (d'humidité q_a et de pression de vapeur e_a) et la surface, on a:

$$LE = \rho\lambda \frac{q_s - q_a}{r_{ah}} \quad (1.16a)$$

ou:

$$LE = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_s - e_a}{r_{ah}} \quad (1.16b)$$

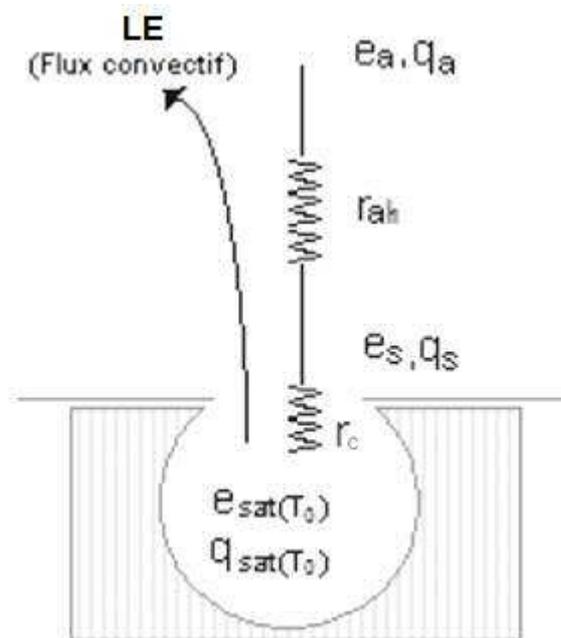


Figure 1.7 Analogie de la surface d'un couvert végétal avec le système « bigleaf » (Monteith., 1975).

En combinant ces deux dernières relations correspondant aux différentes portions du circuit stomate-atmosphère, et en tenant compte du fait que le flux est conservatif, on élimine aisément le terme e_s (ou q_s) pour obtenir (figure 1.4):

$$LE = \rho\lambda \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_s + r_{ah}} \quad (1.17)$$

$$LE = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_s + r_{ah}} \quad (1.18)$$

1.4 Le flux conductif dans le sol

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

$$G = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.19)$$

λ_s : est la conductivité thermique du milieu ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$). Elle dépend de diverses caractéristiques physiques du sol (texture, morphologie, constituants, etc.) et de sa teneur en eau (De Vries, 1963). La figure 1.8 illustre les variations de ce coefficient.

L'évolution des profils de température dans le sol est pilotée par l'équation de la chaleur:

$$\frac{\partial G_o}{\partial z} = -C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1.20)$$

C : la capacité calorifique volumique du sol ($\text{Jm}^{-3} \text{K}^{-1}$).

De Vries (1963) a proposé une relation permettant d'estimer C à partir de la composition du sol et des capacités calorifiques volumiques de chacun de ses constituants.

La mesure directe du flux de conduction (au moyen de « plaques de flux ») reste délicate et assez imprécise. Les méthodes basées sur l'analyse des profils et la mise en œuvre de l'équation (1.19), intégrée entre un niveau de référence et la surface (méthodes de variation de stock thermique), sont plus précises, mais plus lourdes à utiliser (nécessité de disposer simultanément de profils hydriques).

$$G_o = \lambda_s \frac{T_o - T_z}{\Delta z} \quad (1.21)$$

λ_s : désigne la conductivité thermique équivalente de la couche d'épaisseur Δz et T_z la température à la base de cette couche (figure 1.8).

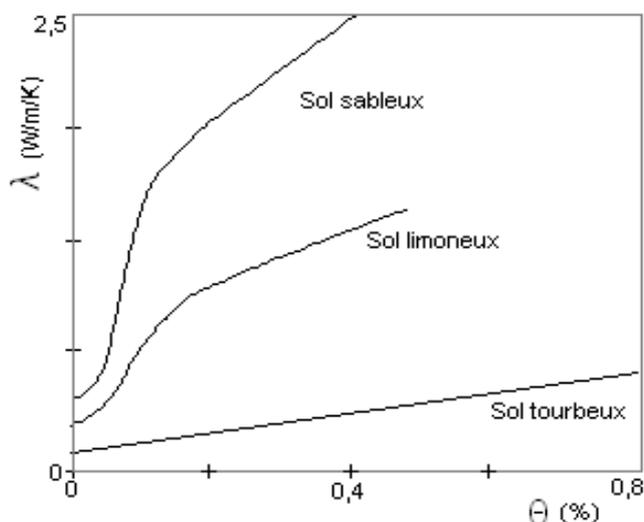


Figure 1.8 Dépendance de la conductivité thermique avec humidité volumique pour divers types de sol

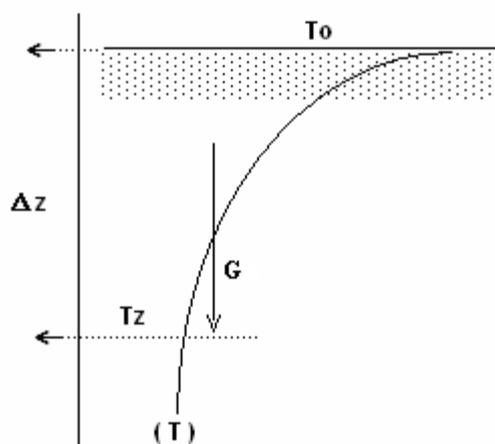


Figure 1.9 Flux conductif et profil thermique dans le sol.

1.5 L'équation du bilan d'énergie

En combinant les relations (1.2), (1.13), (1.17) et (1.21), l'équation du bilan d'énergie prend la forme développée

$$K_{\downarrow}(1-r_o) + (L_{\downarrow} - \varepsilon\sigma T_o^4) = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_{\text{sat}}(T_o) - e_a}{r_c + r_{\text{ah}}} + \rho \cdot C_p \frac{T_o - T_a}{r_{\text{ah}}} + \frac{\bar{\lambda}}{\Delta z} (T_o - T_z) \quad (1.22)$$

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.

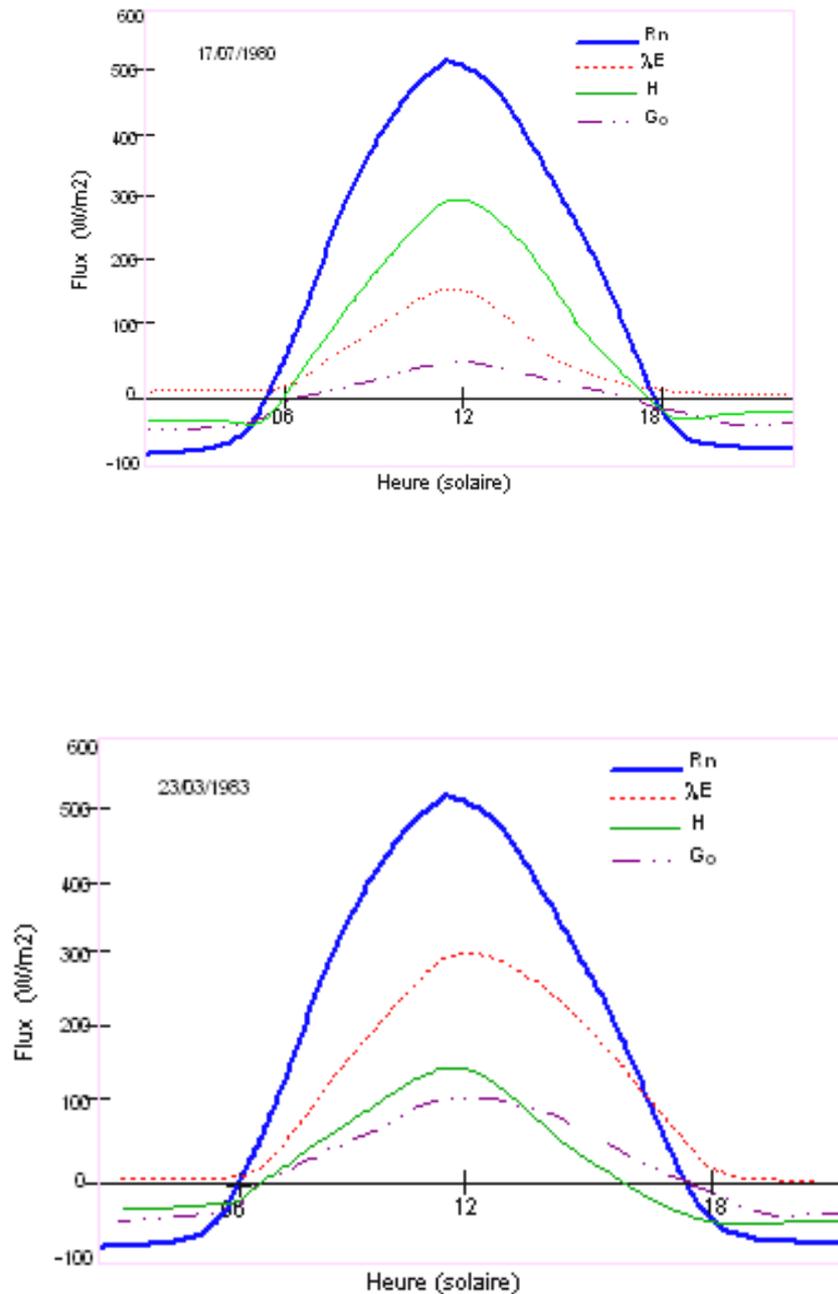
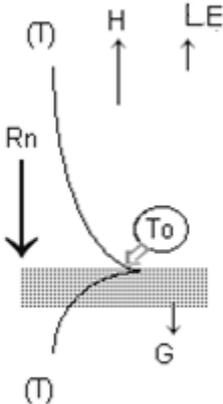
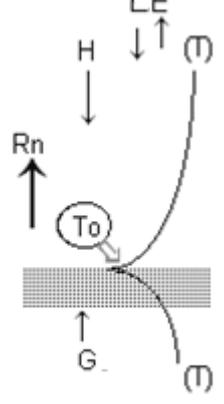


Figure 1.10 Flux de surface simulés à Avignon par le modèle MAGRET en conditions sèches (17/07/1980) et humides (23/03/1983).

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 (1.10), établie au moyen de simulations effectuées à partir du modèle agrométéorologique 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 ($\sim 150 \text{ W.m}^{-2}$).

1.6 Estimation de l'évapotranspiration

1.6.1 Définitions

L'évapotranspiration réelle (ETR) des surfaces résulte de la transpiration des plantes et de l'évaporation du sol. Sa connaissance précise est indispensable pour le suivi des bilans hydriques de la surface et des cultures (à des fins variées telles que la gestion de l'irrigation ou la prévision de la production par exemple). Nous présenterons dans la suite une expression issue du bilan d'énergie qui permet son évaluation (Penman-Monteith). La notion de l'évapotranspiration de référence (ET_o) peut être utilisée comme critère pour une caractéristique climatique à l'échelle régionale (contribution au zonage agrométéorologique des potentialités agricoles par exemple...). La valeur maximale de l'évapotranspiration réelle (ETM) correspond à la valeur maximale de l'ETR sur une culture bien alimentée en eau et ne soumise à aucun stress hydrique.

Les expressions qui sont présentées dans la suite ont été développées pour s'affranchir de la température de surface difficilement mesurable en règle générale et estimer de façon pratique l'évaporation à partir des données disponibles (données météorologiques). Nous utiliserons ici pour le flux de chaleur latente les expressions faisant intervenir les pressions de vapeur. Les démonstrations et résultats sont évidemment les mêmes si l'on raisonne en termes d'humidité spécifique.

1.6.2 Evaporation de référence de Penman

Penman (1948) a proposé une formulation d' ET_o dans l'hypothèse d'une surface saturée en eau n'opposant aucun frein à l'évapotranspiration. La pression de vapeur à la surface est alors égale à la tension de vapeur saturante à la température de surface $e_a = e_{sat}(T_o)$. Dans ces conditions les équations (1.2), (1.13) et (1.17) prennent la forme

$$Rn - G = H + LE \quad (a)$$

$$H = \rho \cdot C_p \frac{T_o - T_a}{r_{ah}} \quad (b) \quad (1.23)$$

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

Le déficit de pression de vapeur de l'air défini par $\Delta e_{\text{sat}} = e_{\text{sat}}(T_o) - e_a$ est classiquement introduit dans la différence $e_{\text{sat}}(T_o) - e_a$ après une linéarisation:

$$e_{\text{sat}}(T_o) - e_a = e_{\text{sat}}(T_o) - e_{\text{sat}}(T_a) + e_{\text{sat}}(T_a) - e_a \quad (1.24)$$

D'où: $e_{\text{sat}}(T_o) - e_a \approx \Delta \cdot (T_o - T_a) + \Delta e_{\text{sat}}$

Où Δ représente la pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température T_o . On a alors d'après 1.23(c):

$$LE = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \Delta \frac{(T_o - T_a)}{r_{ah}} + \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{\Delta e_{\text{sat}}}{r_{ah}} \quad (1.25)$$

Et en combinant (1.23a) (1.23b) avec (1.25) on obtient

$$Rn - Go = \frac{\rho \cdot C_p}{r_{ah}} \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \cdot (T_o - T_a) \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma \cdot r_{ah}} \Delta e_{\text{sat}} \quad (1.26)$$

L'élimination de b dans (1.25) et (1.26) conduit à l'expression de Penman du flux de chaleur latente

$$LE = \frac{\Delta(Rn - Go) + \rho \cdot C_p \frac{\Delta e_{\text{sat}}}{r_{ah}}}{\Delta + \gamma} \quad (1.27)$$

Les deux termes de cette équation sont parfois qualifiés de composantes 'radiatives' et 'advectives' de l'évaporation de Penman. L'équation (1.27) est souvent mise sous une forme faisant apparaître le pouvoir évaporant de l'air, LE_a :

$$LE = \frac{\Delta(Rn - Go) + \gamma LE_a}{\Delta + \gamma} \quad (1.28)$$

avec

$$LE_a = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \frac{e_{\text{sat}}(T_a) - e_a}{r_{ah}} \quad (1.29)$$

Dans la pratique, on utilise souvent pour estimer LE_a des formulations semi-empiriques où la résistance r_{ah} est définie comme étant une fonction de la vitesse du vent u :

$$LE = (a + b \cdot u)(e_{\text{sat}}(T_a) - e_a) \quad (1.30)$$

Les coefficients empiriques a et b dépendent du tige de couvert et de la hauteur de mesure du vent.

1.6.3 Evaporation de référence de Priestley-Taylor (1972)

Cette formulation se base sur le fait qu'il existe en général une corrélation étroite entre $(Rn-G)$ et Δe_{sat} . Elle correspond au premier terme de l'équation de Penman qui est affecté d'un coefficient empirique multiplicatif α_{PT}

$$E_{PT} = \alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - G) \quad (1.31)$$

(α_{PT}) varie suivant les couverts et vaut environ 1,26 pour un gazon bien alimenté en eau. Cette formulation peut s'appliquer à des couverts non saturés en eau, à condition d'ajuster à chaque type de conditions. La dérivée partielle de la courbe d'évolution de la pression de vapeur saturante avec la température de l'air.

1.6.4 L'équation de Penman-Monteith

L'hypothèse de Penman selon laquelle une surface végétative (telle qu'un gazon) parfaitement alimentée en eau se comporte comme une surface mouillée est trop forte. La plante oppose en effet toujours une certaine résistance au transfert d'eau (résistance stomatique). Il en résulte à l'échelle de la parcelle une résistance du couvert r_c . La pression de vapeur à la surface ne correspond alors plus -contrairement à l'hypothèse de Penman- à la pression de vapeur saturante à la température de surface. L'équation (1.23) est modifiée en conséquence et l'on a à résoudre le jeu d'équations suivant:

$$Rn - G = H + \lambda E \quad (a)$$

$$H = \rho \cdot c_p \frac{T_o - T_a}{r_{ah}} \quad (b) \quad (1.32)$$

$$LE = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_o) - e_a}{r_{ah} + r_c} \quad (c)$$

En procédant de façon analogue (équations 1.22 à 1.25), on arrive à:

$$LE = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho \cdot C_p \frac{\Delta e_{sat}}{r_{ah}}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_{ah}}\right)} \quad (1.33)$$

Cette équation générale est largement utilisée en bioclimatologie et météorologie. Cette paramétrisation de l'évapotranspiration (et la forme correspondante pour le flux de chaleur sensible) est en effet introduite dans les modèles de surface par un grand nombre d'auteurs. Diverses paramétrisations de la résistance de la végétation ont été proposées.

Dans le cas d'une surface bien alimentée en eau, r_c prend une valeur minimum ($r_{c \min}$) qui permet de calculer une évaporation maximum de référence. Choissnel et al. (1992) proposent les valeurs 20 s.m^{-1} et la gamme $100\text{-}140 \text{ s.m}^{-1}$ respectivement pour les régions tempérées du Nord de l'Europe et pour la région méditerranéenne.

Des travaux récents dont on trouvera une revue dans Itier (1994) montrent la nécessité d'introduire le déficit de saturation dans l'expression de r_c . Cependant, la dépendance entre r_c et Δe_{sat} en conditions naturelles et les effets de rétroaction ("*feed-back*") qui en résultent pourraient contribuer à limiter l'influence de la composante "advective" ou physiologique (deuxième terme de l'équation 1.33), justifiant ainsi de façon théorique l'utilisation de formules plus simples du type Priestley-Taylor.

Présentation de la zone d'étude

2. Présentation de la zone d'étude

Nous avons choisi, pour tester les modèles, un site pilote qui correspond à une zone dans le périmètre irrigué de la Habra, dans la plaine du bassin de la Macta qui est une dépression sublittoral de l'Oranie (figure 2.1).

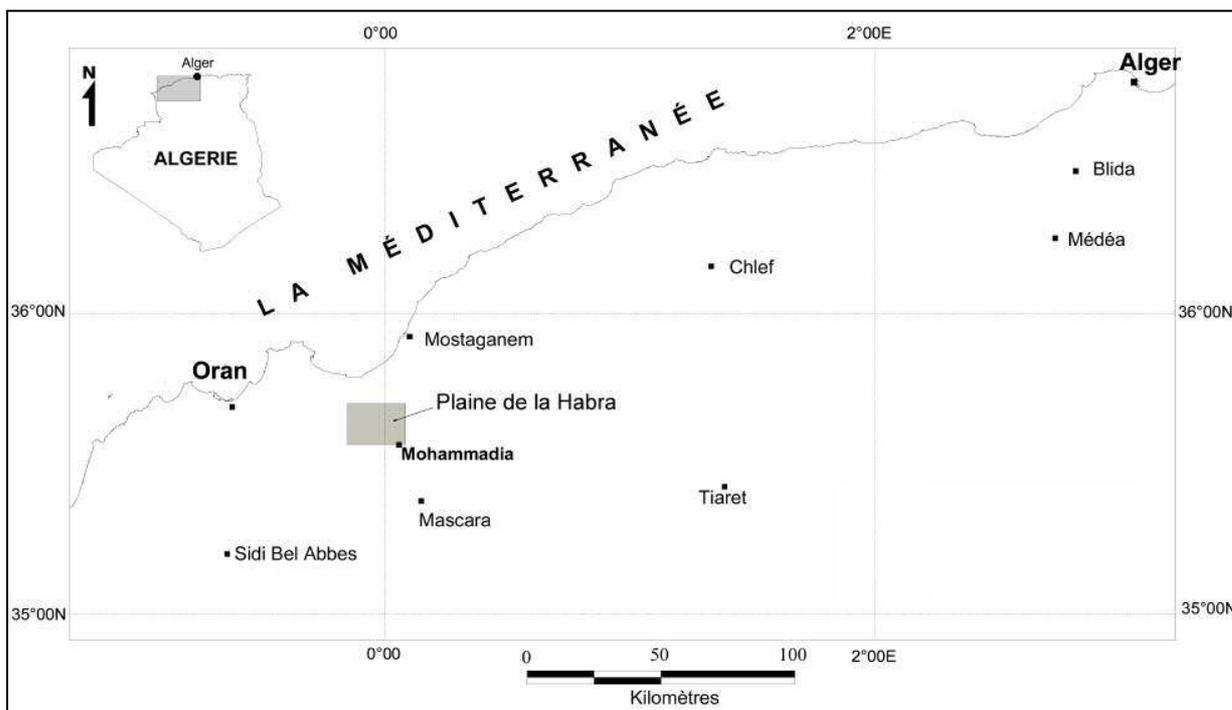


Figure 2.1 Localisation du site pilote

Le choix de cette zone d'étude est dicté par:

- l'existence d'un fort contraste hydrique entre les zones sèches et les zones humides ;
- la disponibilité des données agrométéorologiques issues des stations situant à proximité de la zone d'étude retenue et les stations automatiques.
- sur le plan topographique, le site retenu est plat ce qui permet de simplifier considérablement l'application des modèles, SEBAL par exemple.

2.1. Présentation de site pilote

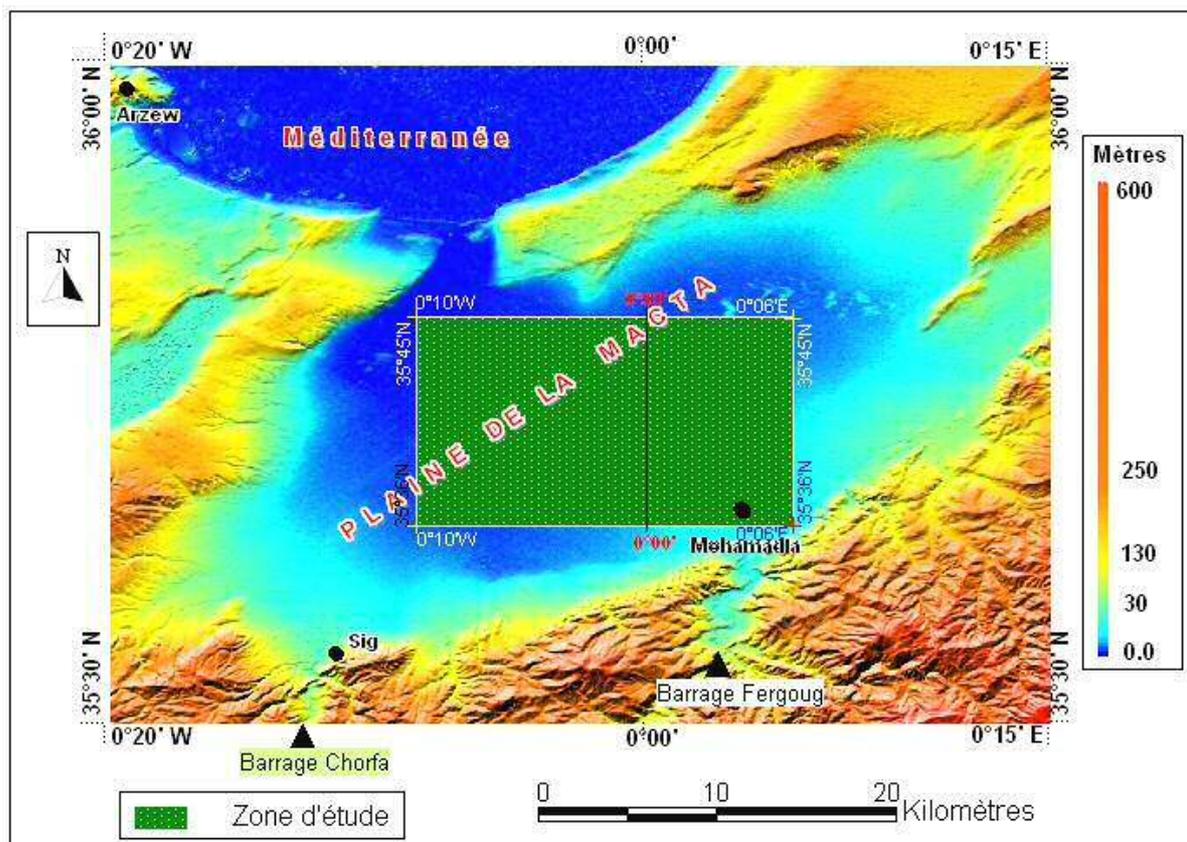


Figure 2.2 Limite de la zone d'étude drapée sur le MNT

2.1.1. Le périmètre irrigué de la Habra: site d'étude et climat

Le périmètre de la Habra, fait partie de la plaine de la Magta. Cette dernière est située à l'Est d'Oran entre les latitudes 35°30' N et 35°47' N et les longitudes 0° 10' W et 0° 13'E. Elle occupe une superficie de 67 000 ha, essentiellement occupée par une végétation spontanée halophyte dominée par l'atriplex et des cultures irriguées (maraîchage et arboriculture fruitière) sur un sol argileux riche en sels minéraux. A l'exception du Nord, cette plaine est entourée de collines et massifs montagneux où elle est séparée de la mer par un cordon dunaire dont la hauteur varie entre 2 et 30 m. Elle est le réceptacle du second bassin versant de l'Algérie par sa surface (14 500 km²) et ne communique avec la mer que par un étroit chenal.

Le périmètre de la Habra occupe la partie méridionale de cette plaine il est constitué de la plaine de l'oued Habra qui constitue la partie sud orientale de la Magta et s'étend sur une superficie de 19 757,68 ha dont 19 480 ha classés (figure 2.4). Elle est limitée au sud par les piémonts du Massif des Beni Chougrane, à l'Ouest par l'oued Khrouf et l'Est par l'oued Mellah. Sa limite nord est constituée par une

succession de lignes brisées. Les principales localités situées dans cette plaine sont d'Est en Ouest: Sahouria, Mohammadia, Macta Douz et Bou Henni

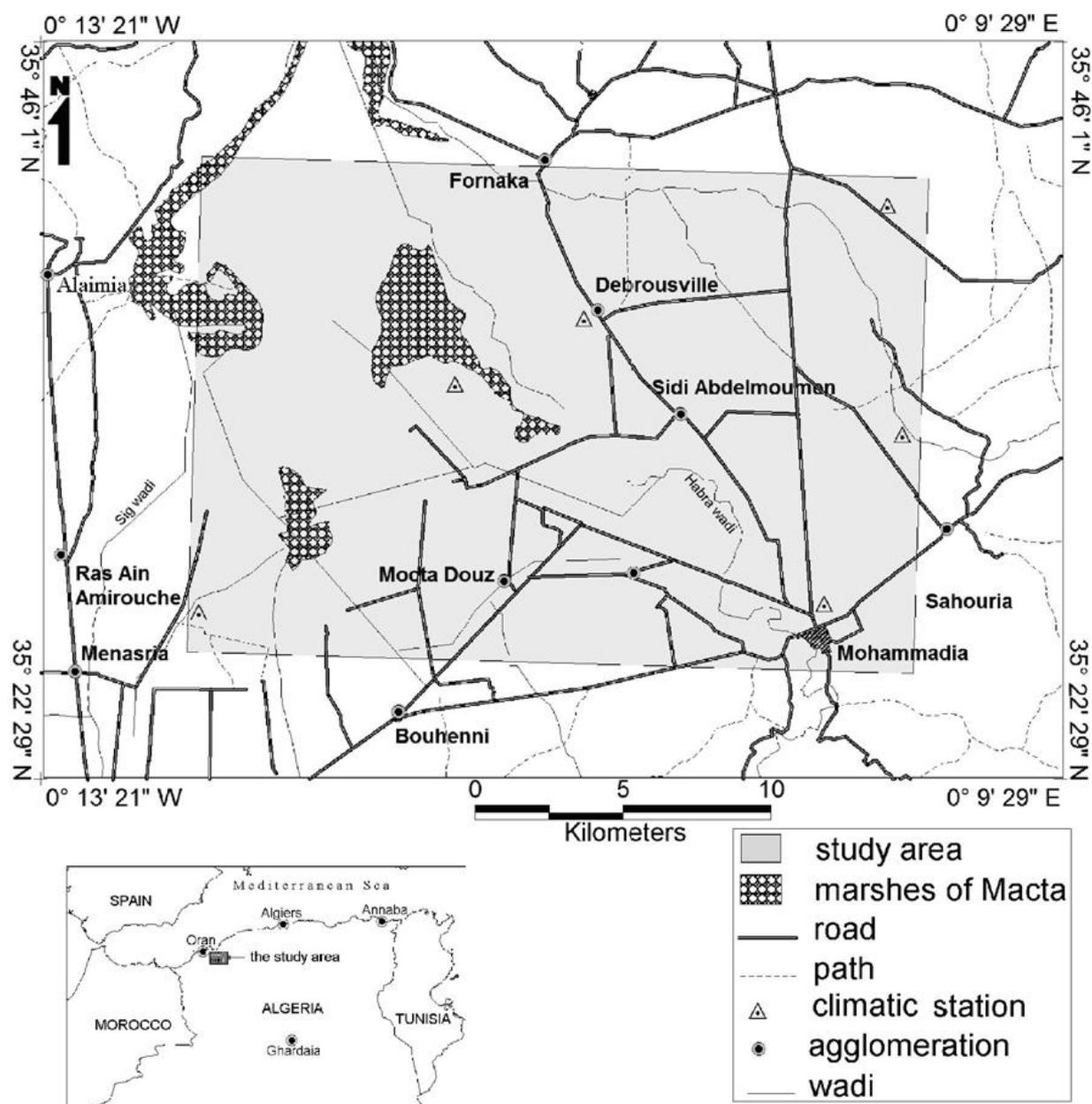


Figure 2.3 Localisation du périmètre irrigué de la Habra

Le périmètre irrigué de la Habra occupe une position dans le dispositif géomorphologique, entre les piémonts méridionaux et les dépressions septentrionales de la basse Macta. Ils correspondent en général aux zones d'épandage du réseau hydrographique drainant l'Atlas méridional des Béni Chougrane.

L'irrégularité des écoulements, caractérisée par des crues violentes de courte durée et de longues périodes de "basses eaux" ou de rupture d'écoulement, est responsable de la « confusion » du modèle topographique de la plaine et de l'hétérogénéité des dépôts.

La principale dépression du périmètre de l'Habra est celle de Bou-Henni, comprise entre les cônes de déjection des oueds Khrouf et Habra. Elle contribue à leur drainage et à celui de la dépression moins individualisée située entre la ferme blanche et Mohammadia. Elle draine de nombreux talwegs et chabets et est elle-même drainée par l'oued Tinn.

Le périmètre de la Habra subit l'influence du climat méditerranéen sec, favorable à toutes les cultures, et particulièrement maraîchères et arboricoles. Cependant, il faut noter que la présence du vent et, en particulier, du sirocco, constitue une contrainte à la mise en valeur.

La conjugaison des températures journalières moyennes élevées, des longues heures d'ensoleillement, de la faible humidité relative à la mi-journée et de la vitesse modérée des vents, donne lieu à un climat à forte évaporation pendant les mois d'été. De ce fait, sans irrigation, seules les cultures résistantes au stress hydrique, de période végétative assez courte et à forte densité d'enracinement subsistent.

Les stations climatiques existantes sont celles de Mostaganem, Oran, Arzew et Mascara. Les trois premières étant situées en aval de la zone d'étude, en zone côtière, tandis que celle de Mascara se trouve en amont en zone montagneuse.

La région d'étude s'intègre au Tell Oranais est caractérisée par sa situation géographique et par un climat semi-aride.

La distribution mensuelle de la température montre que les valeurs minimales se situent, en janvier, entre 8 à 11°C et les valeurs maximales en août atteignant 23 à 25°C pour une moyenne qui décroît au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la mer (16,8 °C au nord et 15,8 °C au sud).

On distingue deux périodes dans l'année: une saison froide de novembre à avril (10,2 à 12,6 °C) et une saison chaude de mai à octobre (21 à 21,4 °C).

L'humidité relative de l'air décroît du littoral vers l'intérieur puisqu'on enregistre, au niveau des stations côtières, une humidité moyenne annuelle de l'ordre de 74 % à Oran et 75 % à Mostaganem, alors qu'à l'intérieur, l'humidité se situe aux environs de 70 % à Mascara.

Les valeurs maximales sont atteintes durant les mois d'hiver (78 à 80 %) lorsque les températures sont minimales. En été, les plus faibles valeurs de l'humidité relative (54 à 61 %) sont enregistrées à Mascara alors qu'elles varient entre 69 à 71 % à Oran et Mostaganem.

Les valeurs moyennes minimales et maximales de la tension de vapeur d'eau se situent respectivement en janvier (8 à 10 mbar) et en août (20 mbar pour les stations côtières et environ 19 mbar pour la station de l'intérieur).

Les vitesses moyennes annuelles des vents sont comprises entre 1,1 m/s à Mostaganem et 2,4 m/s à Mascara

Les valeurs de l'évaporation moyenne mensuelle et annuelle des plans d'eau dans la région d'étude sont estimées à partir des données d'observation du bac Colorado au niveau du barrage Fergoug (le barrage le plus proche de la plaine).

L'évaporation est importante durant les mois de mai à septembre correspondant à un volume évaporé de 63.2 % et faible du mois de novembre à mars où le volume évaporé n'est que de 21,7 % ; les mois de novembre et avril constituant la transition entre ces deux périodes.

2.1.2 Occupation des sols

Nous nous disposons, pour l'analyse de l'occupation des sols, d'une trichromie 4, 3, 1 du capteur Landsat ETM+ du 29/05/2000, de la zone d'étude.

Les images satellitaires Landsat nous montrent un espace clairement différencié entre les zones humides et les zones sèches. D'abord, il existe un espace résidentiel face à un espace agricole. Dans ce cas, aux petits noyaux de population, dans la plaine de la Habra, il faut ajouter les résidences secondaires sous forme de fermes. On distingue généralement un tissu urbain continu, qui correspond à ces petits emplacements de population et un tissu urbain discontinu relatif à l'urbanisation. La densité

d'urbanisation est plus élevée quand on s'approche du chef-lieu de la commune de Mohammadia.

D'autre part, les espaces agraires peuvent se différencier en espace agricole et des zones de parcours. Les parcours occupent une grande partie dans la plaine de la Habra. Leur utilisation actuelle, dans une moindre mesure, est le pâturage.

Dans la zone agricole, on observe l'opposition des terrains irrigués - terrains non irrigués. Les cultures en terrains non irrigués, autant herbacées (céréales) que ligneuses (les arbres fruitiers et les oliveraies) se disposent sur le territoire de façon très régulière, sous forme carré. L'espace irrigué (essentiellement les agrumes, les oliveraies et le maraîchage) est dominant autour du réseau d'irrigation (géré par l'office du périmètre irrigué Habra-Sig: OPI-HS). L'examen des documents cartographiques utilisées (images satellites et plans d'occupation des sols) nous a permis aussi de mentionner la prédominance des parcelles abandonnées à cause de la manque d'eau et de salinité élevé des sols.

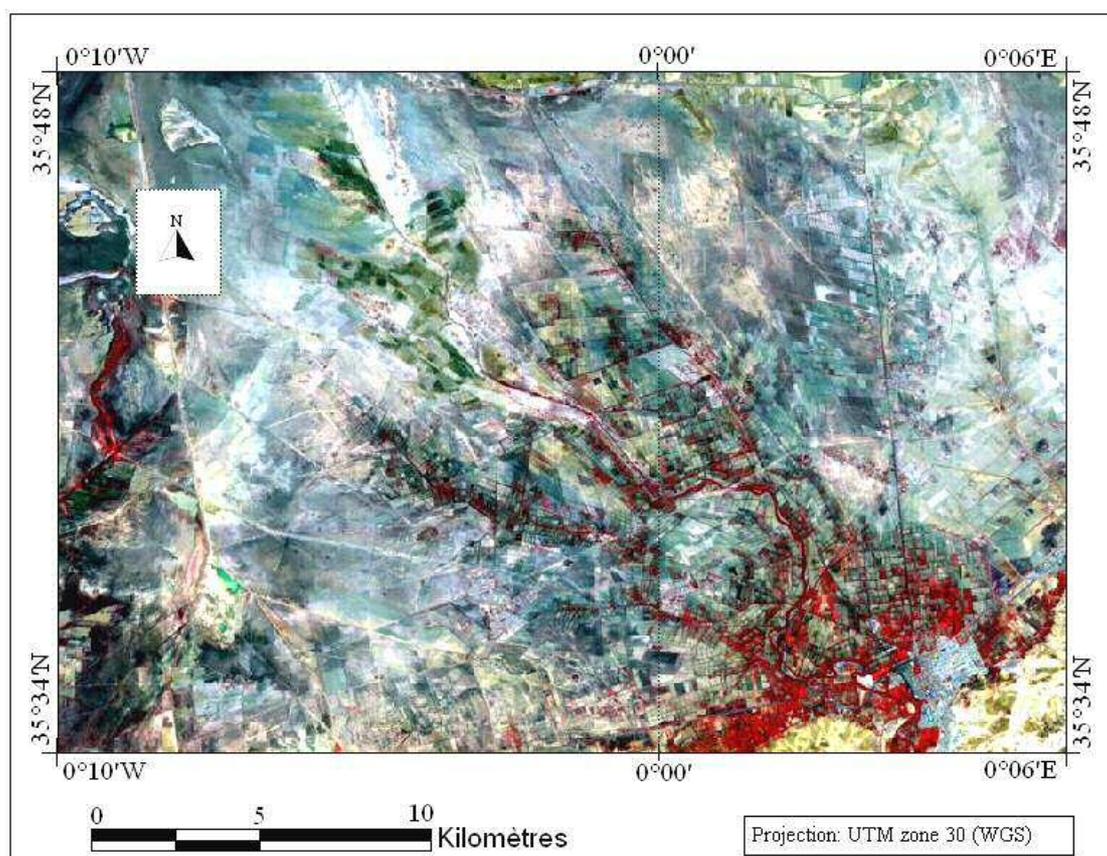


Figure 2.4 Image en trichromie 4, 3,1 du capteur Landsat ETM+ du 29/05/2000 a 10h30.

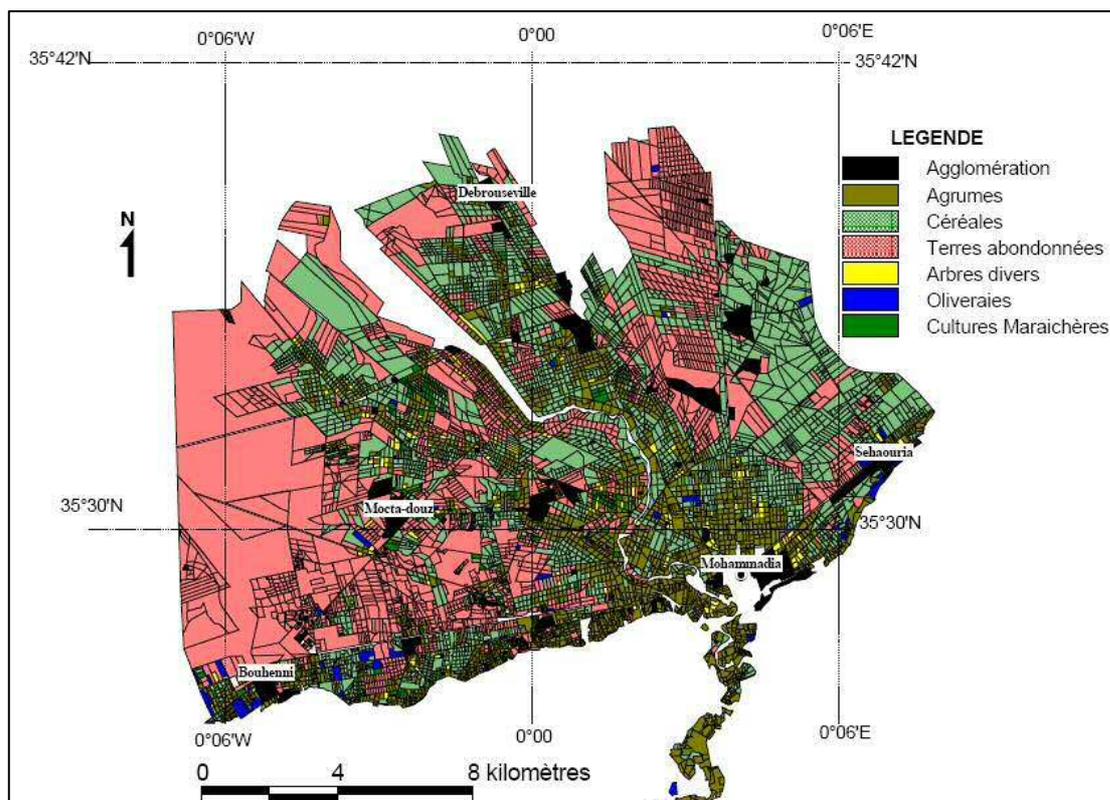


Figure 2.5 Carte d'occupation des sols du périmètre de la Habra (Une partie de la plaine de la Macta).

2.2. Données utilisées

2.2.1. Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées dans ce travail proviennent du réseau de l'office national de la météorologie (ONM). Les données des stations météorologiques de Senia, d'Arzew et de Mostaganem sont utilisées, conjointement aux mesures satellitaires LANDSAT ETM+, pour la caractérisation de l'état hydrique de surface dans la plaine de la Habra

Les données météorologiques disponibles sont:

- La température de l'air à l'échelle de la minute du jour de prise de vue ;
- Les températures psychrométriques (thermomètre mouillé et thermomètre sec) ;
- La température de point de rosée ;
- La tension de vapeur ;

- La pression au niveau de la mer ;
- L'humidité relative de l'air ;
- Le rayonnement global à intervalle horaire du jour de prise de vue ;
- La vitesse du vent à 2m de hauteur.

Tableau 2.1 Données météorologique de la journée du 29/05/2000

		Visibilité (m)	V (m/s)	Ta°C	Hr(%)	Tension V	Tw.mouil(° c)
Senia	10h	3000	03	28,7	32	12,7	18,3
	11h	3000	01	30,3	28	12,1	18,6
Mostaganem	10h	2000	00	24,4	59	18,3	19,3
	11h	2000	01	24,5	46	16,9	16,8
Arzew	10h	2000	02	25,5	45	14,8	18,1
	11h	2000	03	25,0	52	16,5	18,7

Source:O.N.M Oran

2.2.2. Données satellitaires

L'utilisation des données satellitaires présente l'avantage de proposer un suivi temporel quasi journalier du majeur à partir des variables de l'interface sol végétation atmosphère (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).

Les flux énergétiques sont mesurés de même que certaines variables de télédétection telles que l'albédo et la température de surface.

Le jeu de données satellitaires est une image prise, dans la journée du 29 mai 2000, par le capteur satellitaire Landsat ETM+ à 10 h 30 min GMT. En fait, le capteur Landsat ETM+ est composé de 08 bandes spectrales (tableau 2.2) avec une faible répétitivité dans le temps (16 jours). Ils ne permettent pas de suivre de façon plus

précise l'évolution temporelle des couverts végétaux. Il a comme avantage une bonne résolution spatiale: elle est passée de 79m pour Landsat MSS (premier satellite d'observation de la terre lancé en 1972) à 30m pour Landsat ETM+ en mode multispectral et de 15m en mode panchromatique. Dans l'infrarouge thermique, la résolution spatiale de ce satellite est passée de 120 m pour Landsat TM à 60 m pour Landsat ETM+.

Les satellites de la série Landsat permettent une cartographie détaillée de la couverture végétale à un moment donné. Par ailleurs ils fournissent des informations spectrales dans des bandes qui ont été étudiées pour caractériser l'état de la végétation. Les bandes ETM 5 et ETM 7 de LANDSAT ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper*) situées dans un domaine où l'eau absorbe fortement les radiations solaires étant tout d'abord destinées à suivre l'état hydrique de la végétation et l'humidité de la surface du sol. Par ailleurs, des analyses portant sur la part d'information qui est contenue dans les différentes bandes spectrales ont montré que près de 90 % de l'information sur un couvert est contenue dans les canaux du rouge et du proche infrarouge. Cela est tout à fait naturel car à ce point les bandes pour lesquelles, le contraste entre le sol et la végétation est plus grand.

Tableau 2.2 Les caractéristiques du capteur LANDSAT ETM+

Canal	Domaine du spectre	Bandes spectrales (μm)	Gains	Biases	Irradiance solaire E
ETM1	Bleu-vert	0,45 - 0,52	-6.2000	0.77569	1969.00
ETM2	Vert	0,52 - 0,60	-6.4000	0.79568	1840.00
ETM3	orange Rouge	0,63 - 0,69	-5.0000	0.61921	1551.00
ETM4	Proche Infrarouge	0,78 - 0,91	-5.1000	0.96549	1044.00
ETM5	Moyen Infrarouge	1,57 - 1,78	-1.0000	0.12572	225.70
ETM7	Moyen Infrarouge	2,08 – 2,35	-0.3500	0.04372	82.07
ETM6	Infrarouge Thermique	10,42 – 11,6	0.0000	0.06682	1368.00
ETM8	Panchromatique	0,51-0,89	3.2000	0.03705	1368.00

Pour rendre superposable les 7 premières bandes spectrales du capteur LANDSAT ETM+, utilisés dans ce travail, le canal thermique ETM6 a été rééchantonné à base de 30×30 m.

2.3. Le prétraitement des images satellitaires

Les prétraitements sont des opérations effectuées sur les images en amont de tous les traitements de façon à les corriger ou les améliorer géométriquement et thématiquement. Il existe trois types de prétraitements: les corrections radiométriques, les corrections géométriques et les corrections atmosphériques.

2.3.1. Corrections radiométriques

Les données radiométriques, acquises par un capteur satellite, ne peuvent pas être directement reliées à la luminance ou à la réflectance de la cible visée. En effet, elles sont affectées par un certain nombre de facteurs perturbateurs tels que les caractéristiques propres du capteur à bord du satellite, son étalonnage absolu, les conditions d'éclairement, la direction de visée, l'état de l'atmosphère et de la topographie. La détermination des caractéristiques d'une cible, à partir des données satellites, dépend donc de la connaissance des effets de ces facteurs perturbateurs et des techniques mises en œuvre pour les réduire ou les éliminer (Guyot et Gu, 1994).

Le passage des données brutes enregistrées par le capteur aux images corrigées de ces facteurs se fait en quatre étapes:

Tout d'abord, il faut éliminer les perturbations dues à l'instrumentation pour établir les contrastes existant entre les objets ;

Ensuite, les données brutes sont transformées en grandeurs physiques par l'introduction de coefficients d'étalonnage (étalonnage absolu) et par la prise en compte des conditions d'acquisition (orientation et inclinaison de la visée, position du soleil, résolution spectrale et spatiale). Les données obtenues sont alors exprimées en réflectance apparente au niveau du satellite ;

La troisième étape consiste à éliminer les perturbations induites par l'atmosphère (corrections atmosphériques) afin d'obtenir la réflectance des objets au niveau du sol. Les données ainsi obtenues sont relatives à une surface fictive, plane et horizontale en supposant un éclairage uniforme et constant.

Les effets dus aux instruments sont corrigés avant la distribution des images par les fournisseurs.

En ce qui concerne l'étalonnage absolu, il s'agit de convertir les valeurs numériques des images en luminance puis en réflectance. La luminance, ou « *radiance* » en anglais, est l'intensité émise par unité de surface apparente selon la direction θ pour une source non ponctuelle de superficie dA rayonnant à travers un angle solide ω . Les unités le plus souvent employées pour la luminance sont: $\text{mW.cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}$. Sa formule est la suivante (Bonn et Rochon, 1993):

$$L = \frac{d\phi}{d\omega dA \cos \theta} \quad (2.1)$$

A partir de la luminance L , nous pouvons calculer la réflectance apparente ρ^* d'un objet grâce à la relation suivante:

$$\rho^* = \frac{\pi L}{E_0 \mu_0 d} \quad (2.2)$$

Avec E_0 est le rayonnement solaire équivalent (mW.cm^{-2}) ;

μ_0 : le cosinus de l'angle solaire zénithal,

d : le coefficient traduisant les variations journalières de la distance entre la Terre et le Soleil.

Ce dernier coefficient est donné par la formule suivante:

$$d = \frac{\delta^2}{D^2} \quad (2.3)$$

Où δ représente la distance réelle entre la Terre et le Soleil et
D la distance moyenne ($149,6 \times 10^6$ Km) entre la Terre et le Soleil.

2.3.2. Correction des effets atmosphériques

Après avoir converti les valeurs numériques des images en luminance puis en réflectance, nous pouvons aborder la correction des effets atmosphériques. Il existe différentes méthodes de correction des effets atmosphériques dont la méthode basée sur un modèle de transfert radiatif est la plus utilisée. Elle nécessite une bonne connaissance des mécanismes du transfert radiatif et des informations concernant les propriétés de l'atmosphère au moment où les images ont été enregistrées.

En effet, l'amplitude du signal enregistré par le capteur dépend des caractéristiques atmosphériques qui vont conditionner la propagation des rayonnements incident et réfléchi dans l'atmosphère. C'est pourquoi, il est nécessaire d'étudier les mécanismes de transfert radiatif, c'est à dire d'analyser les effets de la propagation de la radiation à travers l'atmosphère, sachant que l'atmosphère est un milieu absorbant, diffusant et émettant (Bariou et al., 1986).

Le rayonnement contribuant à l'éclairement de la cible est constitué par:

- le rayonnement solaire direct qui est partiellement absorbé ;
- le rayonnement solaire diffusé par les aérosols et les molécules atmosphériques;
- le rayonnement réfléchi par l'environnement de la cible et diffusé par l'atmosphère vers la cible.

Quant au rayonnement contribuant à la luminance mesurée au niveau du capteur, il résulte de:

- la luminance directe de la cible qui est partiellement absorbée par l'atmosphère;

- la luminance du trajet optique correspondant à la fraction du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère;
- la luminance provenant de l'environnement de la cible, et qui est diffusée dans le champ de visée du capteur.

Ainsi, la réflectance apparente, ρ^* , au niveau du satellite (et pour chaque bande) peut être considérée approximativement comme la somme de deux termes:

- la contribution propre de l'atmosphère et de l'environnement, ρ_{ae} ;
- la contribution de la réflectance mesurée au niveau du sol (ρ), multipliée par les transmittances atmosphériques pour le trajet Soleil - cible (τ_1) et cible - capteur (τ_2).

$$\rho^* = (\tau_1 + \tau_2) \rho + \rho_{ae} \quad (2.4)$$

D'après cette équation de transfert radiatif, la réflectance apparente au niveau d'un satellite (ρ^*) dépend donc d'un terme additif (ρ_{ae}) et d'un facteur multiplicatif ($\tau_1 + \tau_2$). Et, selon le niveau de réflectance au sol, les effets au niveau du satellite seront différents:

Si la réflectance de la cible est faible, le phénomène dominant est alors la luminance du trajet optique (ou diffusion atmosphérique). Le signal au niveau du satellite est plus élevé qu'au niveau du sol. (par exemple: la réflectance de la végétation dans le visible et la réflectance de l'eau dans le visible et le proche infrarouge) ;

Si la réflectance de la cible est moyenne ou forte, la réduction du signal est essentiellement due à l'absorption atmosphérique. Le signal est alors plus faible au niveau du satellite qu'au niveau du sol (par exemple: la réflectance d'une végétation dans le proche infrarouge).

Il faut noter également que pour les sols nus, la luminance du trajet optique a tendance à compenser le plus souvent l'effet de l'absorption atmosphérique. Ainsi la réflectance apparente des sols au niveau du satellite peut être proche de la valeur qui est mesurée au sol.

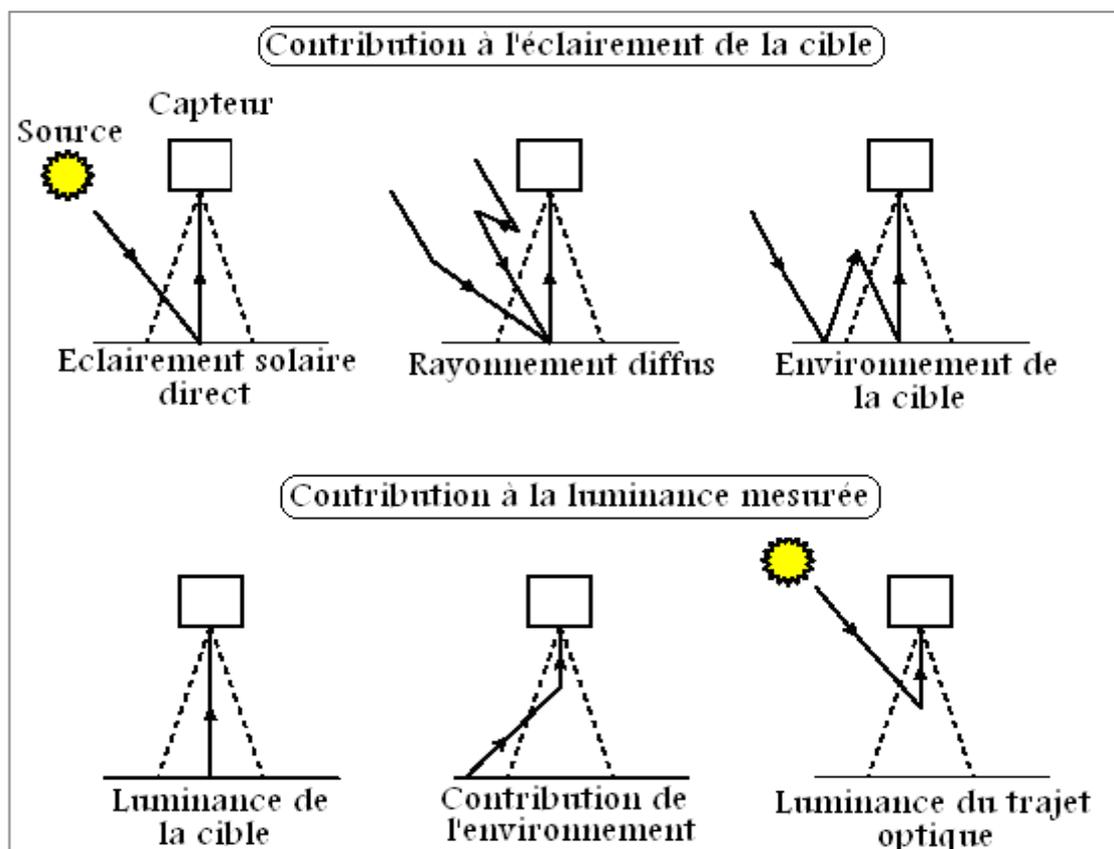


Figure 2.6 Représentation schématique des effets perturbateurs de la diffusion atmosphérique sur le signal mesuré au niveau d'un satellite (d'après Guyot, 1989).

2.3.3. Correction géométrique

Une fois les corrections radiométriques et atmosphériques terminées, il reste à corriger les déformations géométriques de l'image dues à plusieurs sources d'erreurs. Ces corrections sont nécessaires pour plusieurs raisons. Tout d'abord, les données enregistrées par le capteur du satellite ne sont pas présentées dans une projection cartographique courante, rendant difficile la comparaison avec des données géoréférencées comme les cartes thématiques, de plus, ces corrections sont essentielles pour comparer et superposer une série d'images.

En effet, les déformations spatiales des images en télédétection sont provoquées par trois sources d'erreurs:

- Les distorsions causées par l'environnement observé (courbure de la terre, variation d'altitude au sol, réfraction atmosphérique) ;

- les distorsions dues aux erreurs des systèmes de mesure ;
- les distorsions provenant de la plate-forme (roulis, tangage, lacet, etc.).

Les méthodes de correction géométrique appliquées aux images numériques de télédétection peuvent être classées en deux catégories: la méthode par modèle de navigation du satellite et la méthode de correction polynomiale par prise de points d'appui.

La méthode par modèle de navigation du satellite consiste à transformer les images après avoir appliqué un modèle mathématique des paramètres géométriques de l'enregistrement de la scène. Chaque satellite possède son propre modèle de navigation. Cette méthode de corrections géométriques est réalisée par les compagnies de distribution d'images. Ces dernières corrigent les instabilités de la plate-forme (tangage, roulis, mouvement de lacet) et les conditions de prise de vue (angle et vitesse de balayage, angle de visée, distorsion due à la rotation de la Terre ou à sa courbure) (Cassanet, 1984).

La deuxième catégorie de correction géométrique se fait par référence à des points de coordonnées connues dans un autre système (Slenter et Tabarant, 1999).

La première étape consiste à trouver des points d'appui (dits aussi de calage ou d'amer) communs entre la source de référence et l'image à corriger. La source de référence peut être un ensemble de points connus et référencés (points géodésiques, relevés GPS, etc.), une carte topographique ou encore une image satellitaire géoréférencée.

La seconde étape consiste à calculer la relation entre points source et points de référence. Pour que la précision de la transformation soit acceptable, il est important de prendre des points en nombre suffisant et avec une bonne répartition spatiale. Plus il y a de déformations et plus il faut utiliser un modèle de déformation de degré élevé (c'est à dire un polynôme de déformation à degré élevé) et plus le nombre de points d'amer nécessaire est élevé

La troisième étape consiste à appliquer le polynôme de déformation sur l'image à corriger pour créer une nouvelle image dans le référentiel choisi.

Aperçu sur la télédétection

3. Aperçu sur la télédétection

3.1. Introduction

Le besoin croissant d'estimer, de prévoir, de surveiller et de gérer les ressources naturelles, surtout quand les superficies sont très étendues et difficiles d'accès, il est considéré comme un support de cartographie statique et dynamique d'une importance capitale. Les outils d'aide à la décision sont devenus une nécessité pour les gestionnaires de l'espace et contribuent à la sensibilisation aux problèmes d'occupation et d'exploitation des espaces. En matière de lutte contre la désertification, contre les inondations, les incendies, l'urbanisation et la protection des ressources naturelles, ces outils donnent des orientations pour l'aménagement et la gestion des territoires.

L'utilisation des différentes couches d'informations utiles à l'objectif recherché suivi d'un traitement et d'une analyse basée sur la combinaison de ces informations permettra par la suite de cartographier l'état de l'espace étudié, de suivre les phénomènes évolutifs et accéder à certaines zones naturelles ou modifiées difficilement explorables.

Afin d'assurer la gestion environnementale durable des ressources naturelles, de la géodiversité, de la biodiversité et des espaces, en particulier à travers la mise en place de pratiques de mise en valeur, de protection et de conservation de la biodiversité et d'actions de lutte contre la dégradation des terres. Pour tous ces objectifs, il est indispensable de développer des méthodes d'évaluation et de suivi de l'état hydrique du milieu, de leur environnement et de l'impact des actions entreprises reposant sur la mise en place et l'utilisation d'un certain nombre d'outils développés par la recherche (Cornet, 2004).

Il s'agit en particulier de développer:

- des indicateurs qui sont traditionnellement employés dans l'évaluation, le suivi et la prévision, car ils traduisent de façon synthétique les effets d'une action, et les évolutions par rapport à une situation donnée ;
- des outils spatiaux qui permettent de mesurer par télédétection des changements de l'état la surface.

3.2. Présentation de la Télédétection

3.2.1. Définition

On entend par télédétection « l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci » (Journal Officiel de la République Française du 17-04-97).

La télédétection est aussi « la discipline scientifique qui regroupe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes. Comme son nom l'indique, elle suppose l'acquisition d'informations à distance, sans contact direct avec l'objet détecté » (Bonn et Rochon, 1992).

3.2.2. Processus de télédétection

Lorsqu'une onde de rayonnement entre en contact avec un objet, sa trajectoire est perturbée, car la matière a la triple propriété de pouvoir: Absorber, Réfléchir ou Transmettre la lumière.

Les trois caractéristiques de la lumière lors de son contact avec la matière se mesurent par rapport à la quantité de lumière qui a frappé l'objet (lumière incidente):

L'absorptance (α), la réflectance (τ), et La transmittance (ρ) avec $\alpha + \tau + \rho = 1$

La télédétection spatiale utilise des moyens d'instruments appelés capteurs qui enregistrent le rayonnement électromagnétique réfléchi ou émis par les objets de la surface terrestre ou de l'atmosphère (Figure 3.1).

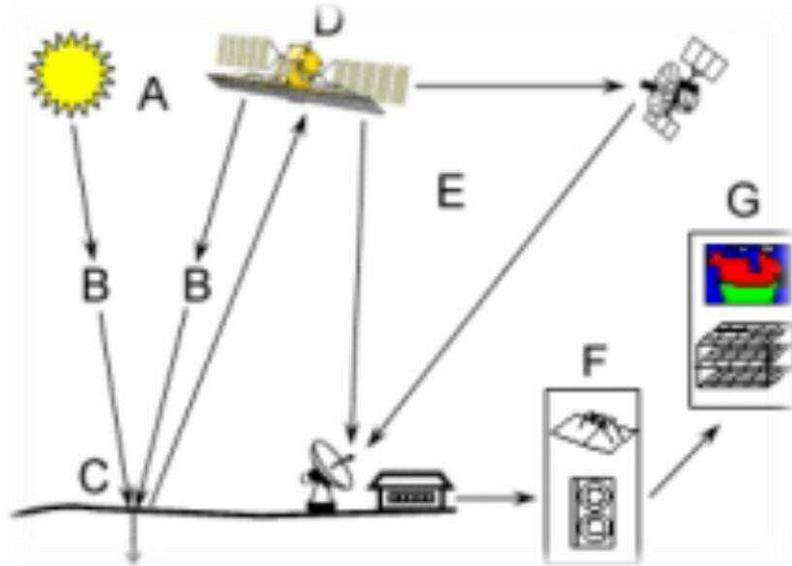


Figure 3.1 La réflexion et l'émission du rayonnement (Kluser, 2000).

Légende de la figure ci-dessus:

- Source d'énergie ou d'illumination (A).
- Rayonnement et atmosphère (B). Durant son parcours entre la source d'énergie et la cible, et entre la cible et le capteur, le rayonnement interagit avec l'atmosphère.
- Interaction avec la cible (C).
- Enregistrement de l'énergie par le capteur (D). Une fois l'énergie diffusée ou émise par la cible, elle doit être captée par un capteur qui n'est pas en contact avec la cible pour être enfin enregistrée.
- Transmission, réception et traitement (E). L'énergie enregistrée par le système d'acquisition est transmise, souvent par des moyens électroniques, à une station de réception où l'information est transformée en images (numériques ou photographiques).
- Interprétation et analyse (F). Une interprétation visuelle et/ou numérique de l'image traitée est ensuite nécessaire pour extraire l'information que l'on désire obtenir sur la cible.
- Application (G). La dernière étape du processus consiste à utiliser l'information extraite de l'image pour mieux comprendre la cible.

3.2.2. Principes physiques de la télédétection

- Le rayonnement électromagnétique (REM)

Une énergie qui se propage dans l'espace et qui interagit avec la matière ; cette énergie est constituée d'ondes transversales indissociables (Caloz, 1992).

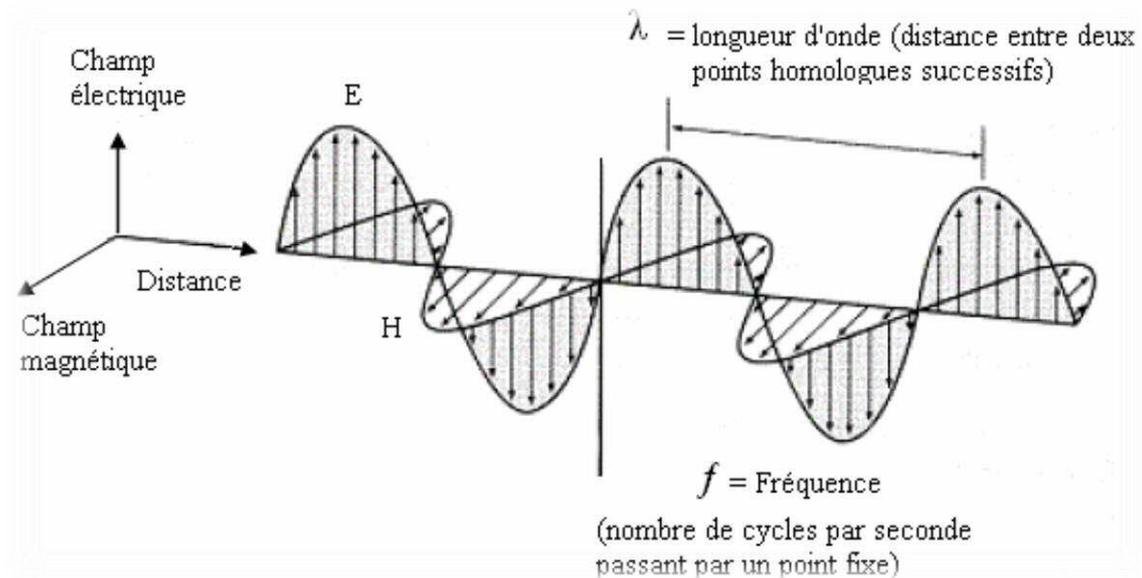


Figure 3.2 Représentation schématique d'une onde électromagnétique
(Bonn et Rochon, 1992).

Le rayonnement électromagnétique se caractérise par:

- La période qui est le temps (T) pendant lequel l'onde effectue une oscillation complète.
- La fréquence ν est l'inverse de la période (1/T).
- La longueur d'onde λ qui est la distance entre deux points homologues sur l'onde.
- 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: $c = 3.10^5$ km/s.

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

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (3.1)$$

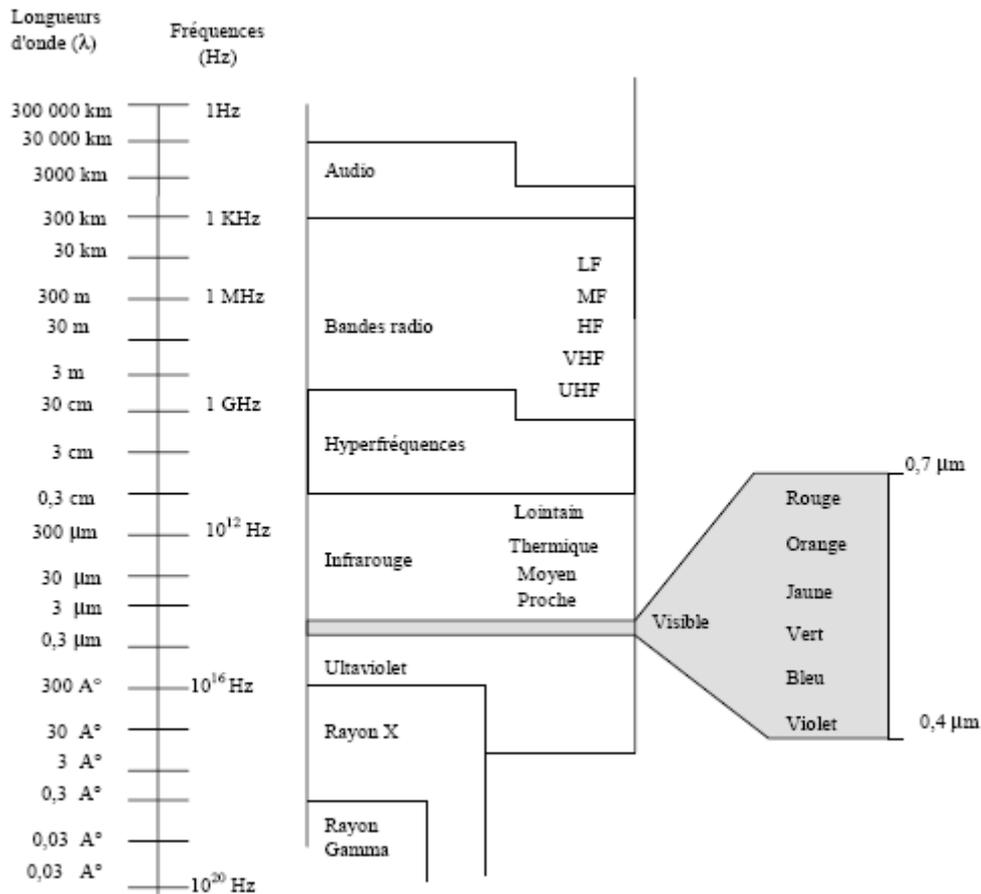


Figure 3.3 Le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992).

L'amplitude E_0 qui exprime l'intensité de l'onde électromagnétique ; plus l'amplitude est importante, plus le rayonnement est intense. L'énergie transmise par une onde est également proportionnelle à la fréquence ; plus la fréquence est élevée, et donc plus la longueur d'onde est petite, plus l'énergie est importante. On distingue successivement, en partant des longueurs d'onde inférieures: le rayonnement γ , les rayons X, les rayonnements ultraviolets (UV), les rayonnements visibles (0,4 à 0,7 μm), l'infrarouge (IR), les micro-ondes (domaine radar), les ondes métriques (télévision), les ondes radioélectriques (10 m à quelques kilomètres) (Figure 3.3). Le rayonnement se manifeste par ses interactions avec la matière. Cette dernière peut, en fonction de son état et de sa nature, produire un rayonnement électromagnétique (émission propre) et/ou interagir avec le rayonnement qui l'atteint, ces propriétés d'absorption, d'émission et de réflexion qui sont à la base de l'interprétation des données enregistrées, par les satellites. Par contre, ces mêmes phénomènes qui occasionnent une perturbation du rayonnement enregistré par le satellite, en provenance de l'objet visé, lors de la traversée de l'atmosphère (Hamimed,2009).

- Interaction rayonnement électromagnétique et la matière

Lorsqu'un rayonnement incident entre en contact avec la matière, trois phénomènes peuvent avoir lieu: L'absorption, qui modifie l'énergie interne de l'objet en question. 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. La réflexion. La réflectance ρ est le rapport entre l'énergie réfléchi et l'énergie reçue. Lorsque l'énergie reçue provient du soleil et irradie des surfaces terrestres ou planétaires, la réflectance est appelée albédo. 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).

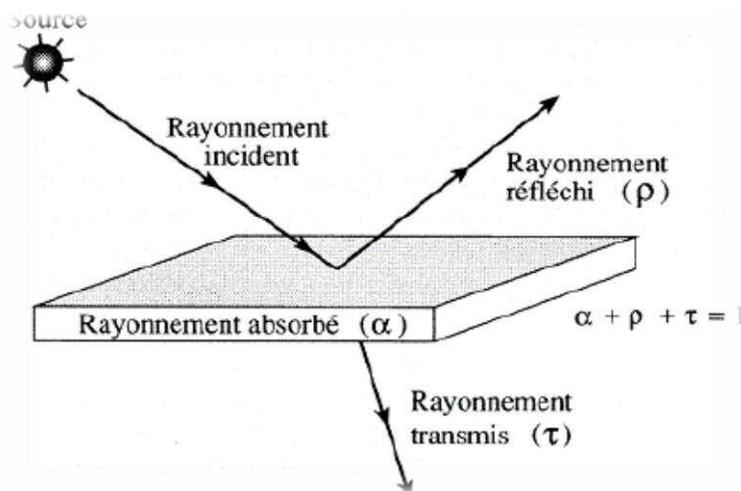


Figure 3.4 Absorption, réflexion et transmission (Bonn et Rochon, 1992)

Autres interactions ; la diffusion + atténuation (ou extinction): une partie de l'énergie émise par une source est diffusée dans le milieu de transmission comme l'atmosphère, sous l'influence de microparticules (eau, aérosols, ...).

Dans le domaine du visible, la diffusion est plus importante pour les ondes courtes (bleu) que pour les ondes longues (rouge). La diffusion a pour effet une augmentation du rayonnement dans toutes les directions et une atténuation (ou extinction) dans la direction de propagation de l'onde.

- Production de REM

L'émission de REM peut provenir de divers mécanismes naturels ou artificiels:

- Émission entretenue par des charges électriques (antennes) ;
- Rayonnement électronique des atomes (lorsque les électrons passent à niveau d'énergie inférieur) ;
- Rayonnement des molécules: tout objet dont la température est supérieure à 0 K émet un rayonnement électromagnétique issu de l'agitation des molécules. Ceci est la principale source naturelle de REM.

Pour modéliser ce dernier type de rayonnement, on utilise la notion de corps noir (Bonn et Rochon 1992): « 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 » Deux caractéristiques essentielles d'un corps noir:

- Pour une température T2 plus élevée que T1, le rayonnement émis sera beaucoup plus important. Loi de Stephan:

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (3.2)$$

- où M est la puissance rayonnée, T est la température et σ est la constante de Stephan-Boltzmann.
- quand la température augmente, la courbe de luminance se déplace vers les courtes longueurs d'onde. Loi de Wien:

$$\lambda_{\max} = 2898/T \quad (\lambda \text{ en } \mu\text{m}) \quad (3.3)$$

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 (Bonn et Rochon, 1992).

- Eléments de base de la télédétection

La télédétection fait intervenir quatre "acteurs": la source du rayonnement électromagnétique (qui peut être le soleil, l'objet étudié, le capteur dans le cas du

radar), l'objet considéré et son voisinage, les éléments perturbateurs (l'atmosphère), les capteurs (Caloz, 1992).

- Eléments de radiométrie

Les principaux éléments de la radiométrie sont:

- la direction (Figure 3.5) avec l'angle zénithal θ , qui varie dans le plan vertical de 0 à 90° et l'angle azimutal ϕ , qui varie dans le plan horizontal de 0 à 360°

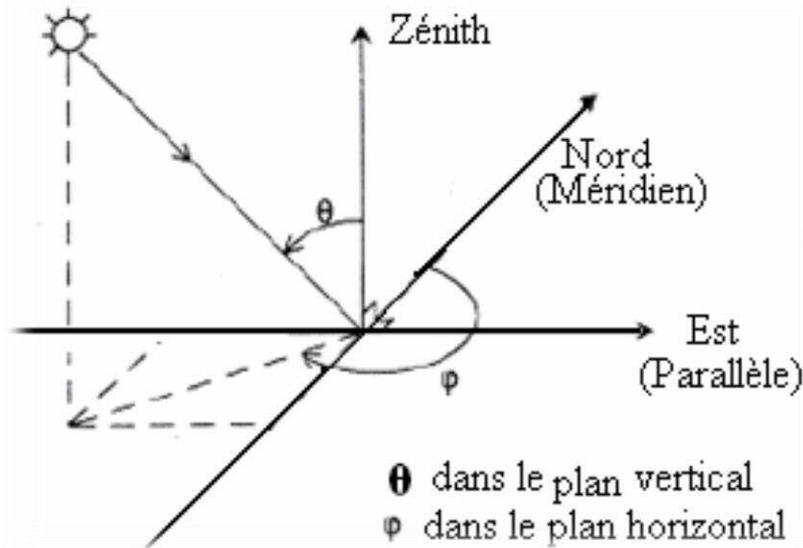


Figure 3.5 Représentation de la direction des repères spatiaux (Caloz, 1992).

Sources et cibles de rayonnement: on distingue la puissance ou flux (W) qui est la quantité d'énergie émise par une source ponctuelle, par unité de temps et dans toutes les directions.

L'intensité (W/sr) qui est la portion du flux rayonnée dans une direction donnée, à travers un angle solide. Un angle solide se représente comme un cône d'une certaine ouverture et qui se mesure en stéradians.

- Source surfacique: se caractérise par la luminance (angle: radiance) (W/sr /m²) représentant la puissance émise par unité d'angle solide et par unité de surface apparente d'une source dans une direction donnée. L'intensité du flux radiatif émis ou réfléchi par une portion de la surface de la Terre, tel qu'elle est mesurée par un capteur, est une *luminance*, qui se mesure en W.m⁻².sr⁻¹. μm⁻¹ (watt par mètre carré par stéradian et par micron).
- Cibles: c'est l'éclairement, l'irradiance (W/m²) qui est la puissance hémisphérique totale incidente par unité de surface.

- Emissivité spectrale (ϵ): c'est le rapport pour une longueur d'onde donnée, entre la luminance d'un corps et la luminance d'un corps noir, pour la même température.

$$\text{-----} \quad (3.4)$$

La réflectance (ρ): c'est le 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 (irradiance) pour une longueur d'onde donnée.

3.3. Les satellites

3.3.1. Caractéristiques d'un satellite: l'orbite et sa fauchée

La trajectoire effectuée par un satellite autour de la Terre est appelée orbite. L'orbite d'un satellite est choisie en fonction de la capacité des capteurs qu'il transporte et des objectifs de sa mission (Tableau 3.1). Le choix d'une orbite est déterminé par l'altitude (la hauteur du satellite au-dessus de la surface de la Terre), l'orientation et la rotation du satellite par rapport à la Terre. Certains satellites ont une altitude très élevée et regardent toujours la même région de la surface de la Terre. Ils ont une orbite géostationnaire dans le plan équatorial de la Terre.

L'orbite géostationnaire (Figure 3.6) est dans le plan équatorial ($i=0$). L'altitude est telle que le satellite accomplit une révolution équivalente au jour sidéral de la Terre de manière à paraître immobile à un observateur situé sur la Terre. L'altitude est d'environ 36.000 Km au-dessus du sol. L'altitude élevée de certains satellites météorologiques leur permet d'observer les nuages et les conditions qui couvrent un hémisphère complet de la Terre (Ximenes et al,2005).

Tableau 3.1: Types de plates-formes (Caloz, 1992)

Type de plates-formes	Orbite	Altitude
Terrestres	-----	Quelques mètres
Aériennes (avion,ballon)	-----	Jusqu'à 6.000m, voire 12.000m(40Km pour les ballons)
Spatiales	.circulaire	En général 700-900Km
	.Héliosynchrone	Obligatoirement 300-1.500Km
	.Géostationnaire	.36.000Km

Les satellites à défilement ont une orbite d'inclinaison supérieure à 0° et inférieure à 90°. L'orbite est inclinée de manière que le satellite couvre périodiquement la frange de la Terre comprise entre les latitudes maximales nord et sud (environ 60°).

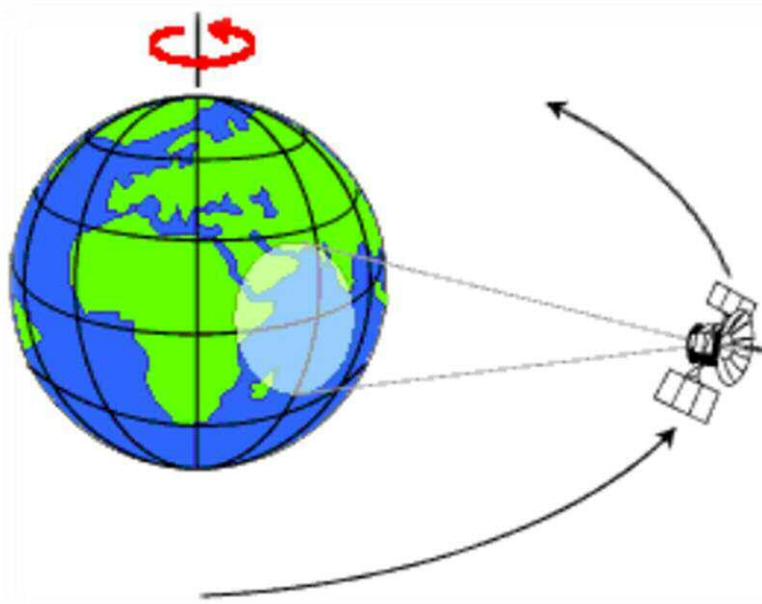


Figure 3.6 Satellite géostationnaire

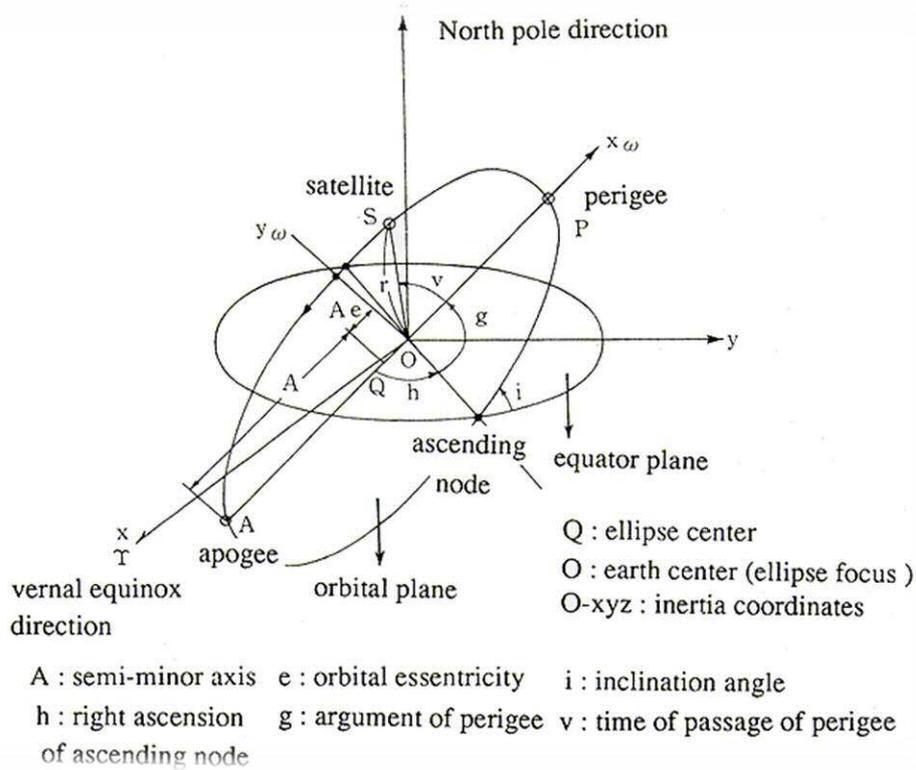


Figure 3.7 Caractéristique orbitales des satellites

3.3.2. Éléments Orbital de satellite

Un ensemble de valeurs numériques pour définir une orbite d'un satellite ou d'une planète sont appelés éléments orbitaux. Les éléments orbitaux indépendants du satellite d'observation de la terre sont six éléments de l'orbite de Kepler.

Un satellite peut être considéré à tourner autour de la terre dans un plan, appelé le plan orbital, parce que l'influence de la gravité de la lune et le soleil peut être négligé par rapport à la gravité de la terre.

Un point dans l'espace peut être exprimé dans le système de coordonnées équatorial comme suit. L'origine du système de coordonnées équatorial est le centre de la terre.

Le grand cercle de référence: le plan équatorial L'origine de la longitude astronomique (ascension droite): l'équinoxe vernal

La longitude astronomique (ascension droite): 0-24 heures à l'est de l'équinoxe de printemps

La latitude astronomique (déclinaison): angle de la équatoriale plan (90 degrés dans le pôle nord; -90 degrés dans le pôle sud)

Les six éléments de l'orbite de Kepler sont;

- (1) Le demi-grand axe (A):
- (2) L'excentricité de l'orbite (e):
- (3) Angle d'inclinaison (i):
- (4) L'ascension droite du nœud ascendant (h)
- (5) de Argument du périégée (g)
- (6) de l'heure de passage du périégée (τ)

Figure 3.7 présente les éléments, La forme et la taille d'une orbite peuvent être définies par A et E, tandis que le plan de l'orbite peut être défini par i et h. Le grand axe de l'ellipse de l'orbite peut être déterminé par g. La position d'un satellite peut être localisée en T.

L'orbite des satellites à défilement polaires (Figure 3.7) est caractérisée par une inclinaison proche de 90° qui est dite en conséquence polaire. En général, les satellites d'observation de la terre décrivent des orbites héliosynchrones c'est-à-dire qu'ils survolent une même région du globe à la même heure. De cette manière, les conditions d'éclairement varient peu au cours de l'année et ne créent pas un handicap pour l'interprétation des images.

3.3.3. Les capteurs utilisés

Les capteurs spécialisés dans la réception des longueurs d'ondes réfléchies ou émises par des objets cibles sont tous désignés par le terme de capteurs passifs. Le principal inconvénient de ce type de capteur est d'être inopérant si le ciel est sombre ou nuageux. Pour pallier à cet inconvénient un autre type de capteur a été mis au point: les capteurs actifs qui mesurent la quantité réfléchie d'un rayonnement qu'ils ont émis. Le capteur actif le plus couramment employé en télédétection (Figure 3.8) est le radar.

Il existe plusieurs types de satellites d'observation suivant les domaines d'application (météorologie, océanographie,...) et suivant les différents systèmes d'acquisition d'images.

Les données fournies par les satellites d'observation varient selon le type de capteurs du satellite qui mesurent les radiations électromagnétiques réfléchies par les corps qui composent la surface terrestre. On distingue :

- Pour les ondes électromagnétiques du visible et du proche infrarouge, les capteurs utilisés sont optiques (émulsions photographiques, détecteurs multi spectraux et hyper spectraux), c'est-à-dire qu'ils reçoivent la réflexion de la lumière provenant de la surface terrestre et n'émettent aucun signal.
- Pour l'infrarouge thermique, des détecteurs thermiques sont utilisés.
- Dans le cas du radar, l'instrument émet un signal vers le sol et détecte l'écho de celui-ci, c'est à-dire qu'il mesure l'onde qui se reflète sur la surface terrestre (Ximenes et *al*, 2005).

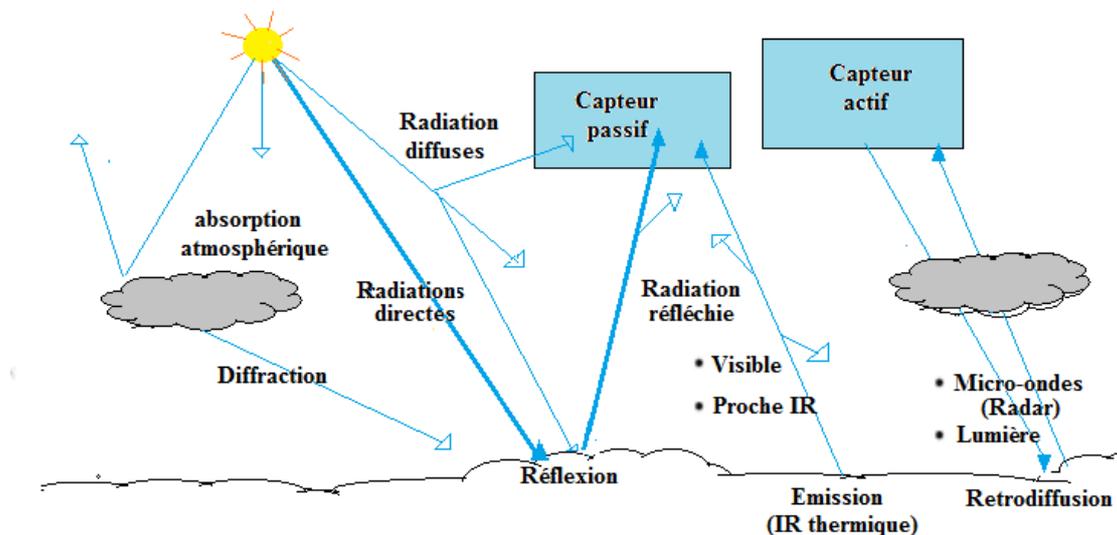


Figure 3.8 Les capteurs en télédétection

3.4. Traitements et exploitation des documents de télédétection

3.4.1. Traitements préalables des données:

Cette étape concerne autant les données satellitaires que les photographies aériennes. Les données satellitaires sont stockées sous forme d'un fichier numérique. Les photographies aériennes analogiques sont au départ une donnée sur papier qu'il s'agit de scanner pour la transformer en une donnée numérique (corrections radiométriques et géométriques sont détaillée dans le chap. n°2).

3.4.2. Exploitation des documents

Deux techniques de base permettent d'effectuer une analyse thématique des données géographiques à partir de photos aériennes ou d'images satellites:

Le traitement automatique par classification numérique des pixels et la photo-interprétation.

3.4.2.1. Traitements automatiques par classification numérique des pixels

Deux types de classification numérique existent: la classification non dirigée et la classification dirigée (ou supervisée).

La classification non dirigée est une méthode probabiliste destinée à obtenir des groupes homogènes de réponses spectrales de pixels d'une image. Son intérêt est d'être une méthode de recherche originale pour détecter certains phénomènes. Mais l'interprétation des groupes constitués est délicate car plusieurs types de variables thématiques interviennent dans la formation des groupes et certaines ne sont pas forcément recherchées. Finalement ce type de classification ne fournit qu'un nombre peu élevé de classes intéressantes pour un thème donné et la cartographie obtenue est à reprendre après interprétation des groupes en fusionnant ou éclatant certaines classes.

La classification dirigée ou supervisée est une méthode déterministe destinée à obtenir des catégories (ou classes) de pixels au moyen d'un traitement interactif des données radiométriques couvrant la zone d'étude à partir de sites témoins identifiés au sol ou sur photos aériennes.

Ce type de classification permet de faire apparaître des phénomènes présentant des particularités radiométriques difficiles à repérer et d'utiliser un nombre de bandes spectrales supérieur à celui figurant sur les compositions colorées. Elle fournit directement une cartographie définitive en couleurs conventionnelles. Le choix des zones témoins reste largement empirique en nombre et en étendue par catégorie. La réalisation d'un compromis entre le nombre de classes et le niveau de fiabilité a priori de la catégorisation est difficile (Ximenes et *al* ; 2005).

3.5. Adéquation entre type de capteur et échelle de résolution géographique

3.5.1. Seuils de détection

En général, plusieurs pixels sont nécessaires pour détecter un objet: au minimum 4 pixels sont nécessaires sauf pour des objets qui contrastent fortement avec leur environnement immédiat.

3.5.2. Seuils d'identification

L'identification d'un objet nécessite 3 fois plus de pixels que sa détection soit 12 pixels au minimum. Le nombre de 28 pixels est préconisé dans le cas de paysages agricoles complexes (Jobin, et Tournade., 1995).

3.5.3. Seuils de cartographie

En cartographie l'un des éléments importants dont il est nécessaire de tenir compte est la taille de l'objet qui est à cartographier. Le seuil minimal de cartographie d'un objet est généralement de 2 x 2 mm. La superficie correspondante dépend de l'échelle de la carte.

3.6 Notion de signatures spectrales

Pour chaque objet observé dans le spectre électromagnétique à la surface de la terre, la valeur de réflectance correspond au rapport de l'intensité du rayonnement réfléchi au rayonnement incident d'une surface en %. Cette valeur varie en fonction de la longueur d'onde. Il est ainsi possible d'obtenir une courbe de réflectance en fonction des longueurs d'ondes dont l'allure générale constitue la signature spectrale de l'objet (Figure 3.9) tel que le montre la figure suivante:

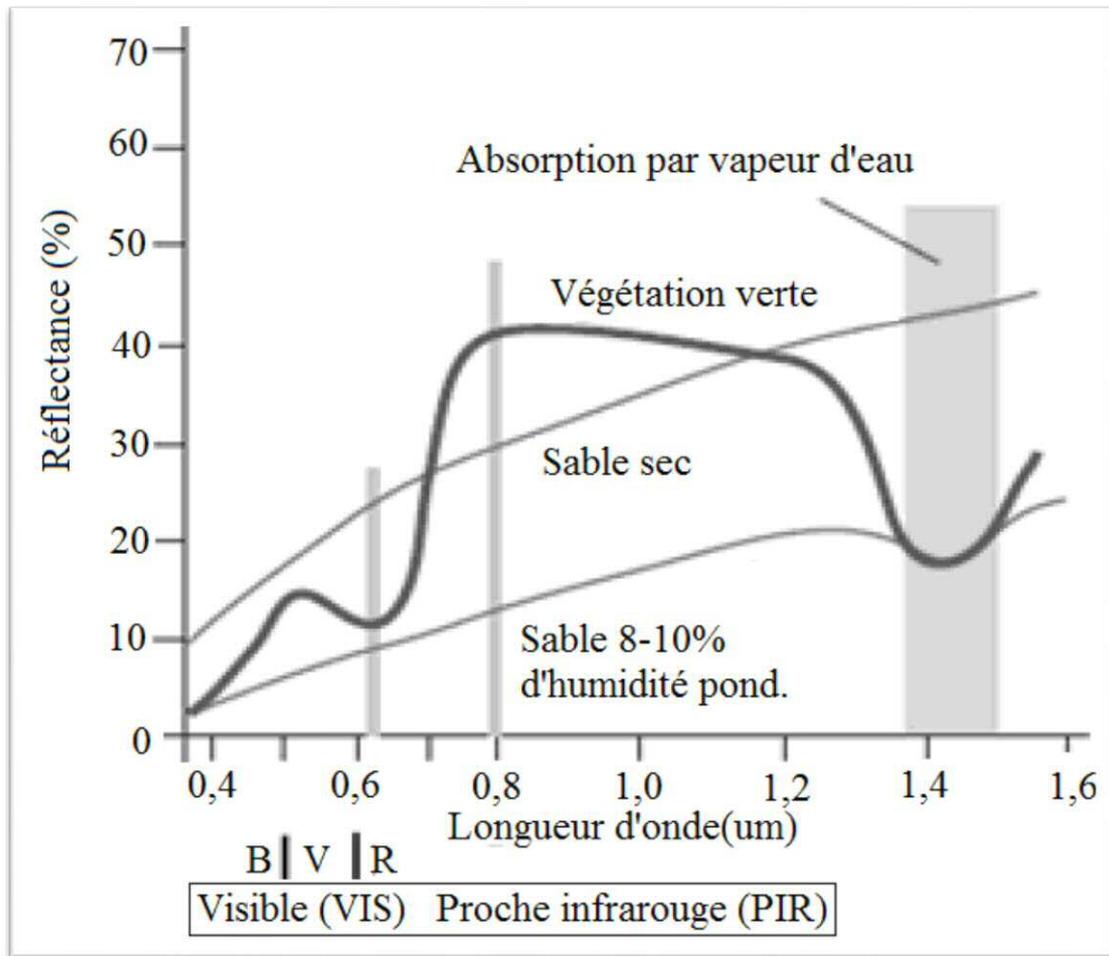


Figure 3.9 Signatures spectrales typiques. Source: (Caloz, 1992)

3.6.1. Caractéristiques spectrales des couverts végétaux

Les propriétés optiques des couverts végétaux dépendent à la fois de la nature des plantes qui les composent, de leur état physiologique, des organes végétaux notamment les feuilles et leur arrangement spatial ainsi que du sol sous-jacent (Guyot, 1989).

Selon (Guyot, 1995), la réflectance d'un couvert végétal ne dépend pas seulement des propriétés d'absorption et de diffusion de ses feuilles mais aussi de son architecture. Celle-ci varie selon la forme, la dimension, la distribution dans l'espace et la quantité des surfaces végétales du couvert.

La distribution spatiale de la végétation sur le sol dépend du type de végétation, de la disposition des plantes (écartement et orientation des rangs) et de leur stade de croissance.

3.6.2. Comportement spectral du sol

Le sol se caractérise par des valeurs de réflectance régulièrement croissantes dans le visible et le proche infrarouge, tandis qu'elles sont généralement faibles dans le moyen infrarouge réfléchissant. La réflectance est très faible lorsque le sol est humide.

3.7 Les différents indices de végétation utilisés en télédétection

Un indice se définit comme une variable « synthétique, numérique qui caractérise l'intensité ou l'extension d'un phénomène trop complexe pour être décomposé en un nombre maîtrisable de paramètres » (Caloz et al, 1993). Les différents indices de végétation correspondent à une démarche empirique dans la recherche d'une estimation de paramètres concernant la végétation afin d'identifier des couverts végétaux chlorophylliens, d'évaluer l'indice foliaire, le développement de la canopée, les effets de stress, l'évapotranspiration, le rendement... Ils sont plus ou moins sensibles à la contribution spectrale venant du sol ainsi qu'à celle provenant de l'éventuelle matière sèche sur pied mélangée à la matière verte (Girard et Girard, 1999).

Un indice s'exprime selon l'intervalle choisi arbitrairement, de 0 à 1 ou de 0 à 100 ou tous autres intervalles numériques. Issu habituellement d'un rapport de variables, il est fréquemment sans dimension physique. S'il conserve une dimension de luminance, comme ceux résultant de combinaisons linéaires de bandes spectrales, sa signification est néanmoins celle d'une variable thématique. Les indices sont calculés à partir d'une combinaison simple ou complexe de bandes spectrales. L'objectif est d'accorder une valeur quantitative aux résultats et de pouvoir traduire les évolutions de la végétation en termes de variables biophysiques.

Le principal indice utilisé dans l'analyse des images satellitaires multi spectrales est l'indice de végétation normalisé (NDVI) qui va traduire la densité du feuillage et la proportion de sol effectivement couverte par la végétation (Ximenes et al, 2005). Il est défini de la manière suivante:

$$\text{NDVI} = (\text{PIR} - \text{R}) / (\text{PIR} + \text{R}) \quad (3.5)$$

PIR = Réflectance dans le canal proche infrarouge et R = Réflectance dans le canal rouge.

3.7.1. Les indicateurs utilisés pour le suivi de la sécheresse

- La rugosité

Selon Begni et *al*, (2005), la rugosité est un paramètre permettant de quantifier l'irrégularité d'une surface. Plus une surface est irrégulière, plus elle est dite rugueuse. La mesure de la rugosité se fait en général par télédétection radar. Le radar émet des micro-ondes et mesure la puissance avec laquelle un objet les reflète. Plus la surface de l'objet est irrégulière, plus la rétrodiffusion est forte.

- L'humidité du sol

L'humidité du sol ou la teneur en eau de surface, est définie par la quantité d'eau contenue dans les dix premiers centimètres du sol. Elle peut être estimée par radar (télédétection active) et elle est liée à la température de surface. Elle conditionne les échanges avec l'atmosphère par l'intermédiaire du bilan d'énergie à la surface du sol (très différent sur une surface sèche ou sur une surface humide), mais également la mise en place du peuplement végétal (germination des semences, émergence, implantation du système racinaire, etc.). Son évaluation est donc importante en hydrologie et en agronomie, et constitue un paramètre d'alerte pour la désertification.

- La température de surface

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. Elle est estimée par la mesure du rayonnement infrarouge thermique émis (longueur d'onde comprise entre 10,5 et 12,5 μm).

Sa valeur dépend de la nature du sol ainsi que de son occupation. En effet, dans les mêmes conditions d'éclairement et de climat, un sol sableux ou rocheux n'a pas la même température d'équilibre toutes choses égales par ailleurs. Il en est de même pour un sol nu ou avec un couvert végétal. Les conditions hydriques observées près de la surface étudiée peuvent aussi la modifier. L'heure d'observation est aussi importante.

En effet, le soleil étant la source principale de réchauffement, une image acquise le matin présente dans l'ensemble des températures de surface moins élevées qu'une image acquise dans l'après-midi. Ainsi, grâce aux satellites géostationnaires (de type météorologique), il est possible de suivre l'évolution de la température de surface et de caractériser ainsi l'inertie thermique locale.

- L'albédo

L'albédo est le rapport de la quantité de lumière réfléchie par un objet sur la quantité de lumière qu'il reçoit. Il est exprimé par un nombre compris entre 0 (aucune lumière réfléchie) et 1 (toute la lumière est réfléchie) ou bien par un pourcentage. L'albédo joue 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 tels que la présence de nuages sur des images à basse résolution).

L'interprétation de cette valeur et de ses variations temporelles et spatiales, conjointement à d'autres variables observables, apporte de l'information sur les processus de désertification. En effet, l'albédo d'un sol nu décroît lorsque sa teneur en eau croît. De même l'albédo d'un sol couvert de végétation dépend du taux de couverture végétale et de son activité chlorophyllienne.

De nombreux travaux ont cherché à étudier les relations entre albédo et désertification (Essentiellement les relations entre l'albédo et les fluctuations du couvert végétal des régions arides ainsi qu'avec les modèles climatiques). Si ces fluctuations ont été mises en évidence à l'échelle continentale, la nature de leur impact sur le climat est encore discutée.

- L'indice de végétation

La diminution du couvert végétal joue un rôle important dans le processus de désertification. Le suivi de la végétation verte, facilement entrepris par satellite grâce aux indices de végétation, a fait l'objet de nombreux travaux.

Ainsi des images basses résolutions, acquises quotidiennement par les satellites, permettent de calculer des valeurs moyennes de l'indice de végétation par décade. L'état des ressources végétales et les zones à risque peuvent ainsi être détectées. Il est alors possible, le cas échéant, de provoquer une alerte afin de tenter d'éviter d'atteindre un stade de dégradation avancée de ces ressources (Begni *et al*, 2005).

Les modèles de l'évapotranspiration
basés sur la télédétection

4. Les modèles de l'évapotranspiration basés sur la télédétection

Généralement, les modèles d'estimation de l'évapotranspiration couramment appliqués en utilisant des données de télédétection peuvent être classés en deux types: méthode semi-empirique et méthode analytique. Méthode Semi-empirique est souvent accompli en employant des relations empiriques et de l'utilisation des données provenant principalement à partir d'observations de télédétection avec des mesures au sol tout en méthode analytique implique la mise en place des processus physiques à l'échelle d'intérêts avec plus ou moins complexes et nécessite une variété de mesures directes et indirectes de la technologie de la télédétection et des instruments au sol.

4.1 Méthode empirique simplifiée

La théorie principale de cette méthode d'abord proposé par Jackson et al.[1977] sur le blé irrigué à Phoenix, Arizona (USA) concerne directement l'évapotranspiration journalière en fonction de la différence entre la température instantanée de surface (T_s) et la température de l'air (T_a) mesurée en mi-journée sur diverses surfaces couvrir par la végétation [Courault et al.,2003]. La forme la plus générale de la méthode de régression simplifiée peut être exprimée mathématiquement comme:

$$LE_j = R_{nj} - B(T_s - T_a)^n \quad (4.1)$$

Où LE_j est l'évapotranspiration journalière et R_{nj} est le rayonnement net journalier de surface. B et n sont des coefficients de régression propres au site dépend de la rugosité de surface, vitesse du vent et la stabilité atmosphérique, etc. [Seguin et Itier, 1983], qui sont déterminés soit par linéaires des moindres carrés aux données ou par des simulations basées sur le model SVAT (sol-Végétation-Atmosphère-Transfer) [Carlson et al.1995a] ou sur un modèle de couche limite [Carlson et Buffum, 1989].

La méthode de régression simplifiée proposée par Jackson et al.[1977] et ses raffinements ont attiré une grande attention dans les applications opérationnelles ultérieures de cartographie l'évapotranspiration. Par exemple, Jackson et al.[1977] ont démontré tout d'abord le paramètre B était 0,064 et n était l'unité, tandis que d'après Seguin et al. [1982] sur une grandes zones homogènes en France les coefficients de régression $B=0,025$ et $n=1$.

Seguin et Itier [1983] ont discuté de la base théorique et applications de la méthode de régression simplifiée proposé par Jackson et al. [1977], et ont montré que la rugosité

de surface, vitesse du vent et la stabilité atmosphérique sont les principaux facteurs contribuant à des coefficients de régression. Un modèle SVAT a été utilisé pour simuler les relations entre les coefficients B , n et la fraction de couverture végétale (F_c) dans des circonstances variables avec la rugosité de surface et la vitesse du vent respectivement allant de 2 à 30cm et de 1 à 8,5m [Carlson et al., 1995a]. Les formules obtenues sont exprimées comme suit:

$$B=0.0175+0.05Fr (\pm 0.002) \quad (4.2)$$

$$n=1.004-0.335Fr (\pm 0.053) \quad (4.3)$$

Cette relation est généralement valable pour une période de temps entre 12h00 et 14h00 lorsque la température varie lentement dans le temps [Carlson et al., 1995a].

La hauteur de mesure de T_a dans l'équation simplifiée est également pas spécialement spécifié. Par conséquent, Jackson et al. [1977] ont utilisé la hauteur de 1,5m comme le niveau de mesure de T_a , Seguin et Itier [1983] utilisent 2m. Carlson et Buffum [1989] ont constaté que l'équation simplifiée pourrait être plus applicable à l'échelle régionale si la vitesse du vent et la température de l'air ont été mesurée ou évaluée à un niveau de 50m, Hamimed [2009](Ksar chellala) car à ce niveau les variables météorologiques sont insensibles aux caractéristiques de la surface. Ils ont également suggéré qu'une augmentation de la température de surface (par exemple, entre 08h00 et 10h00 heure locale) du matin obtenu à partir de Meteosat ou GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) pourrait remplacer la différence entre la surface et la température de l'air, dans lequel les coefficients de régression étaient très sensibles la vitesse du vent et de la rugosité de surface.

Des hypothèses implicites dans l'équation simplifiée est que le flux journalier de la chaleur dans le sol peut être considérée nul et le flux de chaleur sensible égal à l'énergie disponible. Plusieurs articles ont testé et vérifié cette procédure simple pour estimer l'évapotranspiration journalière dans des conditions atmosphériques et couvertures de végétation variables [Jackson et al., 1977; Seguin et Itier, 1983; Nieuwenhuis et al., 1985; Carlson et Buffum, 1989; Thunnissen et Nieuwenhuis, 1990; Caselles et al., 1992; Carlson et al., 1995a]. Toutes les contributions à ce travail ont montré que l'erreur de l'évapotranspiration journalière calculée est d'environ

1mm/jour, ce qui est suffisant pour donner des informations fiables sur la disponibilité de l'eau sur un niveau régional [Seguin et al. , 1994].

Le principal avantage de cette procédure est sa simplicité, dont les entrées n'inclure que des mesures ponctuelles de T_s et T_a près de midi et le rayonnement net journalier. Ainsi, il est très pratique pour l'équation empirique simplifiée pour être appliqué aussi longtemps que ceux-ci près de midi mesures météorologiques et une seule fois la température de surface de télédétection radiométrique au sol sont disponibles. Cependant, B et n des paramètres spécifiques pour le site, ont plus ou moins limité les applications de la méthode de l'équation simplifiée sur des échelles régionales avec des conditions variables de surface.

4.2. Méthode résiduel du bilan énergétique de surface

Méthode résiduel du bilan énergétique de surface est l'une des approches les plus largement appliquées pour la cartographie de l'évapotranspiration à différentes échelles spatiotemporelles. La forme de l'équation du bilan énergétique de surface à l'échelle de temps instantané peut être exprimée numériquement:

$$LE = Rn - G - H \quad (4.4)$$

Chacune des trois composantes de l'équation de l'équilibre énergétique, y compris le rayonnement net de la surface (Rn), le flux de chaleur du sol (G) et flux de chaleur sensible (H), peut être estimée en combinant les paramètres par télédétection de la température radiométrique et l'albédo de surface à partir du visibles, infrarouges thermiques et la gammes d'ondes du proche infrarouge avec un ensemble de variables météorologiques au sol de température de l'air, la vitesse du vent et de l'humidité et d'autres mesures de surface (voir Fig.4.1).

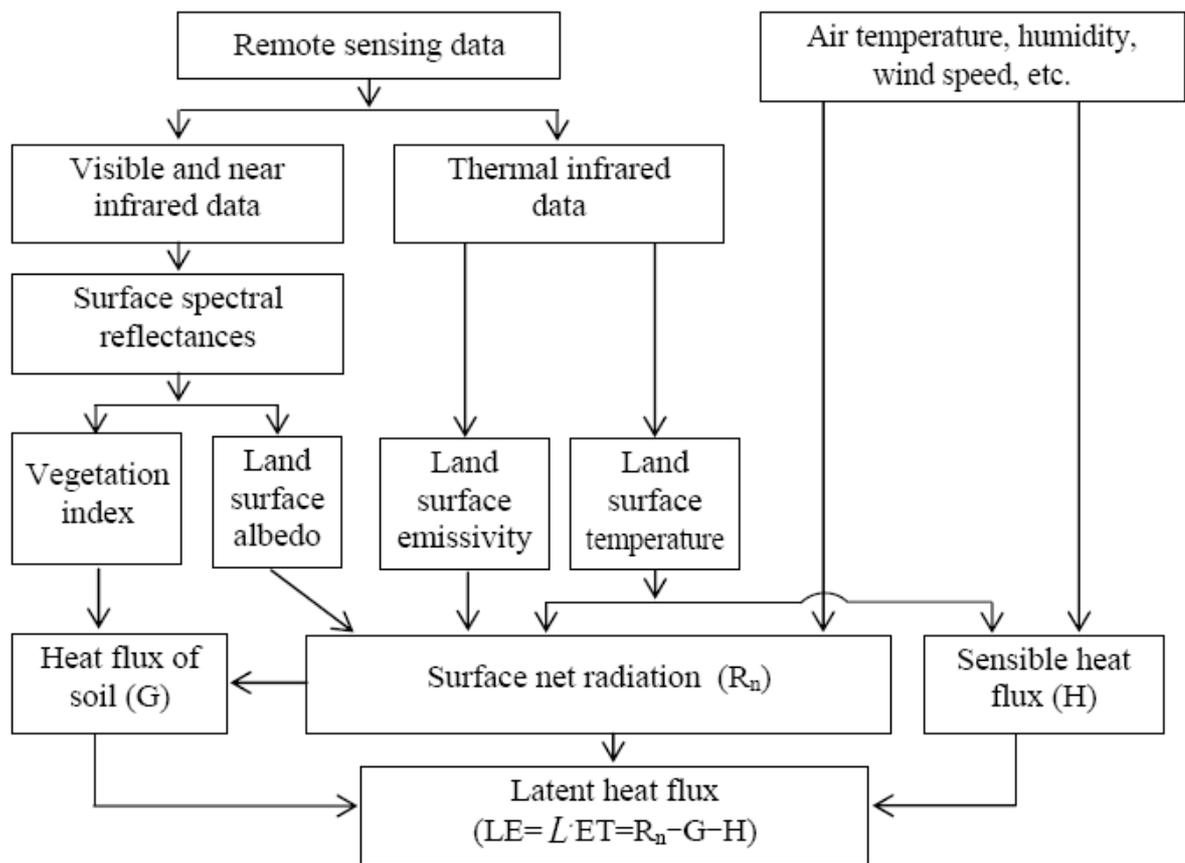


Figure 4.1 Organigramme pour estimer ET basée sur la théorie de l'équilibre énergétique

La méthode résiduelle du bilan énergétique de surface entre la terre et l'atmosphère peut être divisée en deux catégories:

- 1) modèle monocouche [Brown et Rosenberg, 1973; Bastiaanssen et al., 1998; Roerink et al., 2000a; Boniet et al., 2001; Su, 2002; Allen et al., 2007],
- 2) modèle à bicouche [Norman et al., 1995; Anderson et al., 1997; Kustas et Norman, 1997; Kustas et Norman, 1999; Kustas et Norman, 2000; Chen et al., 2005]. Et sera abordée dans les parties suivantes.

4.2.1. Modèle monocouche

Modèle monocouche, aussi appelé modèle à grandes feuilles, largement utilisé dans la simulation de la climatologie et joue un rôle important sur le modèle de continent, est le plus ancien, à dépeindre quantitativement le processus de conversion du rayonnement de surface, la chaleur, le matériel etc...

Comme son nom l'indique, le modèle monocouche qui concerne seulement la surface de la terre recouverte par la végétation comme une grande feuille, ignorant toute la structure secondaire et les caractéristiques. Les paramètres physiques de la feuille comme la température, la teneur en eau, le rayonnement etc. Représentent les grandeurs physiques correspondants de la surface de la terre entière qui sera constamment échangé de l'énergie, de chaleur et d'humidité avec l'atmosphère extérieure.

Modèle monocouche est l'un des modèles le plus simplifiée à simuler le processus de la surface terrestre et le plus largement utilisé dans la pratique. Trois composantes de l'équation du bilan énergétique utilisées dans l'équation (4.4) pour estimer ET sont traitées ci-dessous.

- Flux de rayonnement net (Rn)

Rayonnement net de surface (Rn) représente l'énergie totale de chaleur qui est divisée en G, H et LE. Il peut être estimé à partir de la somme de la différence entre les entrants (Rg) et le rayonnement solaire réfléchi sortant à courtes longueur d'ondes (de 0,15 à 5 μm), et la différence entre le rayonnement atmosphérique émis et le rayonnement de la surface réfléchi de grande longueur d'onde (3 à 100 μm), [Jackson, 1985; Kustas et Norman, 1996] qui peut être exprimé en:

$$Rn = (1-ro) Rg + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (4.5)$$

Où ro est albédo de surface courtes longueur d'ondes, généralement calculée comme une combinaison de bande étroite valeurs de réflectance spectrale dans les bandes utilisées dans la télédétection [Liang, 2004], Rg est déterminée par un des facteurs combinés de constante solaire, l'angle d'inclinaison solaire, l'emplacement géographique et période de l'année, transmission atmosphérique, élévation du sol, etc. [Allen et al., 2007], ϵ_s est émissivité de la surface évalué soit comme une moyenne pondérée entresol nu et la végétation [Li et Lyon, 1999] ou en fonction de NDVI [Bastiaanssen et al., 1998], ϵ_a est émissivité atmosphérique estimée en fonction de la pression de vapeur et la température de l'air [Brutsaert, 1975].

- Flux de chaleur dans le sol (G)

Flux de chaleur du sol (G) est l'énergie thermique utilisée pour le réchauffement ou le refroidissement du sol. Il est traditionnellement mesuré à l'aide des capteurs enfouis sous la surface du sol et est directement proportionnelle à la conductivité thermique avec la profondeur de la couche arable. Celui utilisé dans SEBAL (*Surface energy balance Algorithm Land*) [Bastiaanssen et al., 1998] pour estimer G à l'échelle régionale est exprimé comme suit:

$$G = 0.30 (1 - 0.98NDVI^4) Rn \quad (4.6)$$

Comme G varie considérablement d'un sol nu sec à des zones de végétation très bien arrosée, il est inapproprié d'extrapoler les mesures au sol à des valeurs de zones surfaciques.

Dans des circonstances actuelles, il est encore impossible de mesurer le flux de chaleur dans le sol (G) directement de satellites de télédétection. Heureusement, l'amplitude de G est relativement faible par rapport à Rn au moment du jour de satellites.

L'erreur d'estimation de G aura donc un petit effet sur le flux de chaleur latente calculée. De nombreux articles ont trouvé le rapport de G à Rn varie de 0,05 pour la couverture de la végétation dense ou sol nu humide à 0,5 pour un sol nu sec [Jackson, 1985; Reginato et al., 1985; Daughtry et al., 1990; Choudhury, 1990; Kustas et Norman, 1996; Li et Lyon, 1999] et ce rapport est tout simplement lié sous une forme exponentielle LAI [Choudhury, 1989], NDVI [Moran et al., 1989; Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2007], T_s [Bastiaanssen, 2000; Allen et al., 2007] et l'angle zénithal solaire [Gao et al., 1998] sur la base des observations de terrain.

La valeur de G a été montrée pour être variable dans les deux cycles diurne et annuelle sur les conditions de surface diverses [Kustas et Daughtry, 1990]. Toutefois, l'hypothèse que la valeur journalière de G est égale à 0 et peut être négligeable dans le bilan énergétique journalier est généralement considérée comme une bonne approximation [Priest, 1982]. Les comparaisons de G entre les résultats de ces techniques d'observations simplifiées à l'échelle micrométéorologiques, ont montré une incertitude de 20 à 30% [Kustas et Norman, 1996].

- **Flux de chaleur sensible(H)**

Le flux de chaleur sensible(H) est le transfert de chaleur entre le sol et l'atmosphère et est la force motrice pour chauffer/refroidir l'air au-dessus de la surface. Dans le modèle de bilan d'énergie d'une source unique (monocouche), elle peut être calculée en combinant la différence de températures aérodynamiques et la température de l'air ($T_{aero}-T_a$) avec la résistance aérodynamique (r_a) à partir de la formule suivante:

$$H = \rho C_p (T_{aero} - T_a) / r_a \quad (4.7)$$

Où ρ est la masse volumique de l'air et C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante. r_a la résistance aérodynamique est affectée par un des facteurs combinés de la rugosité de surface (hauteur de la végétation, de la structure de la végétation), vitesse du vent et la stabilité atmosphérique, etc. Par conséquent la résistance aérodynamique au transfert de chaleur doit être ajustée en fonction de différentes caractéristiques de surface, sauf lorsque l'eau est disponible [Seguin, 1984]. Hatfield et al.[1983] ont montré que r_a diminué au fur et à mesure que la vitesse du vent augmenté indépendamment du fait que la surface était plus chaude ou plus froide que l'air, et r_a diminué si la surface devienne rugueuse .

Diverses méthodes de calcul ont été développés r_a allant de très élémentaire (en fonction de la vitesse du vent uniquement) pour les très rigoureuses (qui représente la stabilité atmosphérique, la vitesse du vent, la rugosité de surface "aérodynamique", etc.) [Monteith, 1973; Seguin et al., 1982; Hatfield, 1983; Choudhury et al., 1986; Moran et al, 1994],

$$\frac{r_a}{r_{a0}} = \frac{z_a - z_{om}}{z_a - z_{oh}} \quad (4.8)$$

Où z_a est la hauteur de mesure de la température de l'air et la vitesse du vent, z_{om} et z_{oh} sont longueur de rugosité de surface pour le transfert de masse et le transfert de chaleur, respectivement, avec la stabilité neutre, $z_{om}=z_{oh}=0$, d est le plan zéro de hauteur de déplacement, k est constante de Von Karman, u est la vitesse du vent.

Jackson et al.[1983] ont constaté que (T_s-T_a) varier de -10°C à 5°C au moyenne à faible humidité atmosphérique, ce qui montre que la stabilité neutre ne peut prévaloir dans un large éventail de conditions de la couverture végétale et de l'humidité du sol.

Dans des conditions de stabilité atmosphérique stables et instables, la longueur de Monin-Obukhov (L_{MO}) [Monin et Obukhov, 1954] a été introduite afin de mesurer la stabilité et elle doit être résolue de manière itérative avec H [Choudhury, 1990]:

$$\text{-----} \tag{4.9}$$

Où u^* est la vitesse de frottement, g est l'accélération due à la pesanteur de la terre.

Si, à $\Lambda < 0$ le régime instable; $\Lambda > 0$, régime stable.

Pour les conditions instables (en vigueur habituellement dans la journée) sans prédominante convection libre, ψ_1 et ψ_2 peut être exprimée comme [Paulson, 1970]:

$$\Psi_1 = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \tag{4.10}$$

$$\Psi_2 = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \tag{4.11}$$

Avec

$$X = \left(1 - 16 \frac{Z_a - d}{\Lambda}\right)^{0,25} \tag{4.12}$$

Pour des conditions stables (en vigueur habituellement à la nuit *figure n° 4.5*), la formule proposée par Webb [1970] et Businger et al. [1971] a été adoptée pour tenir compte des effets de la stabilité atmosphérique sur r_a :

$$\Psi_1 = \Psi_2 = -5 \frac{Z_a - d}{\Lambda} \tag{4.13}$$

Hatfield et al.[1983] ont montré que les taux de ET pourraient être surestimée lorsque la différence de température de l'air est environ $\pm 2^\circ\text{C}$ si la résistance aérodynamique n'est pas corrigé pour la stabilité atmosphérique.

La rugosité de surface joue un rôle important dans la détermination des flux de chaleur sensible et elle change apparemment avec la taille des feuilles et de la flexibilité des tiges des plantes [Jackson, 1985]. La rugosité efficace z_{om} est considéré comme une certaine distance non précisée ci-dessus une hauteur de déplacement de plan zéro lorsque la vitesse du vent est supposé être zéro lorsque le log-profil de la vitesse du vent est extrapolée à la baisse plutôt qu'à vrai surface du sol [Carlson et al., 1981].

Certains journaux ont précisé (z_{om}) est égale à Z_{oh} et peuvent être en fonction de la hauteur de la végétation [Soer, 1980; Gurney et Camillo, 1984], dans lequel z_{om} est typiquement de 5 à 15 pour cent de la hauteur de la végétation en fonction des caractéristiques de la végétation [Monteith et Unsworth, 1990], ou estimée à partir des profils de vent, en utilisant une extrapolation de la relation du vent log-linéaire standard à zéro vitesse du vent [Gurney et Camillo, 1984]. Brutsaert [1982] ont montré que le transfert de chaleur est principalement due à la diffusion moléculaire tandis que le transfert de quantité de mouvement à proximité de la surface est contrôlée par les forces de cisaillement et de pression visqueuse. En raison des différences entre la chaleur et les mécanismes de transfert de quantité de mouvement, il y a une distinction entre z_{om} et z_{oh} , qui a provoqué une résistance supplémentaire (souvent exprimée que la définition aérodynamique de kB^{-1} ($kB^{-1} = \ln(z_{om}/z_{oh})$) [Li et Lyon, 1999]) au transfert de chaleur [Garratt et Hicks, 1973] ou une résistance excès [Norman et Becker, 1995]. Kustas et al. [1989] lié la kB^{-1} (définition radiométrique [Li et Lyon, 1999]) pour les facteurs combinés de la vitesse du vent et la différence entre T_s et T_a sous la forme suivante:

$$KB^{-1} = S_{KB} U (T_s - T_a) \quad (4.14)$$

Où S_{KB} est un coefficient empirique, varie entre 0,05 et 0,25 [Li et Lyon, 1999]. Verhoef et al. [1997] ont montré que kB^{-1} était sensible aux erreurs de mesure à la fois dans les variables micrométéorologiques et à la longueur de rugosité de mouvement et sa valeur sur le sol nu pourrait être inférieur à zéro. Ce qu'il faut noter, que la détermination de la rugosité de surface reste un problème difficile.

Klaassen et van denBerg [1985] ont montré que la mesure de hauteur de référence devrait être fixée à 50m au lieu de 2m au fond de la couche mixte et le calcul de

l'évapotranspiration des cultures sur des surfaces rugueuses pourrait être amélioré avec l'augmentation de la hauteur de référence.

T_{aero} , la température au niveau de $d+z_{oh}$, qui est la température moyenne de tous les éléments de la canopée pondérés par la contribution relative de chaque élément de la conductance aérodynamique global [Moran et al.,1989], peut être estimée à partir de l'extrapolation du profil de la température pour $z = d+z_{oh}$ et est reconnu comme la température des sources apparentes ou puits de chaleur sensible [Kalma et Jupp, 1990].

Un certain nombre de documents ont utilisé la température de surface T_s de la télédétection au lieu de T_{aero} dans l'équation. (4,7) pour calculer H sur une large gamme de végétation de surfaces parce que T_{aero} est très difficile à mesurer [Blad et Rosenberg, 1976; Seguin et al., 1982; Moran et al., 1989; Kalma et Jupp, 1990;]. Cependant, il y a des problèmes liés à l'hypothèse de mesure T_s est identique à T_{aero} [Kalma et Jupp, 1990]. T_{aero} se trouve être inférieur (supérieur) à T_s (des conditions atmosphériques instables) et ils sont à peu près les mêmes que dans des conditions neutres [Choudhury et al., 1986; Kalma et Jupp, 1990]. Kustas et Norman [1996] ont conclu que les différences entre T_{aero} et T_s peuvent aller de 2°C sur le couvert végétal uniforme à 10°C pour les zones partiellement couvertes de végétation. Par la suite les modèles bicouche ont été développés pour tenir compte les différences entre T_{aero} et T_s , et d'éviter ainsi les besoins pour ajouter l'excès de résistance dans l'équation. (4.7) [Norman et al.,1995].

L'équation de transfert de masse (modèle à résistance) a exprimé dans l'équation (4.7) a été essentiellement appliquée depuis les années 1970 sur une échelle locale/régionale avec différents couverts des végétaux [Blad et Rosenberg., 1976; Hatfield, 1983; Moran et Jackson, 1991]. La différence moyenne de H estimée par différents auteurs sur la base de l'équation de transfert de masse est d'environ 15-20%, ce qui est autour de l'ampleur de l'incertitude dans les techniques de corrélation et de rapport de Bowen pour déterminer les flux de surface en terrain hétérogène [Seguin, 1984; Kustas et Norman, 1996].

D'une manière générale, les modèles de bilan énergétiques et les basés physiques ont été vérifiées théoriquement. Modèles de simples sources ont généralement économie le temps de calcul et nécessitent moins de mesures au sol par rapport aux modèles à

double source. Plus de zones homogènes, les modèles de monocouche peuvent évaluer l'évapotranspiration avec une précision relativement élevée. Mais au fil des zones partiellement couvertes de végétation, il y a un fort besoin de développer un modèle à double source pour modéliser séparément l'échange et l'interaction de la chaleur et de l'eau entre le sol et l'atmosphère et entre la végétation et l'atmosphère, qui traite souvent avec une décomposition de la température radiométrique de surface et la température des composants de la végétation à partir des données thermiques multi-angulaires de télédétection ou d'une itération de la solution respective de l'équilibre des sols et de l'énergie de la végétation combinée avec une équation dite Priestly-Taylor. Un dilemme majeur avec les deux modèles simple et double sources basés sur la physique réside dans les exigences pour le paramétrage suffisamment détaillée de la surface du sol et de la végétation des propriétés et des mesures au sol, tels que la température de l'air, la vitesse du vent, la rugosité de surface, la hauteur de la végétation, etc. ., comme des principaux entrées du modèle.

Description des modèles pour l'estimation
de l'évapotranspiration

5. Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

Dans les modèles du bilan énergétique de la surface, la principale distinction des différentes méthodes est de savoir comment estimer le flux de chaleur sensible H . Certains d'entre eux sont basés sur l'information spatiale contextuelle des caractéristiques de surface de la zone d'étude (des pixels secs et des pixels humides). Nous allons examiner plusieurs modèles représentatifs du bilan énergétique.

5.1. SEBI (Surface Energy Balance Index) et SEBS (Surface Energy Balance system)

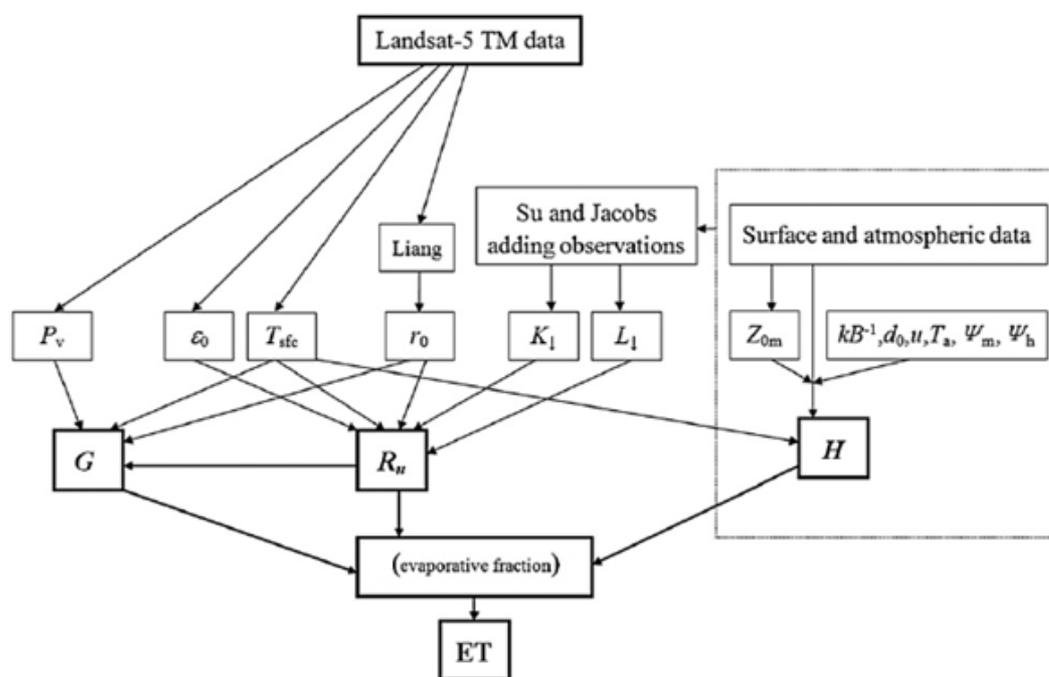


Figure 5.1 Organigramme du model SEBS

Chapitre n°5 Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

SEBI (Surface Energy Balance Index), proposé par Menenti et Choudhury [1993], avec ses dérivés comme SEBAL, S-SEBI (simplifié-SEBI), SEBS, METRIC (cartographie de l'ETR à haute résolution spatial), etc., sont généralement des modèles de bilan d'énergie basée sur le contraste entre les limites sèches et les limites humides pour calculer l'évapotranspiration ETR et la fraction d'évaporation EF pixel par pixel en combinaison avec des paramètres de surface dérivés des données de télédétection et un certain nombre de variables au sol. [Gowda et al., 2007].

Dans la méthode SEBI [Menenti et Choudhury, 1993], la limite sèche est supposée une surface où le flux de chaleur latente est nulle pour un ensemble de données qui caractérise la couche limite (la température, la vitesse du vent et de l'humidité, etc.). Ainsi, le flux de chaleur sensible est alors égale à l'énergie disponible de surface l'équation de transfert de masse est exprimé en [Van den Hurk, 2001]:

$$T_{s,max} = T_{pbl} + r_{a,max} \frac{E_{max}}{c_p} \quad (5.1)$$

D'une façon générale, la température minimale de surface peut être évaluée à partir de la limite humide, où la surface est considérée potentiellement s'évaporer et le ET potentiel est calculée d'après l'équation de Penman-Monteith avec une résistance zéro. La température est exprimée comme [Van den Hurk, 2001]:

$$T_{s,min} = T_{pbl} + \frac{r_{a,min} E_{max}}{c_p} \quad (5.2)$$

Pbl Couche limite planétaire

VPD représente le Déficit de Pression de Vapeur, γ la constante Psychrométrique.

La fraction d'évaporation peut être calculée par interpolation de la température de surface observée au sein de la température de surface maximale et minimale dans la formule suivante d'après [Van den Hurk, 2001]:

(5.3)

Paramétrage de l'approche SEBI proposé pour définir des plages des pixels pour LE et Ts pour tenir compte de la variabilité spatiale de l'évaporation réelle en fonction de l'albédo et la rugosité aérodynamique [Menenti et Choudhury, 1993]. Ce paramétrage est essentiellement une modification de l'indice du stress hydrique de la zone d'étude, CWSI (Crop Water Stress Index) proposé par Idso et al. [1981] et Jackson et al. [1981; 1988]. Le CWSI théorique représentait les effets de la vitesse du vent en plus de la température et la pression de vapeur. Compte tenu de la dépendance de la résistance aérodynamique sur la stratification atmosphérique, Menenti et Choudhury [1993] ont proposé une méthode de calcul de la température de surface maximale et minimale, pixel par pixel, et redéfinis un indice qui s'appelle SEBI basé sur la réflectance de surface et la rugosité pour tirer la chaleur latente et de la fraction d'évaporation. L'utilisation de SEBI est plus large que le calcul de l'indice du stress hydrique d'une surface (CWSI). Ensuite, les modèles SEBAL, SEBS et S-SEBI ont été développés à partir de la conception du SEBI. La principale distinction entre chacun de ces modèles et d'autres modèles couramment appliquées est la différence de la façon de calculer le flux de chaleur sensible ou précisément comment définir les limites sèches et les limites humides et comment interpoler entre les limites supérieures et inférieures définies, pour calculer le flux chaleur sensible par un ensemble de données et de paramètres par la télédétection, Albédo, NDVI, la température, la vitesse du vent, l'humidité, etc.

Le système de bilan d'énergie de surface (SEBS), détaillé par Su [2001; 2002; 2005], Su et al. [2003] avec un modèle dynamique pour la rugosité thermique et atmosphérique est une extension de la notion de SEBI pour l'estimation du bilan énergétique de la surface terrestre à l'aide de données de la télédétection dans un cadre plus complexe.

SEBS se compose de

- 1) Un ensemble d'outils pour les calculs de paramètres physiques de la surface,
- 2) Calcul de la rugosité pour le transfert de chaleur,
- 3) L'estimation de la fraction d'évaporation basée sur le bilan énergétique [Su, 2002].

Dans SEBS, à la limite sèche, le flux de chaleur latente est supposé être zéro en raison de la limitation de l'humidité du sol qui signifie flux de chaleur sensible atteint sa valeur maximale (c.-à-d. $H_{dry} = R_n - G$). A la limite humide, ET est potentiel (LE_{wet}), (c.-à-d. ET est limitée par l'énergie disponible d'une surface donnée et les conditions atmosphériques, qui peut être calculée par une équation de combinaison similaire à l'équation de la combinaison de Penman-Monteith [Monteith, 1965] en supposant que la résistance aérodynamique est égale à zéro, le flux de chaleur sensible atteint sa valeur minimale, H_{wet} . Le flux de chaleur sensible aux limites sèches et humides peut être exprimé comme suit:

$$H_{dry} = R_n - G \quad (5.4)$$

$$H_{wet} = \left((R_n - G) - \frac{\rho C_p}{r_a} \frac{VPD}{\gamma} \right) / \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \quad (5.5)$$

Où r_a dépend de la longueur de Monein Obukhov, la vitesse de frottement et flux de chaleur sensible.

$$EF_r = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{dry} - H_{wet}} \quad (5.6)$$

$$EF = \frac{EF_r \cdot LE_{wet}}{R_n - G} \quad (5.7)$$

H peut être résolu en utilisant une combinaison d'un modèle dynamique pour la rugosité thermique [Su, 2001].

Chapitre n°5 Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

Entrées aux SEBS comprennent les paramètres terrestres dérivées des données et des mesures météorologiques au sol, tels que la température de la surface terrestre, la couverture végétale, l'albédo, la vitesse du vent, l'humidité, la température de l'air. Jia et al. [2003]. SEBS a été utilisée pour estimer l'évapotranspiration quotidienne, mensuelle et annuelle dans un environnement semi-aride [Su et al., 2003]. Su [2002] a montré que SEBS pourrait être utilisé à la fois pour mise à l'échelle locale et l'échelle régionale pour tous les régimes de stabilité atmosphérique.

Les avantages du SEBS sont:

- 1) l'incertitude de la température de surface ou variables météorologiques en SEBS peut être limitée en tenant compte de l'équilibre énergétique dans les cas limites,
- 2) nouvelle formulation de la profondeur de rugosité de transfert de chaleur est développé en SEBS au lieu d'utiliser des valeurs fixes,
- 3) une connaissance a priori des flux de chaleur turbulents n'est pas nécessaire. Cependant, trop de paramètres requis et la solution relativement complexe des flux de chaleur turbulents dans SEBS ont apporté plus ou moins un inconvénient lorsque les données ne sont pas disponibles.

5.2 S-SEBI

Une nouvelle méthode, appelée S-SEBI est une approche semi empirique développé par Roerink et al. [2000a] pour tirer le bilan énergétique de surface, a été testé et validé avec des données d'une petite campagne de terrain menée au cours Août 1997 [Hamimed 2009]. La théorie principale de S-SEBI est basée sur le contraste entre la réflectance de la température maximale de surface de la limite sèche et la réflectance de la température de surface minimum de la limite humide pour partitionner l'énergie disponible et le flux de chaleur sensible et latente.

La température de surface diminue avec l'augmentation de la réflectance de surface (albédo), qui est appelé le "rayonnement contrôlée».

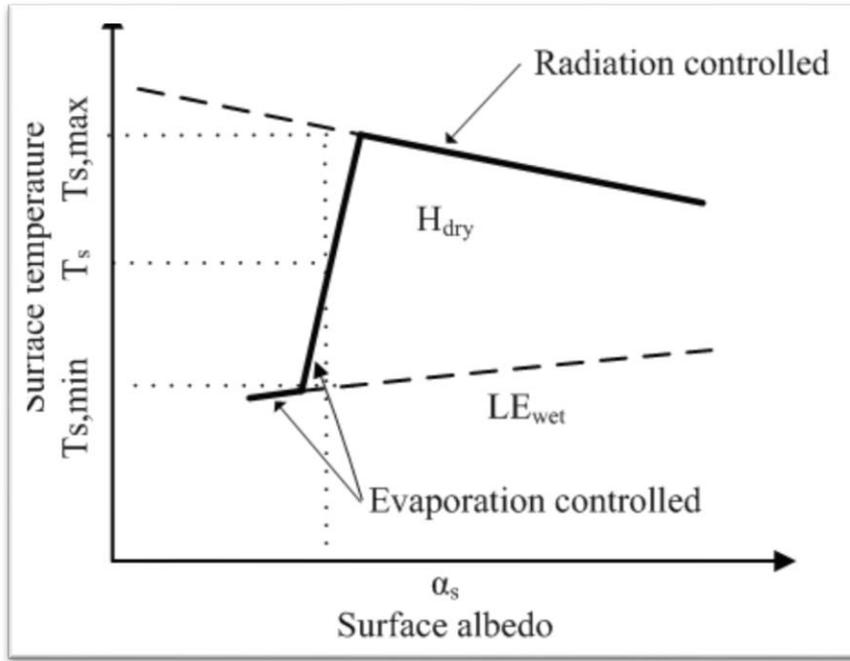


Figure 5.2 Schéma théorique de la relation entre l'albédo et la température de surface par le modèle S-SEBI [Roerink et al., 2000a])

En S-SEBI, la fraction d'évaporation est limitée par les limites sèches et les limites humides et qui est peut être exprimée comme:

$$EF = \frac{T_{s,max} - T_s}{T_{s,max} - T_{s,min}} \quad (5.8)$$

Où $T_{s,max}$ correspond au flux minimum de la chaleur latente ($LE_{dry} = 0$) et le maximum pour le flux de chaleur sensible ($H_{dry} = R_n - G$), $T_{s,min}$ est indicative du flux maximum de chaleur latente ($LE_{wet} = R_n - G$) et un minimum de flux de chaleur sensible ($H_{wet} = 0$) (l'augmentation de l'enveloppe inférieure lorsque T_s est complété contre la réflectance de la surface). $T_{s,max}$, $T_{s,min}$ sont régression de l'albédo de surface)

$$T_{s,max} = a_{max} + b_{max}\alpha_s \quad (5.9)$$

$$T_{s,min} = a_{min} + b_{min}\alpha_s \quad (5.10)$$

où a_{max} , b_{max} , a_{min} et b_{min} sont des coefficients empiriques estimés à partir du diagramme de dispersion des T_s et α_s sur la zone d'étude.

Insertion d'équations. (5.9 et 5.10) dans l'Eq. (5.8), EF peut être obtenue par

$$EF = \frac{a_{\max} + b_{\max} \alpha_s - T_s}{a_{\max} - a_{\min} + (b_{\max} - b_{\min}) \alpha_s} \quad (5.11)$$

Si les conditions atmosphériques sur la zone d'étude peuvent être considérées comme des paramètres constants, les flux turbulents peuvent ensuite être calculés avec S-SEBI sans autre information que l'image de télédétection. Les résultats de Roerink et al. [2000a] ont montré que les valeurs de la fraction d'évaporation mesurées et estimées avaient une différence relative maximum de 8% lorsque les mesures obtenues à partir d'une petite campagne de terrain en 1997 en Italie ont été comparés avec les sorties dérivés de S-SEBI.

L'avantage majeur du model S-SEBI est que

- 1) en plus des paramètres de la température de surface et l'albédo dérivée à partir des données de télédétection aucune mesure supplémentaire au sol est nécessaire pour obtenir la fraction d'évaporation EF si les valeurs extrêmes de surface sont présentés dans l'image du satellite,
- 2) les températures extrêmes dans le S-SEBI pour les conditions humides et sèches varient avec l'évolution des valeurs de l'albédo, tandis que d'autres méthodes comme SEBAL tentent de déterminer une température fixe pour les conditions humides et sèches.

Toutefois, il convient de noter que les corrections atmosphériques pour récupérer T_s et α à partir des données satellitaires et la détermination des températures extrêmes pour les conditions humides et sèches sont spécifiques au site étudié lorsque les conditions atmosphériques dans une grande surface ne sont plus constantes.

5.3. SEBAL et METRIC

SEBAL, développé par Bastiaanssen [1995] et Bastiaanssen et al. [1998] avec des mesures au sol minimales pour évaluer ET, a été testé sur plusieurs échelles sur terrains et bassins versants sous plusieurs conditions climatiques dans plus de 30 pays dans le monde, avec la précision typique à l'échelle du champ étant de 85% et 95% au journalière et saisonnière échelles respectivement [Bastiaanssen et al., 1998; Bastiaanssen, 2000; Allen et al., 2001; Bastiaanssen et al., 2005].

L'une des principales considérations dans SEBAL, lors de l'évaluation des flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente, est d'établir les relations linéaires entre T_s et la différence de température de surface et la température de l'air dT ($dt = T_s - T_a$) sur chaque pixel avec les coefficients de l'expression linéaire déterminée à partir des points humides (froids) et extrêmement sec (chaud). Le dT peut être approchée comme une relation linéaire relativement simple de T_s exprimée comme suit:

$$dT = a + bT_s \quad (5.12)$$

Où a et b sont des coefficients empiriques dérivées de deux points d'ancrage, les points secs et humide.

Au pixel sec, le flux de chaleur latente est supposé être zéro et la différence de température de surface et de l'air de ce pixel est obtenue en inversant l'équation de transfert aérodynamique de masse:

$$dT_{dry} = \frac{H_{dry} \times r_a}{\rho C_p} \quad (5.13)$$

Où H_{dry} est égal à $(R_n - G)$.

Au pixel humide, le flux de chaleur latente est attribué une valeur de $R_n - G$, ce qui signifie le flux de chaleur sensible dans cette condition est égale à zéro. De toute évidence, la différence de température de surface et de l'air à ce point est également nulle. $dT_{wet} = 0$

Après le calcul des différences de température de la surface et de l'air à la fois humides et sec, les coefficients a et b dans l'équation. (5.12) peuvent être obtenus. Aux conditions où a et b sont connus, la différence de température de surface et de l'air dT à chaque pixel sur la zone d'étude est estimée avec T_s en utilisant l'équation. (5.12). Enfin, H peut être obtenu de manière itérative avec r_a corrigée pour la stabilité en utilisant l'équation (4,7). Cette procédure exige des mesures au sol de la vitesse du vent pour être extrapolé à une hauteur d'environ 100 à 200 m où la vitesse du vent à ce niveau est supposé ne pas être affectée par des variations de surface.

Chapitre n°5 Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

SEBAL a été appliquée pour l'estimation l'évapotranspiration ET, [Bastiaanssen et al., 2005 ; Singh et al., 2008]. Timmermans et al. [2007] ont comparé les flux d'énergie de surface répartis dans l'espace provenant de SEBAL avec un modèle de bilan d'énergie en utilisant les données de deux grandes expériences de terrain à grande échelle couvrant des prairies sub-humide et les pâturages semi-arides. Norman et al. [2005] ont montré que l'hypothèse de linéarité entre la température de surface et le gradient de température de l'air utilisé pour définir les flux de chaleur sensible ne détient généralement que pour le paysage très hétérogène. La sélection de pixel sec et pixel humide peut avoir un impact significatif sur la distribution de flux de chaleur à partir du model SEBAL.

Une des hypothèses formulées dans le modèle SEBAL est que le contraste hydrologique est présent dans la zone d'étude. L'aspect le plus important dans SEBAL est d'identifier le pixel sec et le pixel humide est souvent déterminée sur une grande surface d'eau calme ou à une localisation des zones bien arrosées. Les avantages du model SEBAL par rapport aux approches précédentes pour estimer les flux de la surface terrestre à partir des données de télédétection sont:

- 1), il a besoin des données minimales et des mesures au sol,
- 2) il ne nécessite pas une correction des effets atmosphériques stricts de la température de surface grâce à son étalonnage automatique interne
- 3) étalonnage interne peut être fait au sein de chaque image analysée.

Pour éviter les limitations de SEBAL dans la cartographie régionale de l'évapotranspiration ET sur des surfaces plus complexes, Allen et al. [2005a; 2005b; 2007] mis en évidence une approche fondée sur SEBAL similaire, nommé METRIC, pour dériver ET à partir des données de télédétection dans le visible, le proche infrarouge et infrarouges thermiques ainsi que la vitesse du vent au sol. Dans le système METRIC, une méthode d'étalonnage interne automatique similaire à SEBAL (T_s linéairement relative à la différence de la température de surface et de l'air) est utilisée pour calculer les flux de chaleur sensible et latente.

Chapitre n°5 Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

Principales distinctions entre METRIC et SEBAL sont:

- 1) METRIC n'assume pas $H_{wet} = 0$ où $LE_{wet} = R_n - G$ au pixel humide, au lieu d'un bilan hydrique des sols de surface quotidien est exécuté pour confirmer que pour le pixel chaud, ET est égal à zéro, et pour le pixel humide, ET est réglé sur $1.05ET_r$, où le ET_r est de référence de hauteur comme la luzerne. ET est calculée en utilisant l'ASCE normalisé (American Society of Civil Engineers) de l'équation de Penman-Monteith,
- 2) pixel humide à METRIC est sélectionné dans un milieu agricole où le pixel froid devrait avoir les caractéristiques biophysiques similaires à la culture de référence (de la luzerne),
- 3) l'interpolation (extrapolation) de ET instantanée à la valeur quotidienne est basée sur la luzerne ETRF (défini comme le rapport de instantanée ET à la référence ET_r qui est calculée à partir des données de stations météorologiques et par le satellite au temps du passage) au lieu de la fraction d'évaporation, qui peut mieux tenir compte des impacts d'advection et l'évolution des conditions de vent et d'humidité pendant la journée.

5.4 Méthodes du Triangle

L'espace de la fonction NDVI-Ts de triangle, dérivé de l'information contextuelle de la température de surface de télédétection T_s et l'Indice de Végétation normalisé (NDVI), d'abord été proposé par Goward et al. [1985], et par la suite a été utilisé pour étudier la teneur en eau du sol, la résistance de surface, l'utilisation des terres et le changement de la couverture terrestre, suivi de la sécheresse et l'évapotranspiration régional [Nemani et Courir, 1989; Nemani et al., 1993; Lambin et Ehrlich, 1996; Jiang et l'Islam, 1999; Jiang et l'Islam, 2001; Jiang et l'Islam, 2003] tandis que l'espace trapézoïdale a été dérivé d'un simple formule de CWSI [Jackson et al., 1981; Idso et al., 1981].

Le triangle / trapèze : espace caractérisé par T_s -NDVI établie dans les conditions de gammes complètes de la teneur en humidité du sol et de la végétation est caractéristique d'être délimitée avec une enveloppe supérieure décroissante (de bord à sec, définie comme le lieu des plus hautes températures de surface dans des quantités différentes de végétation couvrir au atmosphérique forçage donné, qui est supposé représenter pixels d'indisponibilité de la teneur en humidité du sol) et une enveloppe

de près horizontal inférieur (bord humide, définie comme le lieu des températures de surface les plus bas dans des quantités différentes de la couverture végétale, qui est considéré à décrire les pixels de l'évapotranspiration potentielle au atmosphérique forçage donné) avec l'augmentation de la couverture végétale et les deux enveloppes se croisent finalement à un point tronquée couverture végétale complète (voir Fig.5.3)

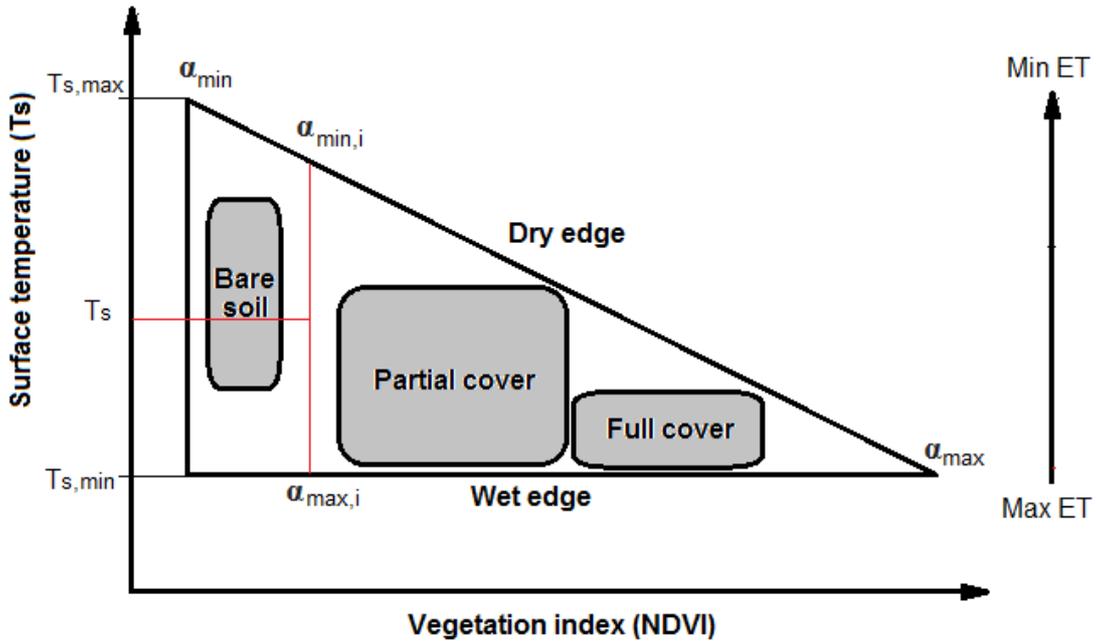


Figure 5.3 The simplified NDVI-Ts triangular space ([Lambin and Ehrlich, 1996]).

La raison principale du triangle Ts-NDVI à appliquer pour évaluer ET à l'échelle régionale sera abordé respectivement comme suit.

➤ méthode Triangle

Une simplicité de la formulation Priestley-Taylor avec les données de télédétection entièrement proposées par Jiang et l'islam [1999; 2001; 2003] représentative basée sur les interprétations de la Ts-NDVI fonction triangle espace de télédétection, a été utilisé pour estimer ET régionale et EF, ce qui peut être exprimé comme suit:

$$LE = \alpha \left[(Rn - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (5.14)$$

Chapitre n°5 Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

Où α varie de 0 à 1,26, Δ est la pente de la pression de vapeur saturée en tant que fonction de T_a . Dans l'équation. (5.14), tous les termes du côté droit peuvent être calculées en utilisant les données de télédétection [Jiang et Islam 1999].

Solution du paramètre α dans l'équation (5.14) implique généralement un certain degré de simplicité et certaines hypothèses, y compris

- 1) une gamme complète de l'humidité du sol et la couverture de la végétation à l'échelle du pixel par satellite devrait être assurée,
- 2) les contaminations des nuages et les effets atmosphériques doivent être retirés,
- 3) schéma d'interpolation linéaire en deux étapes [Jiang et l'Islam, 1999; Carlson, 2007; Stisen et al., 2008] est utilisé pour obtenir la valeur de α dans l'équation. (5.14) basé sur l'espace de fonction triangle T_s -NDVI tel qu'il apparaît dans Fig.5-3. Cette interpolation linéaire en deux étapes est réalisée de la manière suivante:

- 1) La valeur minimal et la valeur maximal de α sont respectivement sont $\alpha = 0$ sur le pixel le plus sec et le sol nu, $\alpha_{\max} = 1,26$ sur le pixel avec le plus grand NDVI et le plus bas T_s . α_i est interpolée de façon linéaire pour chaque intervalle NDVI (i) avec la température de surface
- 2) au sein de chaque intervalle α_i , NDVI est augmenté linéairement avec la diminution du T_s entre. $\alpha_{i\min}$ et, $\alpha_{i\max}$,

La triangulaire (trapézoïdale) l'espace des fonctions (T_s -VI) construit en traçant la température de télédétection de surface (ou différence de température ou une température de surface réduite) contre les indices de végétation (par exemple, NDVI, SAVI - indice du Sol-ajusté avec la végétation, une mise à l'échelle NDVI, ou F_r - fraction du couvert végétale) pour une gamme complète de la variabilité de l'humidité du sol de surface et de la fraction du couvert végétale a été trouvé dans une série de documents à tirer l'humidité de surface du sol, et les flux de surface [Goward et al, 1985; Espoir, 1988; Nemani et Course à pied, 1989; Prix, 1990; Nemani et al., 1993; Choudhury, 1994; Moran et al., 1994; Carlson et al., 1995a; Gillies et Carlson, 1995; Moran et al., 1996; Jiang et l'Islam, 1999; Jiang et l'Islam, 2001; Jiang et l'Islam, 2003; Venturini et al., 2004; Batra et al., 2006; Wang et al., 2006; Carlson, 2007; Stisen et al, 2008]. Et a été vérifiée à l'aide des mesures recueillies pendant la

Chapitre n°5 Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

mousson 90 [Kustas et al., 1991] et FIFE 1987 et 1989 programmes sur le terrain [Vendeurs et al., 1992]. Jiang et l'islam [1999] ont proposé le schéma triangulaire NDVI-Ts pour estimer la surface ET sur de grandes zones hétérogènes de données AVHRR plus de la Grande Plaine du Sud. L'approche proposée semble être plus fiable et facilement applicable pour estimation opérationnelle de ET sur de grandes surfaces. Gillies et Carlson [1995] et Carlson [2007] ont examiné les motifs triangulaires de Ts complété contre NDVI en utilisant la température de surface simulé et NDVI avec un modèle SVAT sur une base théorique et analysé les distributions spatiales de la disponibilité de l'humidité du sol. Batra et al. [2006] ont analysé les effets de la résolution spatiale des différentes données de télédétection sur le triangle NDVI-T avec MODIS, NOAA16 et les données NOAA14 dans la Grande Plaine du Sud aux Etats-Unis.

Wang et al. [2006] combiné les avantages des deux la méthode d'inertie thermique et la méthode de variation spatiale Ts-NDVI de développer jour-nuit une approche Ts avec NDVI et des résultats satisfaisants ont été obtenus à la Grande Plaine du Sud des États-Unis à partir de Avril 2001 à mai 2005 en comparaison avec les observations au sol recueillies par les systèmes rapport de Bowen et le Bilan énergétique. La méthode du triangle, proposé par Jiang et l'islam [1999], a été modifiée par Stisen et al. [2008] afin de tenir compte de l'interpolation non linéaire entre α et la température de surface pour estimer les flux de surface entièrement à partir des données de télédétection sur de MSG / SEVIRI (Meteosat Second Generation / Spinning imageur visible et infrarouge amélioré) capteur. Carlson et al. [1995a] ont montré que l'émergence de la forme de triangle lorsque les diagrammes de dispersion de Ts par rapport VI ont été tracés sous le même système de coordonnées semblait dépendre davantage sur le nombre de pixels plutôt que les résolutions spatiales. Ainsi le triangle / trapèze peut être trouvé à partir des données satellitaires (Ts et NDVI) / capteurs de différentes échelles, comme la résolution supérieure TM et le faible résolution GEOS données [Diak et al., 1995].

Implications dans le triangle / trapèze sont

1) La sensibilité de la température de surface à la canopée et du sol diffère, et la température de la canopée est insensible à la surface

2) les variations dans l'espace triangulaire NDVI-Ts ne sont pas principalement causées par des différences des conditions atmosphériques, mais par les variations de teneur en eau disponible du sol.

Les principaux actifs de la méthode du triangle VI-Ts de télédétection sont
1) elle permet l'estimation précise de l'ETP régionale sans données atmosphériques ou terrestres auxiliaires en plus de la température de surface et de l'indices de végétation,
2) il est relativement insensible à la correction des effets atmosphériques.

Les limitations sont

- 1) la détermination des bords secs et humides nécessite un certain degré de subjectivité,
- 2) un grand nombre de pixels sur une surface plane avec une large gamme d'humidité des sols et la couverture végétale fractionnée sont tenus de s'assurer que les limites sèches et humides existent dans l'espace de triangle NDVI-Ts.

5.5 Méthode du trapèze

Sur la base de CWSI [Jackson et al., 1981], Moran et al. [1994] a introduit un Indice de déficit en eau (WDI, pour estimation de ET basée sur l'indice de végétation / Température (VIT) trapèze à étendre l'application de CWSI plus pleinement à des surfaces partiellement végétalisées. Les entrées au sol à la méthode de trapèze comprennent la pression de vapeur, la température de l'air, la vitesse du vent, et résistances stomatiques, etc. L'une des hypothèses de l'approche de trapèze est que les valeurs de $T_s - T_a$ varient linéairement avec la couverture de la végétation le long des cultures extrême conditions, tandis que toutes les conditions relatives intermédiaires $T_s - T_a$ à un indice de végétation sont incluses dans le trapèze. Pour calculer la valeur WDI des pixels de la couverture végétale intermédiaire et l'humidité du sol pour une durée déterminée, quatre sommets du trapèze, correspondant à

- (1) bien arrosée pleine couvert végétal,
- (2) couverture végétale stressée,
- (3) sol nu saturé

(4) un sol nu à sec, doit être calculé tout d'abord associée à la théorie CWSI et l'équation de Penman-Monteith (voir Fig.5-4).

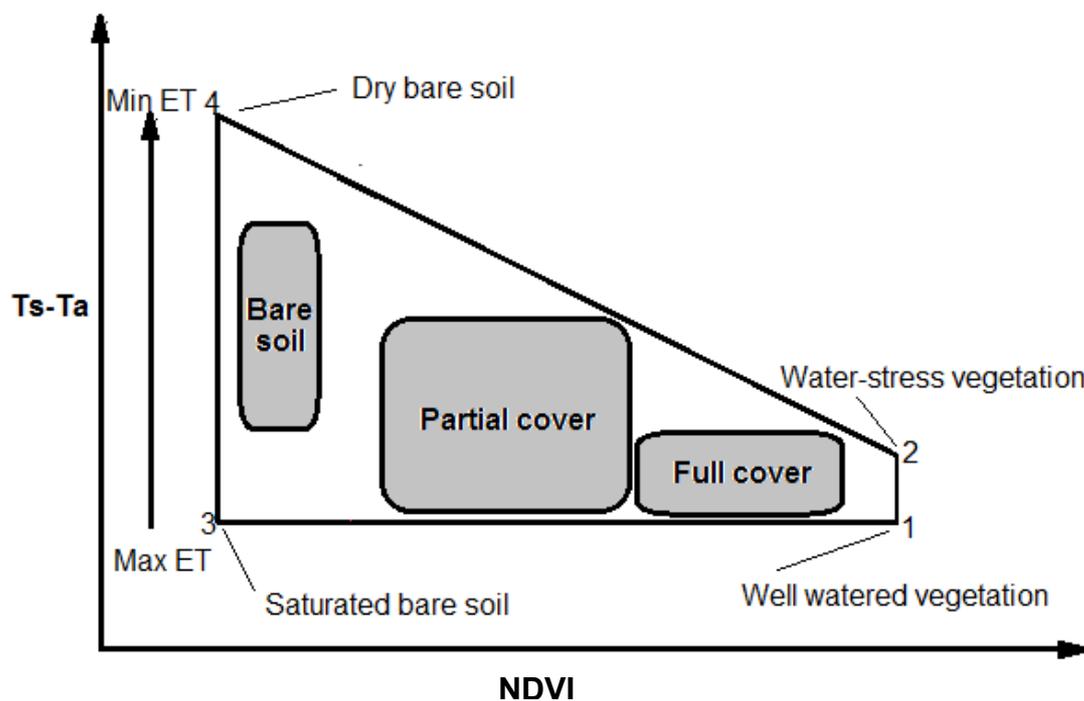


Figure 5.4 Espace trapézoïdal entre $T_s - T_a$ et NDVI d'après ([Moran et al., 1994])

Moran et al. [1994] a défini le bord sec et bord humide respectivement la ligne reliant le sommet (2) avec le sommet (4) et la ligne reliant les sommets entre le sommet (1) et le sommet (3), tel qu'il apparaît dans la Figure.5.4. WDI dans chaque NDVI du sol nu du couvert végétal complète dans le trapèze est linéairement liée aux différences de température maximale et minimale ($T_s - T_a$) et les valeurs de WDI égal à 0 et 1 correspondent respectivement au minimum et les différences de température maximale. Par conséquent, pour une surface partiellement couverte de végétation, WDI peut être défini comme:

$$\text{WDI} = \frac{T_s - T_a - (T_{s3} - T_{a3})}{(T_{s2} - T_{a2}) - (T_{s3} - T_{a3})} \quad (5.29)$$

La méthode du trapèze est en substance une extension de la méthode de l'indice de stress hydrique (CWSI) développé par Idso et al. [1981] et Jackson et al. [1981].

Chapitre n°5 Description des modèles pour l'estimation de l'évapotranspiration

CWSI est un indice couramment utilisé pour la détection du stress hydrique de la plante sur la base de la différence entre la canopée et la température de l'air et n'est approprié d'appliquer pour l'ensemble de la couverture des zones de végétation et les sols nus à des échelles locales et régionales [Moran et al., 1994]. Idso et al. [1981] a proposé un CWSI empirique pour quantifier le stress du couvert en déterminant «lignes de base-souligné non-eau» pour les cultures, dans lequel les lignes de base représentaient la limite inférieure de la différence de la coupole à la température de l'air lorsque les plantes sont transpirent au taux potentiel. Peu de temps, Jackson et al. [1981; 1988] défini par l'CWSI théorique faisant le rapport de la différence entre la température mesurée et de la canopée de la limite inférieure (correspondant à la canopée transpirant potentiellement) à la différence entre la partie supérieure (correspondant au non-transpirant dais) et des limites inférieures. La méthode de trapèze ((Ts-Ta) -SAVI) est une méthode pour mesurer la contrainte de l'eau de surface sur la base du trapèze formé donné une gamme complète de la couverture végétale de la surface et l'humidité du sol lorsque la différence entre la surface et la température de l'air est tracée contre un indice de végétation [Moran et al., 1994; 1996]. Kustas et Norman [1996] ont constaté que cette méthode de trapèze autorisé le concept de CWSI applicable aux zones à la fois hétérogènes et uniformes, et ne exige pas la gamme de VI et de la température de surface dans la scène d'intérêt que celui proposé par Carlson et al. [1990] et Prix [1990]. Luquet et al. [2004] ont évalué l'impact des effets thermiques infrarouges directionnelles complexes sur l'application de WDI utilisant des températures de surface de culture multidirectionnel et données de réflectance acquis sur une culture rangée coton avec différentes conditions de l'eau et de couverture à Montpellier (France). Les résultats des travaux de Moran et al. [1994] ont montré que le WDI a fourni des estimations précises des taux et Field et déficit relatif de l'eau sur le terrain à la fois pour la couverture complète et les sites partiellement végétalisées.

L'un des avantages de l'espace en forme de trapèze VI-Ts sur l'espace triangulaire est ce que l'espace en forme de trapèze VI-Ts ne nécessite pas aussi grand nombre de pixels existant d'être que dans l'espace triangulaire. Au lieu de cela, les valeurs intermédiaires dans l'espace en forme de trapèze sont déterminées par les quatre sommets limitatifs. Cependant, les plusieurs paramètres relativement au sol dans le VI-T trapézoïdale espace que dans l'espace triangulaire ont contraint les grandes

applications de l'espace en forme de trapèze. Certaines restrictions ont également émergé dans WDI bien que ce nouvel indice offre grande opportunité que CWSI [Luquet et al., 2004], y compris 1) il n'y a pas compte des échanges de chaleur entre le sol et la végétation, qui peut être pas valable lorsque le sol et la végétation sont à des températures différentes, 2) le stress de l'eau n'a pas d'effet immédiat sur la couverture de la végétation, 3) Méthode WDI ne fait pas la transpiration des plantes distinct de l'évaporation du sol.

5.6. Model bi-couches

Modèle double-source est aussi appelé modèle deux source (bicouche)

Bien que les modèles mono-couche d'équilibre de l'énergie peuvent fournir des estimations fiables de flux de chaleur turbulents, ils ont souvent besoin étalonnage sur le terrain et donc peuvent être incapables d'être appliqué sur large éventail de conditions de surface. Kustas et Daughtry [1990] ont montré que les modèles de source unique avaient de sérieuses limitations sur des surfaces partiellement végétatives si certains ajustements a ra peuvent être faites, mais ces ajustements ne sont généralement pas applicable à toutes les circonstances.

Les erreurs de calibrage du capteur, corrections atmosphériques, et la spécification de l'émissivité de surface ont été préjudiciables aux méthodes qui se appuient sur la température de surface absolue ou différence de température de surface de l'air pour obtenir l'équilibre régional de l'énergie de surface [Mecikalski et al., 1999].

En outre, la température de l'air mesurée à un niveau-abri comme une condition de limite supérieure souffre considérablement des interpolations plus grandes zones hétérogènes [Mecikalski et al., 1999]. Les modèles à double source exigent aucun calibrage a priori et ne ont pas besoin d'information basée au sol supplémentaire à celui exigé dans un modèle de source unique et ont donc une plus large gamme d'application sans avoir recours à des données d'entrée supplémentaires. Anderson et al. [1997] ont montré que les modèles à double-source représentaient une avance par rapport aux modèles de surface de source unique qui a traité la surface de la terre en une seule couche, uniforme. Cependant, les hypothèses sur et solution de modèles de bilan bi-énergie-source impliquent généralement une estimation de la divergence de l'équilibre énergétique de surface à l'intérieur du couvert et la manière de rendre

compte de la végétation groupée, qui affecte à la fois le profil de la vitesse du vent et la pénétration du rayonnement et de surface radiative partitionnement de température entre le sol et la végétation [Kustas et Norman, 2000].

5.7. De la valeur instantanée de l'ETR a une diurne valeur

La plupart des modèles susmentionnés ET utilisant des données de télédétection produire des valeurs instantanées ET seulement. De toute évidence, il est nécessaire de convertir essentiellement les valeurs instantanées d' ET au moment du passage des satellites pour tous les jours dans les applications de gestion hydrologiques et les ressources en eau. Un certain nombre de techniques sont proposées pour extrapoler l'ET instantanée aux valeurs de temps plus longues, dont principalement la fraction d'évaporation constante (EF), référence constante ET fraction (ETRF).

Estimation de l'évapotranspiration

6. Estimation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est l'un des phénomènes fondamentaux contrôlant l'équilibre de notre planète. Elle constitue le lien entre l'équilibre hydrique et énergétique à l'interface sol-plante-atmosphère. Sa connaissance précise est indispensable pour les études climatiques et agrométéorologiques.

En fonction de la localisation géographique d'une surface terrestre, l'évapotranspiration représente généralement autour de 70 % du retour vers l'atmosphère des précipitations (Brutsaert, 1982). Par conséquent, elle constitue un des phénomènes majeurs dans le bilan hydrique, surtout au niveau des régions arides et semi-arides.

Le suivi des transferts de masse et d'énergie au niveau d'une surface est prépondérant pour la gestion des ressources hydriques et végétales, la télédétection est un outil privilégié pour la réalisation de ce suivi, car elle fournit des informations liées aux transferts de masse et d'énergie, et en particulier aux processus d'évapotranspiration.

[Hamimed et al 2011]

Les modèles de la télédétection permettant d'accéder à l'évapotranspiration 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 (I.2). Cette équation permet d'exprimer la conservation de l'énergie au niveau de la surface terrestre en reliant l'énergie reçue (rayonnements incidents) aux différents flux de dissipation de cette énergie vers l'environnement, en particulier par transferts turbulents (chaleur sensible H et chaleur latente LE , ce dernier correspondant à un transfert de vapeur d'eau) 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):

Dans le cadre de ce travail, on se base sur l'application des modèles SEBAL, S-SEBI, SEBI, SEBS, Triangle et trapèze pour la modélisation de l'équation du bilan énergétique à la surface.

La présentation des données de télédétection est nécessaire pour les convertir en flux de surface et les indicateurs d'état hydrique de la zone d'étude:

R_n : rayonnement net, G : le flux de chaleur dans le sol, H : le flux de chaleur sensible, LE : le flux de chaleur latente, β : le rapport de Bowen, λ : la fraction d'évaporation, r_s : la résistance de surface à l'évaporation et α_{PT} : le coefficient de Priestley et Taylor, ces données nécessitent aussi un grand nombre de paramètres telle que:

La température de surface (T_s), de variables météorologiques (rayonnement solaire incident R_g , rayonnement atmosphérique incident R_a , température de l'air T_a , et vitesse du vent u) et de caractéristiques de la surface (émissivité ε , albédo ρ_0 , rugosités aérodynamique et thermique z_{om} , z_{om} , rapport G/R_n).

Les équations permettant de calculer les différents flux seront détaillés par la suite.

6.1 Cartographie des paramètres d'entrée

Généralement les paramètres d'entrées dans toutes les modèles sont les mêmes sauf quelque considération comme les conditions d'application par exemple.

Les modèles nécessitent en entrée les rayonnements incidents (qui peuvent cependant être directement calculés dans certaines configurations de données), les cartes de température de surface T_s , d'indice de végétation $NDVI$ (Normalized Difference Vegetation Index) et d'albédo. Des relations semi empiriques permettent d'estimer l'émissivité, la rugosité et le rapport G/R_n à partir du $NDVI$ et de l'albédo. L'ensemble de ces informations est utilisé pour calculer les flux R_n , G et H et le flux de chaleur latente LE résultante du bilan d'énergie (Equation I.2).

Dans ce travail nous avons choisi les détails du model SEBAL pour l'estimation de l'évapotranspiration journalière et comparer les résultats obtenus avec d'autres modèles tel que SEBS, SEBI, Triangle...etc.

SEBAL est une approche intermédiaire qui se base sur l'approche résiduelle et qui utilise à la fois des relations empiriques et des paramétrisations physiques (Bastiaanssen et al., 1998a, 1998b; Jacob et al., 2002a). Ce modèle a été développé pour calculer la répartition de l'énergie à l'échelle régionale avec un minimum de données acquises au sol.

6.2. Schéma général du modèle SEBAL

Le modèle SEBAL intervient d'une manière séquentielle en calculant le rayonnement net (R_n), la densité de flux de chaleur dans le sol (G) et la densité de flux de chaleur sensible (H) et cela pour extraire, à partir de l'équation du bilan énergétique, la valeur du flux de chaleur latente à l'échelle du pixel.

On peut noter que le flux de chaleur sensible est très difficile à modéliser, car il fait appel à un flux intermédiaire de « quantité de mouvement » qui est nécessaire d'être évalué à des conditions bien appropriées pour résoudre l'équation du bilan d'énergie. En fait, les radiomètres embarqués à bord des satellites mesurent les luminances spectrales dans le visible, le proche, le moyen infrarouge et l'infrarouge thermique et ceux-ci au sommet de l'atmosphère. Ces données élémentaires de luminances peuvent être converties en albédo (r_o), la température de surface (T_o) et l'indice de végétation (NDVI).

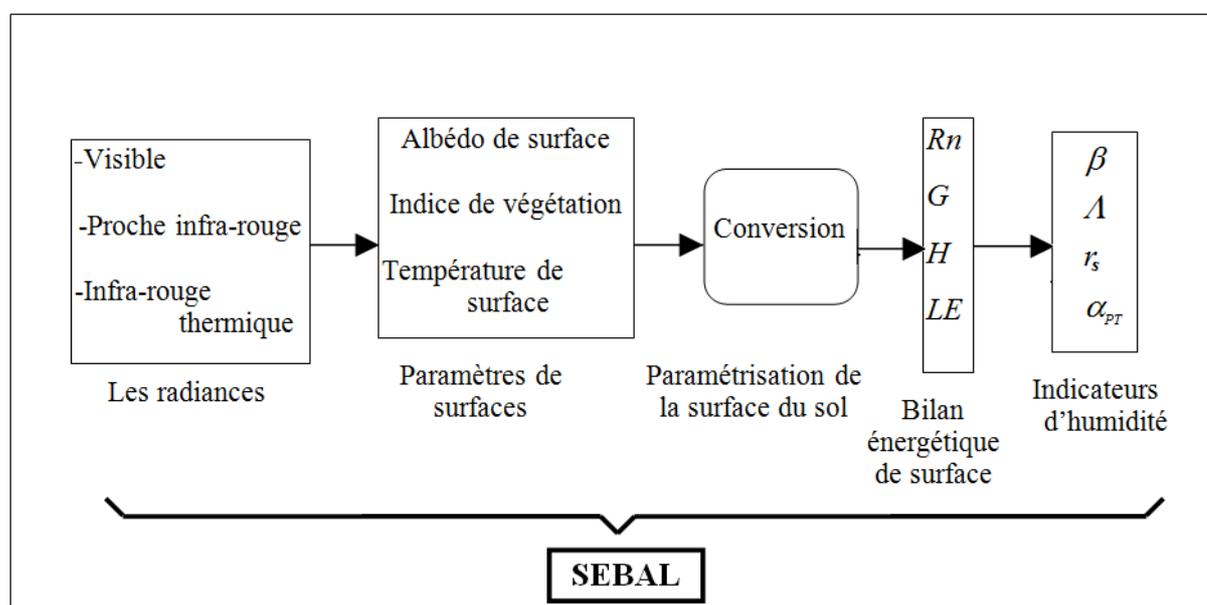


Figure 6.1 Les composantes principales du modèle SEBAL.

6.3. Détermination des propriétés radiatives de la surface

Toute surface naturelle peut être caractérisée spectralement par sa capacité de réémettre le rayonnement incident dans l'espace ambiant par réflexion (ou par diffusion). Cette propriété est donnée globalement par l'albédo de surface r_o (ou réflectance) qui est défini par le rapport signal réfléchi (la luminance $K\uparrow$) sur le signal incident $K\downarrow$ (l'éclairement ou l'irradiance) qui est fonction de la constante solaire.

6.3.1. Les luminances spectrales dans le visible, le proche et le moyen infrarouge

Quelque soit le domaine spectral, les seules quantités effectivement mesurées par les satellites sont les luminances au sommet de l'atmosphère (*Top-Of-Atmosphere*: TOA) intégrées sur les bandes spectrales définies par le système séparateur du radiomètre et

mesurées aux instants de passage du pinceau d'analyse (la trace du satellite). De plus, ces luminance ne sont repérées que, dans le référentiel du satellite, par les coordonnées (x et y) des points de l'image formée. Cette description suppose que le radiomètre soit correctement étalonné, c'est-à-dire qu'il est possible d'extraire cette luminance des nombres enregistrés (comptes numériques) sur le support magnétique au cours de l'acquisition. En effet, le satellite ne mesure que les luminances au sommet de l'atmosphère ($K\uparrow\text{TOA}$), induit de complexes problèmes de correction des perturbations atmosphériques.

Pour un pixel de coordonnées (x, y), la mesure de la luminance solaire par le système terre-atmosphère dans le canal b du capteur considéré s'écrit:

$$K\uparrow(b)= \quad (6.1)$$

Où $K\uparrow(\lambda)$ est la luminance spectrale incidente au capteur, $S(\lambda)$ est la sensibilité spectrale, B_b et λ_b sont respectivement la largeur et la longueur d'onde centrale du canal considéré. Les luminances pour les diverses bandes spectrales se calculent selon la formule linéaire (Markham et Barker, 1987):

$$\underline{\beta} \quad (6.2)$$

Avec CN est le compte numérique, α_b et β_b sont les coefficients d'étalonnage pour le canal considéré, α_b étant la luminance spectrale lorsque $\text{CN}=0$, en revanche, β_b est la luminance spectrale lorsque $\text{CN}= 255$.

6.3.2. L'irradiance solaire directe

Le rayonnement solaire est la seule source d'énergie externe de notre planète. 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 (Figure 6.5). 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. Rappelons que l'éclairement d'une surface plane aux rayons solaires et située à une distance d'une UA, est pratiquement constant et est appelé pour cela la « constante solaire » (E_s).

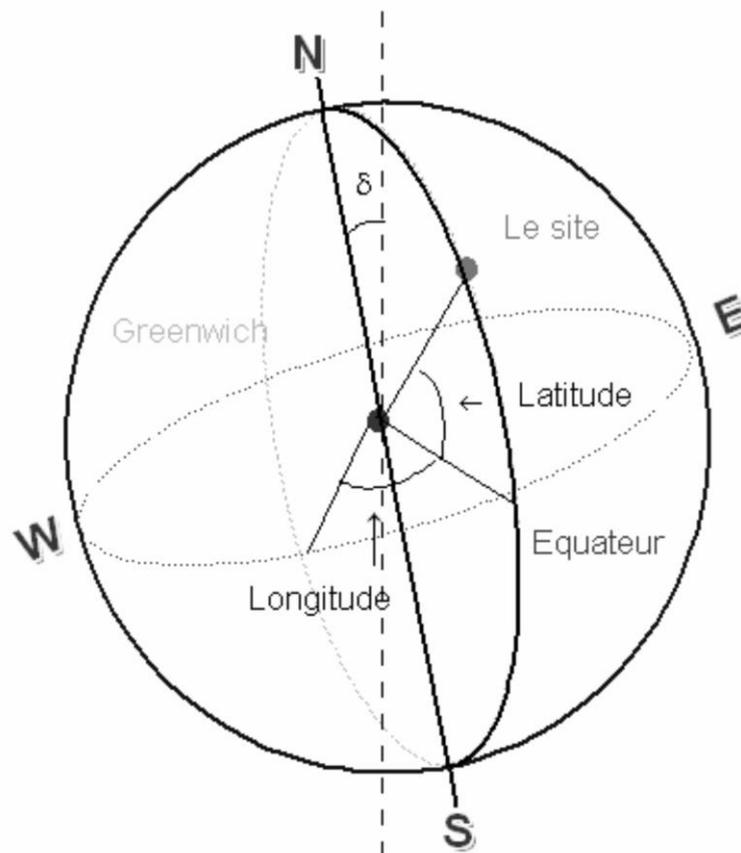


Figure 6.5: Position spatiale du site.

La constante solaire 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, 1999).

La connaissance du jour et l'heure auxquels sont effectuées les mesures, ainsi que des latitudes et longitudes du site considéré permet d'évaluer l'angle zénithal solaire (δ), et le flux d'énergie solaire incident au sommet de l'atmosphère dans la direction de propagation $K_{\perp}(b) = K_{\downarrow TOA}(b)/ds$

2. Le flux d'énergie pénétrant dans l'atmosphère est alors donné par (Figure 6.6):

$$\cos(\phi) = \sin(\theta) \cdot \sin[\text{Lat}(y)] + \cos(\theta) \cdot \cos[\text{Lat}(y)] \cos[\omega_a(x)] \quad (6.3)$$

avec $\text{Lat}(y)$, $\omega_a(x)$ et δ sont respectivement la latitude du point d'observation, l'angle formé par la direction du lieu et le méridien passant par la direction du soleil, et la déclinaison solaire (l'angle que fait la direction du soleil avec le plan de l'équateur).

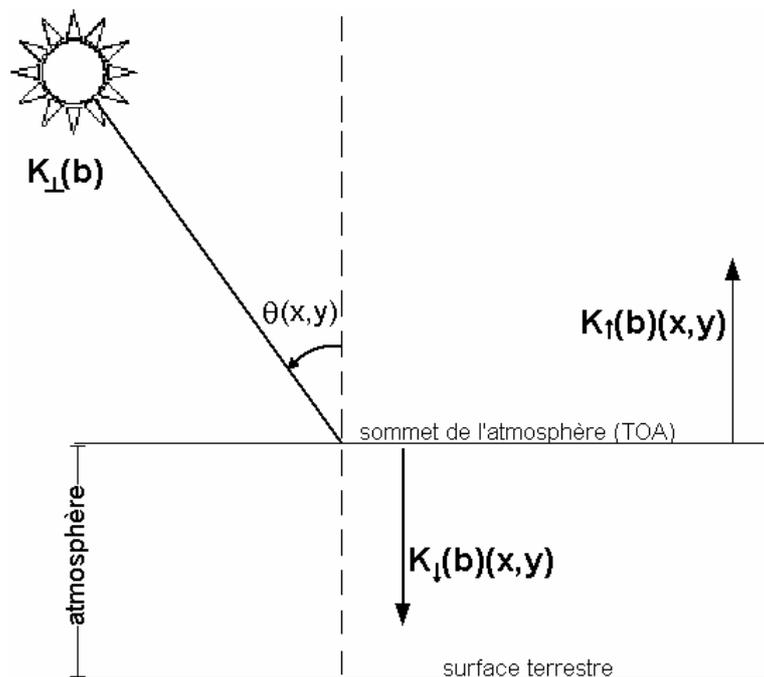


Figure 6.6: Illustration des composantes énergétiques solaires au sommet de l'atmosphère.

Le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère ($K_{\downarrow TOA}$) varie donc en fonctions des coordonnées géographiques, le jour de l'année et l'heure du jour. C'est la loi de Lambert qui stipule que l'intensité relative émise dans n'importe quelle direction à

partir d'une surface unitaire varie suivant le cosinus de l'angle formé par la normale à la surface et la direction des rayons incidents. Ainsi, la terre n'est pas une surface exposée perpendiculairement aux rayons solaires.

Tableau n° 3: Paramètres rentrant dans le calcul de l'évapotranspiration de la zone d'étude:

Paramètres	Formules
Les coordonnées du centre de la scène	Lat =35°39'3,55"N, Long =0°1'30,03"W
La journée de la prise d'image J	29 mai 2000 ($J = 150$)
L'heure de la prise d'image	10 ^h 30 ^{min}
Distance terre-soleil d_s	$d_s = 1 + 0,0167 \sin \left[\frac{2\pi(J - 93,5)}{365} \right]$
La déclinaison solaire (δ)	$\delta = 0,409 \sin(0.0172J - 1,39)$
l'heure décimale en longitude locale	$t(x) = t_{\odot} + \text{min} / 60 + \text{long}(x) \frac{12}{\pi}$
L'angle horaire ($\omega_a(t)$)	$\omega_a(x) = \pi \left[\frac{t(x) - 12}{12} \right]$
Angle zénithal solaire ϕ	$\cos(\phi) = \sin(\delta) \cdot \sin[\text{Lat}(y)] + \cos(\delta) \cdot \cos[\text{Lat}(y)] \cdot \cos[\omega_a(x)]$
Le rayonnement global incident K_{\downarrow}	$K_{\downarrow} = \frac{SC \cdot \cos(\phi)}{d_s^2} \cdot \tau_{sw}$

Généralement, dans les modèles de réflectance bidirectionnelle comme c'est le cas de SEBAL, la réflexion pour une surface est supposée isotrope (Lambertienne pour les effets du zénith (θ) et d'azimut solaire (ϕ)). L'intégration du rayonnement réfléchi au sommet de l'atmosphère, sur le zénith et l'azimut solaire, donne ce qu'on appelle la luminance hémisphérique et qui est donnée par l'expression:

$$\int_0^\pi \int_0^\pi \rho_p(\theta, \phi) \sin\theta \cos\theta \sin\phi \cos\phi \, d\theta \, d\phi \quad (6.4)$$

Quant à la réflectance hémisphérique au sommet de l'atmosphère $\rho_p(b)$ dans la bande spectrale b est définie comme:

$$\rho_p(b) = \frac{\int_0^\pi \int_0^\pi \rho_p(\theta, \phi) \sin\theta \cos\theta \sin\phi \cos\phi \, d\theta \, d\phi}{\int_0^\pi \int_0^\pi \sin\theta \cos\theta \sin\phi \cos\phi \, d\theta \, d\phi} \quad (6.5)$$

6.3.3. L'albédo de surface

L'albédo de surface d'un milieu est la fraction de rayonnement solaire réfléchi par ce milieu. Il joue un rôle essentiel au niveau du bilan d'énergie terrestre. Ainsi, la fraction du rayonnement solaire non absorbée est transformée en des flux de masse et d'énergie qui conditionnent l'état et la dynamique de l'atmosphère. Toute modification de l'albédo terrestre peut, à moyen terme, influencer le climat. La modélisation du climat requiert une précision relative de 5 % sur l'albédo.

L'albédo exo-atmosphérique r_p est l'intégration de la réflectance hémisphérique exoatmosphérique ρ_p sur le domaine spectral solaire $[0,3 \text{ à } 3] \mu\text{m}$ (le visible, le proche et le moyen infrarouge):

$$r_p = \int_{0,3}^3 \rho_p(\lambda) \, d\lambda \quad (6.6)$$

Si le capteur possède n canaux dans la gamme des courtes longueurs d'onde, alors l'albédo de surface sur l'intervalle $[0,3-3 \mu\text{m}]$ peut s'approximer à l'aide de la relation suivante:

(

Où n représente le nombre de bandes dans la gamme des courtes longueurs d'onde du capteur (6 pour Landsat ; 9 pour Aster ; 3 ou 4 pour Spot ; 7 pour Modis à 500 m de résolution et 2 pour NOAA) ; c(b_i) est le coefficient de pondération prenant en compte la distribution du rayonnement exo-atmosphérique K_↓(b_i) dans les bandes spectrales (Tableau 6.1) et qui est obtenu suivant l'équation ;Fellah..2009:

$$c(b)_i = \frac{K_{\downarrow}(b)_i}{\sum_{i=1}^n K_{\downarrow}(b)_i} \tag{6.8}$$

D'où

$$c(b)_i = \frac{B_i \cdot Es(b)_i}{\sum_{i=1}^n B_i \cdot Es(b)_i} \tag{6.9}$$

Où B_i est la largeur de la bande b_i et Es(b_i) est l'irradiance spectrale solaire dans la bande b_i.

Tableau 6.1: Facteurs de pondération prenant en compte la distribution du spectre solaire sur les bandes spectrales (du visible au moyen infrarouge) des capteurs Landsat7 ETM+, ASTER, MODIS et NOAA14-AVHRR.(Fellah ; 2009)

Bandes Landsat-7 ETM+	1	2	3	4	5	7			
Facteurs de pondération (c _{b_i})	0,23326	0,24614	0,15907	0,24959	0,07468	0,03426			
Bandes ASTER	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Facteurs de pondération (c _{b_i})	0,3976	0,2512	0,2412	0,0622	0,0085	0,0080	0,0095	0,0112	0,0106
Bandes MODIS à 500 m	1	2	3	4	5	7			
Facteurs de pondération (c _{b_i})	0,2772	0,25569	0,2215	0,1353	0,0655	0,0119			
Bandes NOAA14-AVHRR	1				2				
Facteurs de pondération (c _{b_i})	0,475				0,525				

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. Des modèles de transfert radiatif fournis par les radiosondages ont abouti à l'équation semi-empirique pour calculer la réflectance de surface des objets (Arino et al. 1992):

$$r_o = \frac{r_p - r_a}{\tau^2_{sw} + r_d(r_p - r_a)} \quad (6.10)$$

Où r_d est la réflectance diffuse de l'atmosphère qui peut être négligée en cas du ciel complètement dégagé, c'est-à-dire qu'on prend $r_d = 0$, r_a est la réflectance de l'atmosphère (qui peut être estimée en introduisant l'hypothèse de soustraction des objets sombres: ombre, surface d'eau profonde, en supposant que l'albédo de ces objets est nul) et τ_{sw} est la transmittance atmosphérique dans les courtes longueurs d'onde. Pour un ciel parfaitement clair, on peut admettre l'hypothèse de linéarité entre les valeurs de l'albédo de surface et planétaire (Ahern et al., 1977 ; Koepke, 1985). Tout simplement, l'albédo de surface peut être obtenu à partir de la relation linéaire:

$$r_o = \frac{r_p - r_a}{\tau^2_{sw}} \quad (6.11)$$

Les données multispectrales (réflectances et températures), utilisées dans cette étude, sont corrigées des effets atmosphériques par utilisation des modèles FLAASH (ENVI, 2006), ce qui nous a permis d'appliquer directement la formule (6.12) pour le calcul de l'albédo de surface r_o , soit:

$$r_o = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_o(b_i) \times B_i \cdot Es(b_i)}{\sum_{i=1}^n B_i \cdot Es(b_i)} \quad (6.12)$$

Les résultats obtenus, pour le site pilote sont représentés sur la figure 6.7 .La plaine de la Habra, qui correspond en grande partie à des surfaces irriguées, il existe un bon contraste entre les parcelles irriguées et celles en sec.

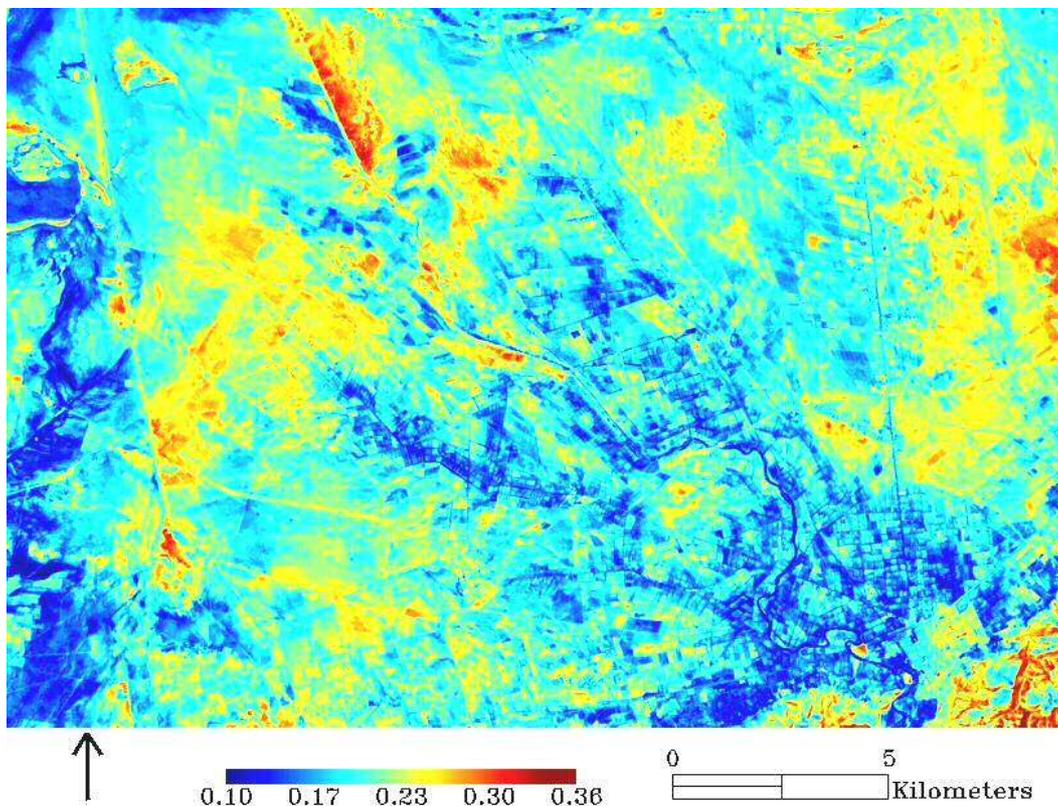


Figure 6.7: Images d'albédo de surface

6.3.4. L'indice de végétation

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.

Les canaux les plus utilisés dans le calcul des indices de végétation sont le rouge (R) et le proche infrarouge (PIR) puisque c'est dans ces deux canaux que le contraste entre le sol et la végétation est plus accentué. En général, ces indices sont groupés en deux catégories: indices basés sur le rapport des canaux et ceux basés sur la distinction sol-végétation:

1. Les indices les plus connus, basés sur le rapport des canaux, sont les suivants:

- Le rapport (Paerson et Miller, 1972):

$$SR = \frac{PIR}{R} \quad (6.13)$$

- L'indice de végétation normalisé, NDVI (Rouse et al., 1974):

$$NDVI = \frac{\Gamma_p(PIR) - \Gamma_p(R)}{\Gamma_p(PIR) + \Gamma_p(R)} \quad (6.14)$$

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 6.8).

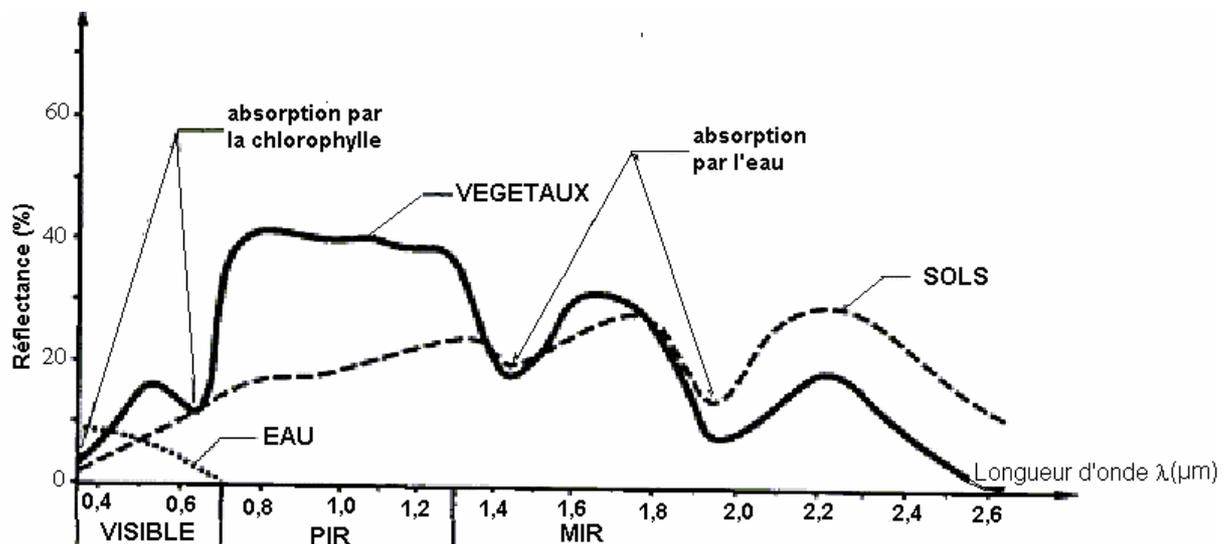


Figure 6.8: Réflectance de la végétation comparée à celles du sol et de l'eau (d'après Caloz, 1992).

- L'indice de végétation transformé TVI (Deering et al., 1975):

$$TVI = \sqrt{\text{NDVI} + 0,5} \quad (6.15)$$

La valeur de 0,5 est généralement ajoutée à celle de l'indice NDVI pour éviter les valeurs négatives. La racine carrée de ce nouvel indice permet de stabiliser la variance.

2. Les indices de végétation basés sur la distinction sol - végétation ont été développées pour mieux séparer, au niveau de la réponse radiométrique, la participation du sol et de la végétation.

- Le PVI (*Perpendicular Vegetation Index*) a été proposé par Richardson et Wiegand (1977). Sa formulation est exprimée:

$$\text{PVI} = \frac{R_{\text{veg}} - R_{\text{sol}}}{R_{\text{veg}} + R_{\text{sol}}} \quad (6.16)$$

Il représente, dans le plan rouge et proche infrarouge, la distance entre le point de végétation et de sa projection orthogonale sur la droite des sols. La valeur de PVI augmente avec le développement de la végétation (PVI = 0 pour un sol nu).

- Kauth et Thomas (1976) ont proposé un indice basé sur le même principe que PVI pour les quatre canaux Landsat (MSS). La connaissance de cet indice, dénommé « *Tasseled Cap* », passe nécessairement par l'obtention des axes orthogonaux définissant les objets caractéristiques qu'ils doivent mesurer tels que:

→le sol (SBI: *Soil Brighness Index*),

→la végétation verte (GVI: *Green Vegetation Index*),

→la végétation sénescente (YVI: *Yelleow Vegetation Index*),

→les effets atmosphériques (NSI: *Non-Such Index*).

- Huete (1988) a proposé le SAVI (*Soil Ajusted Vegetation Index*) pour diminuer l'influence de la couleur et de l'humidité du sol:

$$\text{SAVI} = 1,5 \frac{R_{\text{veg}} - R_{\text{sol}}}{R_{\text{veg}} + R_{\text{sol}}} \quad (6.17)$$

- Jackson (1983) a utilisé ce même principe pour évaluer l'efficacité des indices de végétation basés sur la combinaison de plusieurs canaux de différents satellites. En effet, l'augmentation du nombre de canaux utilisés dans le calcul de l'indice de végétation n'apporte pas toujours une amélioration significative par rapport à l'utilisation des seuls canaux rouge et proche infrarouge.

La carte d'indice de végétation NDVI ainsi obtenue sur la zone étudiée (Figure 6.9) montre que les fortes valeurs du NDVI, au-dessus de 0.60, sont attribuées à la végétation dense. Les sols nus ont les faibles valeurs, en dessous de 0,2.

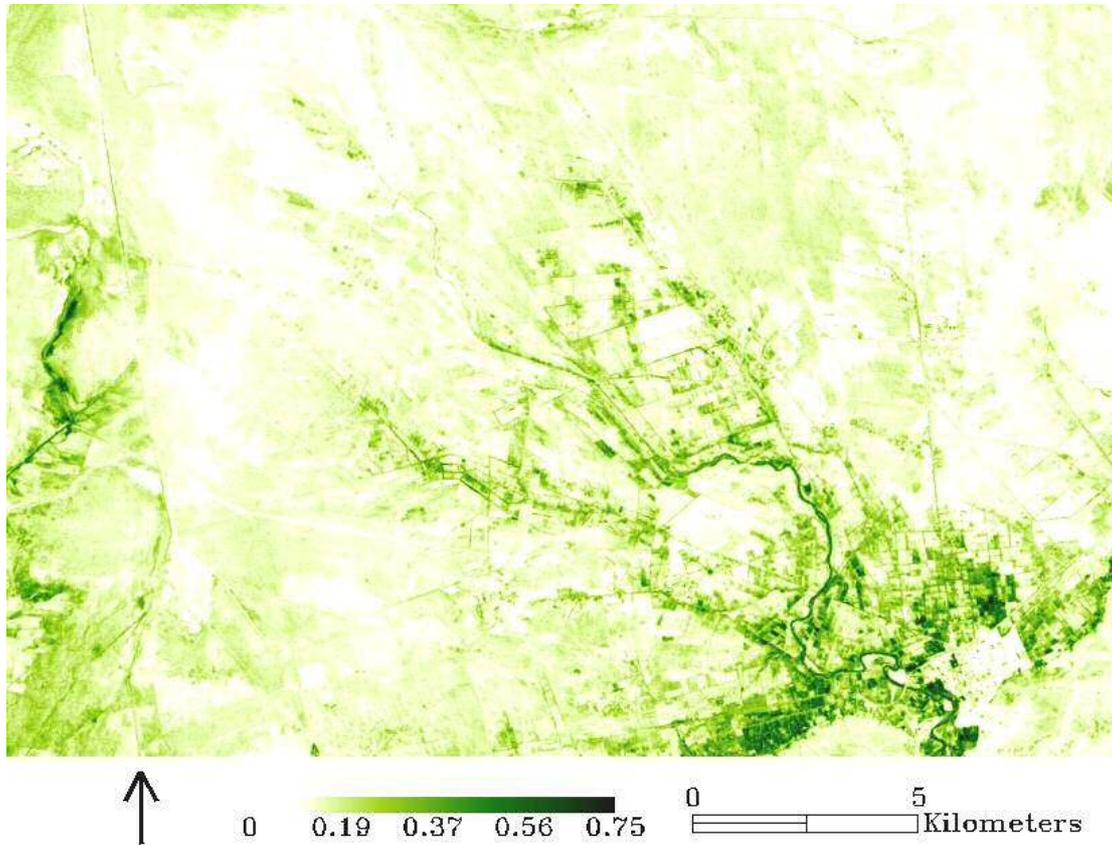


Figure 6.9: Images d'indice de végétation NDVI

6.3.5. La température de surface

L'équation de base en radiométrie infrarouge thermique s'écrit de la façon suivante:

$$(6.18)$$

Où $L^{\uparrow TOA}(b)$ est la luminance mesurée par le satellite, $L^{\uparrow}(T_{rad})(b)$ est la luminance de la surface dans le canal b (), T_{rad} est la température radiative apparente de la surface, $\epsilon_o(b)$ est l'émissivité spectrale de la surface dans le canal b , T_o est la température de surface, $L_{\downarrow}(b)$ est le rayonnement atmosphérique descendant (de la voûte céleste vers la surface) dans le canal b , τ_{1w} est

la transmissivité de l'atmosphère dans la bande du canal b , $La^\uparrow(b)$ est le rayonnement atmosphérique reçu par le satellite.

Cette équation amène les constats suivants: si la température est le résultat recherché, il est nécessaire de déterminer la luminance émise. Cependant, on ne mesure jamais la luminance émise seule ; les termes d'atmosphère et/ou d'environnement ($La^\uparrow(b)$) existent toujours. Il est donc nécessaire de les mesurer ou de les modéliser pour extraire la luminance émise de l'équation ci-dessus. Pour obtenir la température, il est aussi nécessaire de connaître l'émissivité ($\epsilon\sigma(b)$). L'émissivité d'une cible en environnement naturel (extérieur) dépend le plus souvent de nombreux paramètres (nature de la surface, son état, rugosité, géométrie, etc.) dont les rôles sont très difficiles à quantifier. En pratique, nous avons donc trois inconnues (To , $\epsilon\sigma(b)$ et $La^\uparrow(b)$), et une équation si l'on ne fait qu'une mesure. C'est un problème impossible à résoudre d'une manière rigoureuse, (Hamimed ;2009). Cependant, plusieurs méthodes approchées sont possibles en réalisant soit plusieurs mesures dans plusieurs longueurs d'ondes, (le problème n'est toutefois pas forcément résolu car l'émissivité varie aussi en fonction de la longueur d'onde) et en ajoutant une relation supplémentaire. En effet, le capteur Landsat ETM+ possède un canal dans l'infrarouge thermique l'ETM 6, ce qui nous permet d'avoir qu'une seule équation. La méthode la plus courante pour affiner l'estimation de la température de surface consiste, en première étape, à simuler les paramètres atmosphériques (transmissivité de l'atmosphère τ_{lw} , le rayonnement atmosphérique reçu par le satellite $La^\uparrow(b)$ et le rayonnement atmosphérique descendant $La^\downarrow(b)$) à l'instant de la prise de vue satellitaire à partir du modèle de transfert radiatif MODTRAN 4.0. Pour le cas de des images Landsat utilisées dans ce travail (du 29 mai 2000 à 10h30' GMT), le modèle MODTRAN 4.0 aboutit aux estimations suivantes (Tableau 6.2):

Tableau 6.2: Les paramètres atmosphériques à l'instant de la prise de vue de l'image Landsat ETM+ du 29 mai 2000 à 10h 30'GMT, simulés par le modèle MODTRAN 4.0.

Paramètres	symbole	Unité	Valeur
La transmissivité de l'atmosphère	τ_{lw}	-	0.80
Rayonnement atmosphère reçu par le satellite	$L_{a\uparrow}(b)$	$Wm^{-2}.Sr.um^{-1}$	2.64
Rayonnement atmosphérique descendant	$L_{a\downarrow}(b)$	$Wm^{-2}.Sr.um^{-1}$	1.62

La seconde étape consiste à déterminer la seule inconnue restante pour l'estimation de la température de surface: l'émissivité spectrale dans la bande b, $\epsilon_o(b)$. Généralement, elle est obtenue empiriquement en fonction du NDVI par plusieurs méthodes (Kerr et al., 2005). Dans le cadre de ce travail, on retient l'expression proposée par van de Griend et Owe (1993):

$$\epsilon_o = 1,0094 + 0,047 \cdot \log(\text{NDVI}) \quad (6.19)$$

Cependant, le capteur ASTER possède 5 bandes dans l'infrarouge thermique (du canal 10 au canal 14) ; ce qui nous permet d'obtenir 5 équations (une équation par bande) et 6 inconnues (5 émissivités de $\epsilon(b_{10})$ jusqu'à $\epsilon(b_{14})$ et une température T_o). Une équation supplémentaire est alors nécessaire pour résoudre ce système d'équations. Ce processus est appelé algorithme de « *Temperature/Emissivity Separation* », TES (Gillespie et al., 1998). Cet algorithme utilise les étapes suivantes:

1. Les émissivités, dans les bandes b10, b11, b12, b13 et b14, sont déterminées par l'utilisation de la relation empirique résultante du modèle TES dans le domaine infrarouge thermique [8,125-11,65] μm correspondant aux cinq canaux (10-14) du capteur ASTER:

$$\epsilon_o(b_i) = \beta b_i \times \left(\frac{\epsilon_{\min}}{\min(\beta b_i)} \right) \quad (6.20)$$

où:

$$\beta_{bi} = \frac{L_{\uparrow TOA}(b_i)}{(L_{\uparrow TOA})_{moy}}, \text{MMD} = \max(\{\beta_{b10}, \dots, \beta_{b10}\}) - \min(\{\beta_{b10}, \dots, \beta_{b10}\}) \quad (6.21)$$

$$\varepsilon_{\min} = 0,994 - 0,687 \times \text{MMD}^{0,737} \quad (6.22)$$

avec $(L_{\uparrow TOA})_{moy}$ est la luminance moyenne sur les cinq canaux du capteur ASTER.

2. Pour déterminer T_o , on choisit la bande pour laquelle l'émissivité est maximale (atmosphère transparent pour cette bande). C'est le cas de la bande b13 pour ASTER (Figure 6.11). T_o est enfin obtenue en fonction de l'émissivité $\varepsilon_o(b_{13})$ (correspondant au canal b13) en inversant la loi de Planck (λ_{b13} est la longueur d'onde centrale de la bande b13):

$$T_o = \frac{hc}{K\lambda_{b13}} \left[\log \left(1 + \frac{2hc^2 \varepsilon_o(b_{13})}{\lambda_{b13}^5 L_{\uparrow TOA}(b_{13})} \right) \right] \quad (6.23)$$

Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 6.12. On constate 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.

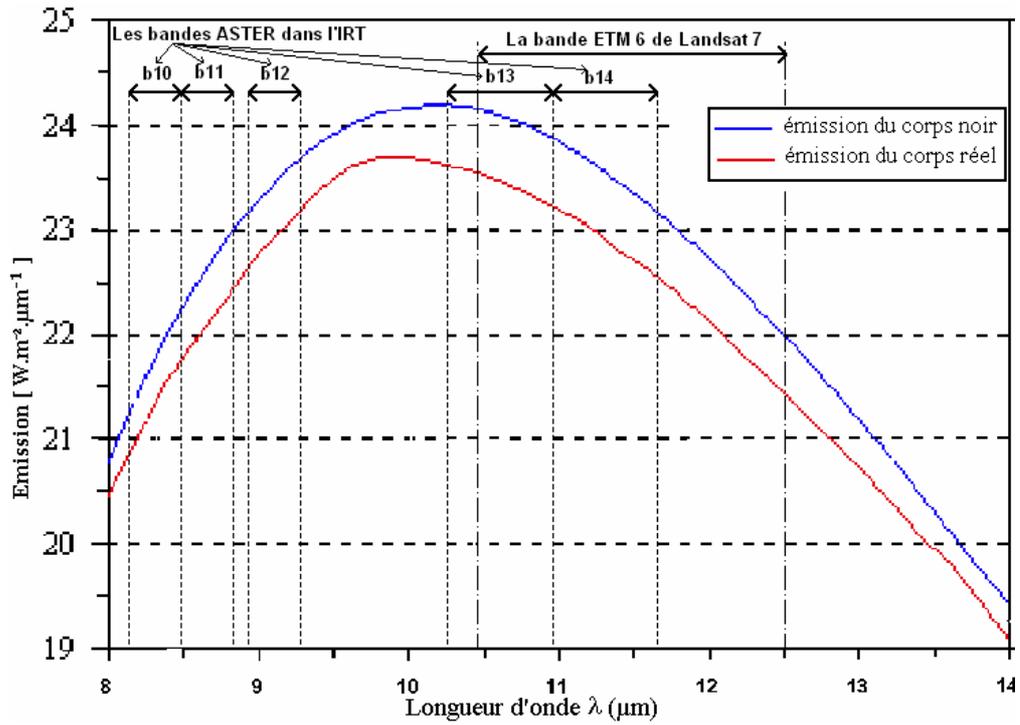


Figure 6.10: Emission d'un corps réel comparée à celle d'un corps noir dans les bandes infrarouges thermiques des capteurs ASTER et LANDSAT-7.

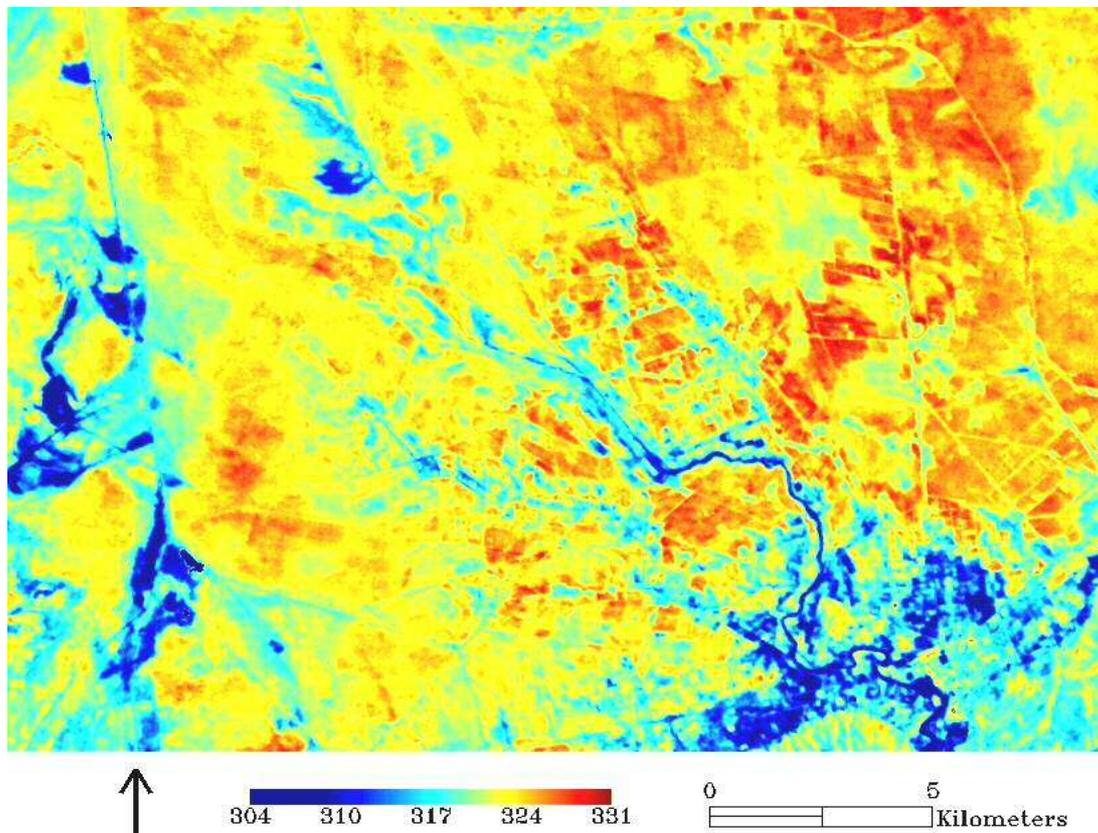


Figure 6.11: Images de température de surface

6.4. Estimation du rayonnement net

Comme nous l'avons vu plus haut, le rayonnement net représente le bilan des échanges radiatifs dans les courtes et les grandes longueurs d'onde au niveau de la surface du sol. Ainsi, pour cartographier le rayonnement net à l'échelle du pixel $R_n(x, y)$, on évalue les différents termes de l'expression suivante :

$$R_n = (1 - r_o)K_{\downarrow} + La_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (6.24)$$

Avec K_{\downarrow} est le rayonnement global incident, La_{\downarrow} est le rayonnement atmosphérique incident et L_{\uparrow} est le rayonnement émis d'un pixel repéré par les coordonnées image x et y et correspondant à la surface du sol.

6.4.1. Le rayonnement global incident K_{\downarrow}

Le rayonnement global incident K_{\downarrow} au niveau de la surface de la terre est estimé, en SEBAL, par :

$$K_{\downarrow} = \frac{E_s \times \cos \theta}{d_s^2} \cdot \tau_{sw} \quad (6.25)$$

Avec E_s , $\cos(\theta)$, d_s et τ_{sw} sont respectivement la constante solaire, l'angle zénithal, la distance Terre-Soleil et la transmissivité de l'atmosphère. La valeur du rayonnement global incident, au moment de l'acquisition de l'image utilisée, au niveau du site pilote est $889,46 \text{ W.m}^{-2}$.

6.4.2. Le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde

La surface du sol reçoit du rayonnement IRT (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 de 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'émission de l'atmosphère est ainsi assimilée à celle d'un corps noir fictif à une température donnée.

De façon plus simple, le rayonnement atmosphérique est estimé à partir de la température de l'air (T_a) et l'émissivité effective de l'atmosphère (ε_a) selon la formule de Stephan-Boltzman:

$$L_{a\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (6.26)$$

Plusieurs relations empiriques ont été proposées pour exprimer l'émissivité de l'atmosphère (ε_a), dont la plupart sont fonction de la température de l'air (T_a) et la tension de vapeur d'eau dans l'air (Brutseart, 1975 ; Idso, 1981 ; Andreas et Ackley, 1982 ; Konzelmann et al., 1994 ; Prata, 1996). Pour des raisons de simplicité, on utilisera ici la formule de Brutseart (1975):

$$\varepsilon_a = 1,24 \times \left(\frac{e_a}{T_a + 273,16} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (6.27)$$

Avec e_a est la tension de vapeur dans l'air (mbar) et T_a est la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$).

Les valeurs de l'émission atmosphérique estimées, à l'instant de l'acquisition des images utilisées, sont représentées sur le tableau 6.3.

Tableau 6.3: Les valeurs de l'émission atmosphérique dans l'infrarouge thermique a l'instant de prise de vue de l'image.

La zone d'étude	T_a ($^{\circ}\text{C}$)	e_a (mbar)	ε_a (-)	$L_{a\downarrow}$ (Wm^{-2})
Plaine de la Habra	26,5	16,32	0,79	362,82

6.4.3. Le rayonnement infrarouge terrestre L_{\uparrow}

Le rayonnement terrestre est estimé en appliquant la formule de Stephan-Boltzman:

$$L_{\uparrow} = \varepsilon_o \cdot \sigma \cdot T_o^4 \quad (6.28)$$

L'émissivité des surfaces naturelles varie assez largement mais reste toutefois supérieure à 0,80. Dans notre étude, l'émissivité de surface (ε_o) est observée par Landsat dans une seule bande infrarouge thermique (ETM 6) et par ASTER dans cinq bandes infrarouges thermiques (10 à 14) dans le domaine spectral [8 -14] μm . L'émissivité de surface, avec laquelle on calcule le rayonnement terrestre, est celle captée par la bande 13 qui correspond au maximum d'émission.

Les images du rayonnement net obtenues (Figure 6.13) 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.

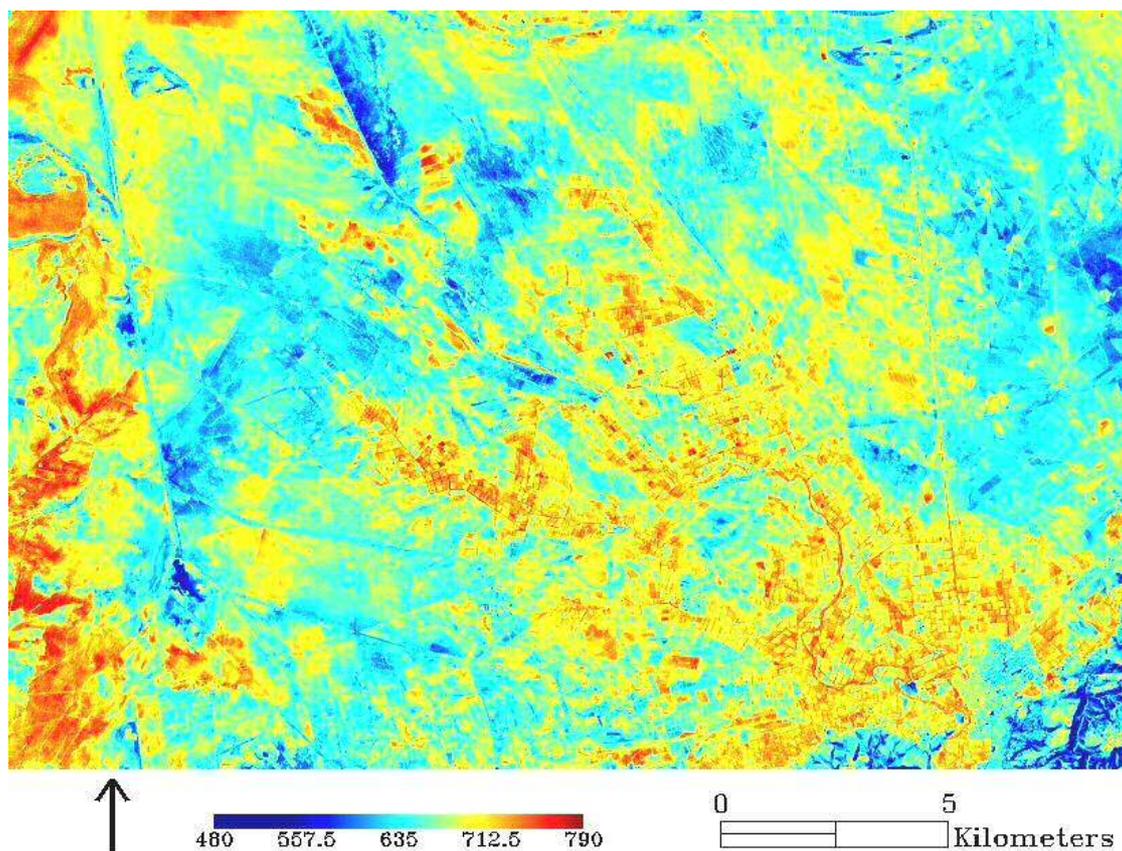


Figure 6.12: Images de rayonnement net (Wm^{-2})

6.5. Le flux de chaleur dans le sol

Il est impossible de cartographier directement le flux thermique dans le sol G . Pratiquement, il a été estimé d'une manière approchée à partir des différents modèles de simulation, en prenant en considération la relation entre la conductivité thermique et l'albédo. De plus, les propriétés thermiques du sol peuvent varier au cours du temps notamment avec son humidité (traduite par l'albédo de surface). C'est pour cela qu'on utilise des modèles numériques beaucoup plus complexes dans lesquels le sol peut être représenté comme un empilement de couches homogènes [Fellah, ;2009]. On peut citer, par exemple, le modèle de Clothier et al. (1986) et le modèle de Choudhury et al. (1987).

Généralement, dans des modèles de simulation du bilan d'énergie à l'échelle régionale, le flux de chaleur dans le sol est supposé comme une fraction du rayonnement net. Aussi a-t-on tendance à le négliger, ou à en donner une valeur approchée par une fraction faible du rayonnement net, entre 0,1 et 0,3. Cette hypothèse semble difficile à valider, car le sol, comme nous l'avons déjà mentionné,

n'est pas un milieu isotrope et ses caractéristiques physiques relatives avec sa conductivité sont variables dans l'espace et dans le temps. Nous allons intégrer ces caractéristiques physiques dans un modèle utilisant notamment les données de télédétection (albédo, température de surface et NDVI) afin d'estimer le rapport entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net à l'échelle du pixel.

Le flux de chaleur conductif G est relié à l'écart entre la température de surface et celle du sol par la relation:

$$G = \frac{\rho \cdot Cp}{r_{sol}} (T_o - T_a) \quad (6.29)$$

Avec ρ , Cp , T_{sol} , T_o et r_{sol} sont respectivement la masse volumique de l'air, la chaleur massique de l'air, la température du sol, la température de surface et la résistance du sol au transfert de chaleur. Ce flux, avec la complexité des paramètres qui entrent en jeu, telles que la température du sol T_{sol} et la résistance du sol au transfert de chaleur r_{sol} , ne peut être estimé directement par télédétection. Plusieurs approches montrent qu'il peut être obtenu à partir du rapport G/Rn qui peut être estimé par télédétection. [Khalidi et al ;2011].

Plusieurs formulations empiriques ou semi-empiriques ont été proposées afin de quantifier le flux de chaleur dans le sol G à partir des propriétés radiatives de surface accessibles par télédétection. Clothier et al. (1986), Choudhury et al. (1987) et Kustas et al. (1990) ont observé expérimentalement que le rapport G/Rn est relativement constant autour du midi solaire. Cette hypothèse est confrontée au phénomène d'hystérésis temporel (Moran et al., 1994) et à l'influence de l'humidité du sol (Brutsaert., 1982), mais Kustas et al. (1994) ont montré que ces effets sont du second ordre. Par ailleurs, le rapport G/Rn varie essentiellement avec le pourcentage de couverture du sol par la végétation, induisant une forte corrélation avec le NDVI. Moran et al. (1989) ont exprimé le rapport G/Rn à l'aide du NDVI selon une relation exponentielle. Kustas et Daughtry (1990) ont proposé une relation linéaire entre les rapports G/Rn et $\rho(PIR)/\rho(R)$, où $\rho(PIR)$ et $\rho(R)$ sont les réflectances mesurées dans le proche infrarouge et le rouge respectivement. Pour l'ensemble de ces formulations, les coefficients sont déterminés empiriquement. Les résultats sont en général satisfaisants, mais de fortes dispersions ont été observées.

En fait, dans SEBAL, on utilise une relation semi-empirique en essayant de prendre en considération les facteurs qui influent sur le flux de chaleur dans le sol. Une relation empirique est proposée, de la forme suivante:

$$\frac{G}{Rn} = coef1 \times coef2 \quad (6.30)$$

coef1 représente la proportionnalité entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net pour un sol nu. D'après les expressions de G et Rn, les rapports G/Rn et T_o/r_o sont équivalents à un facteur près. En outre, sachant que l'humidité conditionne le transfert de chaleur dans le sol et qu'elle est fortement corrélée à l'albédo, le facteur de proportionnalité entre les rapports G/Rn et T_o/r_o est défini comme une fonction de l'albédo moyen sur la journée $r_{o\text{moy}}$ (Figure 6.14). Il résulte, de ces observations, l'expression suivante:

$$coef1 = \frac{T_o}{r_o} \left[0,0032 \cdot r_o^{moy} + 0,0062 \cdot (r_o^{moy})^2 \right] \quad (6.31)$$

Pour les surfaces couvertes de végétation, il faut prendre en compte l'extinction du rayonnement incident par le couvert. D'après des mesures effectuées sur la luzerne (Clothier et al., 1986), le blé (Choudhury et al., 1987), ainsi que sur le soja (van Oevelen, 1991), une régression entre le coefficient d'extinction par le couvert et le NDVI a été effectuée (Figure 6.15). La formulation résultante est:

$$coef2 = \left[1 - 0,978(NDVI)^4 \right] \quad (6.32)$$

La précision annoncée de cette formulation pour le flux de chaleur dans le sol est de 0,04Rn, soit une incertitude maximale de l'ordre de 40 W.m-2.

L'équation finale utilisée dans le modèle SEBAL est donc:

$$\frac{G}{Rn} = \frac{T_o}{r_o} \left[0,0032 \cdot r_o^{moy} + 0,0062 \cdot (r_o^{moy})^2 \right] \cdot \left[1 - 0,978(NDVI)^4 \right] \quad (6.33)$$

Sur la figure 6.16 on montre la variabilité spatiale du flux de chaleur dans le sol dans les zones d'étude retenues. Contrairement au rayonnement net, ce 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.

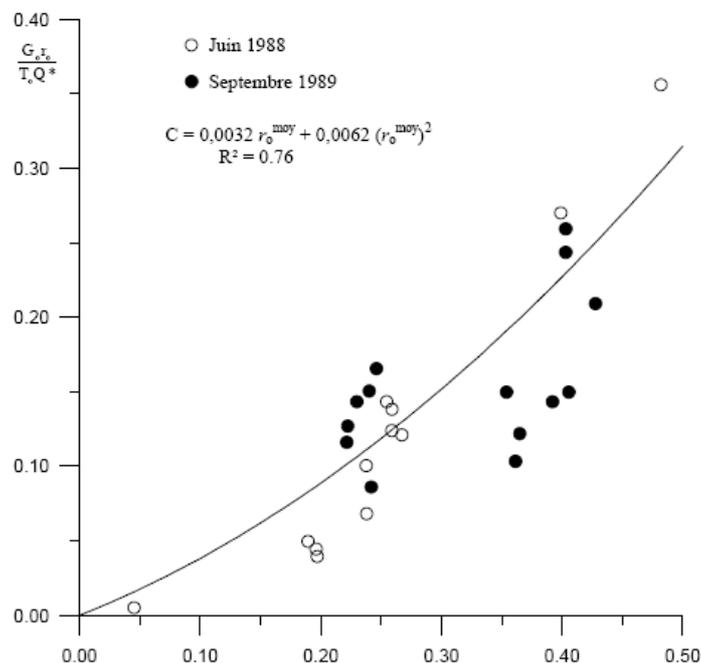


Figure 6.13: Représentation de la corrélation polynomiale entre la grandeur $(G_r)_o/(T_o R_n)$ et l'albédo moyenne $(r_o)_{moy}$ intégrée sur le jour (sol nu) (Bastiaanssen, 1996).

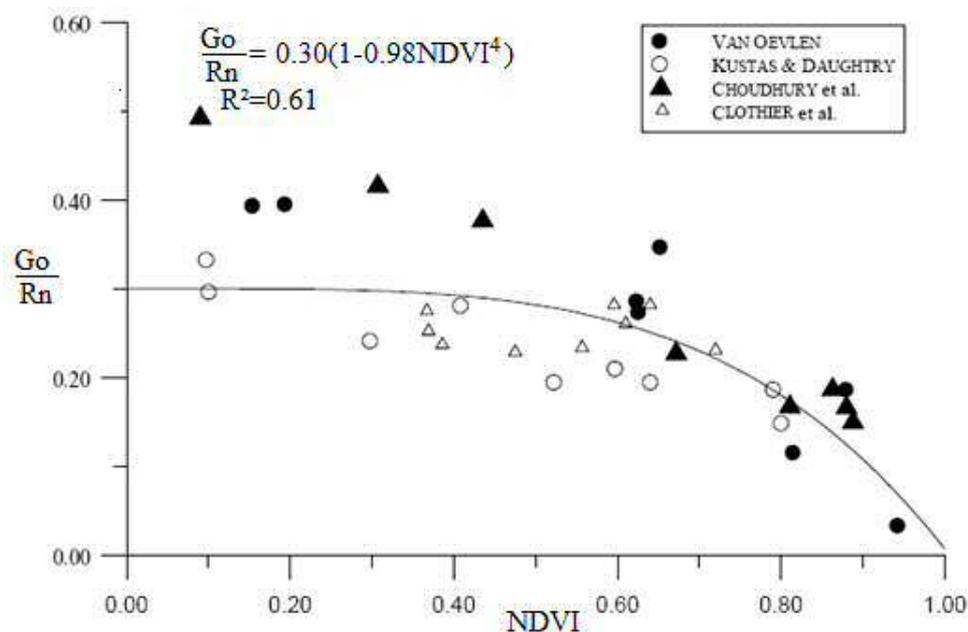


Figure 6.14: Représentation de la corrélation entre le rapport G/R_n et l'indice de végétation NDVI (sol couvert de végétation) (Bastiaanssen, 1996).

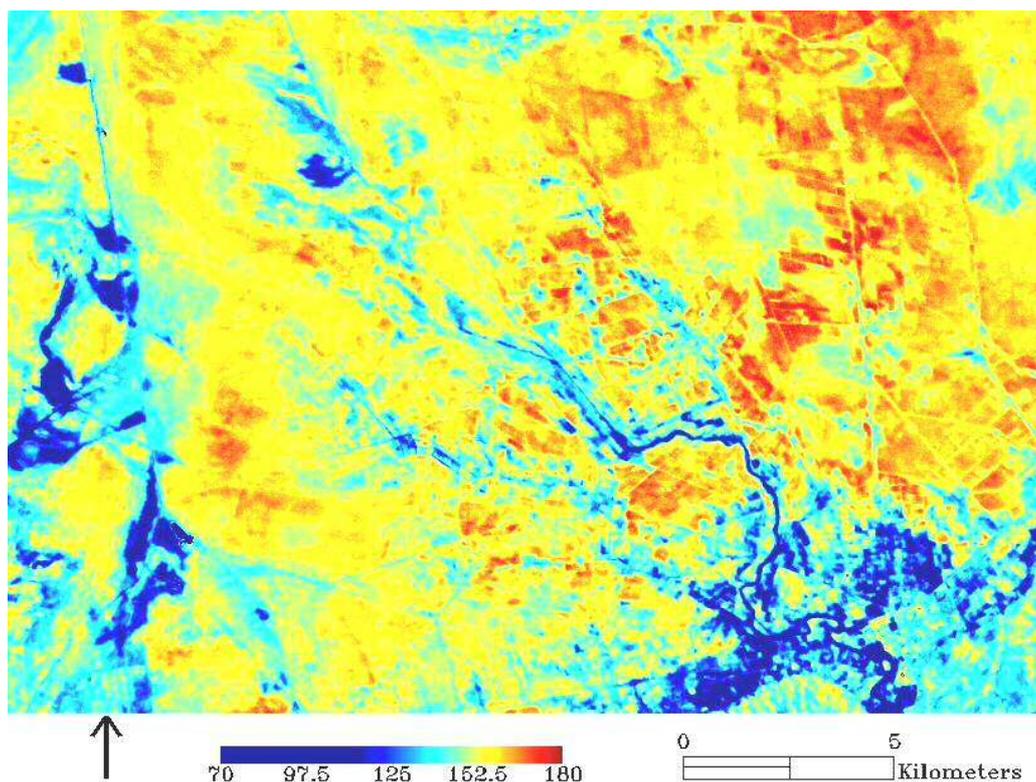


Figure 6.15: Images de flux de chaleur dans le sol G en (Wm^{-2}).

6.6. Le flux de chaleur sensible

Dans des conditions naturelles, au voisinage du sol, se développe une couche limite turbulente. Afin de simplifier l'étude on supposera que l'écoulement de l'air est bidimensionnel. Ainsi, en théorie cinétique des gaz, les mouvements moléculaires se font dans toutes les directions à des vitesses non uniformes dans le temps. A l'intérieur d'un écoulement de gaz, la viscosité est responsable des forces de frottement qui se manifestent entre deux couches gazeuses voisines. Cette force est appelée la contrainte de cisaillement parce qu'elle est associée à l'effort de cisaillement lié à la différence de vitesse entre deux couches.

Pour les flux convectifs de chaleur et de masse, on peut reprendre le même raisonnement que celui qui a permis d'exprimer le flux de quantité de mouvement en fonction des fluctuations des composantes horizontale et verticale du vecteur de vitesse (conditions aux limites pour faciliter la similitude: on suppose deux composantes, verticale et horizontale des mouvements de l'air). En effet, tous les transferts convectifs dans une couche limite turbulente dépendent du flux de la quantité de mouvement puisque l'air leur sert de véhicule.

Il est supposé enfin que le flux de quantité de mouvement est constant dans tout l'écoulement, celle-ci est équivalente à la contrainte de cisaillement τ , on a:

$$\tau = \rho \cdot u_*^2 \quad (6.34)$$

Avec u_* est la vitesse de frottement.

C'est à ce stade qu'apparaissent les points clés du modèle SEBAL, i.e. les estimations de la vitesse du vent et de la résistance aérodynamique. Dans un premier temps, il est nécessaire d'estimer les longueurs de rugosité mécanique z_{om} et thermique z_{oh} . Les variables de surfaces radiatives et aérodynamiques des pixels secs sont ensuite agrégées pour caractériser l'interface SVA effective. S'ensuivent, en dernier lieu, l'estimation du flux de chaleur sensible.

Le flux de chaleur sensible pour chaque pixel est fonction de l'écart de températures ($T_a - T_o$) (Perrier, 1987):

$$H = \frac{\rho C_p}{r_{ah}} (T_o - T_a) \quad (6.35)$$

Où C_p est la chaleur spécifique de l'air, ρ est la masse volumique de l'air, r_{ah} est la résistance au transfert turbulent, qui exprime la résistance de l'air à la propagation du flux de chaleur sensible H entre deux niveaux atmosphériques z_1 et z_2 (avec généralement $z_1 = z_{oh}$ et $z_2 = 2m$). Cette résistance est essentiellement fonction de la vitesse du vent, de la rugosité de surface et du type de convection.

Pour estimer la résistance au transfert turbulent, un certain nombre d'approches théoriques ont été utilisées, notamment par Paulson (1970) et Businger et al. (1971). 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. En SEBAL, on exprime la résistance au transfert turbulent par:

$$r_{ah} = \frac{1}{k u_*} \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_{oh}} \right) - \psi_H \left(\frac{z_a}{L_{mo}} \right) \right] \quad (6.36)$$

Avec

$$u^* = \frac{k.u}{\left[\ln\left(\frac{z_a}{z_{om}}\right) - \psi_m\left(\frac{z_a}{L_m}\right) \right]} \quad (6.37)$$

et

$$L_{mo} = \frac{\rho.Cp.u^{*3}.T_o}{k.g.H} \quad (6.38)$$

Où u^* est la vitesse de frottement, k est la constante de von Karman (0,41), g est la pesanteur, z_{om} est la rugosité mécanique qui peut être estimée à partir des données de télédétection, z_{oh} est la rugosité thermique et L_{mo} est la longueur de Monin-Obukhov.

Dans d'autres modèles, tel que METRIC (*Mapping evapotranspiration at high resolution with internalized calibration*) (Allen et al., 2007), le flux de chaleur sensible est estimé entre les niveaux atmosphériques $z_1=0,1$ m et $z_2=2$ m):

$$r_{ah} = \frac{1}{ku^*} \left[\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_h\left(\frac{z_2}{L_m}\right) + \psi_h\left(\frac{z_1}{L_m}\right) \right] \quad (6.39)$$

L'approche METRIC permet de s'affranchir de l'estimation de z_{oh} .

6.6.1. Les longueurs de rugosité mécanique et thermique

La longueur de rugosité mécanique, noté z_{om} , est directement liée à la hauteur de la canopée h_v (Brutsaert, 1982 ; Perrier, 1975 ; Chouhury et Monteith, 1988 ; Shaw et Pereira, 1982 ; Raupach, 1994). L'estimation directe de la hauteur de la végétation par télédétection optique étant impossible. On peut l'approcher par l'utilisation de l'indice NDVI. On trouve donc un nombre conséquent de formulations dans la littérature (Bastiaanssen, 1996 ; Moran 1990 ; Tasumi, 2003). La formulation de Moran utilisée dans la version originale de SEBAL est telle que:

$$z_{om} = \exp[a+b(\text{NDVI})] \quad (6.40)$$

Avec a et b étant fonction du site d'étude (Figure 6.17). Cette relation, même calibrée localement, se heurte à plusieurs problèmes (Colin, 2006). D'une part, des couverts de hauteurs très variées peuvent avoir des valeurs de NDVI fortes. On peut alors obtenir des valeurs de longueur de rugosités identiques pour un maïs et une parcelle de luzerne. D'autre part, on ne considère ici que des couverts uniformes. Les surfaces

hétérogènes, telles que des arbustes espacés, peuvent difficilement être caractérisées par une formulation utilisant le NDVI, la disposition même des obstacles devant être prise en compte (Jasinsky et al. 1999 ; MacDonald et al. 2001 ; Schaudt et al. 2000).

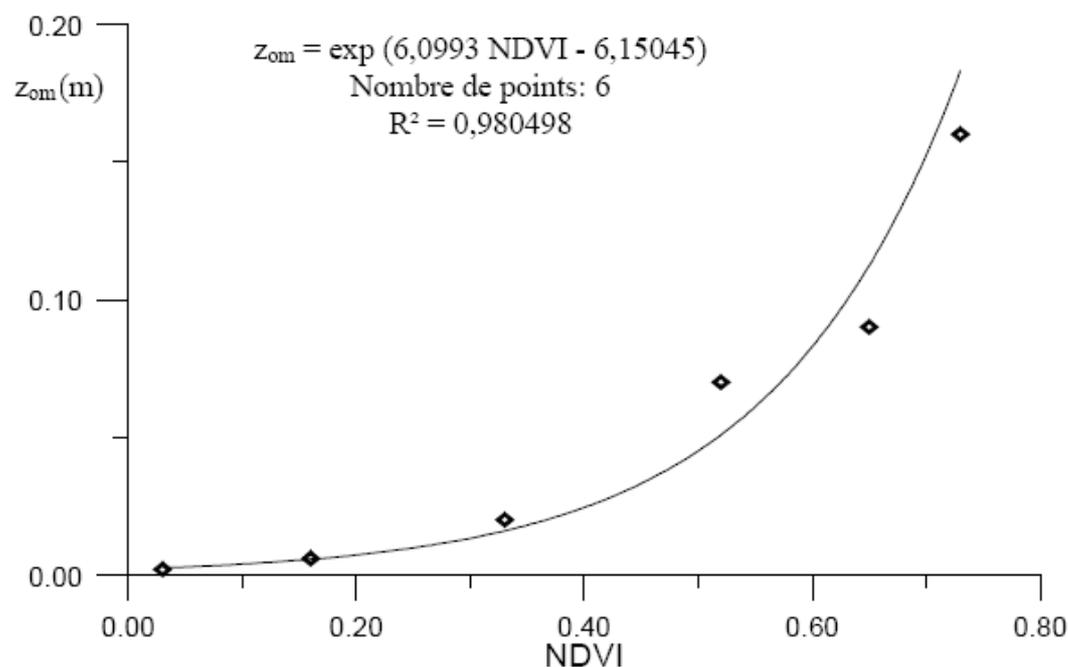


Figure 6.16: Représentation de l'ajustement exponentiel entre la rugosité mécanique z_{om} et l'indice de végétation NDVI (Hamimed, 1998).

Suivant une approche similaire à celle de Moran (1994), Allen (2002) a proposé une formulation d'estimation de z_{om} en fonction du rapport NDVI/ r_o :

$$z_{om} = \exp \left[a + b \left(\frac{NDVI}{r_o} \right) \right] \quad (6.41)$$

L'utilisation de l'albédo r_o dans cette expression permet de distinguer entre un couvert végétal à développement vertical élevé (arbres par exemple) et un autre bas. Généralement, pour la même valeur du NDVI, l'albédo est faible pour un couvert haut par rapport à un couvert bas, à cause de la présence de l'ombre. Allen (2002) suppose que cette relation est aussi valable sur des surfaces hétérogènes, ce qui justifie son utilisation dans le présent travail.

D'autres alternatives existent, notamment l'utilisation d'une classification du type de couvert associée à des relevés de hauteur de végétation.

Une relation du type $z_{om} = 0,136hv$ (Brusaert, 1982) permet alors d'avoir une valeur approchée plus réaliste pour les zones à couverture végétale dense.

La longueur de rugosité thermique est déduite ainsi de la rugosité mécanique à l'aide du paramètre kB^{-1} (Choudhury, 1989): « est un coefficient de transfert de chaleur sans dimension appelé le nombre inverse de Stanton »

$$\text{-----} \tag{6.42}$$

Le modèle SEBAL propose de fixer le paramètre kB^{-1} à 2,3. Par ailleurs, plusieurs expérimentations ont montré que kB^{-1} est très variables dans l'espace et dans le temps Kustas et al., 1989 ; Jia, 2004 ; Stewart et al., 1994 ; Hasagar et al., 2002).

Dans le cadre de ce travail, on se base sur le modèle de Massman (1997), utilisé dans l'approche SEBS (Su, 2002), qui exprime le paramètre kB^{-1} par:

$$KB^{-1} = \frac{K.C_d}{4.C_t \cdot \frac{u_*}{u(h)} (1 - e^{-n/2})} \cdot F_c^2 + 2F_c F_s \cdot \frac{K \cdot \frac{u_*}{u(h)} \cdot \frac{Z_{om^*}}{h}}{C_t^*} + KB_s^{-1} \cdot F_s^2 \tag{6.43}$$

Où C_d est le coefficient de résistance à l'écoulement du feuillage, égale à 0,2 ; C_t est le coefficient de transfert de chaleur dans le couvert végétal $0,005 \leq C_t \leq 0,075$ (dans la pratique, on prend $C_t = 0,01$), h est la hauteur de la canopée, u^* est la vitesse de frottement, u est la vitesse du vent au niveau de la canopée et f_c est la fraction du couvert végétal (Baret et al., 1995)

(avec $F_c = 1 - F_s$; F_s étant la fraction du sol nu):

$$f_c = 1 - \left(\frac{NDVI_{max} - NDVI}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^{0,4631} \tag{6.44}$$

Suivant Massman (1999).on pose

$$\text{-----} \tag{6.45}$$

$$n = \frac{C_d \cdot LAI}{2 \left(\frac{u^*}{u} \right)^2} \tag{6.46}$$

Avec LAI est l'indice foliaire.

C_t^* est définie tel que:

$$C_t^* = Pr^{-\frac{2}{3}} Re^{-\frac{1}{2}} \quad (6.47)$$

Avec Pr est le nombre de Prandtl, égal à 0,7 ; Re est le nombre de Reynolds:

$$\text{-----} \quad (6.48)$$

Avec h_s est la hauteur de rugosité du sol, prise égale 0,009 m, ν est la viscosité cinématique de l'air:

$$\nu = 1,327 \times 10^{-5} \left(\frac{1013}{P_o} \right) \left(\frac{T_o}{273,16} \right)^{1,81} \quad (6.49)$$

Avec p_o est la pression atmosphérique.

Le KB^{-1} des surfaces de sol nu s'exprime (Brutsaert, 1982):

$$KB^{-1} = 2,46 Re^{1/4} - \ln(7,4) \quad (6.50)$$

6.6.2. La résistance aérodynamique au transfert turbulent

L'estimation du flux de chaleur latente repose fondamentalement sur l'équation de bilan d'énergie à l'échelle du pixel par extraction de ses diverses composantes. Mais le point délicat réside dans l'estimation de la résistance aérodynamique au transfert turbulent (r_{ah}) entre la surface et l'atmosphère.

Une approximation courante pour l'estimation de cette résistance consiste à négliger la contribution des fonctions de stabilité thermique de l'atmosphère ψ_h et ψ_m introduites dans les équations 6.36 et 6.37 (Allen et al., 1998).

En fait, l'approche originale proposée dans SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a) pour l'estimation de r_{ah} se base sur l'utilisation des profils moyens de la partie de la couche limite dans laquelle les flux verticaux (flux de quantité de mouvement τ , vitesse de fraction u^* , vitesse du vent u) peuvent être considérés constants au-dessus des terrains hétérogènes. Il est donc possible de supposer que, dans les terrains très secs, le flux de chaleur latente LE est nulle et l'équation du bilan d'énergie s'écrit alors:

$$H^{sec} = R_n - G \quad (6.51)$$

H^{sec} est le flux de chaleur sensible qui caractérise les surfaces sèches (LE = 0). Elle est estimée à partir de l'expression (Shuttleworth, 1988):

(6.52)

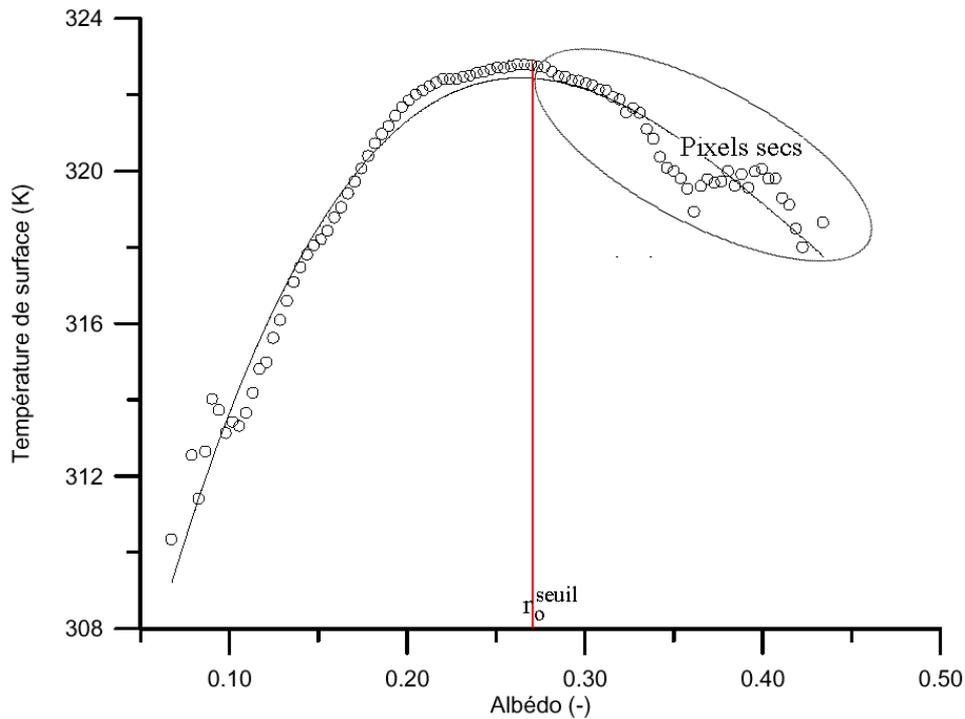


Figure 6.17: Relation entre l'albédo et la température de surface.

Un seuil de 0,27 pour la zone d'étude, cette valeur sépare deux mécanismes physiques: une régulation hydrique dans les surfaces humides où la température de surface augmente quand l'albédo augmente (contrôle par évaporation), puis une régulation radiative (contrôle radiatif) caractéristique des surfaces sèches où l'eau est insuffisante pour déclencher le contrôle par l'évaporation (Hamimed et al., 2008 ; Hamimed et al., 2009).

Par agrégation des pixels secs, nous allons estimer, en première étape, une valeur effective de la résistance au transfert turbulent à partir de l'équation:

$$\frac{\partial H^{sec}}{\partial T_o} = \frac{\rho C_p}{r_{ah-b}^{sec}} + \rho \cdot C_p \frac{\partial}{\partial T_o} \left(\frac{1}{r_{ah-b}^{sec}} \right) (T_o - T_a) \quad (6.53)$$

Correspondant à la dérivée partielle de l'équation du flux de chaleur sensible H (Equation 6.35) par rapport à la température de surface T_o .

Où est la valeur agrégée de la résistance au transfert turbulent entre la surface et la hauteur de la couche limite de surface z_b .

Le terme $\partial H/\partial T_o$ peut être calculé par l'expression (Bastiaanssen, 1996):

$$\frac{\partial H}{\partial T_o} = -K \downarrow \frac{\partial r_o}{\partial T_o} + \frac{\partial L^*}{\partial T_o} - \frac{\partial G}{\partial T_o} \quad (6.54)$$

Correspondant à une combinaison des expressions (1.2) et (6.24) suivie d'une différenciation par rapport à la température de surface T_o .

Avec L^* est le bilan des rayonnements des grandes longueurs d'onde qui est défini par l'expression:

$$L^* = L_{a\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (6.55)$$

6.6.3. Les dérivées partielles

La détermination de $\partial H/\partial T_o$, pour les pixels secs, nécessite l'évaluation des différents termes du membre droit de l'équation (6.54).

6.6.3.1 Dérivée partielle de l'albédo par rapport à la température de surface ($\partial r_o/\partial T_o$)

La dérivée $\partial r_o/\partial T_o$ est déterminée par analyse de la régression linéaire entre les valeurs d'albédo et de température de surface pour les pixels secs ($r_o > r_{o\text{seuil}}$). Elle correspond à la pente de la relation linéaire ($r_o = a \cdot T_o + b$) déduite par cette régression.

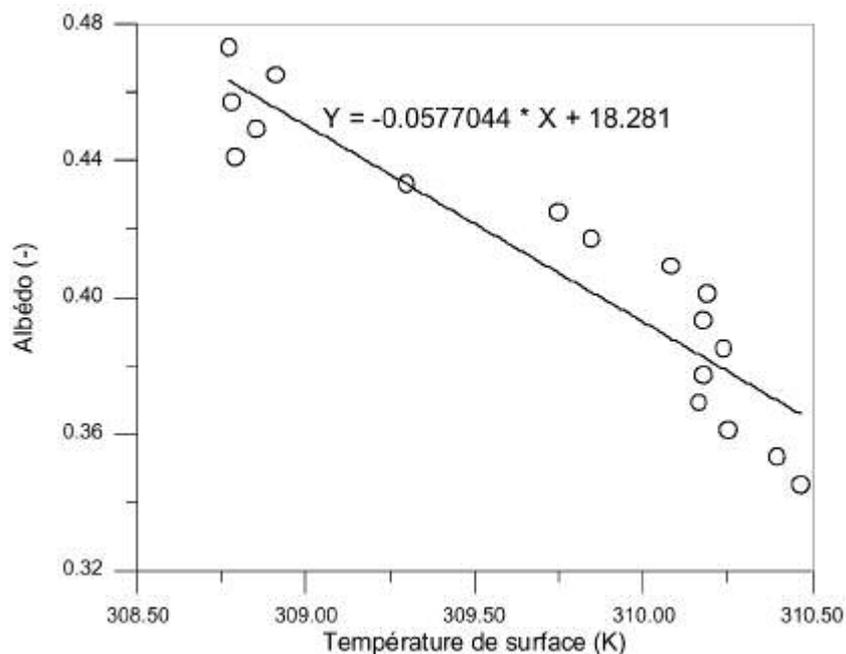


Figure 6.18: Relation entre l'albédo et la température de surface pour les pixels secs.

6.6.3.2 Dérivée partielle du bilan de rayonnement de grande longueur d'onde par rapport à la température de surface ($\partial L^*/\partial T_o$)

La dérivée du bilan de rayonnement net de grande longueur d'onde par rapport à T_o est donnée par:

$$\frac{\partial L^*}{\partial T_o} = -4\varepsilon_o^{\text{sec}} \sigma (T_o^{\text{sec}})^3 \quad (6.56)$$

Avec $\varepsilon_o^{\text{sec}}$ et T_o^{sec} sont respectivement les valeurs moyennes de l'émissivité et la température de surface des pixels secs (Tableau 6.4).

Tableau 6.4: Paramètres utilisés dans le calcul des dérivées partielles.

Paramètres	Unité	Zone d'étude
$K\downarrow$	W.m ⁻²	889.5
	-	0.27
	K	323.3
	-	0.918
	m	0.00151
	m	0.00767
ρC_p	j.m ³ .K ⁻¹	1184
H^{sec}	W.m ⁻²	446.05

6.6.3.3 Dérivée partielle du flux conductif de chaleur par rapport à la température de surface ($\partial G/\partial T_o$)

Le flux de chaleur dans le sol peut être estimé par utilisation de l'équation:

$$G = \lambda_s \left(\frac{T_o - T_{\text{sol}}}{T_{\text{sol}}} \right) \quad (6.57)$$

Avec λ_s est la conductivité thermique du sol, z_{sol} est la profondeur du sol et T_{sol} est la température du sol à la profondeur z_{sol} . (Figure 1.9)

La dérivée $\partial G/\partial T_o$ est donnée par:

$$\frac{\partial G}{\partial T_o} = \frac{\lambda_s}{z_{sol}} \left(1 - \frac{\partial T_{sol}}{T_o} \right) \quad (6.58)$$

La difficulté d'estimer T_{sol} et λ_s , surtout en cas d'hétérogénéité de surface, complique la solution de l'équation 6.58. Une approximation courante consiste à analyser la régression linéaire entre les valeurs G et T_o pour les pixels secs. La dérivée $\partial G/\partial T_o$ correspond à la pente de la relation linéaire $G = a + bT_o$ déduite par cette régression (Figure 6.19).

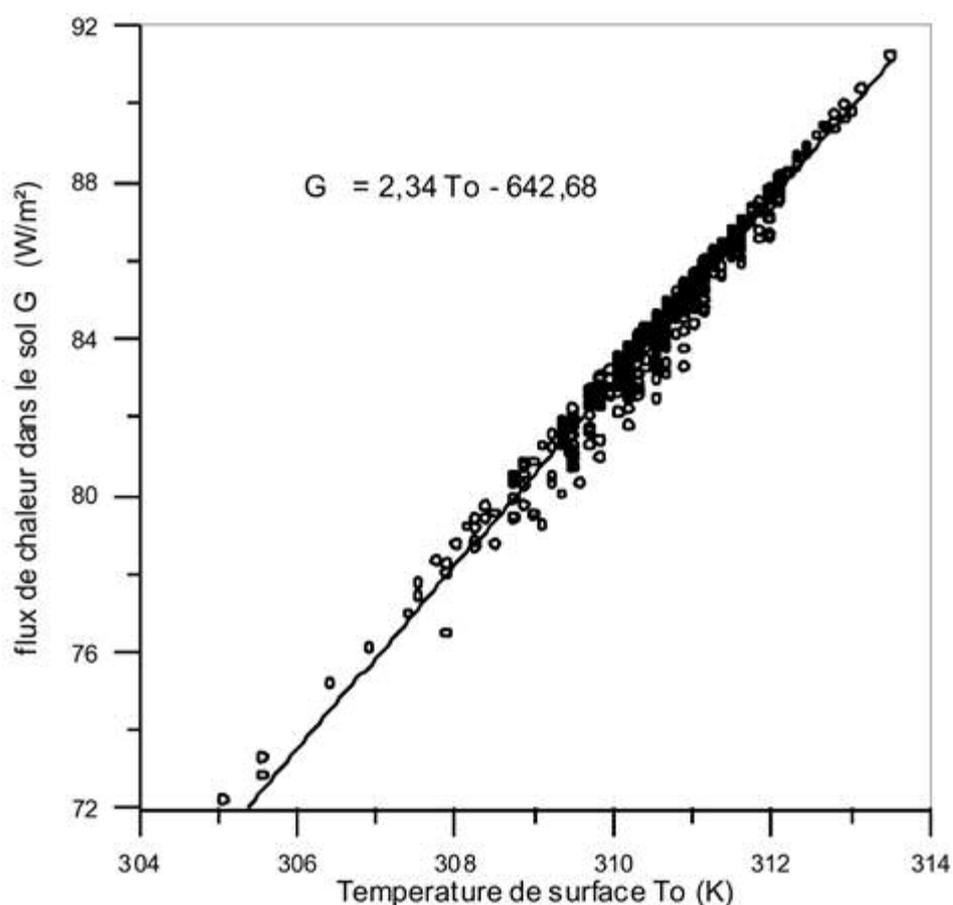


Figure 6.19 : Relation entre le flux de chaleur dans le sol et la température de surface pour les pixels secs.

Par l'estimation des différents termes du membre gauche de l'équation (6.54), nous déduisons la dérivée partielle du flux de chaleur sensible par rapport à la température de surface (Tableau 6.5) et, par conséquent, nous déterminons la valeur effective de la

résistance au transfert turbulent sec r_{ah-b} qui est utilisée pour l'estimation des paramètres du flux de quantité de mouvement (en particulier la vitesse de frottement u^*) à la hauteur de la couche limite de surface.

Tableau 6.5: Les dérivées partielles de l'albédo et des flux énergétiques par rapport à la température de surface.

	Paramètre	Les formules	Unité	Les valeurs
Albédo	$\partial r_s / \partial T_o$	$3a.r_o^2(T_o \text{ max}) + 2b.r_o(T_o \text{ max}) + c = 0$	K^{-1}	-0,058
Flux conductif	$\partial G / \partial T_o$	$\frac{\partial G}{\partial T_o} = \frac{\lambda'}{Z_s} \left(1 - \frac{\partial T_s}{\partial T_o} \right)$	$W.m^{-2}.K^{-1}$	2,34
Bilan de grande longueur d'onde	$\partial L^* / \partial T_o$	$\frac{\partial L^*}{\partial T_o} = -4\varepsilon_o^{sec} . \sigma . T_o^{sec^3}$	$W.m^{-2}.K^{-1}$	-6,78
flux de chaleur sensible	$\partial H / \partial T_o$	$\frac{\partial H}{\partial T_o} = \frac{\rho . Cp}{r_{ah}^{sec}}$	$W.m^{-2}.K^{-1}$	27,96

6.6.4. Estimation des paramètres effectifs du flux de quantité de mouvement

On a vu plus haut que la résistance au transfert turbulent sur les pixels secs est obtenue à partir de l'expression (6.53). Une solution analytique directe de cette équation soumise aux conditions concernant le transfert turbulent n'est généralement pas possible. Par conséquent, il est souvent nécessaire de recourir à des méthodes d'analyse approchées ou indirectes. Lorsque les mouvements turbulents de l'air sont supposés restreints à deux dimensions, comme nous l'avons signalé plus haut, nous appliquerons alors la méthode numérique des différences finies dans laquelle les paramètres reliés au flux de quantité de mouvement sont calculés successivement et d'une manière itérative en fonction des valeurs aux limites connues.

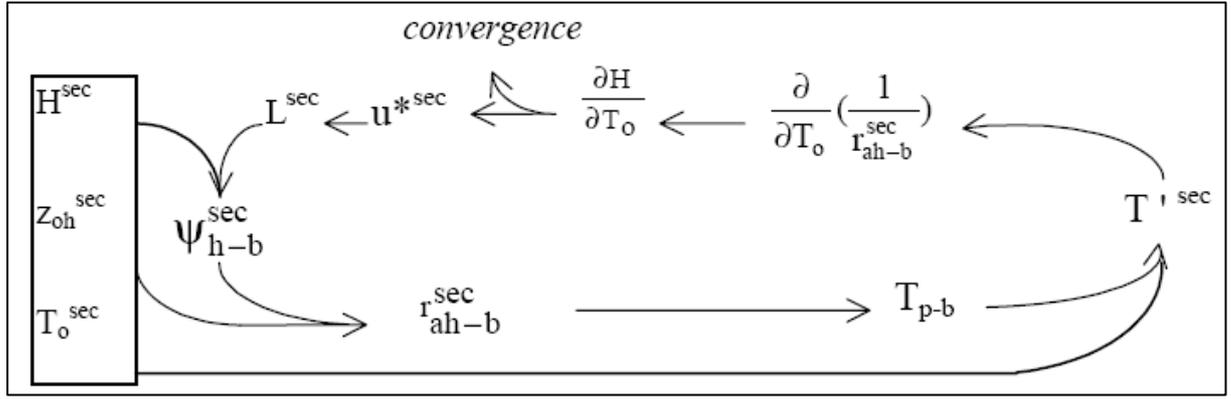


Figure 6.20: Schéma descriptif de la méthode itérative (Itération I) utilisée pour estimer les paramètres du flux de quantité de mouvement à la hauteur zb.

Selon le circuit itératif illustré sur la figure (6.21) (Itération I), la valeur de la dérivée partielle $\partial H/\partial T_o$, déjà calculée, nous offre la possibilité d'estimer la première inconnue r_{ah}^{sec} selon l'équation:

$$r_{ah}^{sec} = \frac{1}{\rho \cdot Cp} \left(\frac{\partial H}{\partial T_o} \right) \quad (6.59)$$

Qui permet ensuite d'estimer, en première approximation, la vitesse de frottement à la hauteur de la couche limite de surface à partir de l'équation:

$$u^{*sec} = \frac{\ln(z_a / z_{oh})}{kr_{ah}^{sec}} = \frac{\rho \cdot Cp}{r_{ah}^{sec}} \quad (6.60)$$

La valeur u^{*sec} , ainsi déduite, est ensuite injectée dans l'équation de la longueur de Monin-Obukhov pour estimer la valeur de L_{sec} qui va servir au calcul de correspondant à la hauteur z_b de la couche limite recherchée. Le problème crucial dans cette itération est l'estimation du coefficient de correction de stabilité thermique de l'atmosphère, qui est supposé égale à zéro en première itération. La longueur de Monin-Obukhov L_{sec} est calculé à partir de la vitesse de frottement u^{*sec} et la température moyenne T^{1sec} , telle que $T^{1sec} = (T_o^{sec} + T_{p-b})/2$, soit:

$$L_{sec} = \frac{\rho \cdot Cp \cdot [u^{*sec}]^3 T^{1sec}}{kgH^{sec}} \quad (6.61)$$

En se basant sur l'expression classique de flux de chaleur sensible, la température potentielle T_{p-b} à la hauteur z_b peut être déterminée comme suit:

$$T_{p-b} = T_o^{\text{sec}} - \frac{r_{ah-b}^{\text{sec}} H^{\text{sec}}}{\rho \cdot Cp} \quad (6.62)$$

Ce qui permet d'avoir une première estimation de $u^{*\text{sec}}$ à partir de l'équation $u^{*\text{sec}} = \ln(z_a/z_{oh}) / (k \cdot r_{ah}^{\text{sec}})$ dont nous avons ignoré la contribution de la fonction de stabilité thermique de l'atmosphère ψ_h .

Le calcul de ψ_{h-b}^{sec} nous permet d'avoir une seconde valeur de r_{ah} à la hauteur z_b qui, avec la première valeur, est suffisante pour résoudre la dérivée partielle

$\frac{\partial}{\partial T_o} \left(\frac{1}{r_{ah-b}^{\text{sec}}} \right)$ décrite dans l'équation (6.53) en utilisant la méthode des différences

finies:

$$\frac{\partial}{\partial T_o} \left(\frac{1}{r_{ah-b}^{\text{sec}}} \right) = \frac{\left(\frac{1}{r_{ah}^{\text{sec}}} \right)_2 - \left(\frac{1}{r_{ah}^{\text{sec}}} \right)_1}{T_{p-b} T_o^{\text{sec}}} \quad (6.63)$$

Nous recalculons ensuite le terme $\partial H / \partial T_o$ avec la nouvelle valeur de r_{ah} et recommençons le procédé à nouveau jusqu'à la convergence qui est définie par l'égalité approximative entre la dernière valeur de $\partial H / \partial T_o$ et la première valeur estimée par l'équation (6.54).

Pour déterminer la hauteur z_b de la couche limite de surface, qui est limitée à la convergence de la vitesse de frottement, le procédé itératif qu'on vient de décrire est appliqué sur le site pilote différentes hauteurs z_b , (Tableau 6.6). On remarque que la vitesse de frottement $u^{*\text{sec}}$ converge à la hauteur de 100 m, et égale donc à 0,48 ; d'où la hauteur de la couche limite de surface z_b retenue est alors prise égale à 100 m, (Hamimed 2009). Une autre expérimentation a été faite sur les plaines de Bousfer et Misserghine (Près d'Oran, Algérie) qui sont séparées par les monts du Murdjajou (Hamimed et al., 2001). Elle a permis de montrer que les flux verticaux à la hauteur de 100 m sont pratiquement constants sur ces deux plaines, ce qui confirme la validité de l'hypothèse d'homogénéisation du flux de quantité de mouvement à cette hauteur.

Tableau 6.6: Résultats du procédé itératif pour l'estimation des paramètres du profil vertical à 100 m de hauteur au-dessus de la plaine de la Habra.

$Z_b(m)$	U^{*sec}	L^{sec}	Ψ_h^{sec}	Ψ_m^{sec}	T_{p-b}	T'^{sec}	∂r_{ah}^{sec}
100	0.27	-5.18	4.56	41.59	298.3	304.5	4.51

6.6.5. Cartographie de u^* et H à l'échelle du pixel

L'algorithme SEBAL, nous préconise de passer par les étapes suivantes:

- Cartographie de u^* :

1. La cartographie de la vitesse de frottement à l'échelle de pixel $u^*(x, y)$ est fonction de la rugosité mécanique $z_{om}(x, y)$, de la vitesse du vent moyenne à la hauteur de référence $\bar{u}(z_a)$ et de la fonction de stabilité mécanique $\psi_m(x, y)$ qui est prise égale à zéro pour une première estimation de $u^*(x, y)$. La formule utilisée, en première approximation, est donc:

$$u^* = \frac{k\bar{u}(z_a)}{\ln\left(\frac{z_a}{z_{om}}\right)} \quad (6.64)$$

Ce qui permet de tirer la fonction de stabilité au transfert de quantité de mouvement $\psi_m(x, y)$.

3. Enfin, recalculer de nouveau la valeur de u^* en fonction de la nouvelle valeur de ψ_m .

Le procédé itératif, présenté sur la figure 6.22 (Itération II), se poursuit jusqu'à la convergence de la vitesse de frottement.

- Cartographie de r_{ah} :

Maintenant qu'on a déterminé la vitesse de frottement $u^*(x, y)$, le procédé se poursuit afin d'estimer la résistance aérodynamique à l'échelle de pixel $r_{ah}(x, y)$ en fonction de ψ_h , la fonction de stabilité thermique à la hauteur de référence. La résistance au transfert de chaleur est déterminée par:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_a}{z_{om}}\right) - \psi_h(z_a, L)}{ku^*} \quad (6.66)$$

- Cartographier du flux de chaleur sensible:

Pour arriver enfin à cartographier le flux de chaleur sensible $H(x, y)$ à l'échelle de pixel, après avoir évalué le paramètre le plus compliqué qui est la résistance aérodynamique $r_{ah}(x, y)$, il reste maintenant à estimer l'écart entre la température de surface T_o et la température de l'air T_a , $\delta T = T_o - T_a$. L'évolution de δT par rapport à la température de surface dépend essentiellement de l'état de stress hydrique de la surface (Ottlé et al., 1989). Cependant l'écart δT doit donc rester faible pour un tapis végétal bien alimenté en eau et même pour les surfaces saturées en eau. Sur le plan pratique, la différence δT entre la température de surface et la température de l'air est obtenue par inversion de l'expression de flux de chaleur sensible pour les surfaces humides ($T_o = T_a$) et les surfaces sèches ($H = R_n - G$), en supposant que la relation entre T_o et T_a est linéaire (Davis et Tarpley 1983 ; Horiguchi et al., 1992).

La première valeur du flux de chaleur sensible est déduite enfin, à partir de l'expression:

$$H(x, y) = \frac{\rho \cdot C_p}{r_{ah}(x, y)} \delta T(x, y) \quad (6.67)$$

Le procédé se poursuit jusqu'à la convergence de la valeur de $H(x, y)$.

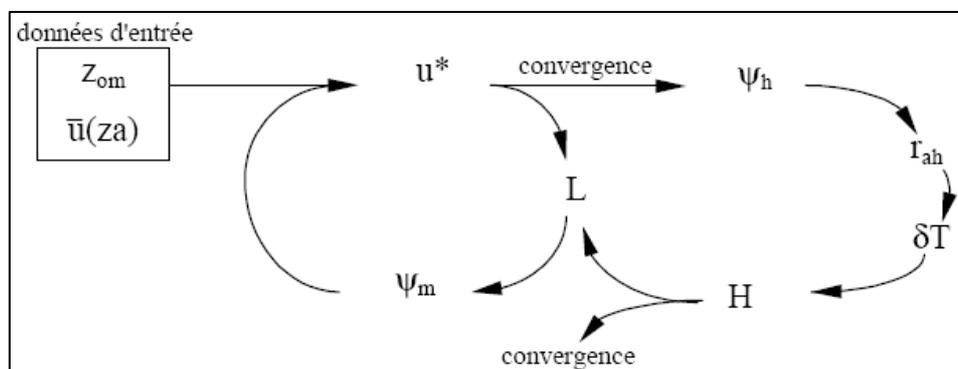


Figure 6.21: Organigramme du procédé itératif (Itération II) utilisé pour la cartographie du flux de chaleur sensible à l'échelle du pixel.

Tableau n° 6.7 Estimation de la vitesse du vent à partir des paramètres de la couche limite de surface.

Paramètre	unité	La Habra
u^*	m.s-1	0,27
T''	K	304,5
L'	M	-10,08
	-	0,45
Vitesse du vent a 2 m	m.s-1	2,99

En fait, les cartographies de la résistance au transfert turbulent et du flux de chaleur sensible sont représentées sur les figures (6.23) et (6.24). On remarque donc que pour les surfaces sèches, la résistance transfert turbulent est plus faible, provoquant ainsi la libération de la chaleur sensible vers l'atmosphère. Ceci est justifié par le gradient élevé des températures de surface et de l'air (δT). En revanche, pour les surfaces humides la résistance au transfert turbulent est élevée, car l'énergie disponible est utilisée essentiellement pour la vaporisation de l'eau de surface. Nous pouvons mieux percevoir le mécanisme de transfert de chaleur sur les images du flux de chaleur sensible (Figure 6.24) où les surfaces irriguées et saturées ont des valeurs plus faibles et parfois nulles. Les valeurs élevées caractérisent les zones sèches.

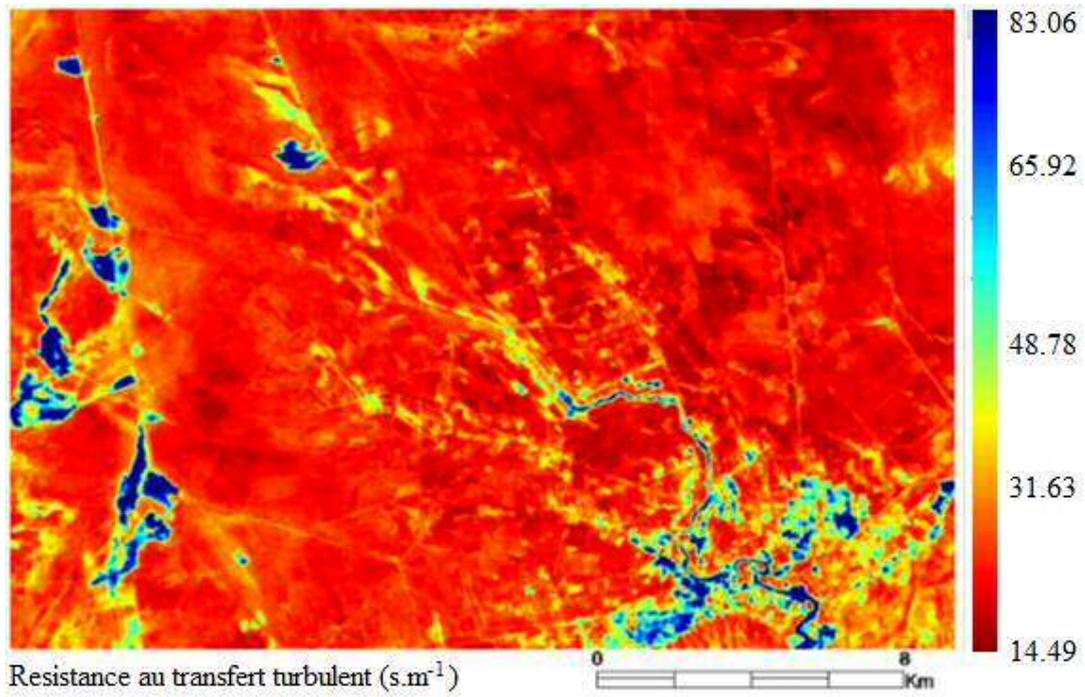


Figure 6.22: Images de la résistance au transfert turbulent r_{ah}

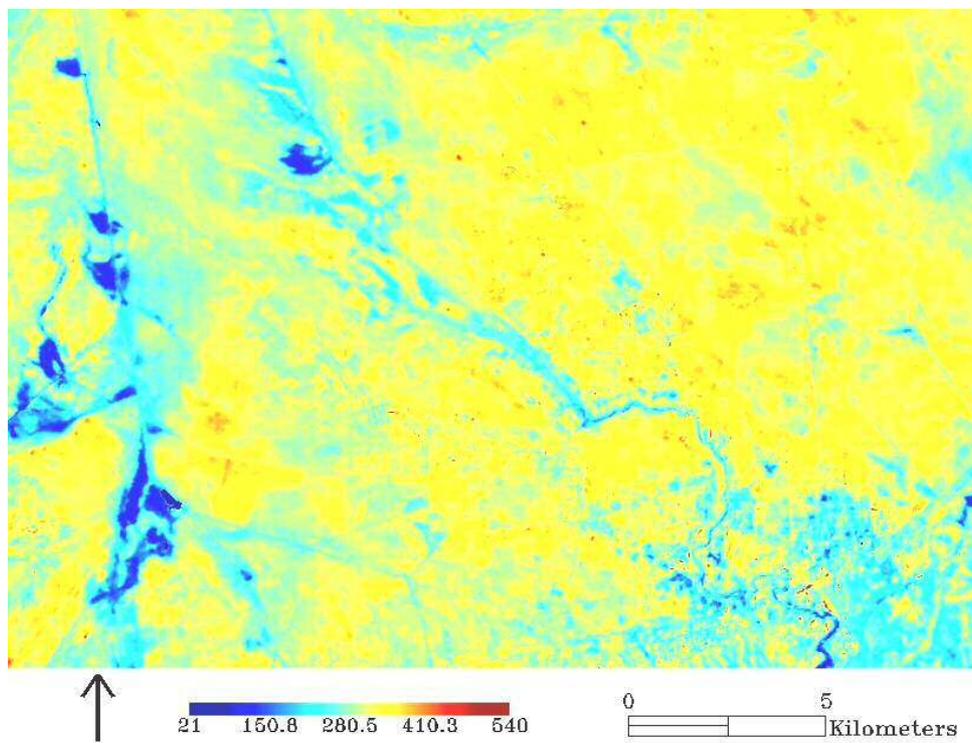


Figure 6.23: Images de flux de chaleur sensible H en (Wm^{-2}).

6.7. Le flux de chaleur latente

Avec la détermination du rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente est estimé pour chaque pixel comme le terme résiduel de l'équation du bilan énergétique:

$$LE=R_n-G-H \quad (6.68)$$

Ce flux de chaleur latente (LE) correspond à l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration.

Il désigne le processus physique de passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux. Il suppose trois conditions: de l'énergie permettant le changement d'état, un gradient de tension de vapeur et un renouvellement de la masse d'air (turbulence). En fait, l'évapotranspiration s'exprime généralement en hauteur de lame d'eau équivalente par unité de temps. Il est commun dans la littérature de distinguer l'évaporation du sol d'une part, et la transpiration du couvert végétal d'autre part. La contribution de la transpiration à l'évaporation totale est variable, et peut atteindre près de 100 % pour des couverts végétaux denses. En 1948, Penman proposa une expression de l'évaporation associant les termes du bilan d'énergie et les termes de transfert de masse, pour une surface d'eau libre. Monteith (1965) l'a repris pour l'adapter à un couvert végétal en introduisant une résistance spécifique au couvert. Cette résistance est appelé aussi « la résistance de surface: r_s », elle recouvre à la fois la résistance du sol au transfert de quantité de vapeur et la résistance induite par la structure et le fonctionnement du végétal. On ne considère pas ici l'ensemble des éléments constitutifs du milieu, mais une surface évaporante équivalente d'épaisseur nulle et d'extension infinie, c'est à dire ce que Monteith (1975) appelle la « *big leaf* ». La résistance de surface, qui représente donc les propriétés du milieu ramenées à cette surface évaporante, dépend des conditions de rayonnement, de la disponibilité en eau du sol, du déficit de tension partielle de vapeur et des propriétés du sol et du couvert végétal. Pour des conditions atmosphériques données, c'est donc la résistance de surface qui déterminera la variabilité spatiale de l'évapotranspiration.

Des fortes valeurs d'évapotranspiration sont généralement associées à des valeurs de résistance de surface inférieures à 70 s.m-1, alors qu'en conditions de stress hydrique de surface, les valeurs de résistance de surface sont supérieures à 500 s.m-1 (Monteith, 1994).

En effet, l'estimation et la cartographie du flux de chaleur latente sont de grande importance pour l'agriculture. Elles permettent d'apprécier l'état d'alimentation hydrique des cultures et la définition des modalités d'irrigation ainsi que, par des interventions appropriées, de faire tendre le rapport ETR/ETM (ETR est l'évapotranspiration réelle et ETM est l'évapotranspiration maximale) vers sa valeur optimale. Cependant, les valeurs du flux de chaleur latente 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), le paramètre de Priestley-Taylor (α_{pT}) et la résistance de surface à l'évaporation (r_s).

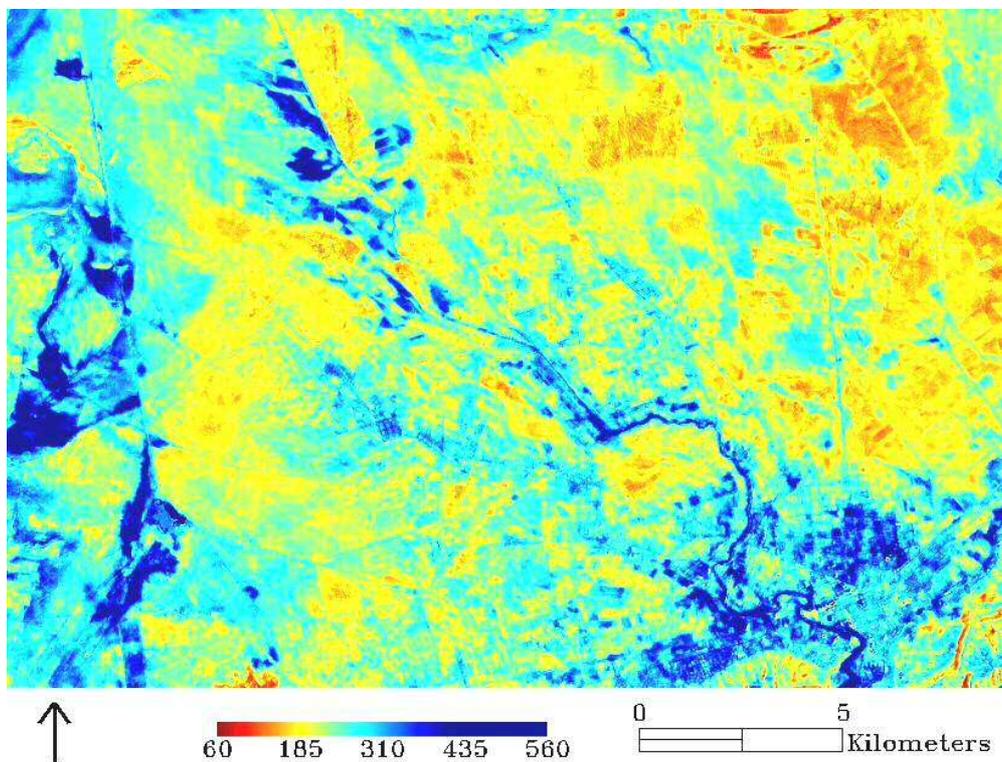


Figure 6.24: Images de flux de chaleur latente (Wm-2)

En fait, les valeurs de flux de chaleur latente obtenues sur les deux sites pilotes choisis représentent assez fidèlement la logique des variations spatiales de l'état hydrique de surface (Figure 6.25). Plus précisément, les cours d'eau, les surfaces humides et les cultures fraîchement irriguées se caractérisent par les fortes valeurs

d'évapotranspiration. En revanche, les sols nus très réfléchissants ont les faibles valeurs.

6.8. Estimation de l'évapotranspiration réelle journalière

Selon la méthodologie, présentée ci-dessus, qui concerne la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface par SEBAL, les valeurs du flux de chaleur latente ne sont représentatives que du moment de l'acquisition de l'image satellite. Ce moment correspond, en un point donné, à des conditions d'équilibre thermique entre la surface et l'atmosphère durant les quelques minutes entourant la prise de vue.

Dans les perspectives d'utilisation de ces données pour la gestion de l'irrigation, il a semblé plus intéressant de ramener ces valeurs à un pas de temps plus usité, à savoir la journée. Ainsi, on propose ici une démarche de calcul des termes d'évapotranspiration réelle à l'échelle journalier (ETR_j).

En fait, les travaux réalisés notamment par Shuttleworth et al. (1989), Brutsaert et Sugita (1992), Kustas et al. (1994a), Crago (1996) ou encore Venturini et al. (2004) mettent en évidence la quasi-constance de la fraction d'évaporation (Λ) dans la journée, en situation de beau temps. La fraction d'évaporation est estimée à partir des mesures instantanées suivant l'expression:

$$\text{---} \quad (6.69)$$

Le comportement journalier de la fraction d'évaporation est légèrement concave et centrée sur le midi local (Figure 6.26) (Crago, 1996). Ainsi, Lhomme et Elguero (1999) ont montré qu'une valeur de fraction d'évaporation acquise à un moment de la journée est représentative de la fraction d'évaporation sur toute la journée.

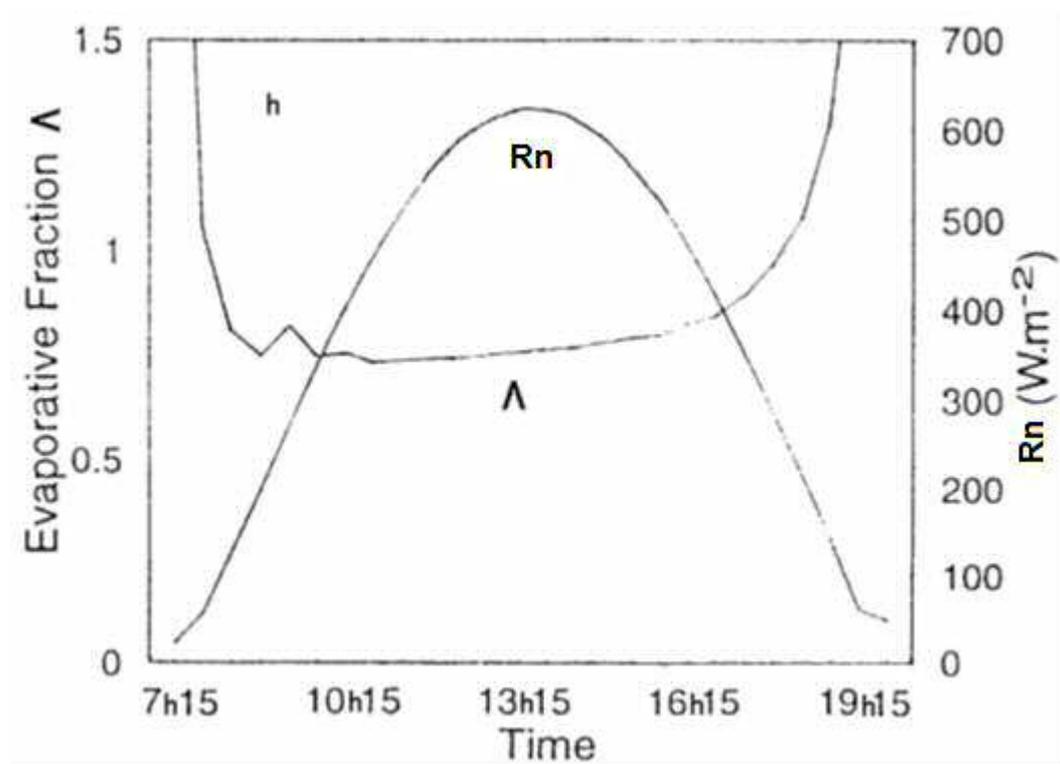


Figure 6.25 Evolution diurne du rayonnement net R_n et de la fraction d'évaporation (Crago,1996).

Pour analyser le comportement « inter-journalier » de la fraction d'évaporation sur la grande plaine de la Macta (Figure 6.27), Fellah 2009, a utilisé une série de trois images NOAAVHRR, acquises durant les jours du 13, 14 et 15 juillet 2000 à environ 16h00 GMT. Les comparaisons, deux à deux, des valeurs de fraction d'évaporation obtenues pour chaque jour, montrent de bonnes corrélations (Figure 6.28), ce qui confirme la validité de la constance de la fraction d'évaporation (Fellah, 2009).

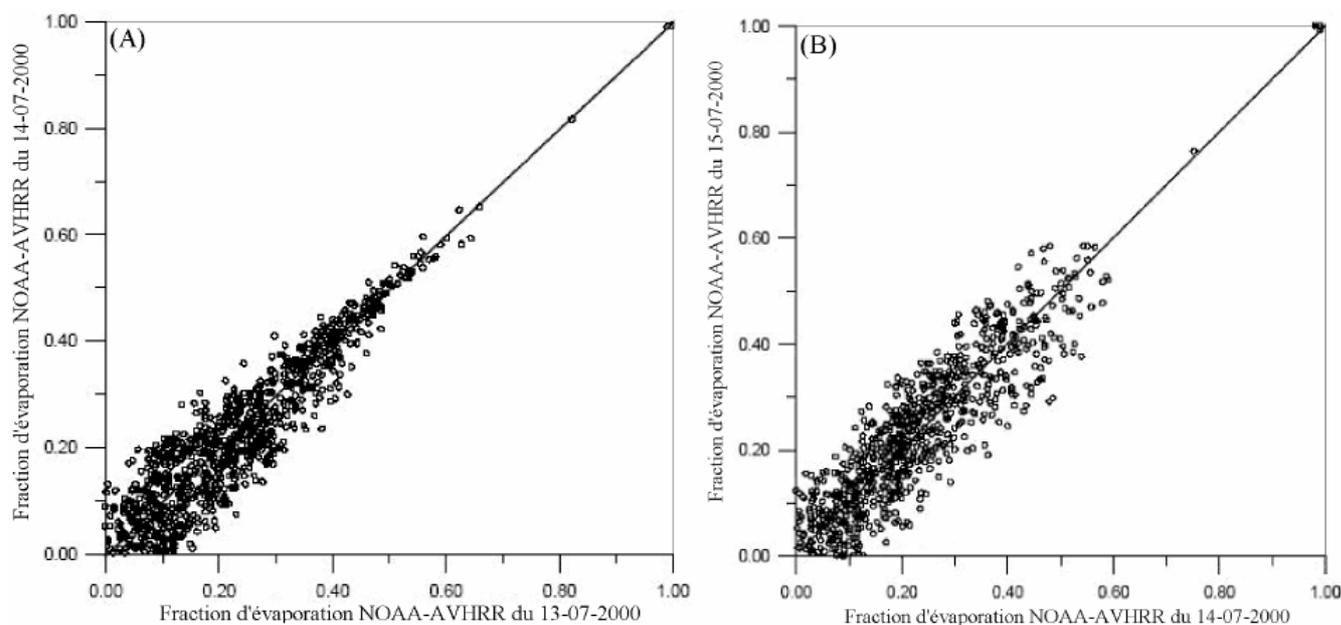


Figure 6.26: Comparaisons entre les valeurs de fraction d'évaporation obtenues par utilisation des données NOAA-AVHRR durant les jours du 13, 14 et 15 juillet 2000: (A) entre 13 et 14 juillet 2000 ; (B) entre 14 et 15 juillet 2000.(Fellah 2009)

En plus, pour comparer les valeurs de fraction d'évaporation simulées à deux moments différents dans la même journée, nous avons utilisé deux images de deux capteurs différents (faible résolution):NOAA-AVHRR et MODIS, acquises dans la même journée du 14 juillet 2000, mais à des moments différents: à 16h00 GMT et à 11h 25' GMT respectivement. La comparaison entre les valeurs de fraction d'évaporation obtenues par AVHRR et celles obtenues par MODIS est représentée sur la figure 6.29, ce qui montre un bon ajustement entre les deux séries de données.(Fellah ;2009)

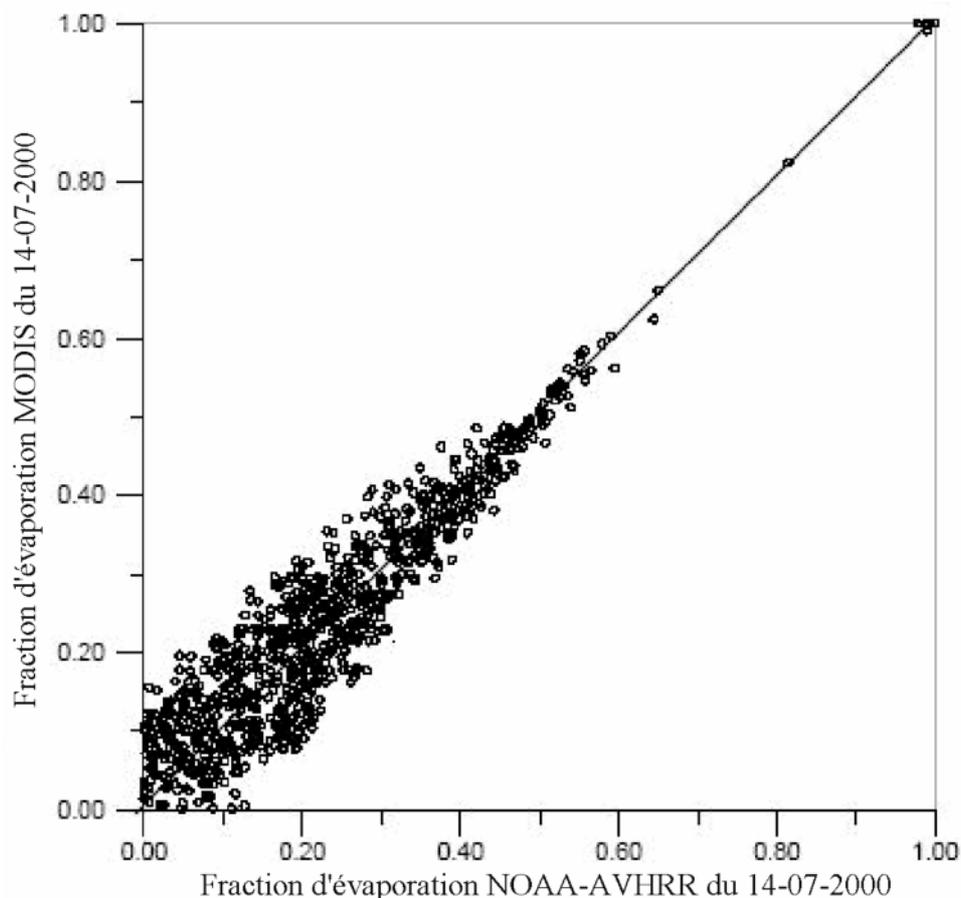


Figure 6.27: Comparaison entre les valeurs de fraction d'évaporation obtenues par NOAA-AVHRR et celles obtenues par MODIS pour le 14 juillet 2000.(Fellah 2009)

Les dispersions des points constatées sur les figures 6.27 et 6.28 sont dues essentiellement aux erreurs de rééchantillonnage et de correction géométrique des images utilisées (Fellah, 2009 ;Khaldi 2011).

Partant de l'hypothèse de la constance de la fraction d'évaporation dans la journée, l'évapotranspiration réelle journalière ETR_j peut s'exprimer comme le produit de la fraction d'évaporation (Λ) par la quantité d'énergie disponible à la surface ($R_n - G$) intégrée sur la journée:

$$ETR_j = \Lambda \cdot (R_{n_j} - G_j) \quad (6.70)$$

Où R_{n_j} est le rayonnement net journalier et G_j est le flux conductif journalier.

L'estimation de la fraction d'évaporation à partir d'une image de télédétection acquise durant le jour est donc tout à fait appropriée pour le calcul de l'évapotranspiration réelle journalière.

La difficulté tient à ce que l'on ne connaît pas les valeurs de $R_n - G$ sur l'ensemble de la journée et en tout point de l'espace. Une approximation consiste à estimer la valeur du rayonnement net journalier à partir de l'un des termes du bilan radiatif: le rayonnement global (De Bruin et al., 1982).

$$R_{nj} = (1 - r_o) R_{gj} - 110 \tau_{swj} \quad (6.71)$$

Avec r_o est la valeur instantanée de l'albédo de surface qui est considérée similaire à celle intégrée sur la journée, R_{gj} est le rayonnement global journalier et τ_{swj} est la transmissivité journalière de l'atmosphère.

Au pas du temps journalier, on néglige le flux conductif dans le sol, en supposant que les gains diurnes et les pertes nocturnes s'équilibrent (Bastiaanssen, 2000). L'équation 6.70 devient:

$$ETR_j = \Lambda \cdot R_{nj} \quad (6.72)$$

Le rayonnement net journalier R_{nj} est fonction de l'albédo, du rayonnement global journalier R_{gj} et la transmissivité journalière de l'atmosphère τ_{swj} (équation 5.3).

Le rayonnement global journalier R_{gj} peut être approximé par l'expression (Allen et al., 1998):

$$R_{gj} = [37.586 \cdot ds \{ (\omega_s \sin(Lat) \sin(\delta) + \cos(Lat) \cos(\delta) \sin(\omega_s)) \}] \tau_{swj} \quad (6.73)$$

avec ds est la distance Terre-soleil, Lat est la latitude du lieu, δ est la déclinaison solaire et ω_s est l'angle horaire solaire qui est exprimé par (Allen et al., 1998):

$$\omega_s = \arccos[-\tan(Lat) \tan(\delta)] \quad (6.75)$$

La transmissivité journalière de l'atmosphère peut être évaluée à partir la fraction d'insolation n/N (avec n est la durée pendant laquelle le soleil a brillé et N durée astronomique du jour) (Allen et al., 1998):

$$\tau_{swj} = 0,25 + 0,50n/N \quad (6.76)$$

La durée astronomique du jour N est calculée par l'expression (Guyot, 1999):

$$N = \frac{24}{\pi} \arccos[-\tan(Lat) \tan(\delta)] \quad (6.77)$$

En fait, les valeurs de l'évapotranspiration réelle journalière (ETR_j) estimée sont représentées sur la figure 6.30.

Dans la zone d'étude, l' ETR_j varie sur l'image entre 0 et 10,49 mm, avec moins de stress hydrique, car cette région a reçu une pluviométrie de 15 mm le 26 mai 2000 (03 jours avant l'acquisition de l'image d'après ANRH Ain Fares MASCARA).

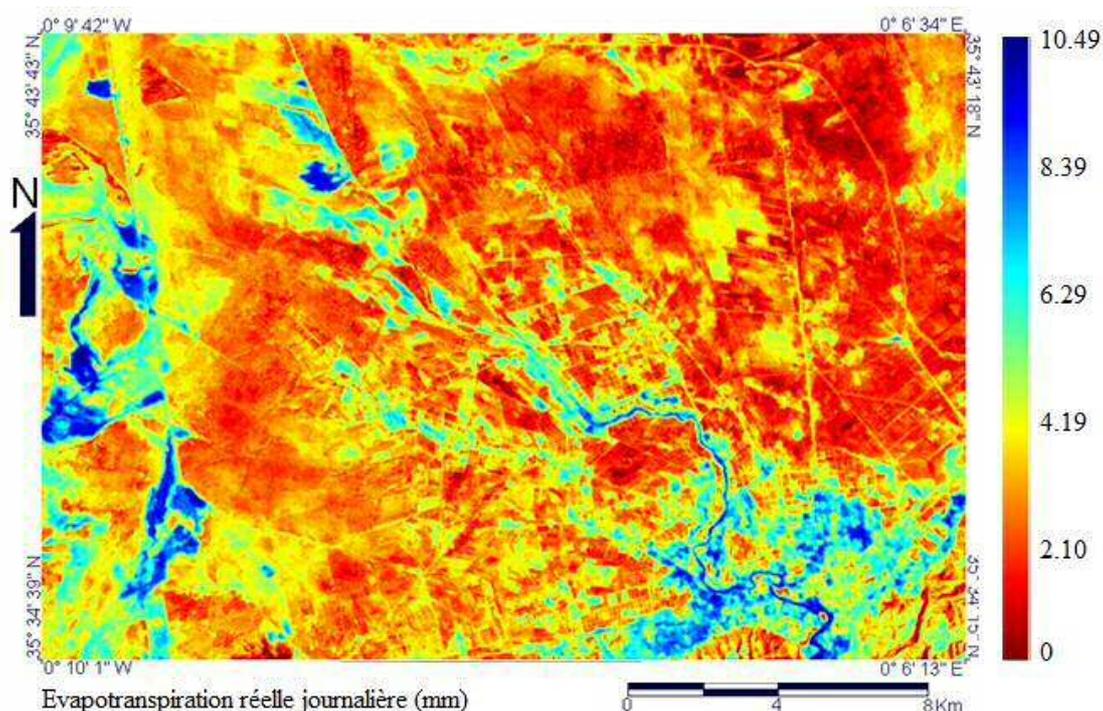


Figure 6.28: Images de l'évapotranspiration réelle journalière (ETRj)

Nous remarquons que l'évapotranspiration est très élevée dans les zones humides ainsi que dans le couvert végétal, elle est très faible dans la partie sèche (les terres abandonnées).

6.9. Estimation de l'évapotranspiration par le paramètre de Priestley-Taylor (α_{PT})

Dans cette étude, nous emploierons une méthodologie d'évaluation de l'évapotranspiration réelle basés sur une extension d'équation de Priestley-Taylor et un rapport entre la température de surface et l'indice de végétation comme:

$$LE = \alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (Rn - G) \quad (6.78)$$

γ : La constante psychrométrique $0,66 \text{ mbar} \cdot \text{C}^{-1}$;

Δ : La pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température de l'air est formulée par (Alln et al., 1998):

$$\Delta = \frac{2503,058}{(T_a + 237,3)} \exp\left(\frac{17,27T_a}{T_a + 237,3}\right) \quad (6.79)$$

Un avantage principal d'employer cette méthodologie est que toutes les quatre quantités de $(\alpha_{PT}, \Delta, R_n, G)$ peuvent être dérivées indépendamment en utilisant les données de la télédétection.

La base de la méthodologie proposée est l'existence d'un rapport physiquement significatif entre les valeurs de (α_{PT}) et une combinaison des paramètres de la télédétection, T et NDVI.

Dans la représentation graphique (scatter plot) de NDVI-T pour les Pixel ou NDVI supérieure à 0, le type de surface de terre s'étend du sol nu à un sol en masse végétal.

Dans chaque type de surface de terre, la température de surface s'étend d'un minimum où il y a le refroidissement par évaporation le plus fort à un maximum où le refroidissement par évaporation est le plus faible. On suppose que la variation de l'énergie $(R_n - G)$ est petite pour un type particulier de végétation dans le domaine de la télédétection.

Il est important de noter qu'en l'absence de l'advection et de la convection significatives, le flux de la chaleur latente ne peut pas excéder l'énergie radiante disponible $(R_n - G)$ et par conséquent (α_{PT}) a une gamme limitée entre 0 et $(\Delta + \gamma)/\Delta$.

Une valeur de 0 pour (α) correspond aux pixels sans évaporation tandis qu'une valeur de $(\Delta + \gamma)/\Delta$ pour (α) correspond aux pixels à l'évaporation maximale.

Un avantage d'employer (α) est que la résistance aérodynamique et la résistance du couvrir sont nécessaires explicitement pour la grande surface hétérogène puisque (α) prise un éventail des valeurs $(0 \rightarrow 1,26)$.

Illustre un exemple de l'arrangement d'interpolation employé pour obtenir (α) la valeur pour chaque pixel dans une image de la télédétection. Les minimums et les maximums globaux de (α) sont déterminés comme $\alpha_{\min}=0$ pour les Pixels sec et $\alpha_{\max}=1,26$ pour une végétation dense. Les deux limites Donne $(NDVI=0, \alpha_{\min})$,

($NDVI=NDVI_{max}$, α_{max}). α_{min}^i peut être linéairement interpolé pour chaque intervalle de l'indice de végétation $NDVI_i$).

(α_i) pour chaque $NDVI_i$ peut être obtenue à partir du Pixel, la correspondance à la plus basse température de surface dans l'intervalle de $NDVI$. Après que les limites inférieures et supérieures des valeurs de (α) pour chaque classe de $NDVI$ aient été déterminées, la prochaine étape est d'interpoler dans chaque classe de $NDVI$ entre les Pixel de la plus basse température, les Pixel avec l'évaporation la plus élevée dans cette classe de $NDVI$ (T_{min} , α_{max}), et les Pixels les plus haut température où l'évaporation est la plus basse dans cette classe de l'indice de végétation (T_{max}^i , α_{min}^i).

Par conséquent, les valeurs de (α) pour chaque Pixels peuvent être déterminées en utilisant le contexte spatial des paramètres T et $NDVI$. De simple terme, T_{min} est la plus basse température à la pleine couverture de végétation et peut être déterminé par la température moyenne de surface d'eau intérieure, et T_{max} est obtenu en extrapolant le bord chaud pour intersecté avec $NDVI=0$, qui est pratiquement la température la plus élevée au-dessus du sol nu.

Pour l'estimation du paramètre α à l'échelle du pixel, on repose sur l'indice de sécheresse température-végétation (TVDI), proposé par Sandholt et al. (2002):

$$TVDI = \frac{T_o - T_{omin}}{T_{omax} - T_{omin}} \quad (6.80)$$

Cet indice illustre graphiquement la température de surface en fonction du $NDVI$. Son espace graphique forme un triangle dans lequel toutes les combinaisons entre le $NDVI$ et la température de surface sont supposées illustre (Figure 3.1). Les trois points du triangle correspondent aux conditions extrême de surface en terme de température de surface et de $NDVI$, permettant alors de déduire les valeurs extrême (T_{omin} , T_{omax} , $NDVI_{min}$, $NDVI_{max}$), respectivement, de la température de surface et du $NDVI$ (Jiang et Islam, 2001).

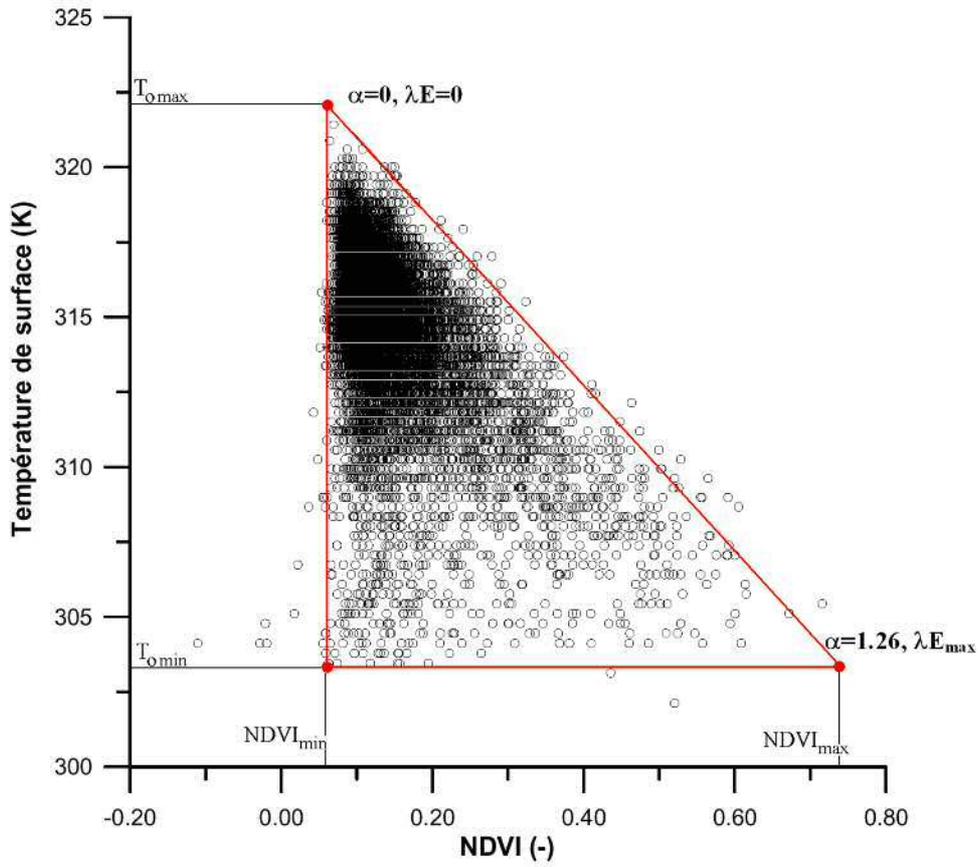


Figure 6.29 Schéma d'interpolation linéaire pour obtenir (α_{PT}) à partir de la représentation graphique (scatter plot) NDVI-Ts.

L'indice TVDI, combiné avec le taux de couverture végétale f_c qui offre une information complémentaire. Nous proposons ici une formulation qui combine TVDI et f_c par le produit

$(1-TVDI).f_c$ dont les valeurs varient entre 0 et 1, permettant alors d'ajuster les valeurs de α_e en fonction de condition de l'environnement:

$$\alpha_e = 1,26. (1-TVDI).f_c \tag{6.81}$$

Avec f_c le taux de couverture d'une surface, est par (Baret et al., 1995)

$$f_c = 1 - \left(\frac{NDVI_{max} - NDVI}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^{0,4631} \tag{6.82}$$

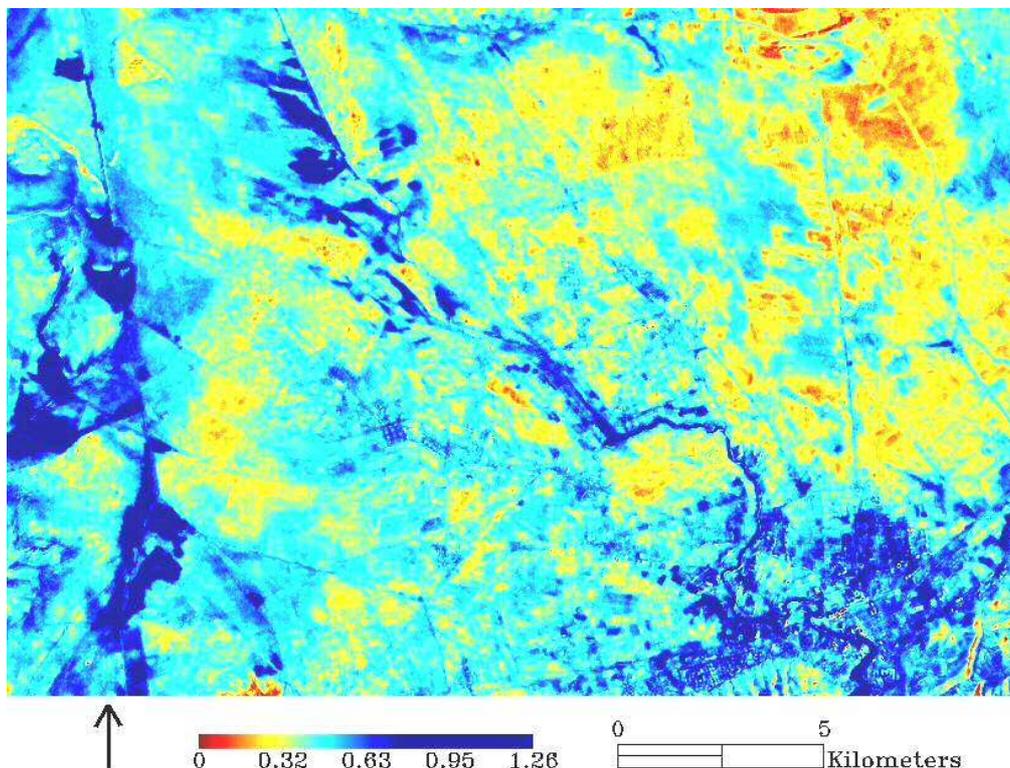


Figure 6.30 Le paramètre alpha (α_e) d'après le modèle proposé

6.10 Estimation de l'évapotranspiration par le biais du model de Trapèze

Idso et al (1981) ainsi que Jackson et al (1981) ont proposés un indice qui s'appel indice de stress hydrique, basé sur l'équation du bilan énergétique, pour la détection du stress des plantes en eau, basé sur une relation entre le couvert végétal et la température de l'air. Suivant cette approche, le WDI (Water deficit index), a été proposée par Moran et al (1994), basé sur la construction d'un trapèze dont les quatre sommets correspondent aux conditions extrêmes de la culture en termes de taux de couverture et de température, d'après l'expression (5.29)

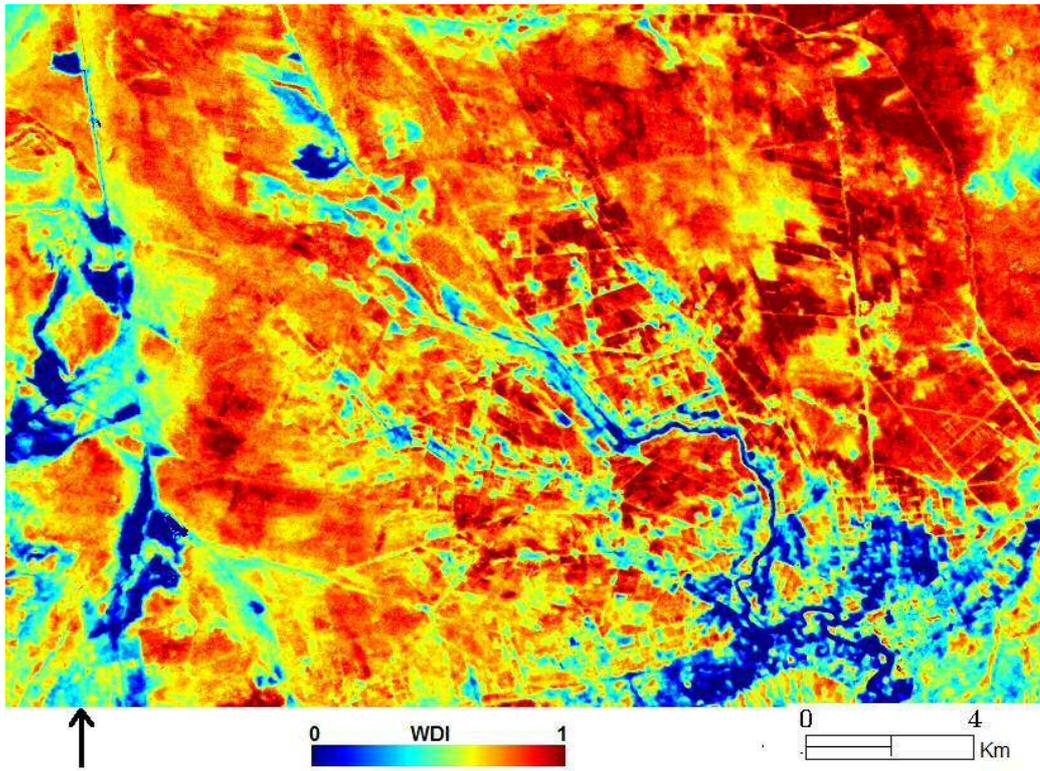


Figure 6.31 cartographie de l'indice du stress hydrique WDI

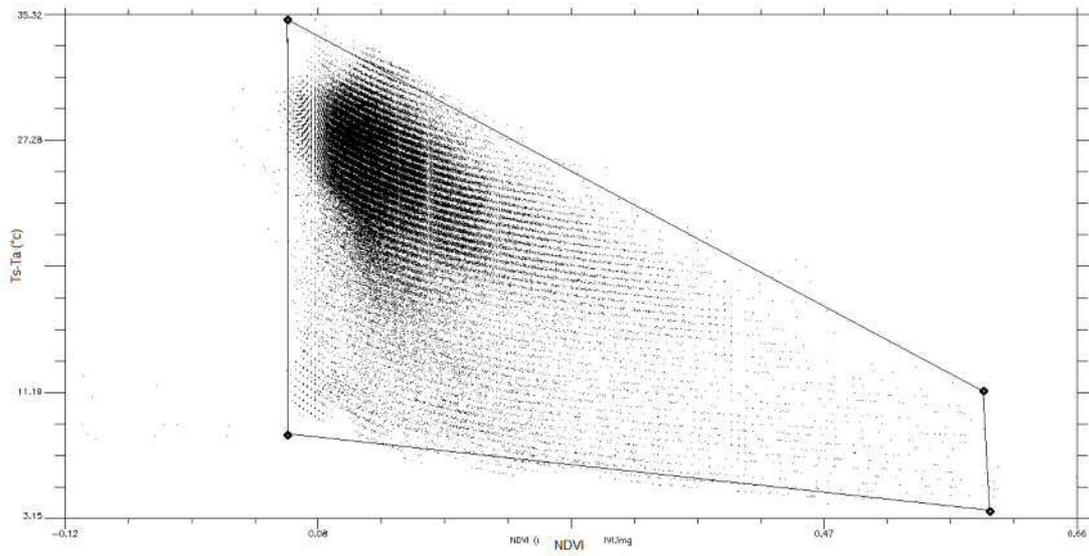


Figure n°6.32 Représentation de la forme du trapèze

L'utilisation du modèle du trapèze graphiquement nous a permis de déterminer les quatre points de l'état hydrique de la surface ainsi que les limites sèche et humide. Le modèle du trapèze nous permet de montrer aussi que les paramètres de surface, issus du capteur satellitaire, à savoir l'albédo, l'indice de végétation et la température de surface conduisent à déterminer le flux de chaleur latente (LE). L'estimation de l'évapotranspiration réelle journalière représente assez fidèlement la logique des variations spatiales de l'évapotranspiration sans avoir à introduire un nombre important de paramètres d'entrée difficilement accessible en routine.

Résultats et discussion

7. Résultats et discussion

Ce chapitre relate l'ensemble des validations effectuées sur les données VIS-PIR-IRT aéroportées acquises au cours de l'expérimentation, ainsi que les simulations du modèle SEBAL. La détermination de l'albédo par le biais de modèles paramétriques et d'une combinaison linéaire pour l'extrapolation au domaine [0.3 - 3 μ m] s'est avérée satisfaisante. Les modèles paramétriques proposés se sont révélés robustes, une précision de l'ordre de 5 % sur l'albédo spectral semblant accessible. En revanche la détermination des coefficients de la combinaison linéaire utilisée pour l'extrapolation spectrale demande d'autres investigations. De même, il est probable que des mesures à 1.3 μ m soient nécessaires pour une évaluation plus précise. Ces investigations sont indispensables pour arriver à la précision recherchée sur l'albédo, à savoir 5 % en général (Weiss et al., 1999), alors que celle obtenue dans le cadre de ce travail était de 15 %. Les comparaisons entre les données de température et les mesures ne nous permettaient pas de conclure, ou plus particulièrement d'annoncer une précision sur les mesures aéroportées, l'objectif étant une précision de l'ordre de 1 °C. Nous avons obtenu de très bons résultats à partir des mesures ponctuelles. Toutefois, un point intéressant est que les mesures aéroportées reflétaient une variabilité spatiale intra-parcellaire comparable à celle des mesures ponctuelles.

L'obtention de cartographies de température et d'albédo nous ont permis de vérifier la validité de l'une des hypothèses fondamentales du modèle SEBAL, à savoir l'existence d'une corrélation spatiale entre ces deux variables, permettant de détecter les zones en conditions hydriques extrêmes sur le site d'étude. Cette dynamique spatiale a été observée dans toutes les expérimentations, ce qui constitue un résultat très encourageant.

La validation de certaines variables de l'interface SVA intervenant dans le bilan d'énergie de surface a mis en évidence trois aspects. La détermination de la longueur de rugosité mécanique par le biais d'une fonction exponentielle du NDVI s'est avérée ne pas être appropriée. En effet, elle nous a semblé nécessiter un calage non pas pour chaque type de culture, mais pour chaque parcelle considérée, ce qui lui enlève tout aspect opérationnel pour l'instant. La détermination de la vitesse du vent par le biais d'une interface SVA effective obtenue par agrégation des pixels secs a donné des résultats réalistes, mais la variabilité spatiale des mesures in-situ tend à considérer avec réserve l'utilisation d'une valeur moyenne. En revanche, la caractérisation de la

différence entre la température de l'air et la température de surface comme une fonction linéaire de cette dernière s'est avérée constituer un atout majeur du modèle. En effet, alors que les comparaisons avec les mesures paramètres et des estimations de la température de l'air par SEBAL donnaient de très mauvais résultats, la validation de la différence $T_s - T_a$ était nettement meilleure. Ce résultat est très important en ce sens que cette différence intervient directement dans l'expression du flux de chaleur sensible. En définitive, nous avons pu constater que les deux points originaux de SEBAL, c'est-à-dire les procédures utilisées pour estimer la vitesse du vent et la température de l'air donnaient des résultats réalistes.

La validation sur le rayonnement net et sur le flux de chaleur dans le sol a donné des résultats acceptables. La validation des flux convectifs était très difficile, Enfin, les validations ont été effectuées à l'aide de cartographies selon une résolution de 30 m, correspondant à la résolution d'acquisition des données de télédétection. La fiabilité de ces cartographies a été vérifiée par le biais d'une dégradation à 60 m, suivi d'une comparaison. Les différences observées étaient en effet de l'ordre de 15 % sur le flux de chaleur et 8 % sur le flux de chaleur latente (Emmanuel 2003).

L'ensemble de ce travail consistait à évaluer les potentialités des modèles à partir du jeu de données acquis au cours du passage du satellite. Nous disposions de ce fait d'un modèle ayant pour vocation d'exploiter la variabilité spatiale afin de cartographier les flux énergétiques de surface, que nous pouvions alimenter avec des données de télédétection aéroportées Vis-PIR-IRT à haute résolution spatiale et multidirectionnelles. L'utilisation de mesures multi-angulaires permettait de mieux caractériser les surfaces naturelles au travers des variables radiatives considérées, alors que la haute résolution offrait la possibilité d'accéder à la caractérisation de l'échelle parcellaire.

Les données Vis-PIR acquises ont été utilisées pour cartographier le NDVI et l'albédo. Ces derniers se sont avérés robustes pour la détermination du bilan d'énergie. En revanche, l'extrapolation spectrale permettant de passer des estimations dans les canaux à une valeur d'albédo intégrée sur le domaine spectral $[0.3 - 3] \mu\text{m}$ par le biais d'une combinaison linéaire, a semblé imprécise. La validation a en effet montré une différence de l'ordre de 15 % entre les estimations aéroportées et les mesures in-situ, avec un biais expliqué par les caractéristiques de la méthode proposée pour déterminer les coefficients de la combinaison linéaire. Des investigations dans cette direction sont nécessaires, que ce soit pour améliorer la méthodologie employée

(prise en considération de l'ensemble du domaine solaire dans les simulations et considération des bandes spectrales PoLDER), ou bien pour en utiliser d'autres, telles que celle suggérée par Song et Gao (1999), et qui consiste à utiliser les caractéristiques de la surface par le biais du NDVI pour déterminer les coefficients. Une autre possibilité serait de déterminer ces coefficients à partir du jeu de mesures in-situ. Pour cela, nous pourrions par exemple considérer quatre journées sur l'ensemble de l'expérimentation (correspondant aux quatre saisons par exemple), et ensuite valider sur les autres journées.

Les données IRT acquises ont été utilisées pour cartographier la température de brillance de surface.

Nous avons vérifié la validité de l'une des hypothèses fondamentales du modèle SEBAL, à savoir l'existence d'une corrélation spatiale entre la température et l'albédo de surface, dont découle la détection des sites en conditions hydriques extrêmes. Cette hypothèse était valide pour l'ensemble des jours de l'expérimentation, ce qui constitue un résultat très encourageant. En effet, la présence de tels sites et leur détection est une condition sine qua non pour l'utilisation du modèle. Dans les cas contraires, il faudrait recourir à des méthodes supposant l'uniformité spatiale de certaines variables, telle que celle proposée par Humes et Kustas (1997). La complémentarité entre SEBAL et de telles approches serait alors envisageable selon les situations rencontrées au niveau de la variabilité spatiale.

La tentative de validation des estimations des modèles pour les variables de l'interface SVA a mis en évidence certaines de ses limites et potentialités. La relation empirique exponentielle à partir du NDVI utilisée pour calculer la longueur de rugosité mécanique s'est avérée devoir être calée non pas pour chaque type de culture. La détermination de la vitesse du vent à partir des caractéristiques d'une interface Sol - Végétation - Atmosphère obtenue par agrégation des pixels secs a donné des résultats réalistes, mais la forte variabilité conduit à douter de la validité de l'emploi d'une valeur moyenne. Enfin, l'estimation de la différence $T_s - T_a$ est apparue être un atout du modèle, car peu influencée par les erreurs sur la détermination de T_s .

La validation des rayonnements net et flux de chaleur dans le sol était acceptable, les différences observées étant respectivement celle rencontrées dans la littérature, et celle des mesures de terrain. En revanche, la qualité des estimations pour les flux convectifs ne nous a pas permis de conclure sur la précision des sorties du modèle. Les données disponibles par la méthode des corrélations turbulentes nous ont permis

de constater que les simulations étaient réalistes, avec des différences de l'ordre de 25 W.m^{-2} . Nous avons à ce stade constaté une grande sensibilité du flux de chaleur sensible vis-à-vis de l'intervalle d'albédo sélectionné pour les simulations. Celle-ci n'a pas pu être expliquée jusqu'à présent, et nécessite des investigations complémentaires.

Enfin des comparaisons de cartographies à différentes résolutions spatiales nous ont permis de constater qu'il était possible d'atteindre la résolution de 30 m. Cependant leur obtention a employé un filtrage sur les pixels par les imprécisions des corrections géométriques. De telles cartographies peuvent être utilisées pour des études à l'échelle parcellaire, car elles reflètent la variabilité spatiale interparcellaire. En revanche, l'exclusion des contours pouvant entraîner l'élimination de pixels importants dans les processus d'échange entre la surface et l'atmosphère (chemins et canaux d'irrigation par exemple), il semble plus approprié de considérer une résolution de 40 m sans filtrage de pixels pour des études à l'échelle régionale.

Les résultats obtenus permettent d'affirmer que nous avons atteint les objectifs généraux de la thématique dans laquelle se situait ce travail, à savoir l'estimation de la température de surface avec une précision, et estimation des flux énergétiques de surface avec précision. Cependant, les données de télédétection utilisées ont montré le grand intérêt de disposer de mesures à haute résolution spatiale et multidirectionnelles.

Dans cette optique, la transformation de SEBAL en un modèle bicouche en s'inspirant de la méthode proposée par Norman et Kustas (1995) semble une voie prometteuse.

Enfin, les cartographies obtenues à des résolutions de 20 et 40 m peuvent servir, dans l'avenir, d'outils pour l'étude des changements d'échelles et modèles.

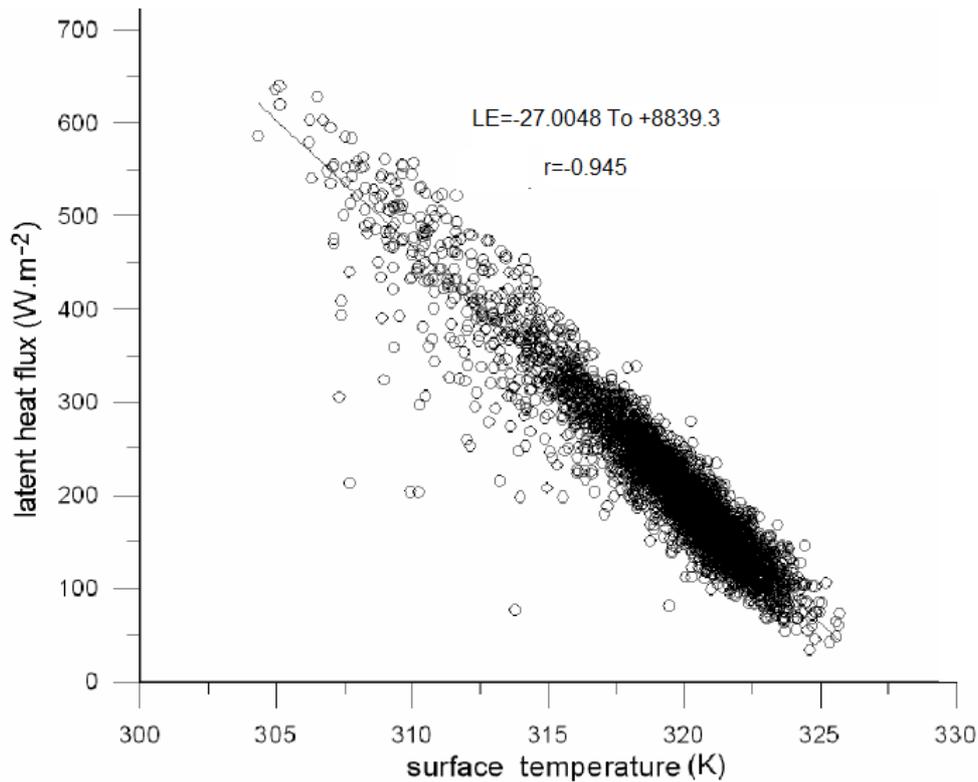


Figure 7.1: Représentation de la relation entre la température de surface et le flux de chaleur latente.

La température de surface (T_0) est reliée indirectement au flux de chaleur latente (LE) par le biais de l'équation du bilan d'énergie. Elle fournit une information importante sur l'état hydrique de surface. L'analyse de la corrélation entre T_0 et LE montre une forte dépendance entre ces deux variables: $r^2 = -0,89$ (Figure 7.1).

La température de surface varie dans les images utilisées entre 304 et 330 K, les valeurs supérieures correspondent aux pixels dont les sols nus sont dominants, tandis que les faibles valeurs sont associées aux plans d'eau et à la végétation dense. De même, la température de surface moyenne des pixels secs est supérieure à celle des pixels humides.

Par ailleurs, les paramètres NDVI et albédo, malgré qu'ils offrent des informations complémentaires intéressantes dans l'interprétation des données thermiques (Carlson, 2007; Gillies et al., 1997; Menenti et al., 1989), sont moins significants dans la discrimination de l'état hydrique de surface du fait que le coefficient de corrélation avec le flux de chaleur latente est de 0,52 (Figure 7.2).

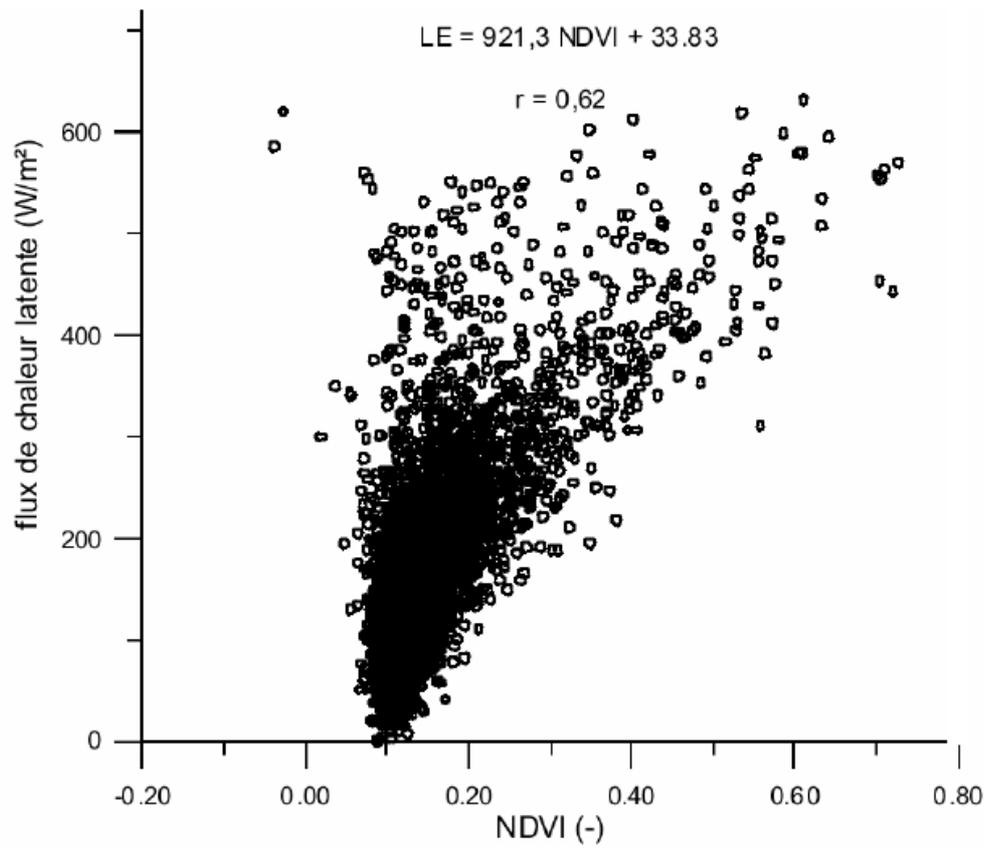


Figure 7.2: Représentation des relations entre le NDVI et le flux de chaleur latente

Tableau 7.1: Paramètres et flux de surface instantanés au-dessus des pixels secs et humides.

Paramètres	Unite	Pixels secs	Pixels humides
NDVI	-	0.10	0.23
Albedo	-	0.32	0.10
Emissivité	-	0.91	0.94
Tempereature de surface	K	323.14	307.02
Rayonnement net	Wm ⁻²	691.26	684.26
Flux de chaleur dans le sol	Wm ⁻²	185.98	124.50
Vitesse de frottement	ms ⁻¹	0.23	0.26
Longueur de Monin-Oubukhov	M	-4.26	-38.67
Resistance au transfert de chaleur	sm ⁻¹	58.30	88.01
Flux de chaleur sensible	Wm ⁻²	415.52	0
Flux de chaleur latente	Wm ⁻²	0	559.76
Fraction d'évaporation	-	0	1
Différence entre la température de surface et la température de l'air	°C	20.64	2.76

On peut noter aussi que, dans le cadre de l'analyse des relations entre l'albédo et la température de surface, qui a fait l'objet de controverses ces dernières années (Bastiaanssen et al., 1993; Jacob, 1999 ; Roerink et al., 2000) et représente une contribution à la question importante sur le mécanisme de la sécheresse, notre travail met surtout en évidence une régulation par l'eau jusqu'à des albédos de l'ordre de 0,27 à 0,35, avec ensuite un plateau relativement constant au niveau de la température de surface (Figure 6.17).

Dans les études menant à estimer l'évapotranspiration à travers l'équation du bilan d'énergie, il apparaît que c'est l'évaluation du flux de chaleur sensible qui est la plus délicate. Dans son approche, Seguin et al. (1982) a adopté une méthode empirique

pour atténuer les erreurs dues à ce flux. En revanche, l'approche suivie dans notre travail est inspirée de la théorie de Monin- Oubukhov qui basée sur l'utilisation des profils de vitesse du vent et le flux de quantité de mouvement à la hauteur de la couche limite de surface. En fait, la modélisation de la couche limite de surface permet la cartographie du flux de chaleur sensible qui est obtenu par estimation de deux paramètres-clés de la régulation du bilan énergétique, dépendant du type de surface et de ses propriétés thermodynamiques qui sont le gradient entre les températures de surface et de l'air (δT) et la résistance au transfert turbulent (r_{ah}).

Pour les surfaces sèches (les sols nus, l'urbain, etc.), la résistance au transfert de chaleur est plus faible, provoquant ainsi la libération de la chaleur sensible vers l'atmosphère. En revanche, pour les surfaces humides (les cours d'eau, les plans d'eau et les parcelles agricoles fraîchement irriguées) la résistance au transfert de chaleur est plus élevée, car l'énergie disponible ($R_n - G$) est essentiellement utilisée pour la vaporisation de l'eau de surface. Les distributions fréquentielles du flux de chaleur sensible (Figure 7.3) nous indiquent cette différenciation qui est causée par l'état hydrique de la surface et son influence sur la partition de l'énergie entre la chaleur latente et la chaleur sensible. En fait, les surfaces humides s'individualisent par des valeurs très faibles alors que les fortes valeurs sont attribuées aux zones sèches (Tableau 7.1).

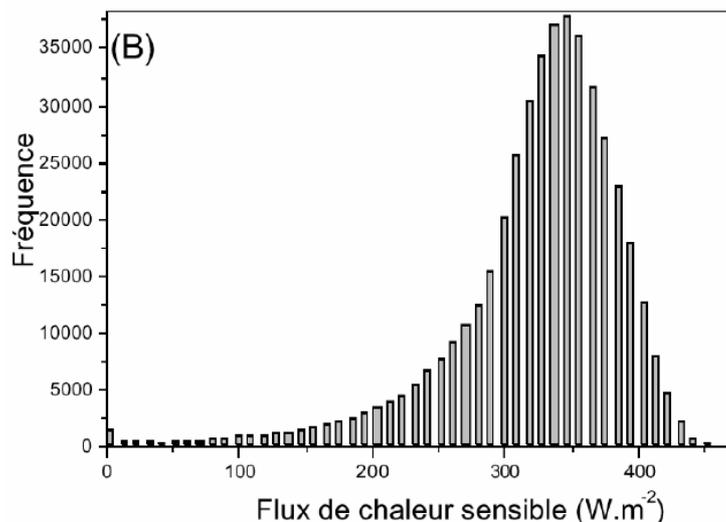
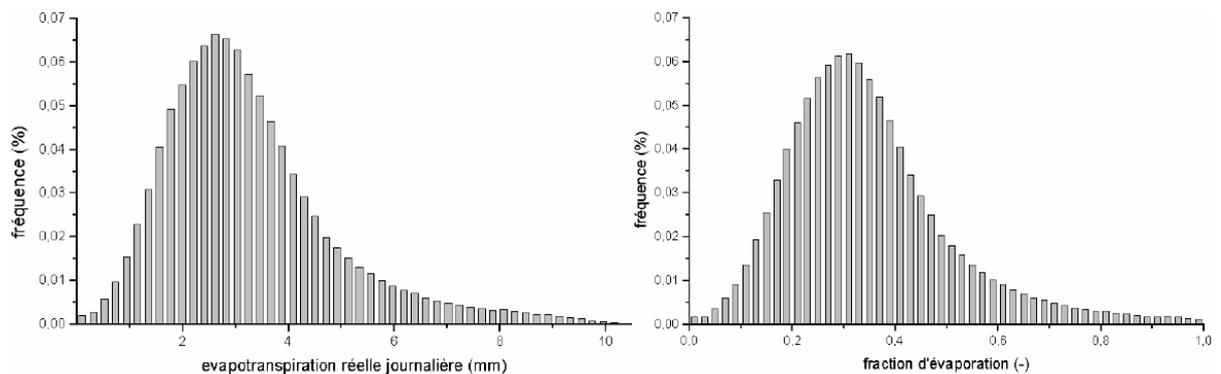


Figure 7.3: Distributions fréquentielles des valeurs de flux de chaleur sensible

Tableau 5.3: Variation des flux de surface et des indicateurs de l'état hydrique en fonction de l'occupation du sol

Type d'occupation des sols	Rn (Wm ⁻²)	G (Wm ⁻²)	H (Wm ⁻²)	LE (Wm ⁻²)	ETRj (mm/j)	Λ (-)	r _s (sm ⁻¹)	A (-)
Sol à couverture végétale dense	720.1	155.6	234.5	329.9	5.7	0.58	255.1	0.74
Sol moyennement couvert	665.6	172	308.5	184.6	3.4	0.3	496.2	0.41
Sol nu ou peu couvert	667.4	178.9	351.1	137.3	2.5	0.2	729.3	0.35
Marais et plan d'eau	673.6	157.9	200.5	315.1	5.5	0.6	238.2	0.78

L'évapotranspiration réelle journalière varie sur l'image de 0 à 10,49 mm avec une dominance très nette des surfaces souffrant d'un stress hydrique plus ou moins fort ($\Lambda \leq 0,5$) (Idso et al., 1981). Par contre, l'état hydrique optimal ($\Lambda \geq 0,7$) n'est représenté que sur une faible superficie. La dominance de déficit hydrique est nettement observée sur les distributions fréquentielles de l'évapotranspiration journalière et de la fraction d'évaporation Figure suivante.

**Figure 7.4:** Distributions fréquentielles de l'évapotranspiration réelle journalière (à droite) et la fraction d'évaporation (à gauche)

Dans les approches d'estimation de l'évapotranspiration et de pilotage de l'irrigation à l'échelle régionale (Vidal, 1990), la résistance de surface à l'évaporation est mesurée *in-situ*. L'estimation de ce paramètre à partir de l'image, en utilisant les approches de Seguin et al. (1982) et de Vidal et Perrier (1990), est une opération très complexe, car en plus des données climatiques, s'ajoutent l'évapotranspiration réelle et surtout la résistance au transfert de chaleur qui est généralement absent. En effet, les valeurs de l'évapotranspiration des flux énergétiques de surface ainsi estimées sont à considérer avec précaution et n'ont que des valeurs relatives, car il n'existe pas de méthode de validation à des échelles de temps et d'espace aussi larges. Cependant, l'originalité de SEBAL, quant à la spatialisation de la température de l'air et la détermination de la vitesse du vent, a donné des estimations relativement réalistes de ces deux paramètres, ce qui constitue un point très positif pour valider les sorties du modèle SEBAL. Le résultat de comparaison entre les températures de l'air estimées par SEBAL et celles mesurées au sol est représenté sur la figure 7.5, ce qui montre un bon ajustement.

Un moyen peut être envisagé pour valider les sorties du modèle SEBAL. Il s'agit de comparer les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par ce dernier avec celles obtenues par d'autres modèles. Nous utilisons ici les modèles résiduels METRIC (Allen et al., 2007) et S-SEBI (Roerink et al., 2000).

Le modèle METRIC est une version simplifiée de SEBAL. Contrairement à ce dernier, il exige, en entrée, les données météorologiques (température, vent, etc.) relatives au moment d'acquisition des images. Son avantage est qu'il permet de s'affranchir de la longueur de rugosité thermique z_0 , qui représente un point délicat pour la plupart des algorithmes de simulation du bilan d'énergie.

Le concept S-SEBI est une approche semi-empirique. Il permet d'exprimer le partitionnement de l'énergie disponible à la surface ($R_n - G$) entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente par le biais de fraction d'évaporation (λ)

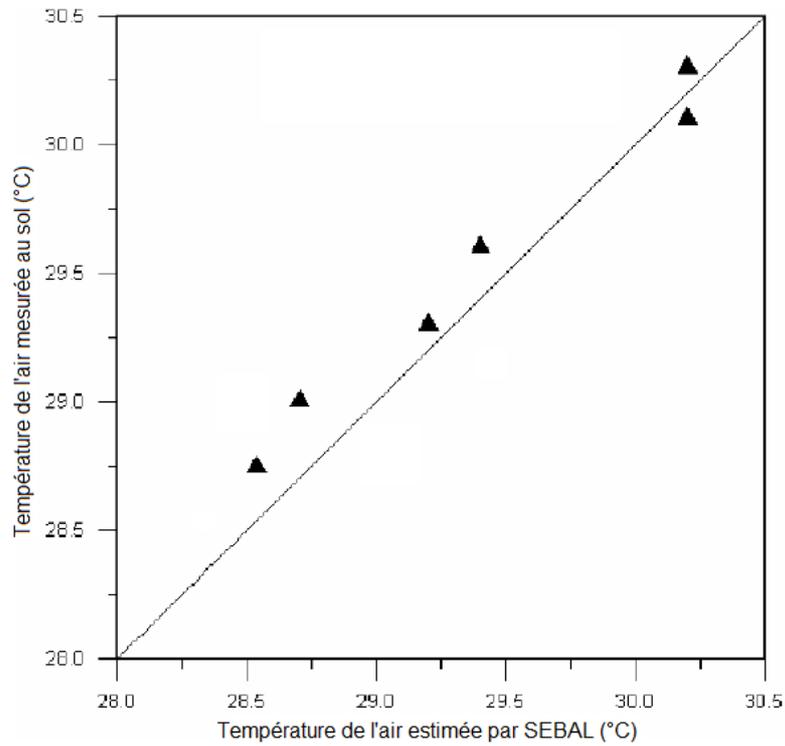


Figure 7.5: Comparaison entre les températures de l'air estimées par SEBAL et celles mesurées au sol.

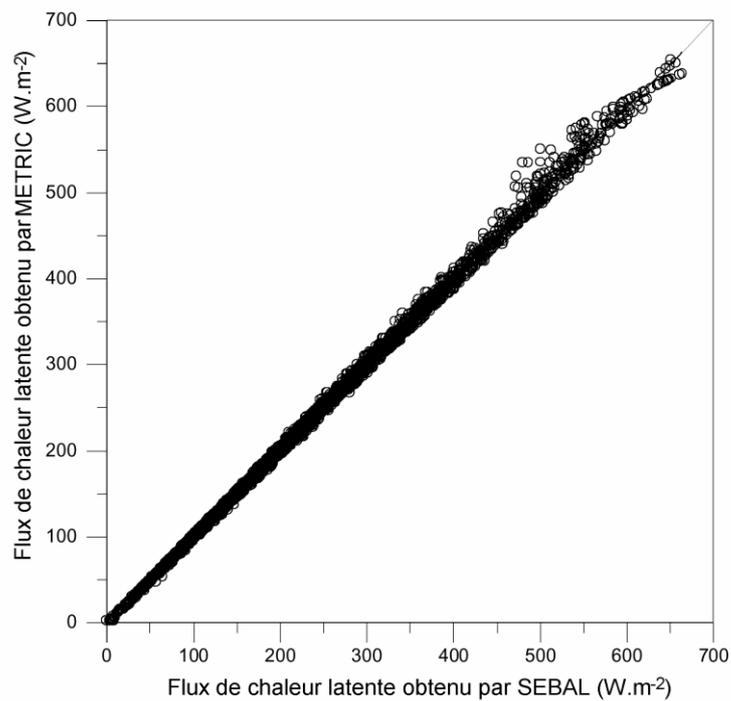


Figure 7.6: Comparaison entre les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par les modèles SEBAL et METRIC.

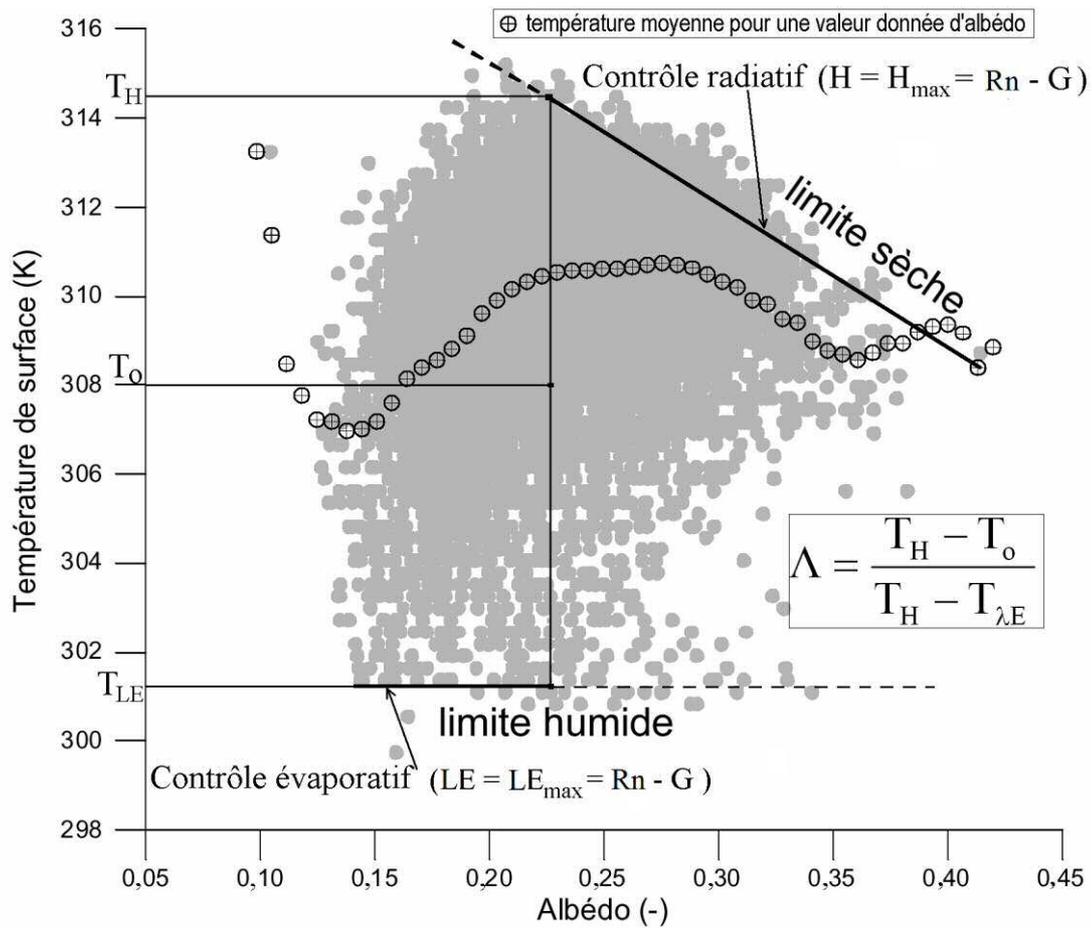


Figure 7.7: Illustration de l'approche S-SEBI utilisée pour la détermination de la fraction d'évaporation [Hamimed et al , 2009].

La confrontation des valeurs de fraction d'évaporation obtenues par SEBAL avec celles estimées par S-SEBI montre une bonne corrélation (Figure 7.6), ce qui justifie la validité de l'approche utilisée.

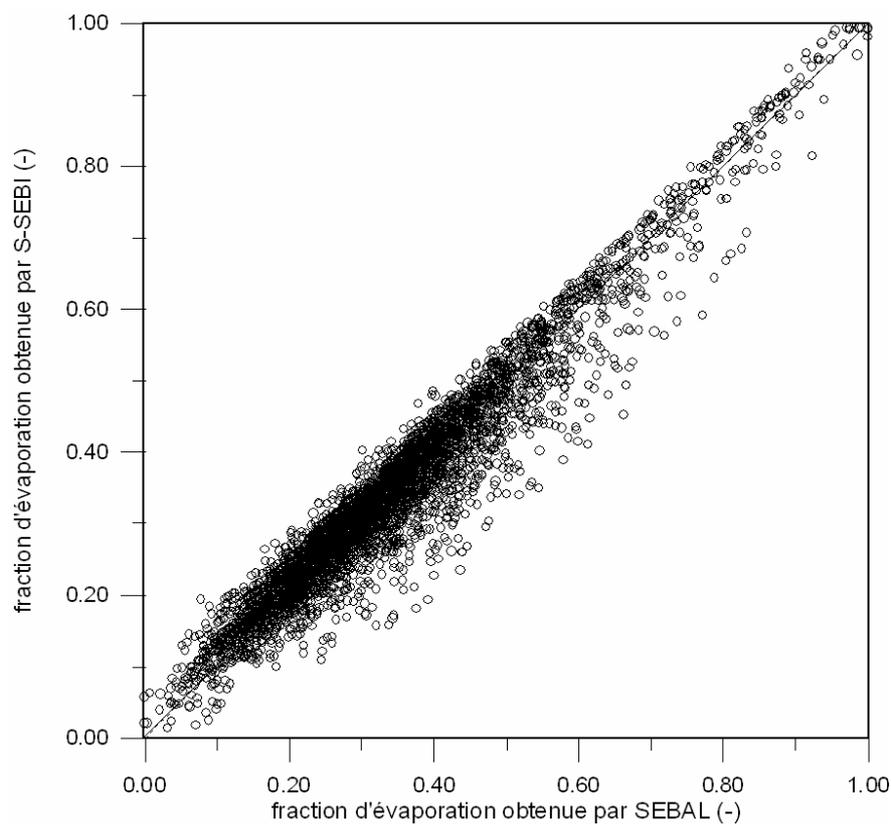


Figure 7.8: Comparaison entre la fraction d'évaporation obtenue par SEBAL et celle estimée par le concept S-SEBI.

Un autre moyen peut également être utilisé pour valider les résultats obtenus. Il s'agit de comparer les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par SEBAL à partir de l'image avec celles estimées au sol par utilisation du rapport de Bowen (Guyot, 1999). Le résultat de cette comparaison est représenté sur la figure 6.7, ce qui montre une corrélation suffisante pour justifier la validité de l'approche SEBAL utilisée.

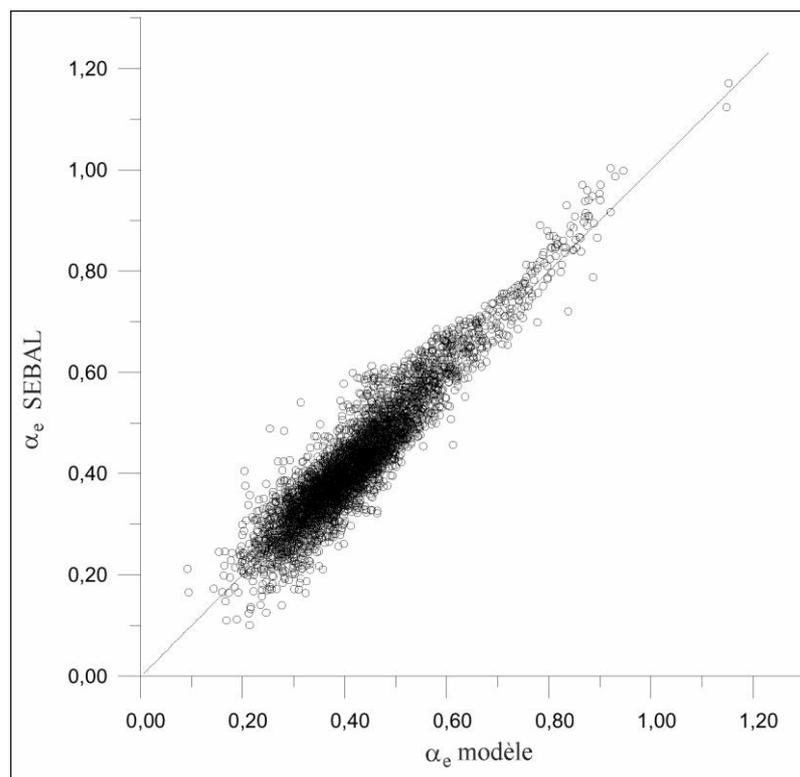


Figure 7.9 La comparaison entre l'estimation de ETR par SEBAL et ETR par le modèle

En définitive, nous pouvons souligner que l'imagerie satellitaire multispectrale, est un outil d'ores et déjà utile pour suivre la répartition spatiale du degré de stress hydrique. Cette méthode permet de maintenir un régime hydrique pour chaque parcelle et il est possible de faire participer au maximum les réserves hydriques, ce qui est plus difficile avec d'autres techniques. La seule limitation est l'aspect temporel (répétitivité au moins de 16 jours).

Conclusion générale

En ce qui concerne le diagnostic hydrique des cultures, l'analyse préalable a montré que l'imagerie multispectrale à haute résolution spatiale (tels que Landsat ou Aster) était susceptible de caractériser globalement la répartition spatiale de l'évapotranspiration réelle et, par conséquent, le repérage des sécheresses à partir de certains indices et paramètres (par exemple : la fraction d'évaporation, le rapport de Bowen, la résistance de surface à l'évaporation, le paramètre de Priestley-Taylor, etc.). Plus précisément, le calcul de la fraction d'évaporation à l'échelle du pixel s'est avéré étroitement corrélé aux régimes hydriques des cultures. Ainsi, nous avons conclu à travers la répartition spatiale des indices d'humidité qu'une culture de forte activité chlorophyllienne ne conduit pas forcément à une faible valeur de fraction d'évaporation (état hydrique optimal) Hamimed 2009..

L'interprétation de la distribution fréquentielle du paramètre de Priestley et Taylor donne un appui solide pour la validation du modèle. Les valeurs de ce paramètre préconisées dans la littérature (Choudhury et al., 1994; Perrier, 1987 ; McAneney et Itier, 1996 ; Pereira, 2004) sont comprises dans un intervalle (0-1,267), ce qui est approximativement représentés dans l'histogramme des fréquences. Les surfaces humides (état hydrique optimal) sont distinguées par les paramètres $\alpha < 1,26$. En revanche, les surfaces en stress hydrique plus ou moins fort ont des paramètres $\alpha > 0,7$ (Perrier, 1987). Comme nous l'avons indiqué, l'analyse de la distribution fréquentielle du paramètre de Priestley et Taylor présente des résultats identiques à ceux de la fraction d'évaporation. Les résultats obtenus permettent d'affirmer que nous avons atteint les objectifs généraux de la thématique dans laquelle se situait ce travail, à savoir l'estimation de la température de surface avec précision, et estimation des flux énergétiques de surface avec une précision de 50 W.m^{-2} . Cependant, les données de télédétection utilisées ont montré le grand intérêt de disposer de mesures à haute résolution spatiale et multidirectionnelles.

Selon l'approche monocouche, le paramètre kB^{-1} radiométrique a lui aussi des propriétés directionnelles qu'il semble important de caractériser afin d'évaluer son impact de l'estimation du flux de chaleur sensible.

Enfin, les cartographies obtenues à des résolutions de 30 et 60 m peuvent servir, dans l'avenir, d'outils pour l'étude des changements d'échelles permettant de passer aux résolutions kilométriques abordées avec les satellites NOAA et MODIS. (Fellah2009).

Les perspectives futures s'orienteront à la réalisation et le test d'un modèle type de cartographie de l'évapotranspiration, dans les régions semi-arides, en continue dans le temps à partir d'informations satellitaires dont les principales originalités qui permettront de fournir plusieurs estimations d'évapotranspiration se basant sur différentes modélisations et en fonction du niveau d'information disponible en entrée. Le système se devra également d'être ouvert aux améliorations futures et au test de nouvelles hypothèses de calcul.

Nous développons une nouvelle formulation pour dériver des cartes de données de l'évapotranspiration par la télédétection. La nouvelle équation est basée sur le paramètre de Priestley-Taylor. Nous avons démontré la validité et la robustesse des cartes d'évapotranspiration obtenue à partir d'une équation simple qui est applicable à différents états extérieurs d'humidité et de végétation pendant des jours de ciel clair. Un avantage principal de travailler avec le modèle proposé qui inclut un paramètre relatif d' E_{Tr}/E_{Tp} , nous a permis d'éliminer l'utilisation des fonctions de vent et des paramètres associées. Nous obtenons une équation simple pour estimer l'évapotranspiration. Ceci propose la formulation du paramètre de Priestley-Taylor qui sera appliqué et validé dans la région du périmètre de la HABRA pendant des jours de ciel clairs.

Références bibliographique

Andreas E.L., and Ackley S.F. 1982. On the differences in ablation seasons of Arctic and Antarctic sea ice, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, 440– 447.

Arino O., Dedieu G. and Deschamps Y. 1992. Determination of land surface spectral reflectances using METEOSAT and NOAA-AVHRR short wave channel data. *International Journal of Remote Sensing*, 13(12), 2263-2287.

Baret F. and Guyot G. 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and fAPAR assessment. *Remote Sensing of Environment*, 35, 161-173.

Bastiaanssen W.G.M., Van Der Wall T. and Visser T.N.M. 1996. Diagnosis of regional evaporation by remote sensing to support irrigation performance assessment. *Irrigation and Drainage Systems*, 10, 1-23.

Bastiaanssen W.G.M. 1996. Regionalization of surface fluxes densities and moisture indicators in composite terrain, PhD. Thesis, Agricultural University Wageningen, 273 p.

Bastiaanssen 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.

Becker F. 1980 Thermal infrared remote sensing principles and applications. *Remote Sensing Application in Agriculture and Hydrology*. Edited by Fraysse G., Ispra Establishment, Ispra, Italy, 153-213.

Becker F., Nerry F., Ramanantsizehena P. and Stoll M.P. 1986. Mesure d'émissivité angulaire par réflexion dans l'infrarouge thermique. Implication pour la télédétection. *International Journal of Remote Sensing*, 7, 1751-1762.

Brutsaert W., 1975. On a derivable formula for longwave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11, 742-744.

Carlson T. and Rippléy D. 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62, 241-252.

Caselles V., Coll C., Valor E. and Rubio E. 1997. Thermal band selection for the PRISM instrument. Part 2. Analysis and comparison of existing atmospheric and emissivity correction methods for land surface temperature recovery. *Journal of Geophysical Research*, 102, 19611-19627.

Choudhury B.J. 1989. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: vistas in modelling. *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, G. Asrar Editor, Wiley Interscience, 629-690.

Choudhury B.J. and Monteith J.L. 1988. A four layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 114, 373-398.

- Clothier B.E.**, Clawson K.L., Pinter P.J., Moran M. S., Reginator J. and Jackson R.D. 1986. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agricultural and Forest Meteorology*, 37, 319-329.
- Colin J.** 2006 Apport de la télédétection optique à la définition d'indicateurs de performance pour l'utilisation de l'eau en agriculture, Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur-Strasbourg I, France, 139 p.
- 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. and Aloui B. 1996. Evaporation for maritime catchment combining a meteorological model with vegetation information and airborne surface temperature. *Agricultural and forest meteorology*, 82, 93-117. ;
- Caloz R.** 1992. Télédétection satellitaire, Cours Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Département Génie Rural, Lausanne, 136 p.
- Camillo P.J.** 1991. Using one and two layer model for evaporation estimation with remotely sensed data. In *Land Surface Evaporation. Measurements and Parameterization*, Springer-Verlag (New York), 183-197.
- Crago R.D.** 1996. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *Journal of Hydrology*, 180, 173-194.
- ENVI (ENvironment for Visualizing Images) (2006) ENVI Tutorial. Research Systems, Inc., Boulder, 1150 p.
- 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.
- Guyot G.** 1989. Les signatures spectrales des surfaces naturelles. Edition Paradigme, Caen, 178 p.
- Guyot G.**, 1999, Climatologie de l'environnement, 2^{ème} édition, Paris, Dunod, 525 p.
- Hamimed A.**, Mederbal K, Khaldi A. 2001. Utilisation des données satellitaires TM de Landsat pour le suivi de l'état hydrique d'un couvet végétal dans les conditions semi-arides en Algérie. *Télédétection*, 2, 29-38.
- Hamimed A.**, Mena R., Bensmilane M. et Bouabdellah L. 2008. Cartographie de l'évapotranspiration réelle journalière dans les conditions semi-arides en Algérie à partir des données satellitaires ASTER. *Sécheresse*, 19(4): 293-300.
- 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.
- Hamimed A.**, Khaldi A., Mederbal M. and Seddini A. 2009. Estimation of daily actual evapotranspiration in Algerian semiarid environment with satellite ASTER. In: *Remote Sensing for a Changing Europe*, Maktav D. Ed., IOS Press, 2009, 448-458.

- Hamimed A.** 1998. Extraction des paramètres physiques en relation avec l'irrigation à partir des images de télédétection haute résolution. Mémoire de Mgister, Centre national des techniques spatiales, Arzew, 150 p.
- Khaldi Abdelkrim.** 2008 Utilité de l'expression de Priestley Taylor dans l'estimation de l'évapotranspiration réelle dans la plaine de la Macta. Mémoire de magister, Univ de Mascara
- Khaldi A₁, Hamimed A₁*, Mederbal K₁ and A Seddini₂** . 2011 . obtaining evapotranspiration and surface energy fluxes with remotely sensed data to improve agricultural water management 4558-4581p.
- Jackson R.D.** 1983. Spectral indices in n-space. *Remote Sensing Environment*, 13, 409-421.
- Jackson R. D., Reginato R., Idso S.** 1984. Agronomic aspects of thermal IR-measurements, 2nd Coll.Int. « Signatures spectrales d'objets en télédétection », Bordeaux, 12-16 sept 1983. Les colloques de l'INRA, no 23, 447-457.
- Jacob F.** 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, 1999, 268 p.
- Jacob F., Olioso A., Gu X.F., Su Z. and Seguin, B.** 2002. Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing data and a spatialized surface energy balance model. *Agronomie*, 22, 669-680.
- 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.
- Kustas W.P. and Daughtry C.S.T.** 1990. Estimation of the soil heat flux / net radiation ratio from spectral data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 49, 205-223.
- Lagouarde J.P., Kerr Y.H. and Brunet Y.** 1995a. An experiment study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 167-190.
- Lagouarde J. P., Loustau D., Courault D. and Tournebize, R.** 1995b. Le bilan d'énergie d'un couvert végétal. Actes de l'école chercheurs INRA en bioclimatologie, 3-7 avril 1995, Le Croisic, France, INRA Ed., 383-404.
- MacDonald R.W., Griffiths R.F. and Hall D.J.** 2001. An improved method for the estimation of surface roughness of obstacle arrays. *Atmospheric Environment*, 32(11), 1857-1864.
- Massman, W.J.,** 1997. An analytical one-dimensional model of momentum transfer by vegetation of arbitrary structure. *Boundary Layer Meteorology*, 83, 407-421.
- Menenti M., Bastiaanssen W.G.M., Van Eick D. and Adbelkarim M.H.** 1989. Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map actual evaporation of groundwater, *Advance in Space Research*, 9(1), 165-176.

- Menenti M.** and Ritchie J.C. 1994. Estimation of effective aerodynamic roughness of Walnut Gulch watershed with laser altimeter measurements. *Water Resources Research*, 30, 1329-137.
- Monteith J. L.** 1975. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London, 291 p.
- Monteith J.L.** 1994. Validity of the correlation between intercepted radiation and biomass. *Agricultural and Forest Meteorology*, 68, 213-220.
- Monteith J.L.** 1965. Evaporation and atmosphere. In: *The state and movement of water in living organisms*,. 19st Symp. Soc. Exp. Biol., Academic Press, New York, 305-324.
- Moran M.S.** 1990. A satellite-based approach for evaluation of the spatial distribution of evapotranspiration from agricultural lands. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson, USA.
- Moran M.S.**, Kustas W.P., Vidal A., Stannard D.I., Blanford J.H. and Nichols W.D. 1994a. Use of ground-based remotely sensed data for surface energy balance evaluation of a semiarid rangeland. *Water Resources Research*, 30, 1339-1349
- Olioso A.** 1995. Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetal canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 72, 237-242.
- Olioso A.**, Taconet O. and Ben Mehrez M. 1996. Estimation of heat and mass fluxes from brightness temperature. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 34, 1184-1190.
- Penman H. L.** 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. Land Ser.*, 193, 120-145.
- Perrier A.** 1987. Modélisation des échanges de surface: continuum sol-plante-atmosphère. *Climatologie et observations spatiales*, CNES, Ecole d'été, 421-456.
- Priestley C.H.B.** and Taylor, R.J. 1972. On the assessment of the surface heat flux and evapotranspiration using large-scale parameters. *Monthly Weather Rev.*, 100, 81-92.
- Schaudt K.J.** and Dickinson R.E. 2000. An approach to deriving roughness length and zero-plane displacement height from satellite data, prototyped with boreas data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 104,143-155..
- van de Griend A.A.** and Owe M. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for natural surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, 14(6), 1119-1131.
- van den Hurk B.J.J.M.**, Bastiaanssen W.G.M., Pelgrum H. and van Meijgaard E. 1997. A new methodology for assimilation of initial soil moisture fields in weather prediction models using METEOSAT and NOAA data. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 1271-1283.
- van Oevelen P.J.** 1991. Determination of the available energy for evapotranspiration with remote sensing, M. Sc. Thesis, Agricultural University of Wageningen, The Netherlands, 1991, 68 p.

Vidal A. and Perrier A. 1989. Analysis of simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal infrared data. *International Journal of Remote sensing*, 10, 1327-1337.

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 NOAAVHRR. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, 155-75.

Wang J. and Mitsuta Y. 1992. Evaporation from the desert: some preliminary results of HEIFE. *Boundary Layer Meteorology*, 59, 413-418.

Weiss M., Baret F., Leroy M., Hautecoeur O., Bacour C., Prévot L. and Bruguier N. 2002. Validation of neural techniques to estimate canopy biophysical variables from remote sensing data. *Agronomie* 22, 547-553.

RESUME

Ce travail a pour objectif de faire une étude comparative entre les méthodologies d'estimation de l'évapotranspiration réelle à travers la résolution des équations du bilan d'énergie à la surface par le biais des modèles SEBS, S-SEBI SEBAL, et d'autre méthodes basées sur la cartographie de l'indice de végétation et la température du sol tel que le modèle du triangle et du trapèze dans la plaine de la Habra. L'algorithme de résolution de l'équation du bilan énergétique fait intervenir, en entrée, l'indice de végétation NDVI, la température de surface et l'albédo. Le jeu de données est constitué des bandes des satellites Landsat ETM+ ainsi que des mesures agrométéorologiques de terrain. Pour extraire le flux de chaleur latente, nous avons évalué par ordre hiérarchique les termes du bilan d'énergie, à savoir le rayonnement net, le flux conductif et le flux de chaleur sensible. Il est alors possible de calculer le flux de chaleur sensible et d'estimer l'évapotranspiration réelle à partir de la résolution de l'équation du bilan d'énergie. Différents indices d'humidité, dérivés de l'évapotranspiration, ont été calculés : la fraction d'évaporation, le paramètre de Priestley-Taylor et la résistance de surface à l'évaporation. Ces indices calculés autorisent le diagnostic quantitatif de l'état hydrique du pixel. Par l'intermédiaire de la fraction d'évaporation, considérée constante à l'échelle de la journée, nous avons estimé l'évapotranspiration réelle journalière. Les résultats de la représentation graphique de l'évapotranspiration des modèles testés, deux par deux, confirment la validité d'utilisation du modèle de Priestley Taylor sans aucun doute, car ce dernier évite la complexité des modèles dites du bilan d'énergie.

Mots-cles : satellites, Evapotranspiration, bilan d'énergie, Priestley Taylor, la Macta.

ABSTRACT

This work aims to make a comparative study between the methodologies for estimating actual evapotranspiration through solving energy balance equations to the surface through models: SEBS, S-SEBI, SEBAL and other methods based on mapping the vegetation index and the soil temperature as the model of the triangle and the trapezoid in Macta plain. The resolution algorithm of the energy balance equation involves, as input, the NDVI vegetation index, surface temperature and albedo. The data set consists of satellites Landsat ETM + bands and agro-meteorological field measurements. To extract the latent heat flux, we evaluated hierarchically terms of energy balance, namely the net radiation, the conductive flux and sensible heat flux. It is then possible to calculate the sensible heat flux and estimate actual evapotranspiration from the resolution of the energy balance equation. Different signs of moisture derived from the evapotranspiration, were calculated: the evaporation fraction, Priestley-Taylor parameter and the surface resistance to evaporation. These indices calculated authorize the quantitative diagnosis of the water status of the pixel. Through the evaporation fraction, considered constant throughout the day, we estimated the daily actual evapotranspiration. The results of the graphical representation of evapotranspiration models tested, two by two, confirm the validity of using the model Priestley Taylor undoubtedly because it avoids the complexity of the models say the energy balance

Keywords: satellite, Evapotranspiration, energy balance, Priestley Taylor, Macta.

الموجز

ويهدف هذا العمل إلى إجراء دراسة مقارنة بين المنهجيات المستخدمة لتقدير التبخر الفعلي من خلال حل معادلات توازن الطاقة إلى السطح من خلال نماذج، وطرق أخرى تقوم على رسم مؤشر الغطاء النباتي ودرجة حرارة التربة باعتبارها نموذجاً للمثلث وشبه ، ودرجة الحرارة السطحية NDVI منحرف في المقطع. خوارزمية حل للمعادلة توازن الطاقة ينطوي، كمدخل، ومؤشر الغطاء النباتي + العصابات والقياسات الحقلية الزراعية الأرصاد الجوية. ETM ندرسات والبياض. مجموعة البيانات يتكون من الأقمار الصناعية استخراج تدفق الحرارة الكامنة، قمنا بتقييم هرميا حيث توازن الطاقة، وهما إشعاع الصافي، تدفق موصل والمعقول تدفق الحرارة. ومن الممكن بعد ذلك لحساب التدفق الحراري المعقول وتقدير التبخر الفعلي من حل المعادلة توازن الطاقة. علامات مختلفة من الرطوبة المستمدة من التبخر، وحسبت: جزء التبخر، بريستلي تايلور المعلمة ومقاومة السطح للتبخر. هذه المؤشرات المحسوبة تأذن التشخيص الكمي لحالة المياه في بكسل. من خلال جزء التبخر، ويعتبر ثابت طوال اليوم، قدرنا التبخر الفعلي اليومي. نتائج تمثلي رسومي من المثلج التبخر لتبيلها، اثنين اثنين، تكبيصحة بلدتخدام نموذج ويدتلي تايلور مما شك فيه لأنه يتجنب التعقيد من النماذج يقول توازن الطاقة.

كلمات البحث: الأقمار الصناعية، التبخر، توازن الطاقة، بريستلي تايلور، المقطع .