

Spatialisation de l'évapotranspiration et des flux énergétiques de surface à partir des données Landsat ETM + : Application à une région forestière de moyenne montagne en Algérie

Z. SOUIDI^{1a}, A. HAMIMED^{1b}, K. MEDERBAL^{1c}

¹ Laboratoire de recherche sur les systèmes biologiques et la géomatique, Université de Mascara, B.P. 305, Mascara, 29000, Algérie. Téléphone : + 213 45 80 41 68 ; Fax : + 213 45 81 29 84 ; ^aEmail: souidi.z@gmail.com ;

^bEmail : hamimed@gmail.com

^cEmail : kmederbal@hotmail.com

Résumé - L'objectif principal de cette étude est l'utilisation des données satellitaires Landsat-7 ETM+ pour la résolution de l'équation du bilan d'énergie afin d'estimer l'évapotranspiration réelle et les flux énergétiques de surfaces d'un milieu forestier. Les paramètres d'entrée font intervenir les données télédétections visible, proche infrarouge et infrarouge thermique. Les flux énergétiques de surfaces sont estimés en exprimant le partitionnement de l'énergie disponible à la surface entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente par le biais de la fraction d'évaporation selon l'approche S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index). Les résultats obtenus nous ont permis de vérifier la validité de l'hypothèse de base du modèle, e.g. la présence simultanée de zones très évaporantes ou peu évaporantes, ainsi que la relation entre albédo, température de surface et la fraction d'évaporation qui en résulte. Le modèle a fourni des estimations de la température de l'air et de l'évapotranspiration réelle proches des mesures de référence. L'estimation du flux de chaleur latente et des autres variables a fourni des résultats comparables à ceux rencontrés dans des études précédentes et leur comparaison avec d'autres méthodes a donné des résultats satisfaisants, ce qui permet de valider la méthodologie adoptée. Cette approche a démontré sa simplicité et l'utilisation exclusive de données de télédétection. Elle pourrait être très prometteuse dans les régions où les données sont rares et difficile à rassembler.

Mots clefs — Télédétection, Evapotranspiration, Flux énergétique de surface, Couvert forestier, Algérie.

I. INTRODUCTION

Le milieu naturel représente une unité fonctionnelle qui se perpétue de façon autonome au travers du flux de l'énergie et du cycle de la matière entre ses différentes composantes en constante interaction [1]. La compréhension du rôle et des caractéristiques de la végétation naturelle dans les processus écologiques est primordiale pour le suivi et la modélisation de ces écosystèmes terrestres [2].

Le flux hydrique constitue le principal régulateur du fonctionnement des écosystèmes forestier. L'eau interceptée peut être redistribuée dans le sous bois ou le sol ou rejetée dans l'atmosphère sous forme d'évapotranspiration. Cette dernière est associée au flux de chaleur latente, alors que l'énergie perdue est utilisée par le flux de chaleur sensible. L'évapotranspiration ou flux de chaleur latente constitue le lien entre

équilibre hydrique et énergétique à l'interface sol-plante-atmosphère.

En effet, le stress hydrique est un des facteurs limitant le plus important pour la photosynthèse et la production primaire [3], sachant que les végétaux chlorophylliens sont de grands consommateurs d'eau et en fonction de leur localisation géographique, l'évapotranspiration peut représenter environ 70% du retour vers l'atmosphère des précipitations [4]. Par conséquent, elle constitue un des phénomènes majeurs dans le bilan hydrique, surtout au niveau des régions arides et semi-arides, caractéristiques de l'Algérie.

Cependant, en Algérie les données directes sur l'état hydrique des milieux forestiers sont quasi inexistantes, étant donné le manque de moyens et la difficulté d'accès dans les régions de montagnes qu'occupent la totalité de la couverture forestière. La télédétection se présente comme un outil privilégié pour la réalisation de ce suivi, car elle fournit les informations liées aux transferts de masse et d'énergie et au processus d'évapotranspiration à différentes échelles.

En effet, le suivi de l'état hydrique de la végétation à partir des données de télédétection a trouvé d'importantes applications dans le domaine agricole et forestier [5] en particulier pour le suivi des conditions de sécheresse [3] et du risque d'incendie [6-7].

De plus, les méthodes d'estimations de l'évapotranspiration à l'échelle régionale par la télédétection ont été largement développées ces dernières années [8]. Le modèle SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) [9] et le modèle S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*) [10] proposent une méthodologie pour estimer l'évapotranspiration réelle adaptée aux conditions semi-arides méditerranéennes basée sur la résolution de l'équation du bilan d'énergie à l'échelle du pixel.

Le présent travail a pour objectif l'estimation de l'évapotranspiration réelle à partir des données de télédétection sans avoir recours à des données de terrain, rares et difficiles à rassembler en Algérie. Nous nous baserons sur le concept S-SEBI, permettant de résoudre l'équation du bilan d'énergie à l'échelle du pixel. Notre choix s'est porté sur les données Landsat-7 ETM+ étant donné la haute résolution (30 m) pour diminuer les problèmes d'hétérogénéité du pixel et permettre une meilleure concordance avec les données météorologique de terrain pour la validation du modèle.

II. BASES THEORIQUES

Considérons une surface naturelle (couvert végétal ou sol nu), que l'on suppose à l'équilibre thermique. En négligeant le stockage d'énergie, ainsi que la photosynthèse (qui représente 2 à 3 % de l'énergie emmagasinée par la surface), les échanges d'énergie au niveau d'une surface se réduisent alors aux échanges radiatifs, aux échanges conductifs (avec le sol) et aux échanges convectifs (avec l'atmosphère). L'équation du bilan d'énergie se résume alors à :

$$Rn = G + H + LE \quad (1)$$

indiquant la répartition du rayonnement net (Rn) en flux de chaleur par conduction dans le sol (G), flux de chaleur convectif dans l'air (H) et flux de chaleur latente (LE).

Le rayonnement net est le bilan des différentes formes d'échanges radiatifs :

$$Rn = (1 - r_0)Rg + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (2)$$

faisant intervenir le rayonnement solaire global (Rg), partiellement réfléchi par la surface en fonction de l'albédo (r_0), le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde (L_{\downarrow}) et l'émission par la surface (L_{\uparrow}).

Le flux de chaleur par conduction dans le sol (G) est généralement faible devant les autres termes [11]. Aussi a-t-on tendance à le négliger ou à en donner une valeur approchée par une fraction faible du rayonnement net. Quant au flux de chaleur sensible (H), il est exprimé en fonction de l'écart entre la température de surface (T_0) et la température de l'air (T_a) :

$$H = \frac{\rho \cdot Cp}{r_{ah}} (T_0 - T_a) \quad (3)$$

où ρ est la masse volumique de l'air, Cp est la chaleur spécifique de l'air à pression constante, r_{ah} est la résistance au transfert turbulent, qui est fonction de la vitesse du vent, du régime de stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface.

Pour estimer la résistance au transfert turbulent, certaines approches théoriques ont été proposées notamment par [12]. Elles sont basées essentiellement sur l'utilisation des profils logarithmiques de 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 dans les flux à la base de la couche limite convective. L'intégration des profils de vitesse conduit à deux fonctions de similitudes ψ_m et ψ_h paramétrées par le régime des échanges convectifs de quantités de mouvement et de chaleur, on a alors :

$$u^* = K \cdot u \left[\ln(z_a/z_{om}) - \psi_m(z_a/L) \right] \quad (4)$$

$$r_{ah} = \frac{1}{K u^*} \left[(\ln z_a/z_{oh}) - \psi_h(z_a/L) \right] \quad (5)$$

où z_a est la hauteur de référence où se font les mesures météorologiques généralement égale à 2 m, u est la vitesse du vent à 2 m, ψ_h et ψ_m sont les fonctions de stabilité au transfert de chaleur et de quantité de mouvement, u^* est la vitesse de frottement, K est la constante de von Karman ($\approx 0,41$), z_{om} est la rugosité au transfert de quantité de mouvement, z_{oh} est la rugosité au transfert de chaleur et L est la longueur de Monin-Obukhov :

$$L = - \frac{\rho \cdot Cp \cdot T_a \cdot u^{*3}}{K \cdot g \cdot H} \quad (6)$$

où g est la pesanteur.

Le flux de chaleur latente (LE) qui représente l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration est donné par :

$$LE = \frac{\rho \cdot Cp \cdot e_{sat}(T_0) - e_a}{\gamma \cdot (r_{ah} + r_s)} \quad (7)$$

où γ est la constante psychrométrique, généralement égale à $0,66 \text{ mbar} \cdot \text{K}^{-1}$, r_s est la résistance de surface, e_a est la tension de vapeur d'eau à la hauteur de référence (z_a) et $e_{sat}(T_0)$ est la tension de vapeur saturante à la température de surface.

III. LE CADRE DE L'ETUDE

III.1. Site d'étude et climat

La zone d'étude se situe dans la région ouest algérienne (figure 1), dans les monts des Béni Chougrane, entre les longitudes $0^\circ 14' \text{W}$ et $0^\circ 7' \text{E}$ et les latitudes $35^\circ 21' \text{N}$ et $35^\circ 34' \text{N}$. Elle s'étend sur une superficie de $742,5 \text{ km}^2$. Les altitudes varient le plus souvent dans un intervalle de 150 à 600 m avec une pente supérieures à 25% sur la majorité des terres. Deux périodes caractérisent cette région : une saison froide du mois de novembre au mois d'avril, enregistrant des minima de moins de 2°C et une saison chaude du mois de mai au mois d'octobre avec des maxima de 35°C . Les maxima thermiques sont accentués par le sirocco, un vent chaud desséchant venant du Sud, qui se manifeste plus particulièrement en été et augmente l'évapotranspiration. Les pluies sont concentrées durant la saison froide. Les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 300 à 500 mm.

Le faciès lithologique le plus largement représenté dans cette région est celui des marnes et des marno-calcaires avec prédominance des terrains tendre : marnes et argiles [13].

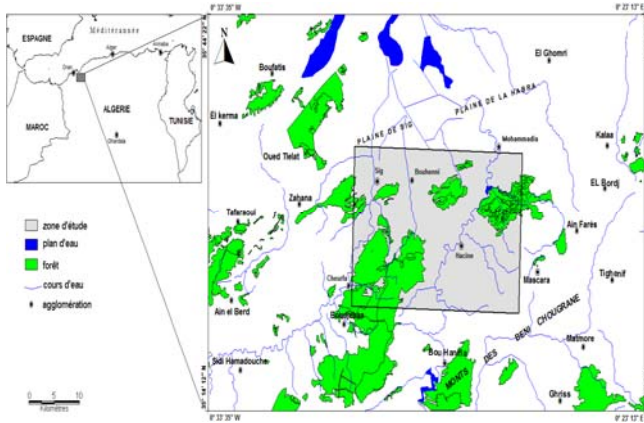


Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude

III.2. Occupation du sol

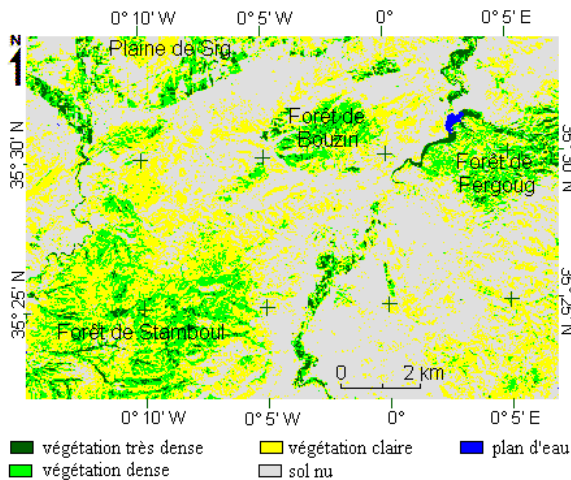


Figure 2 : Carte d'occupation du sol obtenue par classification automatique de l'image Landsat-7 ETM+ du 29 mai 2000

L'occupation du sol (figure 2) est assez diversifiée avec cependant une prédominance des parcours et broussaille (végétation claire) et des forêts (végétation dense) sur les hauts piémonts, représentée par la forêt domaniale de Fergoug, de Bouziri et de Stamboul qui couvrent environ les 60 % de la surface totale de la zone d'étude. La végétation forestière est de type méditerranéen sclérophylle toujours vert, avec trois formations principales : le maquis de thuya en majorité, des peuplements de pin d'Alep lâches et des sujets de chêne vert. La strate arbustive et buissonnante est représentée par le calycotome, le diss, le palmier nain, l'armoise et l'alfa [14]. Aux bas-piémonts, s'étend la plaine de Sig avec des cultures irriguées et la végétation naturelle colonisatrice des lits d'oueds (végétation très dense). Les sols nus sont représentés en grande majorité par des terres de culture en sec et des jachères.

IV. Matériel et méthode

IV.1. Données utilisées et paramètres d'entrées

Le jeu de données utilisées dans cette étude est constitué de sept bandes spectrales du capteur ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) de Landsat-7 acquises le 29 mai 2000 à 10 heures 30 minutes GMT. Les conditions de prise de vue durant le jour de l'acquisition de l'image Landsat ETM+ sont données dans le tableau 1.

Tableau 1: Conditions solaires lors de l'acquisition de l'image Landsat (jour julien 150) de l'année 2000.

Paramètres astronomiques	Unités	Jour julien (150)
Déclinaison solaire	rad	0,379703
Distance soleil - terre	A	1,013800
Angle horaire solaire	U	0,393816
Angle zénithal solaire	-	0,913621

Les radiomètres embarqués à bord des satellites mesurent les luminances spectrales au sommet de l'atmosphère dans le visible, le proche infrarouge, le moyen infrarouge et l'infrarouge thermique. Ces données élémentaires de luminances peuvent être converties en albédo de surface (r_0), indice de végétation (NDVI) et température de surface (T_0).

Les bandes spectrales du capteur ETM+ sont fournies en comptes numériques (codés sur 8 bits) qui sont transformés en luminances spectrales exo-atmosphériques (L_λ) dans les domaines optique (visible, proche et moyen infrarouge) et thermique (infrarouge thermique), par utilisation de la formule linéaire :

$$L_\lambda = \alpha.CN + \beta \text{ (équation 8)}$$

avec CN, le compte numérique et α et β , les coefficients de calibration.

Les effets liés aux reliefs sont corrigés en calculant l'angle d'incidence solaire (θ) pixel par pixel à partir de l'équation proposée par [15] :

$$\begin{aligned} \cos(\theta) = & \sin(\delta)\sin(\phi)\cos(s) - \sin(\delta)\cos(\phi)\sin(s)\cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta)\cos(\phi)\cos(s)\cos(\omega) \\ & + \cos(\delta)\sin(\phi)\sin(s)\cos(\gamma)\cos(\omega) \\ & + \cos(\delta)\sin(s)\sin(\gamma)\sin(\omega) \end{aligned}$$

(2)

où δ est la déclinaison solaire (positive en été pour l'hémisphère nord), ϕ est la latitude, s est la pente en radian, γ est l'exposition en radian et ω est l'angle horaire (négatif le matin, positif l'après midi et nul au coucher).

Ensuite, les luminances spectrales dans le domaine optique sont converties en réflectances pour chaque bande spectrale après correction des effets atmosphériques en utilisant le modèle de transfert radiatif Modtran 4.0 [16].

Les réflectances ainsi obtenues sont utilisées pour calculer l'albédo de surface (r_0) et l'indice de végétation (NDVI).

L'albédo (r_0) est défini comme étant une réflectance de surface dans le domaine de l'énergie solaire (0,3-3 μ m). Il est calculé par la formule proposée par Liang et al. [17] :

$$r_0 = 0,356.r_1 + 0,13.r_3 + 0,373.r_4 + 0,085.r_5 + 0,072.r_7 - 0,0018 \text{ (10)}$$

où r_1, r_3, r_4, r_5 et r_7 sont respectivement les réflectances dans les canaux 1, 3, 4, 5 et 7 du capteur ETM+.

L'indice de végétation (NDVI) est calculé à partir des réflectances dans le rouge (r_3) et le proche infrarouge (r_4) :

$$NDVI = \frac{r_4 - r_3}{r_4 + r_3} \quad (11)$$

Les luminances spectrales mesurées par le capteur ETM+ dans l'infrarouge thermique ($L_{sat}^{\uparrow}(\lambda)$) sont exprimées par la relation suivante :

$$L_{sat}^{\uparrow}(\lambda) = [\varepsilon_{\lambda} L_{\lambda}(T_0) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) L_{atm}^{\downarrow}(\lambda)] \tau_{\lambda} + L_{atm}^{\uparrow}(\lambda) \quad (12)$$

où $L_{\lambda}(T_0)$ est la luminance spectrale propre de la surface, τ_{λ} est la transmissivité spectrale de l'atmosphère et ε_{λ} est l'émissivité spectrale de la surface qui est estimée en fonction de l'indice de végétation NDVI [18] :

$$\varepsilon_{\lambda} = 1,0094 + 0,047 \cdot \log(NDVI) \quad (13)$$

Les paramètres atmosphériques τ_{λ} , $L_{atm}^{\uparrow}(\lambda)$ et $L_{atm}^{\downarrow}(\lambda)$, relatifs à la zone d'étude et le moment d'acquisition de l'image utilisée, sont estimés par le calculateur en ligne des paramètres de correction atmosphérique [19]. Ils permettent de déduire les luminances spectrales propres de la surface ($L_{\lambda}(T_0)$) par inversion de l'équation 12. Les températures de surface (T_0) sont obtenues en fonction de ces luminances suivant la loi de Planck [20]:

$$T_0 = \frac{1282,72}{\log\left(\frac{666,09}{L_{\lambda}(T_0)} + 1\right)} \quad (14)$$

IV.1. Estimation des paramètres du bilan d'énergie de surface

Les flux énergétiques de surfaces sont estimés par l'intermédiaire de l'équation du bilan d'énergie (équation 1), en exprimant le partitionnement de l'énergie disponible ($Rn - G$) entre le flux de chaleur sensible (H) et le flux de chaleur latente (LE) par le biais de la fraction d'évaporation (Λ) selon l'approche S-SEBI [9] :

$$\Lambda = \frac{LE}{LE + H} = \frac{LE}{Rn - G} \quad (15)$$

Le modèle S-SEBI est une méthode semi-empirique très simplifiée qui s'affranchit de toute donnée météorologique supplémentaire. Il a été développé pour résoudre l'équation du bilan d'énergie à la surface pixel par pixel. Il se base sur une approche spatialisée en supposant l'existence de pixels très secs et très humides.

Dans des conditions extrêmes, la méthode S-SEBI (figure 3) permet de déterminer la fraction d'évaporation (Λ) à partir de la limite sèche (température maximale T_H) et la limite humide (température minimale T_{LE}) pour une valeur donnée de l'albédo, selon le rapport suivant:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_0}{T_H - T_{LE}} \quad (16)$$

A la limite des pixels secs ou humides il existe une relation linéaire entre le flux de chaleur latente (LE), le flux de chaleur dans le sol (H) et l'albédo (r_0).

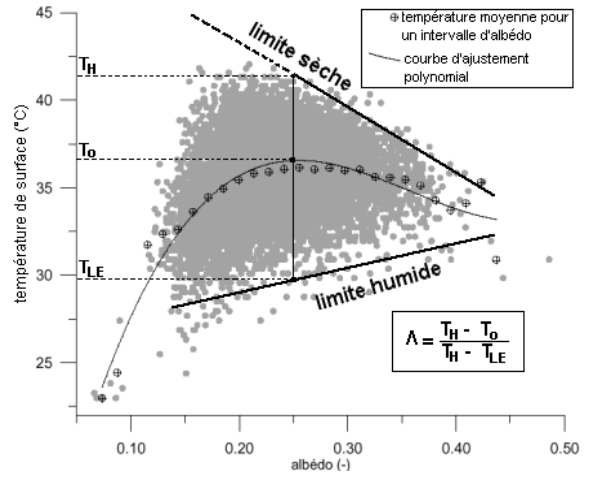


Figure 3 : Relation entre albédo et température de surface selon le modèle S-SEBI

Pour déterminer le bilan d'énergie à la surface, le premier terme calculé est le rayonnement net (Rn) qui est estimé en faisant intervenir (cf. équation 2):

- le rayonnement global incident R_g , obtenu à partir des observations météorologiques ;
- l'émission par la surface L_{\uparrow} obtenue par l'expression de Stephan-Boltzman, utilisant la température de surface en supposant l'émissivité égale à 1 ;
- le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde L_{\downarrow} , utilisant la température de l'air et l'émissivité de l'atmosphère. Cette dernière est calculée suivant l'expression [21] :

$$\varepsilon' = 1,24 \cdot \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/7} \quad (17)$$

Le flux conductif dans le sol (G) est estimé empiriquement à partir de la formule proposée par Bastiaanssen et al. [8] :

$$\frac{G_0}{Rn} = \frac{T_0}{r_0} \left[(0,0032 \cdot r_0^{moy} + 0,0062 \cdot (r_0^{moy})^2) \right] [1 - 0,978(NDVI)^4] \quad (18)$$

Le flux de chaleur sensible est le transfert thermique entre la surface et l'atmosphère, augmentée par la convection forcée ou libre. Il est calculé à partir de l'énergie disponible ($Rn - G_0$) et de la fraction d'évaporation comme suit (cf. équation 11):

$$H = (1 - \Lambda)(Rn - G_0) \quad (19)$$

Le flux de chaleur latente est la quantité d'énergie utilisée dans le processus d'évaporation du sol et de la transpiration de la végétation. Il est calculé à partir de l'énergie disponible et de la fraction d'évaporation comme suit (cf. équation 11):

$$LE = \Lambda(Rn - G_0) \quad (20)$$

V. RESULTATS ET DISCUSSION

La modélisation de l'équation du bilan énergétique selon l'approche S-SEBI montre 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) avec simplicité et rapidité.

Mais nous pouvons constater que c'est la température de surface qui est le paramètre le plus prépondérant dans l'estimation du flux de chaleur latente. En effet, elle est reliée indirectement au flux de chaleur latente par le biais de la fraction d'évaporation. Les autres paramètres de surface telle que le NDVI et l'albédo n'interviennent que dans un second ordre.

La température de surface varie dans l'image satellite entre 298,7 et 333,4 K avec une valeur moyenne pour les pixels secs supérieurs à celle des pixels humides (tableau 2). Les valeurs supérieures correspondent à des pixels dont les sols nus sont dominants, tandis que les faibles valeurs sont associées aux plans d'eau ou à la végétation dense.

La température de surface varie dans l'image satellite entre 298,7 et 333,4 K avec une valeur moyenne pour les pixels secs supérieurs à celle des pixels humides (tableau 2). Les valeurs supérieures correspondent à des pixels dont les sols nus sont dominants, tandis que les faibles valeurs sont associées aux plans d'eau ou à la végétation dense.

Le tableau 2 regroupe les valeurs moyennes des paramètres et des flux de surface selon que l'on se trouve dans des conditions très évaporantes (pixels humides) ou dans des conditions peu évaporantes (pixels secs). Nous pouvons remarquer que la résistance au transfert de chaleur pour les pixels secs reste faible, provoquant ainsi la libération de la chaleur sensible vers l'atmosphère. Ceci peut s'expliquer par les différences élevées entre les températures de surface et de l'air. En revanche, les pixels humides présentent les fortes valeurs de la résistance au transfert de chaleur, car l'énergie disponible à la surface est alors essentiellement utilisée dans l'évapotranspiration. Les résultats obtenus concordent avec les données d'autres travaux [22].

Tableau 2: Paramètres et flux de surface instantanés au dessus des pixels secs et humides.

Paramètre	Unité	Pixels secs	Pixels humides
NDVI	-	0,117	-0,084
Albédo	-	0,310	0,120
Température de surface	K	325,9	300,8
Emissivité	-	0,926	1,000
Rayonnement net	W.m ⁻²	597,6	713,5
Flux de chaleur dans le sol	W.m ⁻²	140,9	57,4
Flux de chaleur sensible	W.m ⁻²	456,6	0,0
Flux de chaleur latente	W.m ⁻²	0,0	656,1
Fraction d'évaporation	-	0,0	1,000
Différence entre la température de surface et la température de l'air	° C	22,9	2,1
Résistance aérodynamique	s.m ⁻¹	58,7	223,4
Résistance de surface à l'évaporation	s.m ⁻¹	3990,6	0,0

Les résultats présentés sur le tableau 3 résument la distribution spatiale des flux énergétiques de surface pour la région étudiée. Quand la densité de la végétation augmente nous observons une diminution du flux de chaleur sensible et de chaleur conductif, ce dernier ne représente que 0,16 du rayonnement net pour les surfaces forestières. Nos résultats sont en adéquation avec ceux réalisés dans la forêt méditerranéenne [23].

Nous pouvons aussi remarquer que c'est les plans d'eau et la végétation dense dans les lits d'oued qui contribue avec une large proportion de leur énergie dans la fraction d'évaporation ($\Lambda=0,7$ à $0,9$). Alors que la végétation forestière bien que dense montre une diminution de la fraction d'évaporation ($\Lambda=0,58$) à une période plutôt humide de l'année. Et la végétation claire bien que pérenne est plutôt modérément sèche ($\Lambda=0,4$) avec une importante partie de son énergie convertis en flux de chaleur sensible. Ceci peut s'expliquer par une végétation de type méditerranéenne avec un couvert très ouvert et très dégradé par le surpâturage qui ne peut maintenir une humidité du sol suffisante malgré des pluies précédentes abondantes (11,4 mm le 25/05/2000) et une nature topographique et pédologique de la région qui favorise le ruissellement plutôt que l'infiltration.

La dominance de ces zones moyennement sèches est nettement observée sur les distributions fréquentielles de la fraction d'évapotranspiration (figure 4).

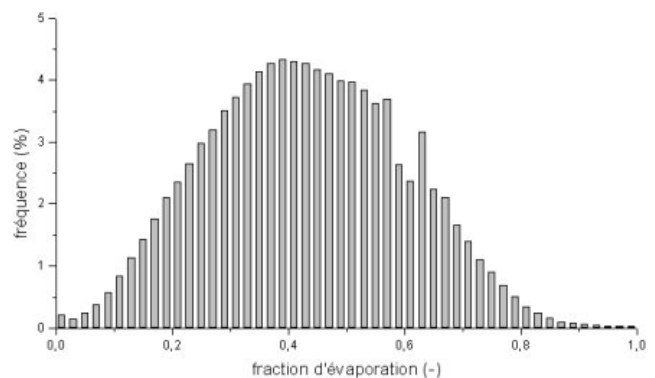


Figure 4 : Distribution fréquentielle de la fraction d'évaporation

Tableau 3: Variation des valeurs moyennes des flux énergétiques de surface en fonction de l'occupation du sol.

Occupation du sol	Rn (Wm ⁻²)	Go (Wm ⁻²)	H (Wm ⁻²)	LE (Wm ⁻²)	Λ (-)
Plan d'eau	745,91	64,48	23,17	658,25	0,96
Végétation très dense	650,09	92,78	164,15	393,15	0,71
Végétation dense	636,57	105,41	222,82	308,33	0,58
Végétation claire	618,56	115,91	279,67	222,97	0,44
Sol nu et urbain	583,18	119,61	296,86	166,69	0,36

Les résultats obtenus montrent bien une faible fraction d'évaporation et une diminution du flux de chaleur latente dans le milieu naturel plus clair qui représente la majeure partie de la zone d'étude. Ceci a une conséquence directe sur l'humidité du sol et sur l'assèchement de la végétation qui sera plus marqué en période estivale [24].

La figure 5 permet de mieux visualiser la variabilité spatiale de l'évapotranspiration dans notre zone d'étude, elle a une valeur moyenne de 212,01 (W.m⁻²) avec une dominance marquée des surfaces modérément sèches ($0,3 < \Lambda < 0,5$).

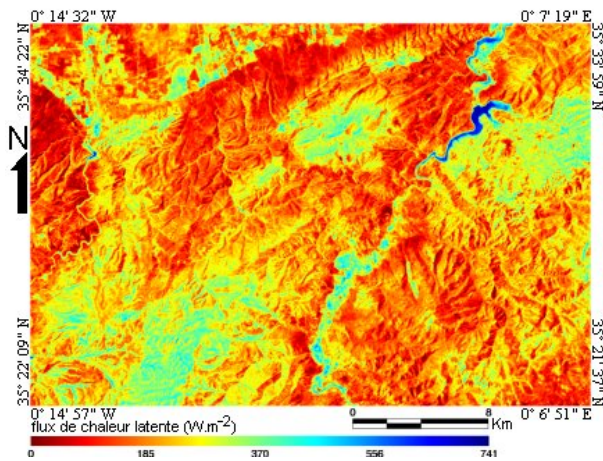


Figure 5 : Variation du flux de chaleur latente dans la zone d'étude à partir du modèle S-SEBI

Surtout que les problèmes dus aux pixels mixtes ont été réduits par l'utilisation de données télédéteectées à haute résolution spatiale (30 m).

D'autre part, nous avons comparé nos résultats avec le modèle SEBAL. La confrontation des valeurs de la fraction d'évaporation obtenues par SEBAL avec celles estimées par la méthode S-SEBI (figure 6) montre une bonne concordance, ce qui peut justifier la validité de l'approche utilisée.

Un autre moyen a aussi été envisagé pour valider les résultats obtenus. Il s'agit de comparer les valeurs du flux de chaleur latente estimées au sol à l'instant de la prise de vue satellitaire calculées selon la méthode du rapport de Bowen [25] avec celles obtenues par S-SEBI à partir de l'image. Le résultat représenté sur la figure 7 montre une corrélation suffisante.

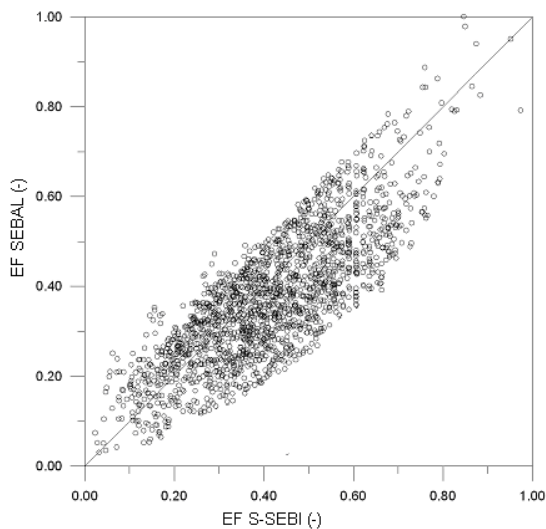


Figure 6 : Comparaison entre les valeurs de la fraction d'évaporation (EF) obtenues avec le modèle S-SEBI et celles estimées par le modèle SEBAL

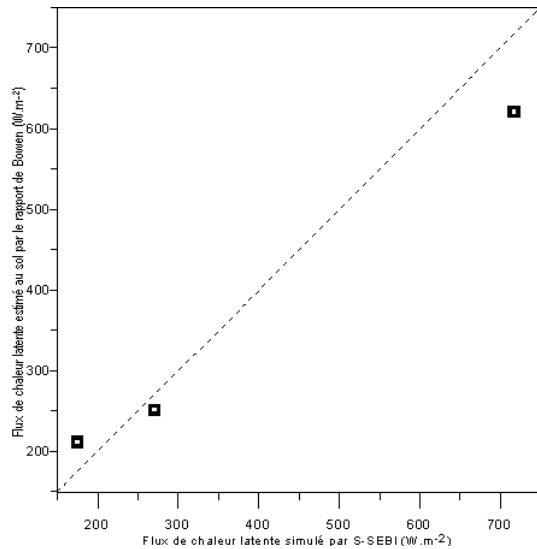


Figure 7 : Comparaison entre les valeurs du flux de chaleur latente obtenues par SEBAL et celles estimées au sol à partir du rapport de Bowen

VI. CONCLUSION

Les résultats exposés dans ce travail confirment les possibilités offertes par la télédétection pour résoudre l'équation du bilan d'énergie à partir d'une méthode très simplifiée. Nous pouvons donc conclure à partir de ces observations que la fraction d'évaporation et le flux de chaleur latente sont des indicateurs simples et directs pour un suivi des conditions de sécheresse des milieux naturels.

Mais les valeurs ainsi estimées ne peuvent pas être considérées comme très précises par rapport aux données ponctuelles. Toutefois, l'application de cette méthode permet de situer les valeurs obtenues dans des intervalles très peu éloignés de la réalité.

L'approche S-SEBI apparaît donc assez indiquée pour une réelle exploitation des données satellitaires pour l'estimation d'un certain nombre de paramètres à l'interface sol-plante-atmosphère, apprécier le degré du stress hydrique et bien différencier les zones sèches des zones humides. Ces paramètres ont l'avantage d'être spatialisés et d'offrir une couverture spatio-temporelle satisfaisante.

L'originalité de la méthode repose sur l'avantage d'utiliser exclusivement des données satellitaires sans données terrain supplémentaires.

Cette nouvelle approche pourrait avoir un impact important dans l'avenir pour la gestion des écosystèmes forestiers. Elle constituerait ainsi un outil extrêmement pertinent et prometteur pour la cartographie de la couverture de surface et la caractérisation des écosystèmes terrestres dans les régions où les données terrain sont rares et difficilement accessibles.

VII. REFERENCES

1. F. Ramade, Dictionnaire encyclopédique de l'écologie et des sciences de l'environnement, Edisciences International, Paris : 1993, 822p.

2. P. J. Zarco-Tejada, C. A. Rueda and S. L. Ustin, "Water content estimation in vegetation with MODIS reflectance data and model inversion methods", *Remote Sensing of Environment*, 85, 1, 2003, 109-124.
3. J. Peñuelas, I. Filella, C. Biel, L. Serrano & R. Savé, "The reflectance at the 950–970 nm region as an indicator of plant water status", *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1993, 1887-1905.
4. W. Brutsaert, *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel Publishing Company, 1982, pp. 299.
5. B. C. Gao, "NDWI-A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space", *Remote Sensing of Environment*, 58, 3, 1996, 257–266.
6. E. Chuvieco, D. Cocero, D. Riaño, P. Martin, J. Martinez-Vega, J. Riva & F. Perez, "Combining NDVI and surface temperature for the estimation of live fuel moisture content in forest fire danger rating", *Remote Sensing of Environment*, 92, 2004, 322-331.
7. D. Riaño, P. Vaughan, E. Zarco-Tejada & P. J. Ustin, "Estimation of fuel moisture content by inversion of radiative transfer models to simulate equivalent water thickness and dry matter content. Analysis at leaf and canopy level", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, 2005, 819-826.
8. A. Hamimed, K. Mederbal & A. Khaldi, "Utilisation des données satellitaires TM de Landsat pour le suivi de l'état hydrique d'un couvert végétal dans les conditions semi-arides en Algérie", *Télétection*, 2, 2001, 29-38.
9. W. G. M. Bastiaanssen, M. Menenti, R. A. Feddes & A. A. M. Holtslag, "Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation", *Journal of Hydrology*, 213, 1998, 198-212.
10. G. J. Roerink, B. Su & M. Menenti, "S-SEBI A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance", *Physics and Chemistry of the Earth*, 25, 2, 2000, 147-157.
11. B. E. Clothier, K. L. Clawson, P. J. Pinter, M. S. Moran, R. J. Reginato & R. D. Jackson, "Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa", *Agricultural and Forest Meteorology*, 37, 1986, 319-329.
12. C. A. Paulson, "The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer", *Journal of Applied Meteorology*, 9, 1970, 857-861.
13. FIDA (Fonds International de Développement Agricole), *Projet pilote de développement des monts de Béni-Chougrane. Exploitation et conservation des ressources naturelles. Rapport final*, 1991, 54p.
14. Z. Souidi, *Application de la télédétection et des SIG pour l'aménagement des terres de montagne : cas des monts de Béni-Chougrane (Mascara). Thèse magister en science forestière, Faculté des sciences, Université de Tlemcen*, 2001, 169 p.
15. J. A. Duffie & W. A. Beckman, *Solar engineering of thermal process* 2nd Ed., John Wiley & Sons, Incorporated, New York : 1991, 919p.
16. A. Berk, G. P. Anderson, L. S. Bernstein, P. K. Acharya, H. Dothe, M. W. Matthew, S. M. Adler-Golden, J. H. Chetwynd, S. C. Richtsmeier, B. Pukall, C. L. Allred, L. S. Jeong & M. L. Hoke, "MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction" in *Proceedings Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research III, July 1999*, SPIE 3756, 1, 348-353.
17. S. Liang, C. J. Shuey, A. L. Russ, H. Fang, M. Chen, C. L. Walthall, C. S. T. Daughtry & R. J. Hunt, "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation", *Remote Sensing of Environment*, 84, 2002, 25–41.
18. A. A. Van de Griend & M. Owe, "On the Relationship Between Thermal Emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for Natural Surfaces", *International Journal of Remote Sensing*, 14, 6, 1993, 1119-1131.
19. J. A. Barsi, J. R. Schott, F. D. Palluconi & S. J. Hook, "Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments", in *Proceedings Earth Observing Systems X*, August 2005, SPIE vol. 5882, 7p.
20. R. R. Irish, "ETM+ Science Data User's Handbook", NASA Document No. 430-15-01-003-0, 2000. En ligne : (http://ftpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_toc.html)
21. W. Brutsaert, "On a derivable formula for long wave radiation from clear skies", *Water Resources Research*, 11, 1975, 742-744.
22. W. G. M. Bastiaanssen, "SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey". *Journal of Hydrology*, 229, 2000, 87-100.
23. N. Desbois et A. Vidal, "La télédétection dans la prévision des incendies de forêts", *Ingénieries-EAT*, n°1, 1995, 21-29.
24. V. Prosper-Laget, "A Satellite Index of Risk of Forest Fire Occurrence in Summer in the Mediterranean Area", *The International Journal of Wildland Fire*, 8, 4, 1998, 173-182.
25. G. Guyot, *Climatologie de l'environnement*, Éditions Masson, Paris, 1997, 505 p.