



HAL
open science

Estimation de l'évapotranspiration à partir de mesures de télédétection

Albert Olioso, Frédéric Jacob

► **To cite this version:**

Albert Olioso, Frédéric Jacob. Estimation de l'évapotranspiration à partir de mesures de télédétection. La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau, 2002, 1, pp.62-67. hal-02671323

HAL Id: hal-02671323

<https://hal.inrae.fr/hal-02671323>

Submitted on 21 Jul 2022

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial 4.0 International License

Estimation de l'évapotranspiration à partir de mesures de télédétection

Evapotranspiration estimation using remote sensing data

Albert Olioso

INRA, Unité Climat, Sol et Environnement, Avignon, France

Frédéric Jacob *

USDA-ARS, Hydrology and Remote Sensing Laboratory, Beltsville, MD, USA

(*) Chercheur post-doctoral à l'USDA

The estimation of evapotranspiration from remote sensing data may use different types of models. Direct estimates from thermal infrared data or indirect estimates using assimilation procedure and Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer models have been proposed. In both cases, the combined use of remote sensing data in different wavelength domains is required in order to estimate parameters such as LAI, roughness, albedo and parameters related to soil and vegetation water status. In this paper, the main aspects of evapotranspiration estimation from remote sensing data are outlined (an application on the Alpilles site is also presented).

I ■ INTRODUCTION

Le suivi des transferts d'énergie et de masse au niveau des sols et des couverts végétaux est déterminant pour la gestion des ressources en eau et des ressources végétales. Il est également nécessaire à la bonne compréhension des systèmes hydrologiques et climatiques, et ainsi au suivi et à la prévision de leurs évolutions. La télédétection est un outil privilégié pour réaliser ce suivi car elle fournit des informations liées aux transferts d'énergie et de masse, et en particulier aux processus d'évapotranspiration par les végétaux.

II ■ LES DIFFÉRENTES APPROCHES

II.1 Approches semi-empiriques directes

Les mesures de télédétection peuvent être utilisées directement dans des modèles semi-empiriques qui calculent les flux à l'instant de la mesure, et/ou par extrapolation à l'échelle de la journée. De telles approches ont été utilisées pour estimer l'évapotranspiration à partir de la température de surface (ex. [1], [2], [3]). En particulier, la « relation simplifiée » a permis de cartographier l'évapotranspiration sur de vastes régions ([4], [5]). Il s'agit de méthodes dites « résiduelles », l'évapotranspiration étant calculée comme la résultante du bilan d'énergie (présenté au paragraphe III).

II.2 Approches déterministes et inverses

L'estimation de l'évapotranspiration peut se baser sur des modèles plus détaillés, dans lesquels l'ensemble des mécanismes de transfert au niveau du sol et/ou des couverts végétaux (transferts radiatifs, transferts turbulents, transferts hydriques) est paramétré indépendamment des mesures de télédétection. Ces modèles sont souvent qualifiés de modèles de « Transfert Sol-Végétation-Atmosphère » (modèles TSVA ; *SVAT models* en anglais). Leur résolution temporelle est inférieure à l'heure, en accord avec la dynamique des processus atmosphériques et de surface. Cette résolution temporelle fine revêt également de l'importance lorsque les modèles sont utilisés en combinaison avec les données de télédétection, car celles-ci sont acquises instantanément.

Les modèles TSVA donnent accès à un fonctionnement détaillé des couverts végétaux et des sols, et pas seulement à un nombre limité de variables finales telles que l'évapotranspiration, comme c'est le cas dans les approches semi-empiriques. En particulier, ils simulent des variables intermédiaires en lien avec les processus physiologiques ou les processus hydrologiques. Ils peuvent être utilisés pour simuler l'humidité des sols, et ainsi servir d'interface avec des modèles hydrologiques ou météorologiques. Ils ne dépendent pas des données de télédétection pour leur mise en œuvre. Cependant, ils peuvent être employés en combinaison avec ces mesures en utilisant des méthodes d'assimilation ([3], [6], [7], [8], [9]). Les procédures d'assimilation consistent en l'ajustement de certains paramètres ou le recalage de certaines variables des modèles

(en particulier liés à l'état hydrique du sol ou de la végétation) de façon à minimiser l'écart entre les mesures de télédétection et leurs simulations ([3], [9]). Il est également possible de fournir certaines données directement en entrée des modèles ; on parle alors de forçage ([3], [6]).

III ■ LES VARIABLES NÉCESSAIRES À L'ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

III.1 Définition des variables

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

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

Rn , le rayonnement net, évalue le bilan radiatif de la surface qui dépend du rayonnement solaire incident (Rg), du rayonnement atmosphérique incident (Ra), de l'albédo de la surface (α_s), de l'émissivité de la surface (ϵ_s) et de la température de température (T_s):

$$Rn = (1 - \alpha_s) Rg + \epsilon_s Ra - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2)$$

H , le flux de chaleur sensible dépend d'un coefficient d'échange turbulent (h_a), de la température de l'air (Ta) et de la température de surface :

$$H = h_a (T_s - T_a) \quad (3)$$

h_a est une fonction de la vitesse du vent u_a , des caractéristiques thermodynamiques de l'air, de la stabilité atmosphérique et de la rugosité de la surface (z_o , qui dépend de la géométrie de la surface et en particulier de la hauteur de la végétation).

G , le flux de chaleur par conduction dans le sol, dépend des caractéristiques thermiques du sol et de l'évolution temporelle de la température de surface. Cependant, l'expérience montre qu'il est aussi possible d'estimer G directement à partir du rayonnement net :

$$G = k Rn \quad (4)$$

Dans les méthodes résiduelles, la combinaison des quatre équations précédentes permet de déterminer l'évapotranspiration à partir de la température de surface (T_s), de variables météorologiques (Rg , Ra , Ta , ua) et de caractéristiques de la surface (ϵ_s , α_s , z_o , k).

Dans les modèles TSVA, le flux de chaleur latente n'est pas calculé comme résidu de l'équation du bilan d'énergie, mais paramétré à partir de la pression de vapeur de l'air e_a et d'un coefficient d'échange de la vapeur d'eau (h_s):

$$LE = h_s (e_s^*(T_s) - e_a) \quad (5)$$

$e_s^*(T_s)$ est la pression de vapeur saturante à la température T_s . Le coefficient h_s dépend du coefficient d'échange turbulent h_a , de la conductance de surface du sol et des conductances stomatiques des différentes feuilles du couvert végétal. Pour son calcul, il nécessite des informations sur la structure du couvert comme l'indice foliaire (LAI) ou le taux de couverture (τ). La conductance stomatique maximale (g_{smax}), une caractéristique physiologique des plantes est aussi nécessaire. Une paramétrisation de la conductance stomatique en fonction de variables micrométéorologiques et de l'humidité du sol (Wi) est en général incluse, de façon plus ou moins complexe. Beaucoup de modèles TSVA intègrent une description détaillée des transferts hydriques et de chaleur dans le sol, ce qui nécessite de connaître toute une série de paramètres physiques, comme les courbes de rétention, conductivités hydriques et thermiques, ou plus empiriques, comme la capacité au champ et le point de flétrissement.

La combinaison des équations précédentes conduit à un système permettant de résoudre le bilan d'énergie et de déterminer la température de surface à partir de la connaissance des variables météorologiques (Rg , Ra , Ta , ua , ea), des caractéristiques de

la surface et du sol (\mathcal{E}_s , α_s , z_0 , LAI , τ , g_{smax} , propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol). L'ensemble des flux et des variables caractérisant l'état hydrique et thermique du sol et des couverts est également calculé. Il est important ici de signaler que la description du bilan d'énergie de la surface peut faire appel à des équations plus complexes, en particulier séparant le fonctionnement de la végétation de celui de la surface du sol (on parle alors de système 'bi-couche' ou 'bi-source'). Ces systèmes permettent une meilleure description du fonctionnement physiologique des couverts végétaux, mais aussi, et peut être surtout, une bien meilleure description du lien entre les transferts turbulents et la température de surface telle qu'elle peut être mesurée par télédétection ([2], [3], [10]).

III.2 Obtention des variables nécessaires à l'estimation de l'évapotranspiration

Sans être exhaustif, les méthodes les plus simples pour obtenir les variables nécessaires à l'estimation de l'évapotranspiration peuvent être listées ainsi :

- les données météorologiques peuvent être mesurées directement ou obtenues à partir des réseaux météorologiques ;
- la température de surface peut être obtenue à partir des mesures dans l'infrarouge thermique à conditions de corriger ces mesures des effets perturbateurs de l'atmosphère et des phénomènes de réflexion à la surface ;
- de nombreux travaux montrent qu'il est possible de déterminer l'émissivité, l'albédo, le LAI ou le taux de couverture à partir de mesures dans le domaine solaire (relation avec des indices de végétation ou inversion de modèles de transfert radiatif) ;
- pour l'instant, l'estimation directe des autres quantités (rugosité, caractéristiques du sol, W_i , g_{smax}) est plus difficile ; dans certains cas, elles peuvent être estimées à partir d'une connaissance de l'occupation du sol et du développement phénologique des couverts (rugosité, g_{smax}) et d'une cartographie des sols ; certaines variables, en particulier liées à l'état hydrique du sol (humidité du sol) ou de la végétation (conductance stomatique) peuvent être déterminées lors de l'assimilation de données de télédétection dans les modèles Tsva (voir [3], [6], [7], [8], [11], [12], [13]). Les données assimilées ne concernent pas seulement l'infrarouge thermique mais aussi les réflectances ou les mesures micro-ondes.

De nombreuses variantes et alternatives peuvent être proposées, par exemple en exploitant les informations contenues dans la variabilité spatiale des données-images ou dans l'évolution temporelle des processus.

- *Rayonnements incidents* : les données visible et thermique de Météosat peuvent être utilisées pour déterminer le rayonnement solaire et le rayonnement atmosphérique incident (en tenant compte de la présence des nuages), et ainsi le rayonnement net si une cartographie d'albédo est disponible : voir par exemple, les méthodes proposées par la société EARS [14] ou par EUMETSAT ([15] et [16]).
- *Intégration temporelle* : la relation simplifiée analysée par [1] permet de relier simplement la température de surface à l'évapotranspiration journalière si la température maximale de l'air et le rayonnement net journalier sont connus :

$$LE_d = Rn_d - A - B(T_{s,i} - T_{a,i}) \quad (6)$$

où les indices d et i réfèrent respectivement aux valeurs journalières et instantanées ($T_{a,i}$ pouvant être remplacée par la température journalière maximale de l'air $T_{a,max}$). A et B sont deux paramètres empiriques qui peuvent être tabulés à partir du type de surface ([4]). Le traitement statistique de cette équation et son échelle d'application journalière permettent de s'affranchir de la détermination du flux de chaleur dans le sol et de prendre implicitement en compte le rôle du vent et des variations des variables météorologiques au cours de la journée. Une des hypothèses de base de la méthode considère que le rapport H/Rn est constant au cours de la journée.

- *Traitement spatial* : [16] considèrent que la fraction évaporative LE/Rn est stable à l'échelle du territoire analysé (la Belgique, ce qui est probablement discutable). Ils peuvent ainsi spatialiser l'évapotranspiration à partir de mesures stationnelles de LE et de Rn et d'estimation de Rn à partir de Météosat.
- *Traitement spatial* : le modèle SEBAL développé par [17] se base sur une estimation résiduelle de l'évapotranspiration, mais ne nécessite pas de mesures de vitesse du vent et de température de l'air. Ces deux variables sont estimées à l'échelle de la zone étudiée par des résolutions spécifiques du bilan d'énergie exploitant la présence de surfaces sèches et de surfaces très humides au sein des images. Ce modèle a été utilisé par [18] pour cartographier l'évapotranspiration sur le site Alpilles-ReSeDA (voir ci-dessous) à partir de données de réflectance (POLDER aéroporté) et infrarouge thermique (Caméra IRT aéroportée).
- *Traitement spatial* : à partir de l'analyse d'images visible-proche infrarouge-infrarouge thermique, [19] montrent que la variabilité spatiale au sein des images s'inscrit dans un « triangle universel » qui couplé à un modèle Tsva permet de déterminer l'évapotranspiration pour chaque pixel (les bordures du triangle correspondant à des conditions faciles à simuler).
- *Intégration avec l'évolution de la couche limite atmosphérique* : [20] ont montré que l'évolution matinale de la température de surface, mesurable par un satellite de type Météosat (GOES), permettait d'alimenter un modèle simplifié de couche limite atmosphérique fournissant une estimation du flux H . Il est ainsi possible d'estimer l'évapotranspiration à l'échelle de 5 – 10 km sans information sur la température de l'air (avec cependant la nécessité d'un radiosondage matinale). Plus récemment, l'adjonction d'images ayant une meilleure résolution spatiale, a permis d'obtenir des évapotranspirations à 30 m avec plus ou moins de succès [21].

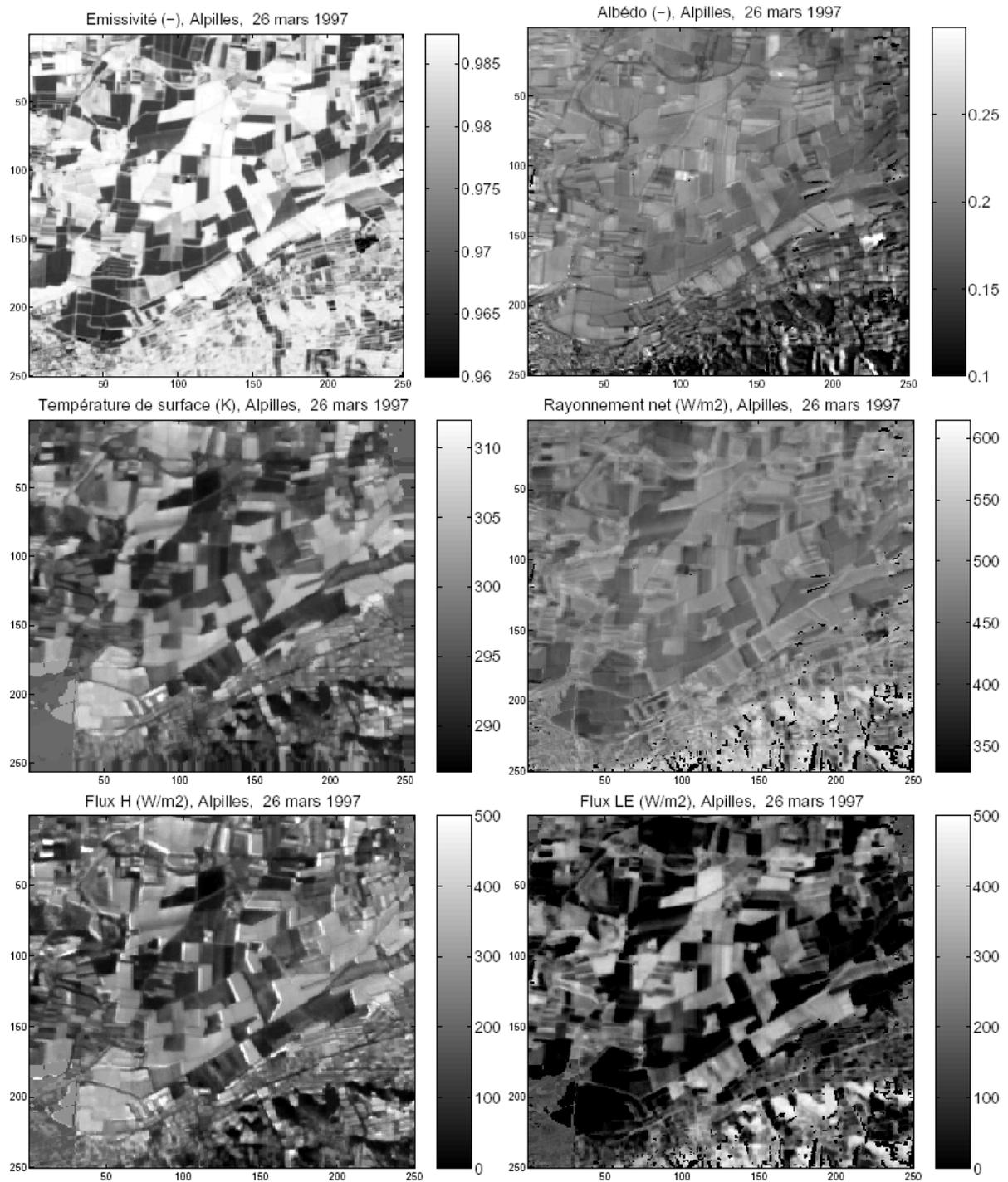


Figure 1 : cartographies (5 km par 5 km avec une résolution de 20 m) d'émissivité, d'albédo, de température de surface et des flux R_n , H et LE, obtenues sur le site Alpilles le 26 mars 1997 aux environs de midi solaire. Remarque, l'émissivité permet d'apprécier le niveau de développement des couverts végétaux, du sombre pour les sols nus et les couverts peu développés, au clair pour les plus développés.

IV ■ EXEMPLE D'ESTIMATION SUR LA ZONE ALPILLES

L'expérimentation Alpilles ([22], [23]) financée par la Communauté Européenne (projet ReSeDA), les Programmes Nationaux de Télédétection Spatiale et de Recherche en Hydrologie, a permis d'acquérir un grand jeu de données pour tester différentes approches d'estimation d'évapotranspiration tout au long d'une année (1997) dans une petite région agricole (située immédiatement au nord de la chaîne des Alpilles dans la basse vallée du Rhône). A l'heure actuelle, ces données sont utilisées au sein de divers programmes, comme par exemple le projet européen WATERMED qui étudie la résistance à la sécheresse de la végétation sur l'ensemble du bassin méditerranéen [24], ou comme le programme GEWEX-Rhône dont l'objectif est la modélisation hydro-météorologique du bassin du Rhône afin d'étudier les impacts des changements climatiques sur ce bassin ([25], [26]).

La figure 1 présente des résultats obtenus au sein du programme WATERMED pour le 26 mars 1997 (albédo, émissivité, température de surface, rayonnement net, flux de chaleur sensible et latente). L'albédo a pu être déterminé au moyen de données de réflectances acquises par le capteur Polder aéroporté [27]. Grâce au caractère multidirectionnel de ces données, la précision obtenue sur l'albédo est meilleure que 0.02. L'émissivité a été calculée à partir d'indices de végétation [28]. Les valeurs les plus fortes (au-dessus de 0.98) correspondent aux couverts bien développés, en particulier blé et luzerne à cette date, alors que les valeurs de l'ordre de 0.96 correspondent à des sols nus. Le rapport $k=G/R_n$ a également été calculé à partir d'indices de végétation [29]. Pour la rugosité, nous avons combiné une carte d'occupation du sol obtenue à partir d'images SPOT et l'analyse des profils temporels d'indices de végétation pour chaque type de classe d'occupation du sol. La température de surface a été mesurée au moyen d'une caméra aéroportée (Inframetrics 760, [18]). Les flux LE, R_n , H et G ont été calculés au moyen des équations (1) à (4) en utilisant donc une méthode résiduelle. Les images présentées permettent d'apprécier différents comportements classiques. Les flux LE sont en général forts pour les couverts bien développés. Ils sont très faibles pour les sols nus qui sont alors très secs (la dernière pluie remontant au 20 janvier, soit plus de deux mois auparavant). Ces sols secs ont des températures de surface élevées et des flux H très forts. On remarquera également, que bien qu'ayant des albédos plus faibles que les couverts développés, ces sols nus présentent des rayonnements nets plus faibles, toujours en raison de leur forte température de surface.

V ■ CONCLUSION

Depuis quelques années, les progrès dans l'estimation de l'évapotranspiration à partir des données de télédétection ont permis de mettre en place des applications opérationnelles ou quasiment opérationnelles. Ces applications profitent de la bonne fréquence temporelle des données acquises par les satellites météorologiques de type NOAA (tous les jours avec une résolution spatiale kilométrique) ou de type Météosat (toutes les heures avec une résolution spatiale de l'ordre de plusieurs kilomètres). L'intérêt de ce type de données devrait être renforcé par l'arrivée prochaine de Météosat Nouvelle Génération qui devrait fournir des mesures plus précises et avec une résolution spatiale meilleure. Les satellites d'observation de la terre, comme ceux de la série Landsat, quant à eux, permettent d'accéder à des résolutions spatiales beaucoup plus fines, inférieures à la centaine de mètres, mais avec une répétitivité temporelle très dégradée (environ 2 semaines), ce qui pénalise des suivis opérationnels de l'évapotranspiration. Cependant leur intérêt est certain, car ils permettent d'analyser en détail la répartition spatiale des flux, et ainsi de compléter les résultats obtenus au moyen des autres capteurs à basse résolution spatiale. En effet, la non-linéarité des équations utilisées, combinée à l'hétérogénéité au sein des pixels à basse résolution, peut conduire à de fortes erreurs d'estimation des flux ([21], [30], [31], [32]). Une des autres difficultés que l'on rencontre réside dans l'estimation de la rugosité qui n'est pas directement possible au moyen des capteurs actuellement opérationnels. De nouvelles méthodes de mesure, utilisant en particulier des Lidars, pourraient remédier à ce problème. On remarquera par ailleurs que l'estimation de l'évapotranspiration ne peut être réalisée sans faire appel à différents types de données de télédétection (réflectance, infrarouge thermique et dans certains cas micro-ondes). Elle peut donc nécessiter des procédures d'intégration de données provenant de différents capteurs, ce qui devrait être grandement facilité par le développement des méthodologies d'assimilation dans les modèles TSVA.

REMERCIEMENTS

Une partie des travaux présentés ici ont été effectués dans le cadre du programme européen WATERMED (contrat ICA3-CT-1999-00015).

RÉFÉRENCES

- [1] Seguin, B. et Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 4, pp. 371-383.
- [2] Norman, J.M., Kustas, W.P. et Humes, K.S., 1995. A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77: 263-293.

- [3] Olioso, A., H. Chauki, D. Courault et J.-P. Wigneron, 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, 68 : 341-356.
- [4] Lagouarde, J.-P., 1991. Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *International Journal of Remote Sens.*, 12 : 1853-1864.
- [5] Courault, D., Clastre, P., Guinot, J.-P., et 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.
- [6] Olioso, A., H. Chauki, J.-P. Wigneron, K. Bergaoui, P. Bertuzzi, A. Chanzy, P. Bessemoulin et J.-C. Calvet, 1999. Estimation of energy fluxes from thermal infrared, spectral reflectances, microwave data and SVAT modeling. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B*, 24 : 829-836.
- [7] Cayrol, P., 2000. Assimilation de données satellitaires dans un modèle de croissance et de bilan d'énergie. Application à des zones semi-arides. *Thèse de doctorat*, Université de Toulouse. 210 pp.
- [8] Calvet, J.-C., Noilhan, J. et Wigneron, J.-P., 2001. Root-zone soil moisture analysis using microwave radiometry. *Proceedings du 8^{ème} Symposium International Mesures Physiques et Signatures en Télédétection*, 8-12 Janvier 2001, Aussois, France, ISPRS-CNES. p. 629-637.
- [9] François, C., Cayrol, P., Kergoat, L. et Moulin, S., 2001. Assimilation techniques of remote sensing measurements into vegetation models: overview, limits and promises. *Proceedings du 8^{ème} Symposium International Mesures Physiques et Signatures en Télédétection*, 8-12 Janvier 2001, Aussois, France, ISPRS-CNES. p. 649-658.
- [10] Chehbouni A., Y. Nouvellon, J-P Lhomme, C. Watts ,G. Boulet, Y.H. Kerr, M. S. Moran, et D. C. Goodrich. (2001) Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108 : 55-65.
- [11] Otlé, C. et Vidal-Madjar, D., 1994. Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *Journal of Hydrology*, 158 : 241-264.
- [12] Taconet, O., Olioso, A., Ben Mehrez, M., et Brisson, N., 1995. Seasonal estimation of evaporation and stomatal conductance over a soybean field using surface infrared temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73 : 321-337.
- [13] Wigneron, J.-P., Olioso, A., Chanzy, A., et Calvet, J.-C., 1999. Assimilation de données radiométriques micro-ondes dans un SVAT pour le suivi de l'état hydrique du couvert végétal. In *AMA99*. Décembre 1999, Toulouse, France. CNRM, p. 193 (résumé).
- [14] EARS, <http://www.ears.nl/EWBMS>
- [15] *Evapotranspiration: Une Application Opérationnelle Météosat sur la Belgique* sur <http://www.eumetsat.de/fr>
- [16] Gellens-Meulenberghs, F., 2000. Evapotranspiration and surface heat fluxes over Belgium: outcome and perspectives. *Agronomie*, 20 : 857-868.
- [17] Bastiaassen, W.G.M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Ph.D. thesis, SC-DLO, Wageningen, The Netherlands. 271pp.
- [18] Jacob, F., 1999. Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole. Doctorat, Université de Toulouse III.
- [19] Gillies R.R., T.N. Carlson, J. Cui, W.P., Kustas et K.S., Humes, 1997. Verification of the 'triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index NDVI and surface radiant temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 18 : 3145-3166.
- [20] Norman, J.M., Anderson, M.C., Diak, G.R., Mecikalski, J. et Kustas, W.P., 1997. Regional estimates of surface fluxes using temperature differences from GOES thermal images. *Proceedings du 7^{ème} Symposium International Mesures Physiques et Signatures en Télédétection*, Avril 1997, Courchevel, France, G. Guyot et T. Phulpin, (Eds.). Balkema (Rotterdam, The Netherlands). pp. 401-411.
- [21] Norman, J.M., Daniel, L.C., Diak, G.R., Twine, T.E., Kustas, W.P., French, A.N., et Schmugge, T.J., 2000. Satellite estimates of evapotranspiration on the 100-m pixel scale. *Proceedings IGARSS 2000*, Juillet, Hawaii, CDRom.
- [22] Prévot, L., Baret, F., Chanzy, A., Olioso, A., et al., 1998. Assimilation of multi-sensor and multi-temporal remote sensing data to monitor vegetation and soil: the Alpilles-ReSeDA project. In *IGARSS'98*. July 1998, Seattle, WA, USA. IEEE Publications. CDRom : paper E04-03 or Volume 5 pp 2399-2401.
- [23] Olioso, A., Prévot, L., Baret, F., Chanzy, A., et al., 1998. Spatial aspects in the Alpilles-ReSeDA project. In *Scaling and Modelling in Forestry: Application in Remote Sensing and GIS*. Mars 1998, Université de Montréal, Québec. D. Marceau (ed.), Université de Montréal. Pages : 92-102.
- [24] Sobrino, J.A., Raissouni, N., Olioso, A., Hasager, C.B., Belaid, M.A., Rahman, S.A., Chehbouni, A.G., 2001. WATERMED – WATER use Efficiency in natural vegetation and agricultural areas by Remote sensing in the MEDiterranean basin. In *IGARSS 2001*. Juillet 2001, Sydney, Australie
- [25] Otlé, C., Richard, D., LeHegarat, S., Guerin, C., Noilhan, J., LeMoigne, P., Habets, F., 2001. Modélisation hydrométéorologique du bassin du Rhône: apport de la télédétection spatiale. *La Houille Blanche*, ce volume.
- [26] Otlé, C., Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., Noilhan, J., et al., 2001. Hydro-Meteorological modelling of the Rhone basin: general presentation and objectives. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B*, 26 : 443-453.
- [27] Jacob, F., Olioso, A., Weiss, M., Baret, F., Hauteceur, O., Hanocq, J.-F., et François, C., 2001. Mapping short-wave albedo of agricultural surfaces using airborne POLDER data. *Remote Sensing of Environment, sous presses*
- [28] Olioso, A., 1995. Simulating the relationship between thermal emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index. *International Journal of Remote Sensing*, 16, 3211-3216.
- [29] Kustas, W.P., Daughtry, C.S.T. et van Oevelen, P.J., 1993. Analytical treatment of the relationships between soil heat flux / net radiation ratio and vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*. 46 : 319-330.
- [30] Bougueraz, F.A., Olioso, A., et Raffy, M., 1999. Modelling radiative and energy balance on heterogeneous areas from measured radiances. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 25 : 412-424.
- [31] Watts, C.J., Chehbouni, A., Rodriguez, J.-C., Kerr, Y.H., Hartogensis, O. et de Bruin, H.A.R., 2000. Comparison of sensible heat flux estimates using AVHRR with scintillometer measurements over semi-arid grassland in northwest Mexico. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105 : 81-89.
- [32] Lagouarde, J.-P., Jacob, F., Gu, X.F., Olioso, A., Bonnefond, J.M., Kerr, Y.H., McAneney, K.J., et Irvine, M., 2001. Spatialisation of sensible heat flux over a heterogeneous landscape. Soumis.