



**HAL**  
open science

# Modélisation spatialisée des échanges surface-atmosphère à l'échelle d'une région agricole méditerranéenne

Carlo Montes

► **To cite this version:**

Carlo Montes. Modélisation spatialisée des échanges surface-atmosphère à l'échelle d'une région agricole méditerranéenne. Environnement et Société. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2014. Français. NNT : 2014MON20085 . tel-01410696

**HAL Id: tel-01410696**

**<https://theses.hal.science/tel-01410696>**

Submitted on 6 Dec 2016

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

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

# THÈSE

Pour obtenir le grade de  
**Docteur**

Délivré par l'UNIVERSITÉ MONTPELLIER 2

Préparée au sein de l'école doctorale **SIBAGHE**  
Et de l'unité de recherche **LISAH**

Spécialité: **Eaux Continentales & Sociétés**

Présentée par **Carlo Montes**

Modélisation spatialisée des  
échanges surface-atmosphère à  
l'échelle d'une région agricole  
méditerranéenne

Soutenue le 13 Octobre 2014 devant le jury composé de

M. Gilles BOULET	Dr. IRD, UMR CESBIO	Rapporteur
Mme. Andrée TUZET	Dr. INRA, UMR EGC	Rapporteur
M. Gilles BELAUD	Dr. Montpellier SupAgro	Examinateur
Mme. Isabelle BRAUD	Dr. IRSTEA, UR HHLY	Examinatrice
M. Frédéric JACOB	Dr. IRD, UMR LISAH	Directeur
M. Jean-Paul LHOMME	Dr. IRD, UMR LISAH	Directeur
M. Jérôme DEMARTY	Dr. IRD, UMR HSM	Invité



# Résumé

## Modélisation spatialisée des échanges surface-atmosphère à l'échelle d'une région agricole méditerranéenne

Le développement d'outils pour la prise de décision en vue d'améliorer la gestion de l'eau exige des connaissances sur la dynamique spatio-temporelle des échanges d'eau et d'énergie entre la surface continentale et l'atmosphère, en particulier dans les régions méditerranéennes où l'évapotranspiration est la principale composante du cycle hydrologique. Les progrès récents en termes d'outils d'observations, de modélisation et de télédétection, principalement à l'échelle locale, permettent d'envisager des avancées vers l'extension régionale sur des surfaces végétales complexes telles que les cultures en rangs. Ce travail propose une approche de modélisation des transferts dans le continuum sol-végétation-atmosphère (TSVA) applicable au niveau d'une région viticole à l'aide de méthodes d'optimisation de paramètres et de la télédétection optique et infrarouge. Dans un premier temps, à partir d'une analyse et révision de la littérature sur les modèles d'évaporation de couverts complexes, un modèle à vocation régionale a été développé afin de simuler le bilan hydrique d'une vigne partiellement enherbée. Le modèle a été validé avec des mesures de terrain acquises sur le bassin versant de la Peyne (sud de la France) dans le cadre de l'observatoire OMERE. Des méthodes multi-critère ont été utilisées afin de faire une analyse de sensibilité et une calibration du modèle sur les années 2007-2008 dans une perspective de spatialisation. Dans un deuxième temps, des données de télédétection ont été utilisées pour estimer l'évapotranspiration du bassin versant avec la méthode contextuelle S-SEBI à partir de l'imagerie Landsat. Ces estimations ont été validées par comparaison avec des estimations obtenues avec le capteur ASTER. Enfin, les estimations d'évapotranspiration satellite et des mesures d'humidité du sol ont été utilisées de façon conjointe pour calibrer le modèle TSVA et obtenir des simulations spatialisées du bilan hydrique de la vigne sur un ensemble de parcelles viticoles.

**Mots-clés:** Modélisation numérique, surface continentale, modélisation TSVA, extension régionale, évapotranspiration, région méditerranéenne, vigne enherbée.



# Abstract

## **Spatialized modeling of land surface-atmosphere exchanges at the extent of an agricultural Mediterranean region**

The development of decision-making tools to improve water management requires the knowledge about the spatial and temporal dynamics of water and energy exchanges between the land surface and the atmosphere, in particular in Mediterranean regions where evapotranspiration is the main component of the hydrological cycle. Recent advances in terms of observations, modeling and remote sensing tools, mainly at the local scale, allow considering the regional extent over complex surfaces such as row crops. This work proposes a modeling approach of soil-vegetation-atmosphere transfers (SVAT) that can be used at the level of a viticultural region, combined with a parameter optimization procedure and optical and infrared remote sensing methods. Initially, based on literature analysis and review of the evaporation models adapted to complex canopies, a model with regional focus was developed to simulate the water balance of a partially grassed vineyard. The model was validated using ground-based data obtained in the la Peyne watershed (southern France), which is part of the OMERE observatory. Multi-criteria methods were used in order to perform a sensitivity analysis and calibrate the model for the years 2007-2008 in a spatialization perspective. Secondly, remote sensing data were used in order to estimate watershed evapotranspiration by using the S-SEBI contextual approach with Landsat imagery. The evapotranspiration data were validated by comparison with estimates inferred from ASTER imagery. Finally, satellite estimates of evapotranspiration and soil moisture measurements were used jointly in order to calibrate the SVAT model and to obtain spatialized simulations of the water balance on a set of vineyard plots.

**Keywords:** Numerical modeling, land surface, SVAT modeling, regional extent, evapotranspiration, Mediterranean region, grassed vineyard.

## Remerciements

Ces trois ans de travail ont finalement porté leurs fruits et je peux désormais aborder les étapes suivantes. Grâce à ce travail j’entrevois aujourd’hui ces nouvelles étapes avec grand intérêt.

Tout d’abord, je tiens à remercier grandement mes directeurs Jean-Paul Lhomme et Frédéric Jacob. Ils m’ont fait confiance pour mener à bien cette recherche et je leur serai toujours reconnaissant de cela. Toutes les longues discussions (et *remue-méninges*) sur la modélisation *et al.* que nous avons eues, surtout avec Jean Paul, toujours disponible pour bien guider mon travail, m’ont beaucoup aidé à bien mûrir et digérer mes idées dans la recherche, au-delà du sujet de cette thèse. J’ai beaucoup appris avec eux.

Bien qu’il n’ait pas fait formellement partie de mon encadrement, je suis aussi très reconnaissant à Jérôme Demarty d’avoir participé à toutes les discussions importantes et de m’avoir guidé (comme un troisième encadrant) sur des points clés de ma thèse.

Une belle expérience pendant ces trois ans a été la possibilité de co-encadrer le travail de Master de Wenjing Ma et de pouvoir travailler ensemble.

Je suis très reconnaissant aux membres du jury Isabelle Braud et Gilles Belaud d’avoir accepté de lire mon travail et spécialement à Andrée Tuzet et Gilles Boulet pour leurs suggestions en tant que rapporteurs.

Je remercie aussi les chercheurs qui d’une manière ou d’une autre ont participé aux discussions sur mon travail et ont permis de l’améliorer: Bernard Cappelaere, Jean-Pierre Lagouarde, Roger Moussa, Laurent Prévot, Jawdat Touma, Marc Voltz.

Au-delà du travail, pendant ma quatrième année en France j’ai eu la chance de rencontrer mes amis Armand, Mathieu et Tom dans une salle de répétition. Merci de m’avoir permis de reprendre la musique, je vous promets que je ne l’abandonnerai jamais.

Muchas gracias a mi familia y amigos en Chile por su apoyo, en especial a mi madre Cecilia y a Rocío que han estado conmigo acá en Francia.

Enfin, je remercie le laboratoire LISAH de m’avoir accueilli dans ses locaux, et à CONICYT (Chili) pour le financement de ce travail et de mon séjour en France.



*La vida no existe, solo existen los seres vivos.*

Maturana y Varela



# Sommaire

Table des figures

Introduction Générale 1

## PARTIE I

Les transferts sol-végétation-atmosphère:  
bases physiques, modélisation et spatialisation 5

Chapitre 1 Les transferts sol-végétation-atmosphère 7

1.1 Introduction . . . . . 7

1.2 Les transferts entre les couverts végétaux et l'atmosphère . . . . . 8

1.3 Transfert de quantité de mouvement . . . . . 9

1.4 Les échanges d'énergie et masse entre la surface et l'atmosphère . . . . 11

1.4.1 Le bilan d'énergie entre la surface et l'atmosphère . . . . . 12

1.4.2 Les flux radiatifs . . . . . 14

1.4.2.1 Les lois du rayonnement du corps noir . . . . . 14

1.4.2.2 Les propriétés radiatives des surfaces naturelles . . . . 15

1.4.2.3 Rayonnement de courtes longueurs d'onde . . . . . 16

1.4.2.4 Rayonnement de grande longueur d'onde . . . . . 17

1.4.2.5 Le bilan radiatif . . . . . 17

1.4.3 Le flux de chaleur dans le sol . . . . . 18

1.4.4	Les flux turbulents . . . . .	18
1.5	Les échanges d'eau surface/subsurface . . . . .	19
1.5.1	Le bilan hydrique de la surface . . . . .	19
1.5.2	Transport d'eau dans le sol: l'équation de Richards . . . . .	21
1.6	Modélisation des transferts sol-végétation-atmosphère . . . . .	23
1.6.1	Modélisation des transferts végétation-atmosphère . . . . .	23
1.6.2	Modélisation couplée des transferts sol-végétation-atmosphère . . . . .	27
1.7	Conclusions . . . . .	28

**Chapitre 2 Calibration et assimilation de données pour des modèles de transferts sol-végétation-atmosphère** **29**

2.1	Introduction . . . . .	29
2.2	Calibration de modèles TSVA . . . . .	31
2.2.1	L'approche multi-critère de calibration . . . . .	32
2.2.2	La méthode MOGSA . . . . .	34
2.2.3	La méthode MCIP . . . . .	35
2.3	Assimilation de données . . . . .	36
2.4	Conclusions . . . . .	38

**Chapitre 3 Spatialisation des échanges surface-atmosphère** **39**

3.1	Introduction . . . . .	39
3.2	Modèles TSVA . . . . .	40
3.3	Spatialisation de l'évapotranspiration . . . . .	41
3.3.1	Méthodes empiriques . . . . .	42
3.3.2	Méthodes basées sur le résidu du bilan d'énergie . . . . .	42
3.3.2.1	Approche mono-source . . . . .	43
3.3.2.2	Approche deux sources . . . . .	44
3.3.2.3	Méthodes basées sur des valeurs extrêmes . . . . .	45

---

3.4 Conclusions . . . . .	50
---------------------------	----

## **PARTIE II**

<b>Revisite des formalismes de modélisation des échanges surface-atmosphère</b>	<b>51</b>
---	-----------

Chapitre 4 Evaporation from heterogeneous and sparse canopies: On the formulations related to multi-source representations	55
--	----

Chapitre 5 Evaporation from multi-component canopies: Generalized formulations	77
--	----

## **PARTIE III**

<b>Site d'étude et dispositif expérimental</b>	<b>85</b>
--	-----------

Chapitre 6 Description du site d'étude et dispositif expérimental	87
---	----

6.1 Le bassin versant de la Peyne: description générale . . . . .	87
---	----

6.2 Données . . . . .	92
-----------------------	----

6.2.1 Données météorologiques . . . . .	92
---	----

6.2.2 Données d'humidité du sol et piézométrie . . . . .	92
--	----

6.2.3 Données de bilan d'énergie . . . . .	93
--	----

6.2.4 Données satellite . . . . .	95
-----------------------------------	----

6.2.4.1 Données ASTER . . . . .	95
---------------------------------	----

6.2.4.2 Données Landsat . . . . .	95
-----------------------------------	----

## **PARTIE IV**

<b>Développement et exploration d'un modèle TSVA pour la vigne</b>	<b>97</b>
--	-----------



<b>Chapitre 7 A three-source SVAT modeling of evaporation: Application to the seasonal dynamics of a grassed vineyard</b>	<b>101</b>
---	------------

<b>Chapitre 8 Analyse de sensibilité et calibration multi-critère du modèle TSVA-vigne</b>	<b>119</b>
--	------------

8.1	Introduction . . . . .	119
8.2	Méthodologie . . . . .	120
8.2.1	Modélisation TSVA . . . . .	120
8.2.2	Application des méthodes multi-critère MOGSA et MCIP . . .	121
8.2.3	Démarche . . . . .	123
8.3	Résultats et discussion . . . . .	123
8.3.1	Analyse de sensibilité MOGSA . . . . .	123
8.3.2	Calibration multi-critère . . . . .	128
8.3.3	Scénarios d'obtention des données satellite . . . . .	135
8.4	Conclusions . . . . .	138

## **PARTIE V**

<b>Spatialisation de l'évapotranspiration</b>	<b>141</b>
---	------------

<b>Chapitre 9 Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à partir des capteurs ASTER et Landsat</b>	<b>145</b>
---	------------

9.1	Introduction . . . . .	146
9.2	Démarche . . . . .	146
9.3	Obtention des variables biophysiques à partir de l'imagerie ASTER . .	149
9.3.1	Réflectance de surface et température radiométrique de surface	149
9.3.2	Albédo et NDVI . . . . .	149
9.3.3	Rayonnement net et flux de chaleur dans le sol . . . . .	149

---

9.4	Obtention des variables biophysiques à partir de l'imagerie Landsat . . .	150
9.4.1	Corrections instrumentales . . . . .	151
9.4.2	Corrections atmosphériques: domaine solaire . . . . .	151
9.4.3	Corrections atmosphériques: domaine infrarouge thermique . . .	154
9.4.4	Réflectance de surface et température de brillance de surface . .	155
9.4.5	Albédo et NDVI . . . . .	156
9.4.6	Température radiométrique . . . . .	157
9.4.7	Rayonnement net et flux de chaleur dans le sol . . . . .	157
9.5	Superposition des images ASTER et Landsat . . . . .	157
9.6	Évapotranspiration S-SEBI . . . . .	158
9.7	Indicateurs statistiques pour comparer ASTER et Landsat . . . . .	160
9.8	Comparaison ASTER et Landsat . . . . .	160
9.8.1	Variables d'entrées de S-SEBI . . . . .	160
9.8.2	Variables de sortie de S-SEBI . . . . .	169
9.9	Discussion et conclusions . . . . .	173
<b>Chapitre 10 Modélisation spatialisée de l'évapotranspiration réelle</b>		<b>175</b>
10.1	Introduction . . . . .	175
10.2	Méthodologie . . . . .	177
10.2.1	Démarche . . . . .	177
10.2.2	Données <i>ETR</i> satellite et humidité du sol . . . . .	178
10.2.3	Précipitation interpolée . . . . .	181
10.3	Résultats et discussion . . . . .	182
10.3.1	Calibration avec données <i>ETR</i> et humidité du sol . . . . .	182
10.3.2	Calibration avec données d'humidité du sol . . . . .	189
10.3.3	Calibration avec données d' <i>ETR</i> . . . . .	193
10.3.4	Comparaison des paramètres . . . . .	197
10.4	Conclusions . . . . .	199

<b>Conclusion Générale</b>	<b>201</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>205</b>
<b>Annexes</b>	<b>225</b>
<b>Annexe A Generalized combination equations for canopy evaporation under dry and wet conditions</b>	<b>225</b>
<b>Annexe B Convergence des valeurs des paramètres après l'application de la méthode MCIP</b>	<b>239</b>
<b>Annexe C Cartes d'évapotranspiration ASTER et Landsat</b>	<b>243</b>

# Table des figures

1.1	(a) Profil de vitesse du vent sur végétation en conditions diurnes et nocturnes; (b) gradients de température de l'air, de concentration en CO <sub>2</sub> et d'humidité atmosphérique en conditions diurnes uniquement (Jones, 2014).	9
1.2	Description des facteurs environnementaux ayant une influence sur les échanges surface-atmosphère à différentes échelles de temps à partir d'une analyse spectrale d'une série temporelle annuelle. Modifiée à partir de Stoy et al. (2005). EC: Eddy Covariance; $R_n$ : rayonnement net; $D_a$ : déficit de pression de vapeur; $T_a$ : température de l'air; $V$ : vitesse du vent; $ASW$ : humidité du sol; $LAI$ : indice foliaire. . . . .	13
1.3	Sources et réseau de résistances associés au flux de vapeur d'eau entre un couvert végétal et l'atmosphère (Overgaard et al., 2006). . . . .	24
2.1	Exemple de détermination de l'ensemble de Pareto dans le cas de deux fonctions objectif $F_1(\theta)$ et $F_2(\theta)$ . Chaque point représente une simulation individuelle. Chaque courbe montre le rangement Pareto pour les 10 premiers rangs ou solutions. Les points noirs correspondent aux solutions "acceptables" pour les trois premiers rangements de Pareto et les points blancs aux solutions "non-acceptables" (modifié à partir de Demarty et al., 2004).	34
6.1	Localisation du bassin versant de la Peyne en France, et cartes topographiques illustrant sa position dans la région. Les points blancs et les numéros 1-6 représentent les parcelles expérimentales. Le point rouge indique la position de la station météorologique. . . . .	88
6.2	Carte d'occupation des sols du bassin versant de la Peyne. Les zones sans couleurs correspondent à des zones urbaines. . . . .	89
6.3	Cycle annuel des variables météorologiques mesurées sur le bassin versant de la Peyne. Les figures 6.3a-e montrent les séries temporelles annuelles moyennes (courbe noire) et leurs valeurs maximales et minimales (zone ombrée) pour la période du 01-janvier-1993 au 31-décembre-2009. La Fig. 6.3f correspond à la précipitation moyenne pour la même période. . . . .	90
6.4	Précipitation et évapotranspiration potentielle (Penman) cumulée annuelle entre 1993 et 2009 et leurs tendances linéaires. . . . .	91

6.5	Dates de collecte des données Eddy Covariance et des images ASTER et Landsat. . . . .	93
6.6	Diagramme de dispersion représentant la fermeture du bilan d'énergie par le système Eddy Covariance pour l'ensemble des données. . . . .	94
6.7	Comparaison des bandes spectrales d'ASTER et Landsat ETM+. Les boîtes rectangulaires (rouge: ASTER, noir: Landsat ETM+) montrent les canaux des capteurs. La résolution spatiale est indiquée au-dessus des boîtes. La courbe de couleur montre la transmission atmosphérique en fonction de la longueur d'onde (Kääb et al, 2003). . . . .	96
8.1	Incertitude associée au modèle TSVA pour les premières 2000 simulations Monte Carlo. Les points correspondent aux valeurs moyennes journalières des observations de (a) flux de chaleur latente, (b) humidité du sol, (c) flux de chaleur sensible et (g) flux de chaleur dans le sol. . . . .	125
8.2	Sensibilité du modèle TSVA aux 29 paramètres d'entrée et conditions initiales. Les barres verticales indiquent la sensibilité relative de chaque paramètre en termes de probabilité du test K-S. Les traits horizontaux indiquent les niveaux de transition entre sensibilité <i>forte</i> (au-dessous de 0.01), <i>moyenne</i> (entre 0.01 et 0.05), et <i>faible</i> (au-dessus 0.05). L'échelle des ordonnées est inversée. . . . .	126
8.3	Fonctions de distribution cumulée (CDF) obtenues pour les paramètres ayant une forte sensibilité. . . . .	127
8.4	Fonctions de densité de probabilité (PDF) obtenues pour les paramètres ayant une forte sensibilité. . . . .	128
8.5	Résultat de l'application de l'algorithme MCIP pour (a) la première et (b) la dixième itération. Les points bleus correspondent à l'ensemble de Pareto des simulations "acceptables" et les points blancs aux simulations restantes. . . . .	132
8.6	Evolution du RMSE entre les valeurs mesurées et simulées de $\lambda E$ et $\theta$ pour les 10 itérations et l'ensemble de 2000 simulations de chaque itération. Les courbes correspondent à la valeur maximale et minimale pour des 2000 simulations de chaque itération. . . . .	132
8.7	Evolution temporelle de (a) l'évapotranspiration totale et (b) de l'humidité du sol simulée avec la dernière gamme des valeurs des paramètres obtenue avec la méthode MCIP. . . . .	133
8.8	Diagramme de dispersion entre les valeurs journalières (a) d'évapotranspiration et (b) d'humidité du sol mesurées et simulées par le modèle TSVA après calibration (erreur résiduelle du calage). . . . .	134
8.9	Evolution temporelle de (a) l'évapotranspiration totale et (b) de l'humidité du sol simulées (lignes) et mesurées (points). . . . .	135
8.10	Séries temporelles des simulations de référence pour (a) $ETR$ et (b) $\theta$ , et leurs valeurs correspondant aux dates de passage ASTER et Landsat. . . . .	136

---

8.11	Séries temporelles des simulations de référence et des trois scénarios d'acquisition de données pour (a) <i>ETR</i> et (b) $\theta$ . . . . .	137
8.12	Diagramme de dispersion entre les valeurs journalières de la simulation de référence et des trois scénarios d'acquisition de données pour (a)-(c) <i>ETR</i> et (d)-(f) $\theta$ . . . . .	138
9.1	Démarche adoptée pour l'obtention et l'inter-comparaison des estimations d' <i>ETR</i> issues des imageries ASTER et Landsat. $L_j$ et $\rho_j$ sont la radiance et la réflectance sur la bande spectrale $j$ , respectivement. 6S et MODTRAN sont des codes de transfert radiatif atmosphérique. $T_{BB}$ et $T_R$ sont la température de brillance et la température radiométrique, respectivement (la température radiométrique est la température de brillance corrigée des effets d'émissivité $\varepsilon$ ). TES ( <i>Temperature Emissivity Separation</i> ) est un modèle de transfert radiatif de surface destiné à découpler les effets d'émissivité et de température (Gillespie et al., 1998). $R_n$ et $G$ sont le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol, respectivement. $EF$ et $ETR_d$ sont la fraction évaporative et l'évapotranspiration journalière. Les données météo utilisées sont le rayonnement net instantané et journalier. . . . .	148
9.2	Organigramme des corrections atmosphériques incluant l'implémentation du modèle 6S pour un profil atmosphérique donné, et application sur l'imagerie Landsat des coefficients correctifs fournis par 6S (Jacob, 2005). . . . .	152
9.3	Représentation schématique de l'implémentation et application du modèle de corrections atmosphériques MODTRAN sur LANDSAT 7 (Jacob, 2005). . . . .	154
9.4	Exemple de la relation entre la température et l'albédo de surface et les limites utilisées pour le calcul de l'indice S-SEBI. . . . .	159
9.5	Cartes de NDVI calculées avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. . . . .	161
9.6	Diagramme de dispersion entre les estimations de NDVI via ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire $y = a.x + b$ . . . . .	161
9.7	Cartes d'albédo calculé avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour. . . . .	162
9.8	Diagramme de dispersion entre les valeurs d'albédo calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire $y = a.x + b$ . . . . .	163
9.9	Cartes de température (K) de surface calculée avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs est utilisée pour chaque jour. . . . .	164

9.10	Diagramme de dispersion entre les valeurs de température de surface calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire $y = a.x + b$ . . . . .	164
9.11	Cartes de rayonnement net ( $W m^{-2}$ ) calculé avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour. . . . .	166
9.12	Diagramme de dispersion entre les valeurs de rayonnement net ( $W m^{-2}$ ) calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire $y = a.x + b$ . . . . .	166
9.13	Cartes de flux de chaleur dans le sol ( $W m^{-2}$ ) calculé avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour. . . . .	167
9.14	Diagramme de dispersion entre les valeurs du flux de chaleur dans le sol ( $W m^{-2}$ ) calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire $y = a.x + b$ .	168
9.15	Cartes de fraction évaporative calculée avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. . . . .	169
9.16	Diagramme de dispersion entre les valeurs de fraction évaporative calculée avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire $y = a.x + b$ . . . . .	170
9.17	Cartes d'évapotranspiration journalière ( $mm j^{-1}$ ) calculée avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour. . . . .	172
9.18	Diagramme de dispersion entre les valeurs d'évapotranspiration journalière calculée avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire $y = a.x + b$ . . . . .	172
10.1	Carte topographique montrant la position des six pluviomètres (cercles rouges) dans le bassin versant de la Peyne (contour noir). Les cercles blancs correspondent aux points de mesure de l'humidité du sol où le modèle TSVA a été appliqué (1-6 correspond à la numérotation utilisée dans le texte). Le polygone rouge indique la zone d'interpolation des données de précipitation et les contours en couleur montrent la précipitation cumulée (mm) pendant la période d'étude (juillet-2007 à septembre-2008). Le point 5 étant hors du polygone d'interpolation, on a pris la pluie du point du polygone le plus proche. . . . .	178

---

10.2 Valeurs d' <i>ETR</i> ASTER et Landsat ( $\text{mm j}^{-1}$ ) obtenues par la méthode S-SEBI et utilisées pour la calibration du modèle TSVA sur les six sites d'application. . . . .	180
10.3 Évolution temporelle du profil d'humidité volumique du sol (contours en $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) entre août 2007 et septembre 2008 pour les six sites de mesures. Les symboles $\nabla$ au-dessus de chaque image indiquent les dates de mesure. La ligne blanche sur le profil des sites 2, 4 et 5 montre la profondeur du niveau phréatique. . . . .	181
10.4 Courbes de précipitation cumulée pour les six points d'interpolation entre juillet 2007 et septembre 2008. . . . .	182
10.5 Séries temporelles d' <i>ETR</i> simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration $ETR + \theta$ , et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu). . . . .	185
10.6 Séries temporelles d'humidité du sol simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration $ETR + \theta$ , et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu). . . . .	186
10.7 Diagramme de dispersion entre <i>ETR</i> simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration $ETR + \theta$ pour trois exemples typiques et l'ensemble de données. . . . .	187
10.8 Diagramme de dispersion entre <i>ETR</i> simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration $ETR + \theta$ pour trois exemples typiques et l'ensemble de données. . . . .	187
10.9 Diagramme de dispersion entre $\theta$ simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration $ETR + \theta$ pour trois exemples typiques et l'ensemble de données. . . . .	188
10.10 Diagramme de dispersion entre $\theta$ simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration $ETR + \theta$ pour trois exemples typiques et l'ensemble de données. . . . .	188
10.11 Séries temporelles d' <i>ETR</i> simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration $\theta$ . En rouge données ASTER et en bleu données Landsat. . . . .	190
10.12 Séries temporelles d'humidité du sol simulée (lignes) et mesurée (points) pour la calibration $\theta$ . . . . .	191
10.13 Diagramme de dispersion entre <i>ETR</i> simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration $\theta$ . . . . .	192
10.14 Diagramme de dispersion entre <i>ETR</i> simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration $\theta$ . . . . .	192
10.15 Diagramme de dispersion entre $\theta$ observée et simulée. . . . .	193
10.16 Séries temporelles d' <i>ETR</i> simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration <i>ETR</i> , et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu). . . . .	194
10.17 Séries temporelles d'humidité du sol simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration <i>ETR</i> , et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu). . . . .	195
10.18 Diagramme de dispersion entre <i>ETR</i> simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration <i>ETR</i> . . . . .	196



Table des figures

---

10.19	Diagramme de dispersion entre <i>ETR</i> simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration <i>ETR</i> . . . . .	196
10.20	Valeurs normalisées des paramètres pour les six sites: cas ASTER . . . . .	198
10.21	Valeurs normalisées des paramètres pour les six sites: cas Landsat . . . . .	199
B.1	Gamme de convergence des paramètres pour les 10 itérations de la méthode MCIP. Voir tableaux 8.1 et 8.2 pour la définition des paramètres. . . . .	240
B.2	Suite. . . . .	241
B.3	Suite. . . . .	242
C.1	Cartes d'ETR S-SEBI ASTER ( $\text{mm j}^{-1}$ ) obtenues par la méthode S-SEBI et utilisées pour la calibration du modèle TSVA. Les signes + représentent les parcelles d'application du modèle. Une échelle de couleurs différentes a été utilisée pour chaque carte afin de mieux apprécier la distribution spatiale de l'ETR . . . . .	244
C.2	Cartes d'ETR S-SEBI Landsat ( $\text{mm j}^{-1}$ ) obtenues par la méthode S-SEBI et utilisées pour la calibration du modèle TSVA. Les signes + représentent les parcelles d'application du modèle. Une échelle de couleurs différentes a été utilisée pour chaque carte afin de mieux apprécier la distribution spatiale de l'ETR . . . . .	245

# Introduction Générale

Les régions méditerranéennes sont caractérisées par une faible pluviométrie annuelle avec des précipitations concentrées en automne et au printemps. Cette saisonnalité des pluies implique une saison chaude et sèche, avec une forte énergie incidente et une faible humidité atmosphérique, générant une forte demande évaporative. Du fait que la saison sèche coïncide généralement avec la période de croissance maximale des espèces agricoles et natives, celles-ci dépendent beaucoup de l'eau accumulée dans le sol et il existe une forte demande en eau d'irrigation. Dans ce type d'environnement méditerranéen, une part importante des précipitations retourne vers l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau (évapotranspiration), flux estimé à environ 75% de la pluviométrie annuelle, ce qui en fait une composante majeure du bilan d'eau et d'énergie.

La plupart des régions méditerranéennes, le sud de la France inclus, ont connu une diminution significative des précipitations annuelles au cours du dernier siècle. Récemment, le dernier rapport sur le changement climatique, publié par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, a souligné la forte probabilité d'une augmentation généralisée des températures au niveau global et d'une réduction des précipitations dans les régions subtropicales, y compris les régions méditerranéennes, ce qui impliquerait une augmentation de la demande en eau des cultures. Cette information soulève la question des réponses et adaptations possibles des systèmes agricoles et naturels, ce qui constitue un véritable défi pour nos connaissances actuelles des processus physiques et biologiques impliqués dans la réponse de ces systèmes à l'environnement.

Dans ce contexte régional, l'analyse et la modélisation des processus d'échange d'énergie et d'eau à l'interface entre la surface continentale et l'atmosphère s'avère de très grande importance dans le but d'évaluer la consommation en eau des plantes et la composante évapotranspiration du bilan hydrique des sols. Ce type d'étude se fait souvent en utilisant des modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (TSVA), qui permettent d'obtenir le bilan d'énergie et d'eau à l'interface surface-atmosphère. Des nombreux modèles TSVA existent dans la littérature, variant fortement en complexité en fonction du contexte d'application et du type de surface. Mais la complexité accrue des processus à simuler et le nombre de paramètres à déterminer peuvent rendre difficile leur mise en œuvre. Par exemple, dans le cas de cultures en rang, de végétation éparses ou d'enracinement profond, les modèles doivent bien prendre en compte ces caractéristiques afin de décrire correctement les transferts qui s'y opèrent et l'évolution du bilan hydrique. Si les modèles TSVA permettent généralement d'obtenir correctement les bilans à l'échelle locale, la variabilité spatiale associée aux propriétés du sol ou de la végétation n'est pas assez abordée. Cepen-

dant, des outils numériques existent, qui permettent de calibrer les modèles, d'assimiler des données de télédétection et d'envisager le passage à l'extension régionale pour des couverts complexes.

Dans ce contexte, le principal objectif de ce travail de thèse est d'élaborer une modélisation spatialisée des échanges surface-atmosphère d'énergie et d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère pour des couverts complexes:

- suffisamment versatile pour être adaptée à différents types de couvert végétal, plus ou moins complexes et hétérogènes,
- appropriée pour être étendue à l'échelle régionale et pluriannuelle.

L'approche utilisée repose sur la synergie entre les observations de terrain et de télédétection, et la modélisation. De façon plus spécifique, ce travail cherche à:

- revisiter, si nécessaire, les formalismes existants pour simuler les échanges d'énergie et d'eau pour des couverts complexes,
- mettre en œuvre un modèle TSVA qui appréhende les couverts complexes et qui permette à la fois de faire des simulations à l'extension régionale,
- mettre en œuvre une procédure de calage du modèle avec de mesures de terrain afin d'obtenir des simulations réalistes,
- envisager l'utilisation des observations satellite pour spatialiser la modélisation des échanges surface-atmosphère.

Pour remplir ces objectifs, nous développons ce travail sur le bassin versant de la Peyne, une région viticole de 60 km<sup>2</sup> située dans le sud de la France, avec un parcellaire agricole fin, où la vigne occupe environ 70% de la surface. De l'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale est utilisée. Deux capteurs étant disponibles, un expérimental de haute qualité et un autre opérationnel de plus faible qualité, nous explorons la possibilité fournie par ces deux instruments de calibrer le modèle TSVA.

La thèse est organisée en cinq grandes parties:

**Partie I** Divisée en trois chapitres, elle concerne: la présentation des mécanismes physiques de base impliqués dans le transfert d'énergie et d'eau et les approches utilisées pour leur modélisation; les outils numériques de calibration des modèles de type TSVA et d'assimilation des données disponibles; les méthodes de spatialisation de l'*ETR* à l'extension régionale.

**Partie II** Divisée en deux chapitres, cette partie est consacrée à une analyse et révision détaillée des formalismes mathématiques utilisés en modélisation des échanges entre un couvert végétal et l'atmosphère. Plusieurs aspects théoriques concernant la modélisation de l'*ETR* des couverts hétérogènes sont abordés.

**Partie III** Cette partie concerne la description de la région d'étude (le bassin versant de la Peyne), le dispositif expérimental et les données terrain et de télédétection utilisées dans les étapes ultérieures.

**Partie IV** Cette partie, composée de deux chapitres, traite du développement et implémentation d'un modèle TSVA. Le premier chapitre décrit en détail ses bases physiques, son application à une vigne partiellement enherbée et sa validation

---

avec des données terrain. Dans le deuxième chapitre, le modèle est exploré à l'aide d'algorithmes multi-objectif d'analyse de sensibilité et de calibration.

**Partie V** Cette dernière partie présente les résultats de la spatialisation de l'*ETR*. Dans un premier chapitre, les capteurs ASTER et Landsat sont comparés en termes de performance pour l'estimation de l'*ETR* à l'extension régionale, en utilisant une méthode de spatialisation contextuelle. Le deuxième chapitre concerne l'utilisation conjointe du modèle TSVA développé précédemment et de l'*ETR*-satellite à travers un algorithme de calibration multi-objectif pour l'obtention des paramètres.



PARTIE I  
Les transferts  
sol-végétation-atmosphère:  
bases physiques, modélisation et  
spatialisation



# Chapitre 1

## Les transferts sol-végétation-atmosphère

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>7</b>
<b>1.2</b>	<b>Les transferts entre les couverts végétaux et l’atmosphère</b>	<b>8</b>
<b>1.3</b>	<b>Transfert de quantité de mouvement</b>	<b>9</b>
<b>1.4</b>	<b>Les échanges d’énergie et masse entre la surface et l’atmosphère</b>	<b>11</b>
1.4.1	Le bilan d’énergie entre la surface et l’atmosphère	12
1.4.2	Les flux radiatifs	14
1.4.3	Le flux de chaleur dans le sol	18
1.4.4	Les flux turbulents	18
<b>1.5</b>	<b>Les échanges d’eau surface/subsurface</b>	<b>19</b>
1.5.1	Le bilan hydrique de la surface	19
1.5.2	Transport d’eau dans le sol: l’équation de Richards	21
<b>1.6</b>	<b>Modélisation des transferts sol-végétation-atmosphère</b>	<b>23</b>
1.6.1	Modélisation des transferts végétation-atmosphère	23
1.6.2	Modélisation couplée des transferts sol-végétation-atmosphère	27
<b>1.7</b>	<b>Conclusions</b>	<b>28</b>

---

## 1.1 Introduction

Le couplage entre la surface continentale et l’atmosphère a lieu à travers un ensemble de processus biophysiques. Les mécanismes sont basés sur les flux d’énergie, d’eau et de quantité de mouvement en relation avec les propriétés de la surface tels que l’albédo et la rugosité (Rietkerk et al., 2011). Dans le cas des interactions entre la végétation et son environnement, la grandeur et le signe de ces flux dépendent fortement du type de végétation et de sa structure (Bonan, 2008). Elles sont régies à la fois par la structure



des plantes (hauteur, disposition des feuilles), la profondeur du système racinaire et leur distribution spatiale, entre autres facteurs contribuant aux échanges instantanés d'énergie, d'eau et de quantité de mouvement avec l'environnement (Eagleson, 2002).

Les connaissances sur la physique de ces interactions, leur dynamique et modélisation sont un sujet d'intérêt pour différentes disciplines, telles que l'hydrologie (Ludwig et Mauser, 2000), la météorologie (Chen et Dudia, 2001) et l'agronomie (Oliosio et al., 2002). Ces échanges d'énergie et masse entre la surface continentale et l'atmosphère agissent comme des conditions aux limites à la surface pour des processus dans la couche limite atmosphérique et le cycle hydrologique. Leur couplage régule les variations climatiques à différentes échelles spatio-temporelles: du cycle journalier de la température et humidité de l'air (van Heerwaarde et al., 2009), à l'intensification de la sécheresse saisonnière en réponse à des anomalies dans l'humidité stockée dans le sol (Seneviratne et al., 2010). À son tour, la productivité des systèmes agricoles et naturels dépend des mécanismes qui régulent la photosynthèse et l'utilisation de l'eau par les plantes. Ainsi, le suivi de ces échanges et leur utilisation dans le développement d'outils de modélisation numérique ont été intensifiés au cours des dernières décennies dans le but, par exemple, d'évaluer la disponibilité des ressources en eau, de quantifier les services écosystémiques associés à la capture du carbone, et d'améliorer les prévisions à moyen et long terme en réponse à la variabilité climatique (Pitman, 2003). Dans ce contexte, ce chapitre est consacré à la présentation générale des bases physiques des échanges surface-atmosphère et les outils de modélisation les plus utilisés.

## 1.2 Les transferts entre les couverts végétaux et l'atmosphère

Dans cette section sont présentés les éléments essentiels nécessaires pour étudier les processus d'échanges entre la surface, notamment la végétation et l'atmosphère.

Les processus de transfert à l'intérieur et au-dessus des couverts végétaux est un sujet qui a été largement discuté au cours des dernières décennies. Selon Jones (2014), les principes décrivant les transferts de masse et d'énergie sont applicables à la fois au niveau des feuilles et des écosystèmes, avec quelques différences en fonction de la surface effective des éléments et les différentes échelles d'analyse. L'approche la plus classique utilisée pour interpréter les transferts surface-atmosphère et leurs mesures correspond à l'approche aérodynamique ou "flux-gradient" (Fig. 1.1), basée sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Cette approche stipule que les équations de conservation s'appliquent pour un flux vertical monodimensionnel supposé constant avec la hauteur, même si le coefficient de transfert  $K(z)$  varie. Par conséquent, le flux de masse ou de quantité de mouvement au-dessus du couvert est considéré comme proportionnel à un coefficient de transfert (diffusivité turbulente) multiplié par le gradient de concentration (hypothèse de gradient-diffusion):

$$J_i = -K_i \frac{\partial c_i}{\partial z}, \quad (1.1)$$

laquelle intégrée entre deux niveaux (1 et 2) donne

$$\begin{aligned} J_i &= \overline{K}_i \frac{c_{i1} - c_{i2}}{z_2 - z_1} \\ &= g_{Ai}(c_{i1} - c_{i2}), \end{aligned} \quad (1.2)$$

où  $\overline{K}_i$  est le coefficient de transfert moyen entre deux niveau  $z$  et  $g_{Ai}$  la conductance aérodynamique. Pour que ce principe soit valable, les mesures doivent être faites dans la couche limite développée au-dessus de la végétation en fonction du *fetch*<sup>1</sup>. En général, on suppose que les mesures peuvent être effectuées jusqu'à une hauteur au-dessus du couvert égale à  $\sim 0.01 \times \text{fetch}$ . De plus, les mesures doivent être faites dans la sous-couche inertielle au-dessus du couvert parce que la structure de turbulence dans la sous-couche de rugosité conduit à une grande variabilité de  $K$ , qui perd sa valeur pratique.

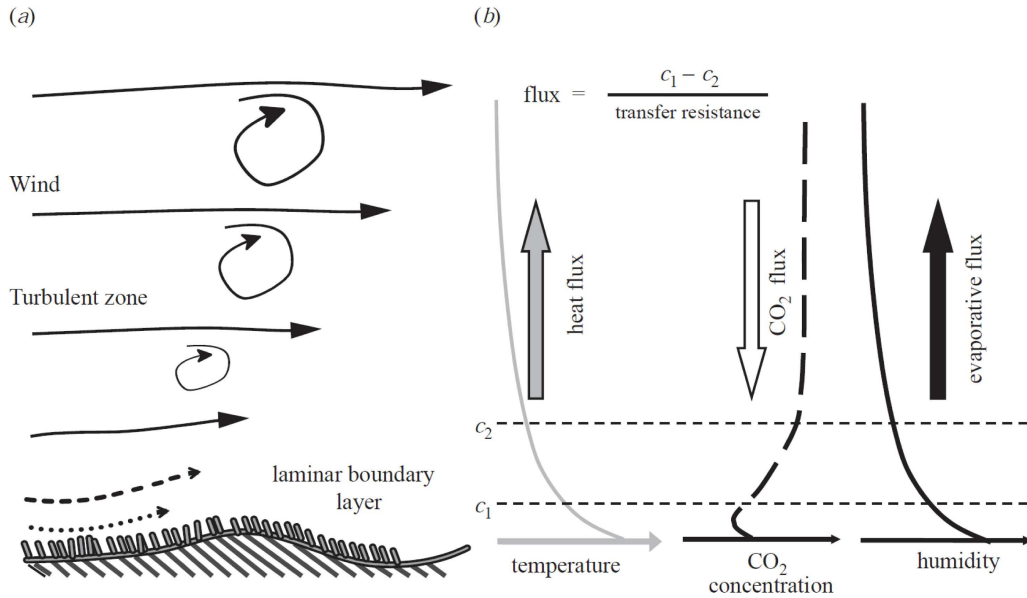


FIGURE 1.1 – (a) Profil de vitesse du vent sur végétation en conditions diurnes et nocturnes; (b) gradients de température de l'air, de concentration en CO<sub>2</sub> et d'humidité atmosphérique en conditions diurnes uniquement (Jones, 2014).

### 1.3 Transfert de quantité de mouvement

L'approche définie par les équations 1.1 et 1.2 fournit les bases pour les estimations des flux de chaleur ou de masse à partir des mesures des gradients de concentration et des coefficients de transfert ou conductances obtenues à partir du profil de vitesse du vent.

En général, la vitesse du vent augmente avec la hauteur au-dessus du sol ou au-dessus des plantes avec un taux d'augmentation qui est plus élevé près du sol. La forme du profil

1. Distance par rapport au bord d'attaque dans la direction du vent.

du vent est telle que sur un sol nu le logarithme de la hauteur ( $\ln(z)$ ) est linéairement lié à la vitesse du vent à cette hauteur ( $u_z$ ). En exprimant  $u_z$  en fonction de  $\ln(z)$  dans des conditions neutres on obtient:

$$u_z = A(\ln(z) - \ln(z_0)) = A\ln(z/z_0). \quad (1.3)$$

L'intersection avec l'axe  $\ln(z)$  correspond à  $\ln(z_0)$ , où  $z_0$  est la *longueur de rugosité*, qui est une mesure de la rugosité aérodynamique de la surface. La pente  $A$  est généralement remplacée par le terme  $u^*/k$ , où  $u^*$  est appelée vitesse de frottement (*friction velocity*), caractéristique du régime turbulent, et  $k$  est la constante adimensionnelle de von Kármán ( $\sim 0.4$ ).

Sur les couverts végétaux, et contrairement au sol nu, le profil de vitesse du vent n'est plus linéaire lorsque  $u$  est lié à  $\ln(z)$ . Au lieu de cela,  $u$  est linéairement lié à  $\ln(z - d)$ , où  $d$  est une hauteur apparente appelée déplacement du plan zéro (*zero plane displacement*). La vitesse étant égale à zéro au niveau  $d + z_0$ , en substituant  $(z - d)$  à  $z$  dans l'équation 1.3 on peut décrire le profil du vent au-dessus d'un couvert végétal par:

$$u_z = (u^*/k)\ln[(z - d)/z_0]. \quad (1.4)$$

Le plan  $(d + z_0)$  est considéré comme le puits apparent de quantité de mouvement, les paramètres  $d$  et  $z_0$  variant avec la structure du couvert et la vitesse du vent.

Le profil de vitesse du vent peut être utilisé pour faire des estimations des coefficients d'échange. Si l'on considère la concentration de quantité de mouvement égale à  $\rho u$ , et la contrainte de cisaillement définie par  $\tau$ , à partir de l'Éq. 1.1 on a

$$\tau = -\rho K_M \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (1.5)$$

où  $K_M$  est la diffusivité turbulente pour la quantité de mouvement ( $L^2 T^{-1}$ ). De plus

$$K_M = k u^* z, \quad (1.6)$$

et

$$\tau = \rho u^{*2}. \quad (1.7)$$

Avec l'hypothèse d'une similitude entre les coefficients de transfert, les flux d'autres scalaires (chaleur sensible ou latente,  $CO_2$ ) sont obtenus à partir des gradients de concentration, comme montré ci-dessous.

Étant donné que le transfert de quantité de mouvement est analogue à d'autres processus de transport, on peut définir une conductance entre la hauteur  $z$  et le plan de référence ( $z = d + z_0$ ) par:

$$\tau = g_{AM}\rho(u_z - u_{d+z_0}) = g_{AM}\rho u_z, \quad (1.8)$$

où  $g_{AM}$  est la conductance de la couche limite du feuillage pour le transfert de quantité de mouvement ( $= r_{AM}^{-1}$ ). En combinant les Éq. 1.4 et 1.8 on obtient

$$g_{AM} = u^{*2}/u_z, \quad (1.9)$$

laquelle peut être exprimée par

$$g_{AM} = \frac{k^2 u_z}{\{\ln [(z - d)/z_0]\}^2}, \quad (1.10)$$

expression qui montre que la conductance augmente avec la vitesse du vent et avec la hauteur du couvert à travers  $d$  et  $z_0$ . À partir de l'hypothèse de similitude pour le transfert turbulent, l'Éq. 1.10 peut être utilisée pour estimer la conductance de la couche limite du couvert pour d'autres scalaires tels que la vapeur d'eau ou le  $\text{CO}_2$  dont les flux peuvent être estimés à partir des différences de concentration.

## 1.4 Les échanges d'énergie et masse entre la surface et l'atmosphère

Le bilan d'énergie est une composante essentielle de forçage des processus de surface. Il existe quatre types fondamentaux de flux d'énergie: le rayonnement net de la surface (radiatif;  $R_n$ ), les flux de chaleur sensible (convectif;  $H$ ) et latente (convectif;  $\lambda E$ ) vers ou depuis l'atmosphère, et le flux de chaleur vers ou depuis le substrat (conductif;  $G$ ).

Le flux de rayonnement net est le résultat du bilan de rayonnement de la surface. Pendant la journée, ce flux est généralement dominé par le rayonnement solaire et dirigé vers la surface ( $>0$ ), tandis que pendant la nuit il est beaucoup faible et dirigé vers l'atmosphère ( $<0$ ). Par conséquent, la surface est réchauffée pendant la journée, alors qu'elle se refroidit pendant la nuit, surtout sous des conditions de ciel clair.

Le flux de chaleur sensible est le résultat de différences de température entre la surface et l'air au-delà de l'interface moléculaire. Ce flux est généralement dirigé vers l'atmosphère pendant la journée, lorsque la surface est plus chaude que l'air au-dessus, et inversement au cours de la soirée et de la nuit.

Le flux de chaleur latente est le résultat de l'évaporation ou condensation au niveau de la surface (sol et végétation) et il correspond au produit de la chaleur latente de vaporisation par le flux d'évaporation ou condensation. Ce flux se produit quand l'air est plus sec que la surface (i.e. une humidité spécifique plus faible), cas typique pendant le jour. Il convient de noter que le transfert de vapeur d'eau n'implique pas systématiquement un échange de chaleur, sauf quand il y a un changement de phase, ce qui est le cas pour une surface évaporante.

L'échange de chaleur avec le substrat est principalement dû à la conduction dans le sol. Du point de vue micrométéorologique, le transfert vertical de chaleur et de vapeur d'eau vers l'atmosphère n'est pas uniquement contrôlé par l'interaction entre la turbulence et les gradients de température et humidité atmosphérique, respectivement, mais aussi par le bilan énergétique qui limite la somme de ces flux turbulents à l'énergie disponible ( $R_n - G$ ). De plus, le flux de vapeur d'eau vers l'atmosphère doit être équilibré par le flux d'eau du sol vers la surface.

La variabilité temporelle des flux surface-atmosphère est contrôlée par des processus physiques et biologiques qui varient sur plusieurs échelles de temps et qui impliquent différents comportements spectraux. Dans la Fig. 1.2 on montre une description des facteurs associés aux différentes échelles temporelles de variabilité pour une série temporelle annuelle d'un flux comme l'évapotranspiration en termes de la variance expliquée. Les cycles journalier et annuel sont ceux qui expliquent la plus grande proportion de la variance totale. Les facteurs varient depuis le cycle journalier du forçage atmosphérique jusqu'à la variabilité saisonnière et interannuelle du climat, et aussi en fonction des propriétés de la surface.

### 1.4.1 Le bilan d'énergie entre la surface et l'atmosphère

L'absorption de rayonnement solaire correspond au principal forçage atmosphérique de la surface, ce qui détermine le cycle diurne des variables météorologiques et des flux turbulents. Cette énergie est répartie dans les quatre composantes présentées précédemment.

En absence de végétation, l'interface surface-atmosphère est relativement bien définie. Dans cette interface la conservation de l'énergie peut être exprimée par

$$R_n - G = H + \lambda E, \quad (1.11)$$

équation qui correspond au bilan d'énergie (sans stockage), où les termes à gauche définissent l'énergie disponible pour les flux turbulents (termes à droite). Ces flux sont définis dans une direction donnée par unité de temps et unité de surface normale à cette direction, avec les unités  $\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2}$  ou  $\text{W m}^{-2}$ . En général, les flux dirigés vers la surface sont considérés comme positifs, cette surface étant vue comme une couche infinitésimale. Cette équation est valable quand les apports de chaleur par advection horizontale sont négligeables.

L'Éq. (1.11) montre comment le rayonnement net est équilibré par les flux de chaleur sensible et latente et le flux échangé avec le sol. Pendant le jour, une quantité positive  $R_n > 0$  arrive à la surface, laquelle est partagée en  $H$ ,  $\lambda E$  et  $G$ , lesquels sont typiquement négatifs au cours de la journée. Leurs valeurs dépendent de nombreux facteurs, tels que le type de surface et de leurs propriétés (humidité du sol, végétation, etc), la position géographique, la période de l'année ou l'heure du jour. Par contre, pendant la nuit il y a une perte nette d'énergie par rayonnement, particulièrement dans des conditions de ciel clair. Le flux ascendant de chaleur du sol  $G$  et celui descendant  $H$  sont capables

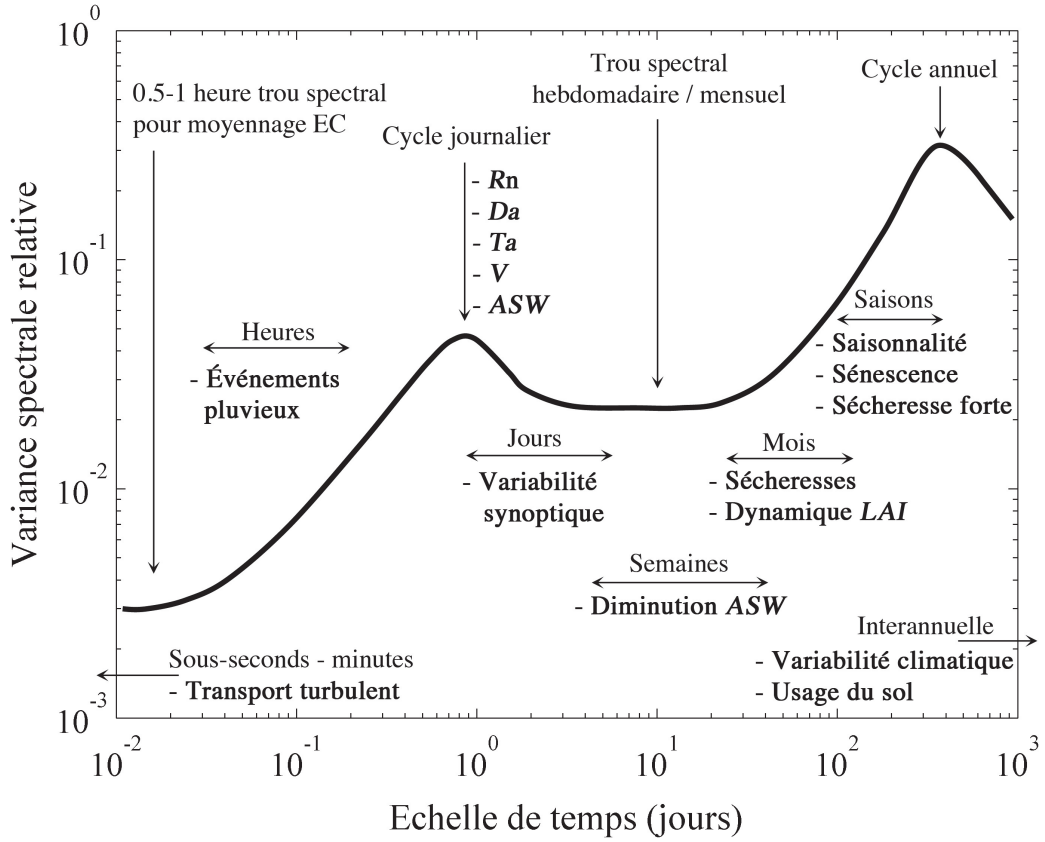


FIGURE 1.2 – Description des facteurs environnementaux ayant une influence sur les échanges surface-atmosphère à différentes échelles de temps à partir d'une analyse spectrale d'une série temporelle annuelle. Modifiée à partir de Stoy et al. (2005). EC: Eddy Covariance;  $R_n$ : rayonnement net;  $D_a$ : déficit de pression de vapeur;  $T_a$ : température de l'air;  $V$ : vitesse du vent;  $ASW$ : humidité du sol;  $LAI$ : indice foliaire.

de compenser cette perte, et aussi dans une moindre mesure la condensation d'eau à la surface.

Considérons une tranche de sol de profondeur  $\Delta z$  pour faire apparaître le terme de stockage. Si l'on néglige les transferts horizontaux, le taux de variation de température ( $T_s$ ) de cette couche de sol est déterminé par la différence entre les flux de chaleur entrant ( $G_0$ ) et sortant ( $G_1$ ):

$$\rho_s c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} \Delta z = G_0 - G_1, \quad (1.12)$$

où  $\rho_s$  est la densité et  $c_s$  la chaleur spécifique du sol. En exprimant l'Éq. (1.12) sous forme différentielle on obtient

$$\rho_s c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = - \frac{\partial G}{\partial z}, \quad (1.13)$$

lequel permet d'écrire l'Éq. (1.11) appliquée à la tranche de sol d'épaisseur  $\Delta z$  comme

$$R_n - G_1 = H + \lambda E + \frac{\partial W_s}{\partial t}, \quad (1.14)$$

où le stockage d'énergie est donné par  $W_s = \rho_s c_s \Delta z T_s$  et  $\partial W_s / \partial t$  est le taux de stockage d'énergie par unité de surface.

Pour un couvert végétal de hauteur  $h_c$ , l'équation du bilan peut être écrite

$$R_n - G = H + \lambda E + D + \frac{\partial W_c}{\partial t}, \quad (1.15)$$

où  $\partial W_c / \partial t$  est le taux de stockage d'énergie par unité du couvert, et de façon analogique au sol  $W_c = \rho_c c_c h_c T_c$ . Le terme  $D$  représente le flux de chaleur par advection horizontale. Dans la pratique, à la fois  $D$  et  $\partial W_c / \partial t$  sont négligés, donc le bilan d'énergie est décrit en utilisant directement l'Eq. (1.11).

## 1.4.2 Les flux radiatifs

Pour les processus thermodynamiques dans l'environnement, on s'intéresse plutôt à la gamme spectrale entre  $0.1 \pm 100 \mu\text{m}$ , qui contribue largement au bilan radiatif de l'atmosphère et de la surface. Cela ne représente qu'une petite partie de l'ensemble de longueurs d'ondes, dont le spectre visible constitue une fraction très étroite ( $0.40\text{--}0.76 \mu\text{m}$ ).

### 1.4.2.1 Les lois du rayonnement du corps noir

Tout les corps ayant une température supérieure au zéro absolu émettent un rayonnement. Si un corps à une température donnée émet le rayonnement maximal possible par unité de surface, par unité de temps, et dans l'ensemble des longueurs d'onde, il est appelé un émetteur parfait ou "corps noir". Le flux de rayonnement ( $R$ ) émis par un tel corps est donné par la loi de Stefan-Boltzmann:

$$R = \sigma T^4, \quad (1.16)$$

où  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann ( $= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ), et  $T$  la température de la surface (K).

La loi de Planck exprime l'énergie radiante par unité de longueur d'onde émise par un corps noir en fonction de sa température de surface :

$$R_\lambda = \frac{2\pi h_p c^2 \lambda^{-5}}{\exp(h_p c / b \lambda T - 1)}, \quad (1.17)$$

où  $h_p$  est la constante de Planck ( $= 6.626 \times 10^{-34}$  J s) et  $b$  est la constante de Boltzmann ( $= 1.381 \times 10^{-23}$  J K $^{-1}$ ). Ainsi, le flux radiatif total est donné par intégration de la loi de Planck sur l'ensemble du spectre électromagnétique:

$$R = \int_0^{\infty} R_{\lambda} d\lambda. \quad (1.18)$$

L'Éq. (1.17) peut être utilisée pour calculer et comparer le spectre de rayonnement de corps noir pour différentes températures de surface. La longueur d'onde à laquelle  $R_{\lambda}$  est maximale est inversement proportionnelle à la température absolue et elle est donnée par la loi de Wien:

$$\lambda_{max} = 2897/T, \quad (1.19)$$

avec  $\lambda$  en  $\mu\text{m}$ .

En résumé, le flux radiatif émis par un corps noir varie de façon proportionnelle à la quatrième puissance de sa température de surface, tandis que les longueurs d'onde avec la plus forte contribution au flux ( $\lambda_{max}$ ) sont inversement proportionnelles à  $T$ .

#### 1.4.2.2 Les propriétés radiatives des surfaces naturelles

Les surfaces naturelles ne sont pas des émetteurs parfaits, c'est-à-dire qu'elles ne se comportent généralement pas comme un corps noir. Elles sont considérées comme des corps gris: elles rayonnent moins d'énergie que celle estimée par la loi de Planck et sont caractérisées par différentes propriétés radiatives.

L'*émissivité* est définie comme le rapport entre le flux d'énergie émis par la surface à une longueur d'onde et température donnée et celui émis par un corps noir pour la même longueur d'onde et température. Elle dépend de la longueur d'onde et elle est désignée par  $\epsilon_{\lambda}$ , avec une valeur 1 pour le corps noir.

L'*absorptivité* correspond au rapport entre la quantité d'énergie radiative absorbée par la surface et la quantité totale incidente. En général elle dépend aussi de la longueur d'onde et elle est désignée par  $\alpha_{\lambda}$ . Pour un corps noir  $\alpha_{\lambda} = 1$ .

La *réflectivité* de la surface est définie comme le rapport entre la quantité de rayonnement réfléchi et la quantité incidente. Elle est désignée par  $r_{\lambda}$ .

La *transmissivité* correspond au ratio entre le rayonnement transmis par la surface et le rayonnement incident. Elle est désignée par  $\tau_{\lambda}$ .

L'absorptivité, la réflectivité et la transmissivité ont des valeurs comprises entre 0 et 1. À partir de ces définitions et considérant la conservation de l'énergie, on peut en déduire que

$$\alpha_{\lambda} + r_{\lambda} + \tau_{\lambda} = 1. \quad (1.20)$$



La loi de Kirchoff stipule que pour la plupart des corps naturels et pour une longueur d'onde donnée, l'absorptivité est égale à l'émissivité

$$\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda. \quad (1.21)$$

Dans l'étude du bilan radiatif et d'énergie des surfaces continentales on considère généralement le flux de rayonnement total intégré sur toutes les longueurs d'onde plutôt que sa décomposition spectrale. Dans la pratique, l'émissivité et réflectivité totales ou intégrées sur quelques longueurs d'onde sont utilisées pour la caractérisation de l'état de la surface. La réflectivité du rayonnement de courte longueur d'onde (0.1-4  $\mu\text{m}$ ) est représentée par l'albédo de la surface, et l'émissivité totale ( $\epsilon$ ) de la surface se réfère principalement aux grandes longueurs d'onde (3-100  $\mu\text{m}$ ). Pour les surfaces naturelles, l'émission de rayonnement de grande longueur d'onde est définie par la loi de Stefan-Boltzmann modifiée

$$R_L = -\epsilon\sigma T^4. \quad (1.22)$$

L'albédo de la surface peut varier en fonction des nombreux facteurs, tels que l'angle zénithal du soleil, la teneur en eau de la surface ou la composition chimique du sol. Par contre, l'émissivité dans l'infrarouge des surfaces naturelles ne varie pas de façon très importante entre les différents types de surface, et la plupart des surfaces ont une émissivité supérieure à 0.9. La végétation en bon état hydrique et les forêts sont caractérisées par les plus fortes émissivités, proches de l'unité.

### 1.4.2.3 Rayonnement de courtes longueurs d'onde

Le rayonnement de courte longueur d'onde ou solaire, correspond à la principale source d'énergie pour les systèmes de la surface terrestre. Il peut venir directement du soleil (rayonnement direct) ou par diffusion par les particules de l'atmosphère (diffusion de Rayleigh) et des nuages ou la surface (rayonnement diffus). Le spectre de rayonnement au sommet de l'atmosphère est similaire à celui d'un corps noir avec une température de surface proche de 6000 K, et un maximum d'énergie émis à 0.48  $\mu\text{m}$  d'après la loi de Wien. Le spectre de rayonnement solaire est concentré entre 0.1 et 4  $\mu\text{m}$ . Le rayonnement reçu au sommet de l'atmosphère dépend principalement de la distance entre la Terre et le soleil, et sa valeur théorique en considérant une distance moyenne est de 1367  $\text{W m}^{-2}$  (constante solaire,  $S_c$ ).

Ce flux d'énergie solaire est atténué à travers l'atmosphère à cause de la diffusion, l'absorption et la réflexion par les nuages et les particules. La quantité d'énergie reçue par une surface horizontale unitaire et par unité de temps est appelée insolation ( $R_{s0}$ ). La relation entre  $R_{s0}$  et  $S_c$  est donnée par

$$R_{s0} = \tau_a \sin\Psi S_c^{app}, \quad (1.23)$$

où  $\Psi$  est l'angle d'élévation solaire,  $S_c^{app}$  est la constante solaire apparente en tenant

compte de la distance Terre-soleil réelle, et  $\tau_a$  est la transmissivité atmosphérique ou fraction de rayonnement solaire qui atteint la surface quand  $\Psi = \pi/2$  ( $\tau_a \sim 0.8$  par ciel clair,  $\tau_a \sim 0.1$  par ciel couvert).

Une partie importante du rayonnement solaire incident est réfléchi vers l'atmosphère, laquelle dépend de l'albédo de la surface. Ici, l'albédo représente la réflectivité de la surface entre 0.1-4  $\mu\text{m}$ , et il est différent de l'albédo spectral, qui est associé à une longueur d'onde spécifique.

#### 1.4.2.4 Rayonnement de grande longueur d'onde

Le rayonnement de grande longueur d'onde est composé du rayonnement incident  $R_{L\downarrow}$  (rayonnement atmosphérique) et du rayonnement émis  $R_{L\uparrow}$  (rayonnement terrestre). La surface de la Terre et l'atmosphère ayant une température beaucoup plus faible que celle du soleil, leur rayonnement émis a une longueur d'onde beaucoup plus grande : dans l'infrarouge, entre 4-100  $\mu\text{m}$ .

Une partie importante du flux  $R_{L\downarrow}$  est du rayonnement solaire absorbé et réémis par l'atmosphère, en fonction de la distribution et concentration des gaz à effet de serre et leur température. Cette absorption et émission de rayonnement ne se produit que pour quelques longueurs ou bandes de longueur d'onde discrètes. Quand ils sont présents, les nuages sont le principal contributeur du flux  $R_{L\downarrow}$ , et en général, les couches les plus basses de l'atmosphère sont les plus contributives à cause de leur plus grande densité et température.

Toutes les surfaces naturelles rayonnent de l'énergie en fonction de leur température et émissivité. À partir de ces deux variables, le flux  $R_{L\uparrow}$  peut être estimé en utilisant l'Éq. 1.22. Dans la pratique, les mesures de la température de surface peuvent être assez compliquées, surtout pour des surfaces végétales, où elle est estimée par mesure directe ou souvent à partir de modèles de transfert radiatif.

#### 1.4.2.5 Le bilan radiatif

Le rayonnement net présent dans l'Éq. (1.11) correspond à une combinaison de flux de grande ( $R_L$ ) et courte longueur d'onde ( $R_C$ ). En considérant l'ensemble de processus expliqués précédemment, on peut définir le bilan radiatif en surface, dont le résultat est le rayonnement net  $R_n$ :

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_{C\downarrow} + \epsilon R_{L\downarrow} - \epsilon \sigma T_s^4, \quad (1.24)$$

où  $\alpha_s$  correspond à l'albédo de la surface et  $T_s$  à sa température.

### 1.4.3 Le flux de chaleur dans le sol

Le flux de chaleur dans le sol  $G$  correspond à un transfert par conduction. Ce mécanisme de transfert de chaleur se réfère à la propagation de chaleur entre molécules, depuis des zones plus chaudes vers les plus froides. Ainsi, pendant le jour, la surface est chauffée par le rayonnement solaire, et pendant la nuit elle se refroidit principalement à cause du bilan négatif de rayonnement de grande longueur d'onde, déterminant ainsi la direction du flux  $G$ .

Le flux  $G$  est une fonction de différents facteurs tels que l'énergie incidente, les propriétés thermodynamiques et la teneur en eau du sol. Il doit être estimé pour quantifier l'énergie disponible en surface pour les flux convectifs.

Le flux  $G$  pour un sol homogène peut être exprimé de façon macroscopique et monodimensionnelle à partir de la loi de Fourier de la conduction de chaleur en fonction du gradient vertical de température

$$G(z, t) = -k_s \frac{\partial T_s(z, t)}{\partial z}, \quad (1.25)$$

avec  $G$  en  $\text{W m}^{-2}$ , la conductivité thermique du sol  $k_s = \rho_s c_s \kappa_s$ ,  $\rho_s$  la densité du sol,  $c_s$  la chaleur spécifique et  $\kappa_s$  la diffusivité thermique. Le signe négatif dans le terme à droite de l'Éq. (1.25) est une convention pour assurer que  $G$  est positif lorsque la température diminue en profondeur. Pour une couche mince de sol d'épaisseur  $\Delta z$  la différence entre le flux entrant au niveau  $z$  et celui sortant au niveau  $z + \Delta z$  est donnée par  $G(z) - G(z + \Delta z) = \Delta z \partial G(z) / \partial z$ . Le signe de cette grandeur indique la divergence ou convergence de chaleur dans la couche de sol et le changement de température associé. La variation de la quantité de chaleur de la couche considérée peut être exprimée par  $\partial(\rho_s c_s T_s \Delta z) / \partial t$ , et sa variation en profondeur par

$$\frac{\partial G(z)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( -k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \Delta z = \frac{\partial(\rho_s c_s T_s)}{\partial t} \Delta z. \quad (1.26)$$

Pour le cas des sols dont leurs propriétés physiques ne varient pas avec la profondeur, l'équation de conduction de chaleur devient

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}, \quad (1.27)$$

laquelle décrit la variation de température  $T_s$  en fonction de la profondeur et du temps.

### 1.4.4 Les flux turbulents

Contrairement aux échanges moléculaires dans le sol, l'échange de chaleur dans l'air est plus efficace grâce à la turbulence. Les éléments turbulents peuvent être considérés

comme des parcelles d'air avec des caractéristiques thermodynamiques uniformes. Les éléments de turbulence à petite échelle se joignent pour former de plus grands éléments et ainsi de suite. Cette turbulence est entraînée par deux mécanismes: la convection forcée et la convection libre. La première est liée à la friction entre le flux d'air et la surface, donc à la vitesse du vent. Le second processus a pour origine les variations verticales de densité dues à des différences de température, donnant lieu à des mouvements verticaux dans l'atmosphère (flottabilité).

Les échanges turbulents correspondent aux flux de chaleur sensible et latente. Dans un contexte micrométéorologique, ces transferts de chaleur se produisent en réponse à des différences de température et concentration en eau entre la surface (feuillage, sol) et l'air dans la couche limite de surface. Ces flux s'expriment par analogie avec l'Éq. 1.5 en utilisant les gradients verticaux de température  $T$  et d'humidité spécifique  $q$ , respectivement, et les coefficients de diffusion turbulente respectifs. Le flux de chaleur sensible,  $H$ , représente le transport turbulent de chaleur depuis et vers la surface. Le flux de chaleur latente,  $\lambda E$ , correspond au transport vertical de vapeur d'eau associé à la chaleur nécessaire pour l'évaporation au niveau de la surface. Cette chaleur est libérée dans l'atmosphère lors de la condensation. Les équations correspondantes sont:

$$H = -\rho c_p K_H \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1.28)$$

$$\lambda E = -\rho \lambda K_L \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (1.29)$$

avec  $\rho$  la densité de l'air,  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante et  $\lambda$  la chaleur latente de vaporisation. Les coefficients de diffusion  $K_H$  et  $K_L$  sont fonctions de la vitesse du vent, de la stratification thermique et des propriétés de la surface.

## 1.5 Les échanges d'eau surface/subsurface

### 1.5.1 Le bilan hydrique de la surface

Le bilan d'énergie (Éq. (1.11)) est relié au bilan hydrique du sol à travers l'évapotranspiration. Si l'on considère un volume de sol, la variation du stock d'eau  $\Delta W$  peut s'écrire

$$\Delta W = (P + I - E - R - D)\Delta t, \quad (1.30)$$

avec  $P$  la précipitation,  $I$  l'irrigation,  $E$  l'évapotranspiration,  $R$  le ruissellement,  $D$  le drainage et  $\Delta t$  l'intervalle de temps considéré. Tous les termes sont positifs sauf pour  $D$  et  $\Delta W$ , qui peuvent être positifs ou négatifs. Une valeur négative du "drainage" implique que l'eau s'écoule vers le haut dans le volume de la zone non saturée, ce qui correspond à de la remontée capillaire.

Sur le terrain, il est généralement possible de mesurer  $P$ ,  $I$ ,  $R$  et la teneur en eau du profil et ses variations  $\Delta W$  ainsi que l'évapotranspiration peuvent être mesurées avec plus ou moins de précision. La mesure du flux  $D$  est en revanche plus difficile à mettre en oeuvre, et c'est la raison pour laquelle ce flux de drainage est souvent déterminé comme le résidu du bilan hydrique.

À des fins de modélisation, le sol peut être considéré comme un réservoir de profondeur  $P_r$ , qui est rempli par la précipitation et qui peut transférer progressivement l'eau vers la végétation et le sous-sol. Pour le cas non saturé, en supposant que toute la précipitation est infiltrée ( $R = 0$ ), la teneur en eau du sol déterminant fortement les processus d'évapotranspiration et de flux d'eau dans le sol, le taux de variation de la teneur en eau du sol  $\theta$  ( $L T^{-1}$ ) est donné par

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{P_r} [P - E(\theta) - D(\theta)], \quad (1.31)$$

approche qui ne considère pas le processus de redistribution d'eau dans le sol, lequel peut devenir important dans des sols avec un profil fortement stratifié ou lorsque des racines sont présentes à différentes profondeurs. Cette question peut être abordée en discrétisant le sol en différentes couches (Sellers et al., 1986). C'est le cas de l'approche connue comme "force-restore", développée à l'origine pour simuler la diffusion de la chaleur et plus tard étendue pour l'humidité du sol (Deardorff, 1978). Dans le modèle ISBA de Noilhan et Planton (1989), les transferts verticaux d'eau sont simulés en discrétisant le sol en deux couches: une couche de surface de quelques millimètres de profondeur  $d_1$  et teneur en eau  $\theta_g$ , et une autre couche plus profonde pour la zone racinaire avec profondeur  $d_2$  et teneur en eau  $\theta_2$ . Dans ce modèle, les variables d'état évoluent de la façon suivante

$$\frac{\partial\theta_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (\theta_g - \theta_{geq}), \quad \text{pour } 0 \leq \theta_g \leq \theta_s \quad (1.32)$$

$$\frac{\partial\theta_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_{tr} - D_2), \quad \text{pour } 0 \leq \theta_2 \leq \theta_s \quad (1.33)$$

où  $P_g$  est l'infiltration de précipitation dans le sol,  $E_g$  l'évaporation du sol nu,  $E_{tr}$  la transpiration depuis la zone racinaire  $d_2$ ,  $D_2$  le drainage hors la zone racinaire,  $\rho_w$  la densité de l'eau,  $\theta_s$  la teneur en eau à saturation,  $C_1$  et  $C_2$  les coefficients de forçage environnemental ("force") et de restauration ("restore") par atténuation du réservoir profond,  $\tau$  une constante de temps,  $\theta_{geq}$  la teneur en eau d'équilibre en surface décrivant l'état hypothétique dans lequel la gravité équilibre les forces capillaires de telle façon qu'il n'y a pas de flux vertical d'eau à partir de la couche de surface  $d_1$ . Cette approche a été utilisée pour simuler la dynamique de l'humidité dans des sols avec de fortes variations dans leurs propriétés hydrodynamiques (Montaldo et Albertson, 2001) ou pour la modélisation couplée surface-atmosphère (Famiglietti et Wood, 1994).

Des modèles plus complexes permettant de représenter de façon plus détaillée les processus de transfert dans les sols ont été développés. Ces modèles discrétisent le sol en

$n$  couches horizontales où les échanges verticaux d'eau et chaleur sont calculés. Dans ce cas, le transfert d'eau est décrit par les équations de Richards (Section 1.5.2) en prenant en compte l'absorption d'eau par les racines (e.g. Braud et al., 1995; Guswa et al., 2001).

### 1.5.2 Transport d'eau dans le sol: l'équation de Richards

L'eau liquide dans le sol se déplace en sens inverse du gradient d'énergie potentielle: de là où l'énergie potentielle est relativement élevée vers là où l'énergie potentielle est plus faible. Cette énergie potentielle est appelée *potentiel total* et elle est composée principalement du potentiel matriciel, du potentiel gravitationnel et du potentiel osmotique. Les deux premiers agissent comme des forces motrices sur l'eau dans les sols. Le potentiel gravitationnel correspond à la charge de pression hydrostatique due à la gravité qui force l'eau à s'infiltrer en profondeur, et le potentiel matriciel correspond aux forces d'adhésion et cohésion qui produisent la capillarité. Le potentiel osmotique, qui force l'eau à se lier à des ions chargés et des molécules polaires (e.g. des sels), est important dans les sols argileux. Mais pour les sols non saturés, cette composante est considérée comme négligeable.

La loi de Darcy décrit la dynamique de l'eau dans les sols saturés. Elle s'écrit dans un espace tridimensionnel:

$$q = -K\nabla h, \quad (1.34)$$

avec le flux  $q$  en  $\text{m s}^{-1}$ ,  $h$  la charge hydraulique ou potentiel (m), le gradient  $\nabla h = \frac{\partial h_x}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial h_y}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial h_z}{\partial z} \mathbf{k}$ , et  $K$  la conductivité hydraulique ( $\text{m s}^{-1}$ ) (dans cet exemple supposé isotrope). Pour le cas monodimensionnel en coordonnée verticale  $z$ , la surface du sol étant considérée comme  $z = 0$ , le flux d'eau vertical s'écrit

$$q_s = -K \frac{\partial h}{\partial z}, \quad (1.35)$$

avec  $\partial h/\partial z$  le gradient hydraulique vertical. La charge hydraulique pour un sol saturé est définie par

$$h = \psi_p + \psi_g, \quad (1.36)$$

avec  $\psi_p$  le potentiel de pression et  $\psi_g$  le potentiel gravitationnel. Pour un sol non-saturé,  $h$  est définie par

$$h = \psi_m + \psi_g, \quad (1.37)$$

où  $\psi_m$  correspond au potentiel matriciel. Par conséquent, la composante verticale du flux d'eau peut s'écrire

$$q_s = -K \frac{\partial}{\partial z} (\psi_m + \psi_g). \quad (1.38)$$

Pour les sols non-saturés, c'est la composante matricielle qui est dominante, et l'équation précédente devient ( $\psi_g = az$ )

$$q_s = -K \left( \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + a \right) = -K \frac{\partial \psi_m}{\partial z} - Ka, \quad (1.39)$$

où  $a$  prend la valeur  $+1$  quand l'axe est défini positif vers le haut et  $-1$  quand il est positif vers le bas.

La loi de Darcy correspond à une loi macroscopique développée pour le cas du flux saturé (avec une teneur en eau  $\theta$  constante). Par contre, pour le cas du sol non saturé, avec une teneur en eau  $\theta$  variable,  $K$  varie avec  $\theta$ . Ce problème est abordé par l'équation de Richards (1931), laquelle combine la loi de Darcy avec l'équation de continuité pour décrire le flux d'eau en termes de bilan de masse. Elle a été développée sur la base de la divergence du flux, et en considérant que cette divergence est équilibrée par les changements en  $\theta$ . Pour le flux monodimensionnel, sur une distance  $\Delta z$  et en prenant la variation  $\Delta \theta$ , la divergence du flux d'eau est produite par la différence entre les entrées ( $q_z$ ) et les sorties ( $q_{z+\Delta z}$ ) d'eau dans la colonne:

$$q_{z+\Delta z} = q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta z. \quad (1.40)$$

L'équation de continuité appliquée sur un intervalle de temps  $\Delta t$  donne

$$\Delta \theta \Delta z = -\frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta t \Delta z, \quad (1.41)$$

laquelle devient

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_z}{\partial z}. \quad (1.42)$$

En utilisant l'Éq. (1.39), on obtient pour un sol non saturé

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right) + a \frac{\partial K}{\partial z}, \quad (1.43)$$

laquelle correspond à l'expression mono-dimensionnelle de l'équation de Richards, avec  $\partial K / \partial z$  le terme lié au potentiel gravitationnel.

## 1.6 Modélisation des transferts sol-végétation-atmosphère

### 1.6.1 Modélisation des transferts végétation-atmosphère

À partir des formalismes exprimés en 1.2, 1.3, 1.4 et 1.5, l'estimation des échanges surface-atmosphère est souvent réalisée à l'aide de modèles de transfert Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA). Ces modèles correspondent à des formulations monodimensionnelles qui permettent de résoudre le bilan d'énergie et hydrique dans le continuum sol-plante-atmosphère, souvent basées sur la description de la zone racinaire et du feuillage (e.g. Noilhan et Planton, 1989). La complexité des modèles de transfert SVA dans la littérature est très variable, elle est fonction du nombre de processus simulés et du niveau de détail considéré. Ainsi, ces modèles peuvent être conçus pour simuler finement les transferts dans le sol (Braud et al., 1995), l'évapotranspiration depuis plusieurs sources (Brenner et Incoll, 1997), ou la dynamique conjointe de la végétation et de l'hydrologie de surface (Ivanov et al., 2008). Leur application peut varier de la quantification locale des bilans jusqu'au rôle de la végétation dans le système climatique après leur couplage avec des modèles de circulation générale et de dynamique de la végétation (Rosenzweig et Abramopoulos, 1997; Williams et al., 2009). Ces modèles sont contraints par des variables météorologiques et de végétation à partir de conditions initiales définies. Ils sont régis par une série de paramètres d'entrée qui tiennent compte du type de surface et qui varient en complexité selon la physique qu'ils intègrent et l'échelle d'application (Pitman, 2003; Overgaard et al., 2006).

L'approche la plus utilisée pour la modélisation des échanges surface-atmosphère correspond à une analogie électrique où le flux  $F$  d'un scalaire entre deux points  $A$  et  $B$  est fonction de la différence de potentiel  $X$  (température, pression de vapeur ou concentration en  $\text{CO}_2$ ) entre ces deux points et d'une résistance  $r$  qui dépend des conditions météorologiques et de la surface:

$$F = \frac{X_B - X_A}{r_{AB}}. \quad (1.44)$$

Cette loi physique est la base de la plupart des approches utilisées pour simuler et interpréter les flux de chaleur sensible et latente entre la surface et l'air environnant. De plus, dans le cas de la modélisation des flux surface-atmosphère, les résistances impliquées (stomatique, de couche limite, aérodynamique) doivent être mesurées ou estimées (Monteith et Unsworth, 2008).

Si l'on considère le flux de vapeur d'eau surface-atmosphère ou évapotranspiration, l'une des approches les plus communes pour son estimation correspond au modèle *big leaf* ou mono-couche développé à partir de l'équation de Penman (1948) pour une surface saturée. L'équation de Penman, appelée aussi équation combinée, considère que le flux de vapeur d'eau est forcé par l'énergie disponible et par la demande atmosphérique représentée par le déficit de pression de vapeur, le flux de vapeur d'eau étant contrôlé par la seule résistance aérodynamique. Plus tard, cette équation a été étendue par Monteith (1965) en considérant les effets de la surface sur le flux de vapeur d'eau avec l'introduc-



tion d'une résistance additionnelle de surface fonction des caractéristiques de la végétation (Fig. 1.3a).

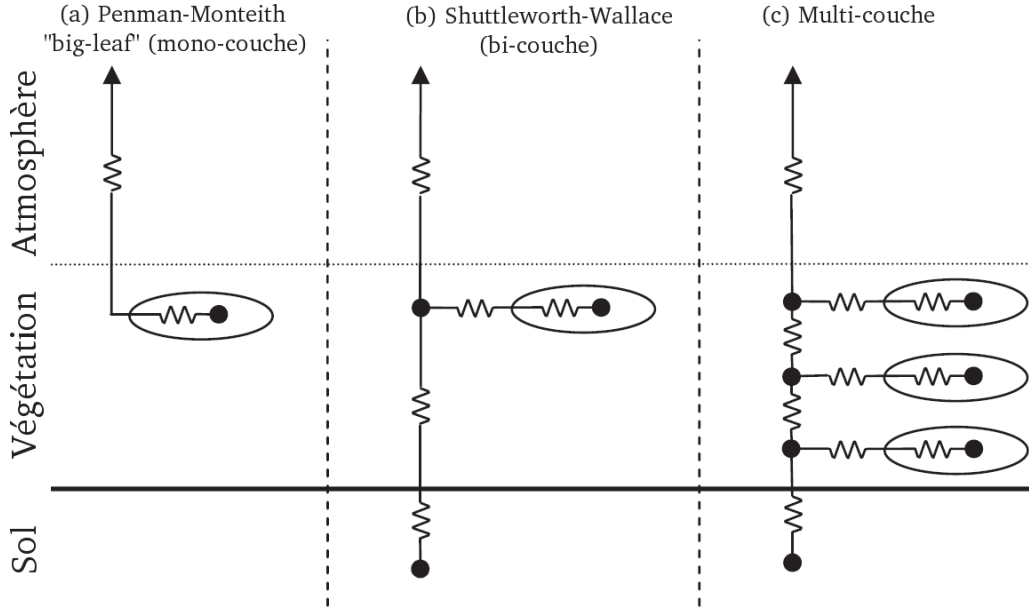


FIGURE 1.3 – Sources et réseau de résistances associés au flux de vapeur d'eau entre un couvert végétal et l'atmosphère (Overgaard et al., 2006).

À partir de la relation de base de l'Éq. 1.44, l'évaporation d'un couvert végétal est donnée par:

$$E = \frac{\Delta C_W}{r_a + r_s}, \quad (1.45)$$

où  $r_a$  est la résistance de l'air,  $r_s$  la résistance de surface et  $\Delta C_W$  la différence en concentration de vapeur d'eau. En exprimant cette différence de concentration en termes de pression de vapeur on a

$$\lambda E = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{(e_s(T_s) - e_a)}{r_a + r_s}, \quad (1.46)$$

où  $e_s(T_s)$  est la pression de vapeur saturante à la température de surface. Bien que la température de surface  $T_s$  puisse être mesurée, Penman a proposé son élimination de la façon suivante:

$$\begin{aligned} e_s(T_s) - e_a &= (e_s(T_a) - e_a) - \Delta(T_a - T_s) \\ &= D_a + \Delta(T_s - T_a), \end{aligned} \quad (1.47)$$

où  $\Delta$  est la pente de la courbe liant la pression de vapeur à saturation et la température, et  $D_a$  le déficit de pression de vapeur. En utilisant l'Éq. 1.45 on obtient

$$\lambda E = \frac{\rho c_p D_a + \Delta(T_s - T_a)}{\gamma r_a + r_s}, \quad (1.48)$$

il est aussi possible d'obtenir une expression similaire pour le flux de chaleur sensible  $H$

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_a}, \quad (1.49)$$

et en éliminant  $(T_s - T_a)$  entre ces deux équations

$$\lambda E = \frac{\rho c_p [D_a + (\Delta H r_a / (\rho c_p))]}{\gamma r_a + r_s}, \quad (1.50)$$

et en utilisant l'équation du bilan d'énergie on obtient

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p D_a / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)}, \quad (1.51)$$

laquelle correspond à l'équation de Penman-Monteith (avec  $\gamma$  la constante psychrométrique), qui représente la base de la plupart des approches décrivant les processus d'évapotranspiration et d'échanges surface-atmosphère. On observe que pour une surface complètement humide, c'est à dire  $r_s = 0$ , l'Éq. 1.51 devient l'équation originale de Penman décrivant l'évaporation potentielle. Cette résistance de surface ou stomatique  $r_s$  est appliquée principalement aux couverts végétaux afin de prendre en compte la réduction du flux de vapeur d'eau (transpiration). Cependant, l'utilisation d'une seule résistance effective du feuillage est une simplification qui ne considère pas la structure du couvert (Garratt, 1994). Cette approche est appelée *big leaf* ou mono-couche car elle ne fait pas la distinction entre la contribution du feuillage et du substrat (e.g. sol nu) ou évaporation v/s transpiration, et donc elle est adaptée à des couverts homogènes et denses.

Dans le cadre du présent travail, le processus d'évaporation d'un couvert végétal sec et partiellement mouillé a été exploré sur la base d'une généralisation de l'équation de Penman-Monteith. Cela a conduit à l'obtention d'une équation combinée généralisée décrivant ce processus (Annexe A), après discrétisation du couvert et prise en compte de l'ensemble des résistances (surface et air) du couvert. Malgré une complexité certaine liée à la distribution de l'énergie disponible à l'intérieur du couvert, quelques hypothèses simplificatrices ont permis d'obtenir des formulations plus simples similaires à celle de la formule classique de Penman-Monteith. Quelques simulations numériques ont été faites afin d'interpréter les différences entre l'évaporation d'un feuillage sec et partiellement mouillé.

L'approche *big leaf* a été étendue afin d'obtenir des formulations du type bi- et multi-couche (2 et  $> 2$  couches) applicables à des couverts épars avec plusieurs sources d'échange ou plusieurs couches de végétation. C'est le cas de la végétation semi-aride, où l'humidité du sol est le facteur limitant affectant la structure et dynamique de la végétation, ou des systèmes agroforestiers, où la surface est composée par plusieurs types

de végétation. Ce type de modèle, représenté de façon générique dans la Fig. 1.3b-c, considère que l'énergie disponible pour les flux turbulents est distribuée entre les sources en fonction de la structure des éléments de surface avec des résistances spécifiques pour chaque source. Plusieurs modèles de ce type se trouvent dans la littérature (Shuttleworth et Wallace, 1985; Choudhury et Monteith, 1988; Shuttleworth et Gurney, 1991; Verhoef et Allen, 2000), lesquels, entre autres, varient en fonction du nombre de composants et la façon d'agréger les éléments de surface (Boulet et al., 1999). Un des modèles bi-couche les plus utilisés en modélisation TSVA est celui de Shuttleworth et Wallace (1985). Représenté dans la Fig. 1.3b, ce modèle décrit le flux de vapeur d'eau depuis la végétation et le sol nu en supposant l'existence d'un mélange des flux à la hauteur de source du couvert. Par rapport à Penman-Monteith, on observe deux résistances additionnelles concernant le substrat et trois résistances aérodynamiques qui contrôlent le transfert entre la surface (feuillage et sol) et la hauteur de référence au-dessus du couvert.

En tenant compte de la structure de la végétation d'une façon plus détaillée (Fig. 1.3c), les modèles multi-couche ou multi-source permettent de représenter, par exemple, les effets de la stratification verticale d'une végétation complexe. Dans ce cas, les flux sont calculés pour chaque source d'échange afin obtenir un flux total intégré sur le profil de végétation (Lhomme, 1988; Brenner et Incoll, 1997). Comme montré dans la Fig. 1.3c, une résistance aérodynamique additionnelle est ajoutée entre chaque couche afin de prendre en compte la résistance de l'air sur le transfert vertical.

Les approches présentées ci-dessus sont basées sur des processus de transfert turbulent décrits par la théorie de diffusivité turbulente ou théorie  $K$  (fermeture du première ordre) (Monteith et Unsworth, 2008). Cependant, et bien que son utilisation soit généralisée, à l'intérieur du couvert ces processus sont plus complexes. Plusieurs travaux de modélisation et d'analyse observationnelle ont mis en évidence les difficultés de cette approche pour simuler les transferts de masse et quantité de mouvement (e.g. Denmead et Bradley, 1985; Raupach, 1989). À cet égard, Finnigan (1985) indique que cette approche est valable lorsque l'échelle du mécanisme de transport (i.e. gradient-diffusion) est plus petite que l'échelle des gradients. Cependant, à proximité de surfaces rugueuses, ce sont les grands tourbillons cohérents qui sont le mécanisme principal des transferts, et leur génération est plutôt liée à la rugosité de la surface qu'à celle des éléments les plus fins (Monteith et Unsworth, 2008). Ainsi, ces structures turbulentes pénètrent dans le couvert et sont en grande partie responsables des échanges végétation-atmosphère, mécanisme qui ne répond pas à la théorie  $K$ . En outre, Katul et Albertson (1999) soulignent les difficultés de la théorie  $K$  pour décrire le transport turbulent en conditions de flux à contre-gradient à l'intérieur du couvert à cause du déséquilibre entre production locale et dissipation de la turbulence.

En prenant en compte les limitations ci-dessus, deux approches principale ont été développées: des modèles de trajectoire de particules ou Lagrangiens et des modèles de fermeture d'ordre supérieur ou Eulériens. Ces deux approches rendent compte de l'existence de flux à contre-gradient. Des exemples comprennent: le modèle Lagrangien *Localized Near-Field* de Raupach (1989) qui considère des processus de dispersion pour décrire le transfert des scalaires et leur sources et puits dans le couvert à partir des profils de

concentration mesurés (e.g. Raupach et al., 1992; Katul et al., 1997); ou les modèles du type Eulériens utilisés pour obtenir des estimations des flux de scalaires et les composants du vent dans la végétation (Juang et al., 2008), ou une combinaison des deux approches (Lai et al., 2000).

## 1.6.2 Modélisation couplée des transferts sol-végétation-atmosphère

Plusieurs modèles existent dans la littérature couplant des approches de modélisation à l'interface surface-atmosphère, basées sur la théorie  $K$ , avec des approches de modélisation du sol (principalement la teneur en eau et la température) afin de développer des modèles du type TSVA capables de simuler les bilans de masse et d'énergie en surface en tenant en compte des processus du continuum sol-plante-atmosphère tels que le transfert d'eau dans le sol et sa dynamique temporelle ou l'extraction racinaire.

D'abord, parmi les modèles les plus utilisés on peut mentionner SiSPAT (Braud et al., 1995), lequel correspond à un modèle TSVA conçu pour simuler le transfert monodimensionnel d'eau et d'énergie pour deux sources d'échange: végétation et sol nu. Forcé par des variables météorologiques, le modèle permet de reproduire le cycle journalier du bilan d'énergie pour les deux composantes. Le module sol calcule les transferts de chaleur et d'eau (vapeur et liquide) en considérant plusieurs couches horizontales, l'extraction racinaire d'eau étant égale à la transpiration. Plusieurs auteurs ont utilisé SiSPAT pour étudier les échanges surface-atmosphère dans des conditions naturelles (Boulet et al., 2004) et agricoles (Braud et al., 2013).

Un autre modèle très utilisé correspond à ISBA (Noilhan et Planton, 1989). Ce modèle, développé pour être couplé avec des modèles météorologiques de méso-échelle (Arpege), utilise l'approche "force-restore" pour décrire l'évolution de la température et la teneur en eau du sol, et les flux turbulents d'énergie en surface. Certaines mises à jour ont été effectuées afin d'inclure les effets de la concentration en  $\text{CO}_2$  (Calvet et al., 1998) ou la prise en compte de plusieurs couches de sol (Decharme et al., 2011). L'évapotranspiration totale est estimée comme la somme de l'évaporation du sol nu et de la transpiration, pondérées par la couverture végétale.

Coudert et al. (2006) ont développé un modèle TSVA, appelé SEtHyS, couplé avec un modèle de transfert radiatif pour simuler les échanges d'énergie et masse, la température radiative de surface et la teneur en eau du sol, pour une surface composée de sol nu et de végétation. Récemment, Saux-Picart et al. (2009) a étendu ce modèle avec une couche supplémentaire de végétation: le modèle SEtHyS\_Savannah.

De nombreux autres modèles de surface continentale sont conçus pour être couplés avec des modèles météorologiques ou climatiques, afin de représenter les rétroactions entre les deux composantes. Parmi ceux-ci, nous pouvons citer le modèle SiB (Sellers et al., 1986), le *Common Land Model* (Dai et al., 2003), JULES (Best et al., 2011) ou Noah (Niu et al., 2011). Les formalismes utilisés par ces modèles ainsi que des exemples d'applications sont largement documentés dans la littérature scientifique.

## **1.7 Conclusions**

Dans ce premier chapitre introductif on présente les formalismes physiques de base et les approches de modélisation des échanges d'énergie et masse les plus souvent utilisées dans le continuum sol-plante-atmosphère. Bien que les approches peuvent varier en complexité par rapport à leur physique et implémentation, leur large utilisation et documentation permettent d'envisager le développement de formulations parcimonieuses afin d'être utilisées sur des surfaces végétées complexes, composées de plusieurs sources d'échange, un enracinement profond et une structure en rangs, tels que les vignobles.

# Chapitre 2

## Calibration et assimilation de données pour des modèles de transferts sol-végétation-atmosphère

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>29</b>
<b>2.2</b>	<b>Calibration de modèles TSVA</b>	<b>31</b>
2.2.1	L'approche multi-critère de calibration	32
2.2.2	La méthode MOGSA	34
2.2.3	La méthode MCIP	35
<b>2.3</b>	<b>Assimilation de données</b>	<b>36</b>
<b>2.4</b>	<b>Conclusions</b>	<b>38</b>

---

### 2.1 Introduction

La connaissance des processus de surface et l'appréciation de leur importance dans l'étude des ressources en eau et du couplage surface-atmosphère ont beaucoup augmenté au cours des dernières années. Cela s'est traduit par des nombreuses avancées dans la modélisation des transferts sol-végétation-atmosphère (TSVA), qui a permis une meilleure représentation des couverts complexes en termes de transfert turbulent d'énergie et masse mais aussi des flux de gaz à effet serre et la dynamique de la végétation (Sellers et al., 1997; Pitman, 2003). Par contre, des approches plus réalistes et plus détaillées peuvent augmenter considérablement la complexité des modèles en termes de physique et paramétrage, et par conséquent, l'incertitude dans leurs résultats (Saltelli et al., 2010). Si l'on considère qu'un modèle ne peut fournir qu'une approximation de la réalité, plusieurs sources d'erreur peuvent affecter la performance de la modélisation, lesquelles sont généralement regroupées en quatre grandes catégories (Singh, 1995):

- des processus aléatoires naturels,

- les erreurs des données de forçage,
- les paramètres du modèle,
- la structure du modèle.

L'aléatoire naturel a son origine dans les fluctuations aléatoires des processus mesurés et induit une réponse similaire dans les processus simulés. Même si toutes les composantes sont affectées par ces processus, il peut être considéré comme un bruit blanc indépendant. Les erreurs des données (mauvaises mesures ou non représentatives) proviennent des mesures météorologiques ou hydrologiques utilisées pour valider ou caler le modèle. Les erreurs associées aux paramètres du modèle surviennent en raison de l'incertitude dans la détermination de leurs valeurs. Pour un modèle déjà calibré, l'ajustement du jeu de paramètres peut éventuellement compenser les autres types d'erreur. Les erreurs concernant la structure du modèle peuvent avoir plusieurs origines: une représentation erronée des processus, discrétisation spatiale et temporelle, une physique incomplète, implémentation (Beven, 2005).

Dans le cas des modèles TSVA, Schuurmans et al. (2003) indiquent que les principaux problèmes des modèles complexes sont le grand nombre de paramètres, l'incertitude associée à leurs valeurs et le fait que la plupart des modèles ne peuvent pas être validés dans tous leurs détails à cause du décalage entre leur complexité et les observations disponibles. Aussi, Moradkhani et Sorooshian (2008) indiquent que la principale source d'incertitude correspond au nombre excessif de paramètres ou sur-paramétrage. De plus, bien que les valeurs des paramètres puissent être déterminées par des mesures locales, dans un grand nombre de situations l'accès à ces observations est très limité, ou tout simplement ils correspondent à des représentations conceptuelles qui doivent être déterminées par ajustement statistique (Yapo et al., 1998).

La forte complexité d'un modèle peut conduire à un problème de sur-paramétrisation et à l'équifinalité des paramètres dans les résultats du modèle (Beven, 1993). Franks et al. (1997) indiquent que l'équifinalité est liée au fait que le même résultat d'un modèle (e.g. évapotranspiration) peut être obtenu par plusieurs formulations ou jeux de paramètres physiquement raisonnables. Il peut aussi n'y avoir aucun ensemble unique de paramètres optimum; il peut être difficile, par conséquent, d'obtenir un étalonnage robuste (e.g. Duan et al., 1992; Spear et al., 1994). Ce problème est particulièrement important dans les modèles complexes décrivant les processus au niveau local avec beaucoup de détails (e.g. Demarty et al., 2004). Pour le cas des modèles à vocation régionale, ce problème peut en quelque sorte être évité en explorant des formulations simplifiées ou "parcimonieuses" (Box et Jenkins, 1976). L'application du principe de parcimonie peut aider à simplifier l'implémentation du modèle, son étalonnage, son évaluation ultérieure en termes d'incertitude et l'interprétation des résultats.

Comme il a été indiqué dans l'Introduction Générale, le présent travail vise à développer une modélisation des échanges surface-atmosphère sur un petit bassin versant agricole méditerranéen, où l'agriculture est caractérisée par une prévalence de la culture de la vigne en conditions pluviales. En ce qui concerne le développement d'un modèle, ces conditions paysagères (taille du bassin versant, culture pérenne, structure bien définie de la vigne en rangs) impliquent certaines considérations concernant l'importance des incertitudes asso-



ciées au forçage ou aux valeurs des paramètres, pour ne nommer que les plus importantes. À cet égard, si l'on considère la variabilité dans l'espace du forçage météorologique du bilan énergétique et hydrique, on peut s'attendre à ce que l'erreur associée au forçage (mesures de rayonnement, précipitation, etc.) soit moins importante que l'incertitude dans la détermination des paramètres du modèle, lesquels peuvent être difficiles à obtenir par des mesures locales. Cela nous permet de supposer que l'implémentation correcte d'un modèle dans telles conditions dépendra surtout de la détermination correcte des valeurs des paramètres par des méthodes qui seront présentées par la suite. Ce qui peut ne pas être le cas dans d'autres contextes méditerranéens, tels que des cultures irriguées, où la représentation du forçage hydrique peut être assez complexe, des cultures annuelles, où par exemple la profondeur des racines varie au cours de la saison, ou dans des conditions de terrain complexe, où la topographie peut faire varier fortement le comportement des variables de forçage.

## 2.2 Calibration de modèles TSVA

La calibration d'un modèle correspond à la procédure d'estimation des valeurs de ses paramètres de sorte que le modèle simule de manière satisfaisante le comportement du système (Qin et al., 2010). Elle est faite afin de trouver les paramètres optimaux qui produisent les *meilleurs* résultats du modèle par rapport aux observations. Le but étant de réduire l'erreur sur les résultats, cette procédure est aussi appelée "optimisation du modèle". De façon alternative, la calibration est aussi connue comme "modélisation inverse", puisque les variables de sortie sont utilisées pour estimer les valeurs des paramètres, par opposition à la modélisation directe, dans laquelle des valeurs fixées des paramètres sont utilisées pour obtenir les sorties du modèles (Qin et al., 2010).

Bastidas et al. (2013) indiquent que malgré des améliorations significatives dans la physique des modèles qui comprennent de meilleures représentations des transferts hydrologiques et d'énergie, la façon dont les valeurs des paramètres sont fixées a très peu changé, et la consultation directe de la littérature est encore largement utilisée. L'approche d'étalonnage la plus basique correspond à la méthode d'essai et erreur ou étalonnage manuel. Dans cette approche, la performance du modèle est analysée visuellement, et puis les valeurs des paramètres sont ajustées afin de minimiser les différences entre les sorties du modèle et les observations (Boyle et al., 2000; Moradkhani et Sorooshian, 2008). Mais la grande dimension de l'espace des paramètres et leurs interactions limite cette option pour les modèles complexes (Shi et al., 2014). Pour faire face à ces difficultés, les méthodes automatiques de calibration sont de plus en plus utilisées en modélisation TSVA et en hydrologie. Ces méthodes permettent de diminuer la subjectivité et d'augmenter la fiabilité du calage, et se sont avérées plus efficaces que les méthodes manuelles (Madsen, 2003). En général, il s'agit de la définition d'un critère de performance (fonction objectif ou fonction coût) mesurant les différences entre les valeurs simulées et observées, la détermination des limites inférieure et supérieure des paramètres (variables de contrôle) et la sélection d'une méthode d'optimisation (Efstratiadis et Koutsoyiannis, 2010).

Suivant cette approche, plusieurs méthodes d'optimisation ont été développées pour



l'estimation des paramètres dans des modèles de surface, tels que des algorithmes génétiques (D'heygere et al., 2006), les méthodes de gradient (Wang et al., 2001), les filtres de Kalman (Zhu et al., 2009) et les méthodes d'optimisation globale (Gupta et al., 1999). À cet égard, et d'après Shi et al. (2014), il existe deux stratégies principales de calibration automatique: *batch* (itératif) et séquentielle (récursive). L'étalonnage par *batch* a pour but de minimiser les fonctions objectifs en cherchant itérativement les valeurs dans l'espace des paramètres et l'évaluation de la performances du modèle (e.g. Duan et al., 1992; Sorooshian et al., 1993). L'approche la plus utilisée correspond aux méthodes multi-critère ou multi-objectif (Gupta et al., 1999). Par contre, la calibration séquentielle (assimilation de données) utilise les mesures chaque fois qu'elles sont disponibles afin de mettre à jour le modèle. Cette approche peut faire face à des paramètres variables dans le temps. Certaines méthodes de calibration séquentielle peuvent aussi prendre en compte les incertitudes associées aux données d'entrée et à la structure du modèle: les méthodes variationnelles et le filtre de Kalman.

### 2.2.1 L'approche multi-critère de calibration

La calibration des modèles TSVA est normalement réalisée en utilisant une seule fonction objectif, mais il a été démontré qu'une seule fonction n'est pas suffisante pour représenter la complexité du système simulé (Vrugt et al., 2003). Par conséquent, l'utilisation des plusieurs fonctions objectif est préférée, représentant les différents aspects de la dynamique du système. Un certain nombre de travaux ont été consacrés dans les dernières années à l'élaboration et introduction de méthodes multi-critère (ou multi-objectif) pour l'optimisation des modèles de surface continentale (Demarty et al., 2004; Shi et al., 2014) et en hydrologie (Yapo et al., 1998; Boyle et al., 2000; Wagener et al., 2001; Guo et al., 2013). Parmi les méthodes les plus documentées dans la littérature on peut citer le *Multi-Objective Complex Evolution* (MOCOM-UA; Yapo et al., 1998), le *Multi-Objective Shuffled Complex Evolution Metropolis* (MOSCEM-UA; Vrugt et al., 2003; de Vos et Rientjes, 2008), le *Generalised Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE; Beven et Binley, 1992), le *Nondominated Sorting Genetic Algorithm II* (NSGA-II; Tang et al., 2006; Khu et Madsen, 2005), le *Strength Pareto Evolutionary Algorithm* (SPEA2; Tang et al., 2006; Zhang et al., 2010), des fonctions objectif pondérées (Pollacco et al., 2013) ou le *Multiobjective Calibration Iterative Procedure* de Demarty et al. (2004; 2005).

Dans l'approche multi-critère, et contrairement à l'assimilation de données (présentée par la suite), où toutes les sources d'informations disponibles (données, modèles et leurs erreurs) sont combinées de façon optimale pour déduire l'état du système, l'écart entre simulation et observation est interprété comme une conséquence des valeurs incorrectes des paramètres du modèle, et ils sont alors ajustés en cherchant la minimisation de cet écart pour une période de temps donnée. Par conséquent, la calibration multi-critère est une procédure robuste permettant de trouver l'ensemble de paramètres qui fournit les meilleures simulations par rapport aux observations (Yapo et al., 1998; Gupta et al., 1999). Ce type de calibration a déjà été appliqué dans diverses disciplines, telles que hydrologie de surface (Vrugt et al., 2003; Guo et al., 2014), la modélisation de la surface continentale et des écosystèmes (Houser et al., 2001; Bastidas et al., 2006; Fisher et al.,

2013), et aussi dans le contexte de l'assimilation de données de télédétection dans des modèles TSVA (Demarty et al., 2005; Coudert et al., 2006; Gillevic et al., 2012; Ridler et al., 2012).

Du point de vue théorique, un problème de type multi-critère implique l'optimisation (ou minimisation) simultanée de  $m$  grandeurs représentant les composants (critères) du vecteur d'une fonction objectif, représenté par l'expression suivante (Yapo et al., 1998; Efstratiadis et Koutsoyiannis, 2010):

$$\min\{F_1(\theta^j), F_2(\theta^j), \dots, F_m(\theta^j)\}, \quad (2.1)$$

où  $F_i(\theta^j)$  ( $i = 1, \dots, m$ ) représente une fonction objectif individuelle et  $\theta^j = \{\theta_1^j, \theta_2^j, \dots, \theta_p^j\}$  un ensemble de  $p$  paramètres inclus dans l'espace des valeurs faisibles ( $j = 1, \dots, N$ ).

Par exemple, pour le cas de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), on obtient

$$F_i(\theta^j) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [Z_{i,t}(\theta^j) - O_{i,t}(\theta^j)]^2}, \quad (2.2)$$

où  $Z_i$  représente la variable simulée,  $O_i$  l'observation et  $n$  le nombre total d'observations. La tâche d'optimisation consiste à identifier le vecteur de paramètres à l'intérieur de la gamme possible qui minimise toutes les fonctions objectif  $F_i$  simultanément. Toutefois, un minimum global unique pour toutes les fonctions objectif  $F_i$  n'existe que pour des cas exceptionnels. En général, la solution au problème multi-objectif de l'Éq. (2.1) ne conduit pas à une seule solution minimisant tous les critères simultanément (Gupta et al., 1999; Madsen, 2003). Dans ce cas, on cherche des compromis acceptables plutôt qu'une solution unique, selon le concept d'optimum de Pareto. En particulier, on définit un vecteur de variables de contrôle  $\mathbf{x}^*$  comme un optimum de Pareto s'il n'existe pas un autre vecteur possible  $\mathbf{x}$  tel que  $F_i(\mathbf{x}) \leq F_i(\mathbf{x}^*)$  pour tout  $i = 1, \dots, m$  et  $F_i(\mathbf{x}) < F_i(\mathbf{x}^*)$  pour au moins un  $i$ . La définition ci-dessus implique que  $\mathbf{x}^*$  est un optimum de Pareto s'il n'existe pas un vecteur possible qui permettrait d'améliorer un critère sans provoquer une détérioration simultanée d'un autre critère. Le concept d'optimum de Pareto conduit à un ensemble de vecteurs possibles appelé ensemble de Pareto ou solutions "acceptables" et le reste ou solutions "non-acceptables". Par conséquent, dans l'ensemble de Pareto, aucune des solutions n'est meilleure que l'autre sur le plan de l'ensemble des fonctions objectif. L'image de l'ensemble de Pareto est appelée rangement de Pareto.

Dans la Fig. 2.1 est présenté un exemple tiré de Demarty et al. (2004) pour deux fonctions objectif. Ici, chaque point représente une simulation et les lignes relient toutes les solutions dans chaque ensemble de Pareto. Les points A et B montrent des simulations qui minimisent les critères  $F_1(\theta)$  et  $F_2(\theta)$  de façon individuelle, respectivement. Le point C fait aussi partie d'un ensemble de Pareto, car il n'est pas possible de trouver un autre élément du rangement fournissant simultanément de meilleurs résultats pour chaque fonction  $F_1(\theta)$  et  $F_2(\theta)$ . Par contre, le point D n'appartient pas au premier ensemble de Pareto car le point C donne de meilleurs résultats pour chaque critère  $F_1(\theta)$  et  $F_2(\theta)$ .

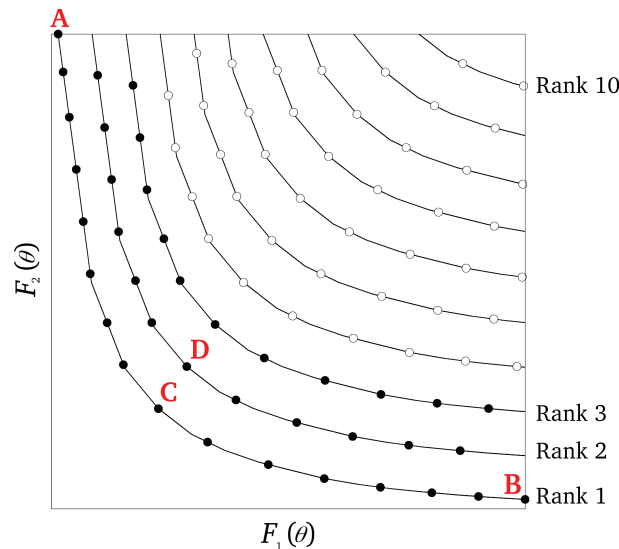


FIGURE 2.1 – Exemple de détermination de l’ensemble de Pareto dans le cas de deux fonctions objectif  $F_1(\theta)$  et  $F_2(\theta)$ . Chaque point représente une simulation individuelle. Chaque courbe montre le rangement Pareto pour les 10 premiers rangs ou solutions. Les points noirs correspondent aux solutions “acceptables” pour les trois premiers rangements de Pareto et les points blancs aux solutions “non-acceptables” (modifié à partir de Demarty et al., 2004).

### 2.2.2 La méthode MOGSA

L’approche multi-critère expliquée ci-dessus a été appliquée par Bastidas et al. (1999) afin d’obtenir une méthode d’analyse de sensibilité en explorant l’interaction multi-paramètre et multi-réponse des modèles de surface continentale et hydrologiques. Une analyse de sensibilité correspond à l’étude de la façon dont l’incertitude des sorties d’un modèle peut être répartie entre les différentes sources d’incertitude liées aux facteurs d’entrée du modèle (e.g. les données de forçage, les paramètres, etc.) (Saltelli et al., 2010).

La méthode MOGSA (*Multiobjective Generalized Sensitivity Analysis*) est basée sur l’échantillonnage aléatoire de la gamme possible des valeurs des paramètres avec une approche Monte Carlo ( $j = 1, \dots, N$  dans l’Éq. (2.1)) combinée à l’approche de rangement Pareto présentée précédemment. Dans un premier temps, la gamme de valeurs de chaque paramètre est échantillonnée uniformément avec un certain nombre de simulations (e.g. 2000). Un premier ensemble de Pareto est obtenu auquel on attribue le rang 1 (premier groupe de points noirs dans la Fig. 2.1). Cet ensemble de simulations est isolé et un nouvel ensemble de Pareto est alors déterminé pour les simulations restantes et le rang 2 est attribué à ses membres. Cette procédure est appliquée jusqu’à ce que toutes les simulations soient traitées. L’étape suivante correspond à la partition entre simulations “acceptables” et “non-acceptables” en fonction d’un rang-seuil ou d’une valeur arbitraire pour chaque fonction objectif. Dans le cas de la Fig. 2.1 un seuil de rang 3 a été appliqué.

Afin d’évaluer la sensibilité du modèle aux paramètres, la distribution empirique

des valeurs de chaque paramètre pour les solutions “acceptables” et “non-acceptables” est comparée par le test de Kolmogorov-Smirnov (K-S). Les distributions de probabilité cumulée de chaque paramètre pour les deux groupes sont statistiquement comparées:

$$d_{a,b} = \sup [P_A(x) - P_B(x)], \quad (2.3)$$

où  $d_{a,b}$  est la distance maximale entre les deux distributions cumulées  $P_A(x)$  et  $P_B(x)$  pour les  $a$  points de la région des solutions “acceptables” et les  $b$  points de la région des solutions “non-acceptables”, respectivement. Ainsi, des différences significatives entre les deux courbes indiquent que le modèle est sensible au paramètre respectif. De plus, la probabilité associée aux différences significatives après le test K-S est un indicateur du niveau de sensibilité du modèle à tel paramètre: “élevée”, “moyenne” et “faible”.

### 2.2.3 La méthode MCIP

La méthode MOGSA de Bastidas et al. (1999) a été développée pour obtenir de l’information sur la sensibilité des modèles aux paramètres d’entrée. Par la suite, cette méthode a été étendue par Demarty et al. (2004; 2005) pour être appliquée dans le cadre d’étalonnage de modèles TSVA.

La méthode MCIP (*Multiobjective Calibration Iterative Procedure*) permet d’obtenir de l’information quantitative des paramètres des modèles après les résultats du test K-S appliqué avec la méthode MOGSA. De cette manière, pour un paramètre ayant une sensibilité significative, la forme de la courbe des fréquences cumulées est une fonction de la gamme de valeurs avec une plus forte occurrence pour les simulations identifiées comme “acceptables”. Ainsi, si la courbe augmente de façon uniforme, le modèle n’est pas sensible au paramètre correspondant et il n’existe pas de valeurs avec une plus forte occurrence. Par contre, pour un paramètre auquel le modèle est sensible, une courbe concave (convexe) indique une plus forte probabilité d’occurrence des valeurs plus élevées (faibles) du paramètre. De cela, il est possible de réduire la gamme de valeurs à partir de la définition d’une nouvelle limite supérieure (courbe convexe) ou inférieure (courbe concave) de la valeur du paramètre. Cette limite correspond à la distance maximale entre les deux courbes de distribution cumulée. L’application de façon itérative de cette méthode permet de réduire progressivement la gamme de valeurs pour chaque paramètre. En résumé, les trois étapes principales sont: (i) la génération de l’ensemble de simulations pour la distribution initiale des paramètres, (ii) l’application de l’analyse de sensibilité MOGSA et (iii) la détermination de la nouvelle gamme de valeurs pour les paramètres les plus influents afin de générer une nouvelle ensemble de simulations dans une nouvelle itération. L’étalonnage est terminé quand le nouvel ensemble de simulations ne contribue pas de manière significative à l’amélioration du critère de minimisation.

## 2.3 Assimilation de données

Les méthodes d’optimisation de modèles TSVA présentées précédemment supposent que l’incertitude liée aux paramètres du modèle correspond à la seule source d’erreur, ou que les autres sources d’erreur peuvent être “minimisées” dans le processus d’optimisation de paramètres. Les méthodes d’assimilation de données (AD) ont été élaborées afin d’intégrer des erreurs associées au forçage, aux conditions initiales, ainsi que aux paramètres du modèle (Monsivais-Huertero et al., 2010). Ces sources d’incertitude peuvent être incorporées explicitement à l’aide des procédures d’AD. L’idée de base de l’AD est de combiner de façon optimale les mesures avec les modèles pour faire une estimation de l’état du système étudié (Reichle, 2008) et permettre la mise à jour des simulations avec les observations (Montzka et al., 2012), la prise en compte des erreurs du modèle (Camporese et al., 2010) et l’optimisation des paramètres (Moradkhani et al., 2005; Kuppel et al., 2012).

Les observations par satellite dans les domaines infrarouge, solaire et micro-ondes fournissent de l’information au niveau spatial sur l’état de la surface, qu’il est possible d’exploiter par AD dans des modèles TSVA (Oliosio et al., 1999). Ces observations satellite sont limitées du point de vue des différentes composantes accessibles (e.g. humidité du sol en surface, température radiométrique), et les mesures ne représentent qu’une information instantanée. Par contre, les modèles dynamiques TSVA sont appliqués pour estimer l’état du système en continu. Par conséquent, les observations satellite fournissant un aperçu incomplet des conditions de la surface terrestre, et les modèles fournissant une estimation en continu de ces conditions, il est possible de les combiner par AD (Houser et al., 2010). Comme indiqué par Reichle (2008), la combinaison optimale entre observations et sorties du modèle dépend toujours des incertitudes liées aux observations et aux estimations: chaque fois que des données précises de télédétection sont disponibles, les estimations par AD seront proches de ces observations, et quand elles ne sont pas disponibles, les estimations par AD seront proches de la solution du modèle, mais elles seront néanmoins soumises à l’influence des données satellite proches spatialement ou temporellement du lieu d’intérêt.

D’après Reichle (2008), l’AD est facile à comprendre en considérant une variable scalaire  $m$  d’un modèle avec une incertitude (ou variance de l’erreur)  $\sigma_m^2$ , et une observation scalaire correspondante  $o$  avec une incertitude  $\sigma_o^2$ . L’estimation  $m$  du modèle représente de l’information *a priori* ou *background* et elle peut, par exemple, provenir d’une simulation précédente valable au moment de l’observation  $o$ . Ainsi, on cherche à trouver l’estimation  $\hat{x}$  de l’état réel  $x$  avec l’information disponible. Une fonction objectif  $J$  est définie afin de quantifier la différence entre l’état réel  $x$  et l’estimation du modèle et l’observation, respectivement. La fonction objectif  $J$  est définie par:

$$J = \frac{(x - m)^2}{\sigma_m^2} + \frac{(x - o)^2}{\sigma_o^2}. \quad (2.4)$$

La minimization de  $J$  par rapport à  $x$  (i.e.  $dJ/dx = 0$ ) donne

$$\hat{x} = (\sigma_m^2 + \sigma_o^2)^{-1}(\sigma_o^2 m + \sigma_m^2 o), \quad (2.5)$$

ou

$$\hat{x} = (1 - K)m + Ko, \quad (2.6)$$

avec  $K = \sigma_m^2 / (\sigma_m^2 + \sigma_o^2)$ . Ainsi, la *meilleure estimation* ou *analyse*  $\hat{x}$  correspond à la somme pondérée du *background* du modèle  $m$  et de l'observation  $o$ . Les poids sont déterminés par les incertitudes relatives du modèle et des observations et sont exprimés par le *Kalman gain*  $K$  ( $0 \leq K \leq 1$ ). Si la variance de l'erreur des mesures  $\sigma_o^2$  est petite par rapport à celle du modèle  $\sigma_m^2$ , le *gain* est grand, et l'estimation sera proche à l'observation, et vice-versa. Le cas trivial correspondant à un même écart entre le modèle et les observations ( $\sigma_m^2 = \sigma_o^2$ ) implique le même poids ( $K = 0.5$ ), et la même confiance accordée au modèle et aux observations.

En exprimant l'Éq. 2.6 comme

$$\hat{x} - m = K(o - m), \quad (2.7)$$

on observe que l'*incrément* de l'assimilation (la différence entre l'estimation par l'assimilation  $\hat{x}$  et l'estimation par le modèle  $m$ ) est proportionnel à l'*innovation* ou *background departure* (la différence entre l'observation  $o$  et l'estimation par le modèle  $m$ ). Le *Kalman gain* devient une constante de proportionnalité. Cette équation est souvent appelée l'équation de mise à jour, parce que l'estimation du modèle  $m$  est mis à jour avec l'information provenant de l'observation  $o$ .

Les principales techniques d'AD correspondent à l'assimilation variationnelle et à l'assimilation séquentielle. Dans la méthode d'assimilation variationnelle, une fenêtre d'assimilation d'une longueur temporelle prédéfinie est utilisée. Les simulations ou les paramètres sont ajustés par les observations qui sont disponibles à l'intérieur de la fenêtre d'assimilation (au moment des observations) en minimisant la fonction de coût  $J$  par rapport à l'information à *priori* ou *background*, et à la fois l'état initial et la trajectoire du modèle à l'intérieur de la fenêtre d'assimilation sont mis à jour (Sabater et al., 2007). La méthode d'assimilation séquentielle consiste à faire une correction de la trajectoire des variables d'état et/ou des paramètres du modèle aux moments où les observations sont disponibles. La méthode séquentielle la plus utilisée est le filtre de Kalman, laquelle correspond à un algorithme optimal récursif appliqué à des problèmes linéaires. Certaines variantes pour des systèmes non-linéaires comprennent le filtre de Kalman d'ensemble ou filtre de Kalman étendu, qui utilise une approximation non-linéaire du modèle.

Dans la modélisation TSVA, l'AD est plutôt utilisée pour estimer les erreurs associées au forçage et aux paramètres. De plus, plusieurs techniques d'AD ont été utilisées pour améliorer les estimations d'évapotranspiration et d'humidité du sol à partir de variables télédétection et de modèles TSVA. Plusieurs auteurs ont utilisé l'assimilation variationnelle pour améliorer les estimations des flux turbulents par un modèle de surface en assimilant la température de surface obtenue par satellite ou celle mesurée sur le terrain



(Boni et al., 2001; Caparrini et al., 2004; Crow et Kustas, 2005; Pipunic et al., 2008; Sini et al., 2008). Ces auteurs ont mis en évidence aussi le potentiel de l'AD pour améliorer la physique des modèles, leur paramétrage et les estimations au niveau spatial. De plus, l'approche variationnelle a été utilisée par Sabater et al. (2008) pour assimiler à la fois l'humidité du sol en surface et l'indice foliaire dans un modèle TSVA pour améliorer ses prédictions en termes de teneur en eau du profil et de biomasse. Kuppel et al. (2012) ont développé un système d'assimilation variationnelle afin d'optimiser l'ensemble de 21 paramètres du modèle ORCHIDEE en utilisant une approche "multi-locale". D'autres auteurs ont aussi utilisé l'assimilation variationnelle pour fusionner des modèles avec des données micro-ondes passives et ainsi retrouver le profil d'humidité du sol (Reichle et al., 2001a,b; Crosson et al., 2002).

Xu et al. (2011) ont utilisé le filtre de Kalman pour fusionner les observations satellite avec la dynamique d'un modèle de surface afin d'optimiser l'ensemble de paramètres et l'humidité du sol simulée. D'autre part, étant donné que l'information satellite dans le domaine des micro-ondes (*L-band*) peut être appliquée afin de retrouver l'humidité du sol en surface, elle a été assimilée dans des modèles TSVA. Par exemple, Entekhabi et al. (1994) ont montré la capacité de récupérer le profil d'humidité du sol avec un modèle à partir d'une estimation initiale en utilisant le filtre de Kalman avec des données micro-ondes. Une approche similaire a été utilisée par Flores et al. (2012) afin de retrouver le profil d'humidité du sol à l'échelle d'un bassin versant. Le filtre de Kalman d'ensemble a été utilisé par Pipunic et al. (2013) pour comparer la performance d'un modèle de surface continentale pour retrouver l'évapotranspiration et l'humidité du sol: ils ont mis en évidence la complémentarité entre les données satellite du domaine infrarouges et microondes pour améliorer la performance du modèle. Finalement, Sabater et al. (2007) ont comparé les approches variationnelle et séquentielle pour estimer le profil d'humidité du sol de la zone racinaire à partir d'observations en surface. Ils ont trouvé une performance similaire entre le filtre de Kalman d'ensemble et l'assimilation variationnelle mono-dimensionnelle (1DVAR), avec un coût de calcul inférieur dans le cas 1DVAR.

## 2.4 Conclusions

Ce deuxième chapitre introductif est consacré à la révision des principales méthodes utilisées pour minimiser les erreurs dans les modèles TSVA, notamment la calibration multi-critère et l'assimilation de données. Ces méthodes correspondent à des algorithmes complexes dont l'implémentation est caractérisée par un coût de calcul élevé. Pour le cas présent, où l'on cherche à spatialiser un modèle TSVA au niveau de la région et avec une résolution fine, la littérature montre que les méthodes de calibration multi-critères, tels que MCIP, sont plus appropriées que les méthodes séquentielles, par exemple.

# Chapitre 3

## Spatialisation des échanges surface-atmosphère

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>39</b>
<b>3.2</b>	<b>Modèles TSVA</b>	<b>40</b>
<b>3.3</b>	<b>Spatialisation de l'évapotranspiration</b>	<b>41</b>
3.3.1	Méthodes empiriques	42
3.3.2	Méthodes basées sur le résidu du bilan d'énergie	42
<b>3.4</b>	<b>Conclusions</b>	<b>50</b>

---

### 3.1 Introduction

Dans les chapitres précédents, quelques bases concernant la physique des échanges surface-atmosphère et les approches les plus utilisées pour leur modélisation à l'échelle locale ont été présentées. Kalma et al. (2008) indiquent que de nombreux progrès ont été faits dans la compréhension du processus d'évapotranspiration (*ETR*) à l'échelle locale à partir de systèmes de mesure assez précis. Toutefois, en raison de l'hétérogénéité de la surface et la nature dynamique des transferts d'énergie, les observations conventionnelles (i.e., flux de sève, lysimètres, bac d'évaporation, rapport de Bowen, Eddy Covariance ou scintillométrie) peuvent rarement être étendues à l'échelle régionale (French et al., 2005) du fait de la faible représentativité spatiale associée ( $fetch = 10^0-10^3$  m). Cette faible représentativité spatiale s'applique aussi à la modélisation TSVA, qui est souvent basée sur la résolution du bilan d'énergie à l'échelle locale (Tang et Li, 2014).

À cet égard, la résolution du bilan d'énergie distribué est possible à l'aide de données provenant de sources comme l'imagerie par satellite (e.g. température radiométrique de surface  $T_s$ ) et des modèles capables de fournir des informations complémentaires à partir de ces images dans différents domaines spectraux, telles que l'albédo de surface, l'émissivité, la couverture végétale ou d'autres composantes du bilan d'énergie (Abteu et Melesse,



2013; Mauser et Schädlich 1998). En reconnaissant que les modèles mécanistes ne sont pas encore capables de rendre compte de façon réaliste de la nature distribuée des processus de surface, c'est la télédétection qui est vue comme le moyen le plus efficace pour obtenir des informations de surface à différentes échelles spatiales, où par exemple  $T_s$  aide à établir le lien direct entre les radiances de surface et les composantes du bilan d'énergie (Li et al., 2009).

De nombreuses méthodes pour estimer l' $ETR$  par télédétection et des autres variables de surface ont été élaborées dans les dernières années. Ces méthodes peuvent varier énormément en complexité, structure, variables d'entrées et de sorties (Tang et Li, 2014). Plusieurs approches existent pour retrouver l' $ETR$  par télédétection: régressions empiriques, modèles basés sur la physique du continuum SVA (bilan d'énergie, bilan hydrique, équation de Penman-Monteith), des relations entre  $T_s$  et des indices de végétation et de surface (e.g. NDVI, albédo), et enfin sur des techniques d'assimilation des données (Kustas et Norman, 1996). En outre, ces approches diffèrent par le type d'application et l'extension spatiale, le type de données satellite, ou l'utilisation de données terrain supplémentaires (météorologiques, usage du sol) (Verstraeten et al., 2008).

Dans ce chapitre, on donne un aperçu sur les différentes méthodes utilisées actuellement en télédétection pour estimer l' $ETR$  et les autres composantes du bilan d'énergie à différentes échelles spatiales.

## 3.2 Modèles TSVA

Les modèles du type TSVA présentés précédemment permettent de décrire les transferts de masse et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère au niveau local, mais la variabilité spatiale n'est pas représentée. Cette dernière peut être obtenue en combinant des modèles TSVA dynamiques avec l'imagerie satellite. Ainsi, la télédétection permet d'obtenir des observations dans différents domaines spectraux et des résolutions spatiales et temporelles compatibles avec les modèles TSVA, fournissant de l'information concernant la structure de la surface et son état hydrique. L'un des inconvénients est que les variables mesurées par satellite ne sont pas directement liées aux caractéristiques de la végétation, d'où la nécessité d'utiliser des modèles de transfert radiatif pour faire la liaison entre les mesures et les caractéristiques biophysiques du couvert végétal (Demarty, 2001). Ainsi, le couplage entre les deux types de modèle permet d'utiliser les informations fournies par l'imagerie satellite pour simuler à la fois les processus de surface et les observations satellite telles que les réflectances directionnelles ou la température de brillance dans l'infrarouge et les micro-ondes passives. Par exemple, Demarty et al. (2004) ont couplé le modèle TSVA SiSPAT (Braud et al., 2005) avec le modèle de transfert radiatif 2M-SAIL (Weiss et al., 2001) afin de simuler des variables de télédétection, et Cayrol et al. (2000) ont utilisé des réflectances et températures issues du capteur AVHRR pour calibrer un modèle TSVA de végétation.

Courault et al. (2005) indiquent que les modèles mécanistes du type TSVA peuvent être forcés soit directement par des observations satellite ou utilisés avec un schéma d'as-

simulation de données afin de *corriger* les sorties du modèle par comparaison avec les données satellite. Plusieurs travaux ont utilisé des techniques d'assimilation de données pour faire des estimations spatiales de l'*ETR*. Avec une méthode séquentielle, le modèle est mis à jour chaque fois que les observations satellite sont disponibles. Par contre, dans les techniques variationnelles, une fenêtre temporelle est utilisée pour retrouver les valeurs des paramètres ou les valeurs initiales (Olios et al., 2005). Par exemple, Caparrini et al. (2003) ont appliqué l'assimilation variationnelle pour cartographier les composantes du bilan d'énergie d'un bassin versant en utilisant des données  $T_s$  de plusieurs sources, des données météorologiques et un modèle TSVA du type "force-restore" (Section 1.5). Ils ont utilisé  $T_s$  simulée comme variable pronostique en fonction des composantes du bilan d'énergie ( $R_n$ ,  $H$ ,  $\lambda E$ ) et de la température du sol. Ainsi, la comparaison entre les deux  $T_s$  en utilisant le schéma d'assimilation a permis de minimiser la différence entre les variables simulées et mesurées pour la période d'assimilation. En outre, Margulis et al. (2005) ont comparé une méthode basée sur des valeurs extrêmes (la méthode du triangle; Carlson et al., 1995b) avec un schéma variationnelle d'assimilation de données pour estimer les flux régionaux de chaleur sensible et latente à partir de mesures de  $T_s$ , en constatant une meilleure performance de la méthode variationnelle par rapport à la méthode du triangle.

L'approche d'assimilation de données pour estimer spatialement les flux d'énergie possède plusieurs avantages par rapport aux méthodes traditionnelles (Tang et Li, 2014): (i) l'assimilation de données permet d'estimer plusieurs variables, (ii) elle permet de faire des estimations en continu, (iii) elle permet de fusionner des informations avec une résolution différente. Par contre, le principal inconvénient des techniques d'assimilation de données est leur temps de calcul élevé pour résoudre les algorithmes et les équations du modèle.

Les méthodes d'optimisation multi-critère ont aussi été appliquées afin de calibrer des modèles TSVA avec des données satellite: la température de surface dans l'infrarouge ( $T_s$ ) et les microondes. Par exemple, Demarty et al. (2004) ont utilisé  $T_s$  et l'humidité des premiers centimètres du sol (associée au spectre des microondes) pour calibrer le modèle SiSPAT (Braud et al., 1995) pour son application en télédétection. De manière similaire, Coudert et al. (2006) ont calibré le modèle SETHyS avec des données télédétection dans l'infrarouge. De plus, Coudert et al. (2008) ont exploré le suivi du cycle journalier de  $T_s$  pour être assimilée dans le même modèle, et d'autres, Guillevic et al. (2012) ont combiné à la fois les résultats de SETHyS, des données terrain et de l'imagerie à résolution fine pour valider des observations de température de surface NOAA. Enfin, Ridler et al. (2012) ont appliqué l'approche multi-critère développée par Madsen (2003), qui est basée sur une approche similaire d'optimisation, pour calibrer le modèle multi-source MIKE SHE avec des données satellite.

### 3.3 Spatialisation de l'évapotranspiration

Différentes classes de modèles utilisées actuellement en télédétection peuvent être trouvées dans la littérature. Par exemple, Tang et Li (2014) distinguent entre des modèles empiriques et analytiques, et Li et al. (2009) entre des modèles de régression et d'autres

basés sur le bilan d'énergie. Ainsi, les modèles empiriques ou de régression permettent de retrouver l'*ETR* à partir de fonctions empiriques des observations télédétection avec un besoin limité en mesures en surface, tandis que les méthodes basées sur la physique du système SVA, qui considèrent les processus physiques tels que le bilan d'énergie pour estimer l'*ETR*, ont généralement besoin d'un plus grand nombre de mesures terrain.

### 3.3.1 Méthodes empiriques

D'après Courault et al. (2005), les méthodes empiriques pour estimer l'*ETR* sont basées sur l'introduction directe des données télédétection dans un modèle de régression afin de trouver une relation statistique entre l'*ETR* et des variables accessibles par télédétection (e.g.  $T_s$ , NDVI) et par observation en surface (température de l'air  $T_a$ , rayonnement net  $R_n$ ):  $ETR = f_{regress}(T_s, T_a, R_n, \dots)$ . La méthode empirique proposée par Jackson et al. (1977) et modifiée par Seguin et Itier (1983) a été l'une des plus utilisées pour spatialiser l'*ETR* par télédétection: l'*ETR* journalière ( $j$ ) est liée à la différence instantanée ( $T_s - T_a$ ) obtenue vers midi:

$$ETR_j = R_{n,j} - B(T_s - T_a)^n, \quad (3.1)$$

où  $B$  et  $n$  sont des constantes ajustées par régression linéaire et qui dépendent de la rugosité de surface et de la stabilité atmosphérique, respectivement. Pour sa résolution,  $T_s$  peut être obtenue par des mesures satellite dans l'infrarouge thermique ou par des capteurs aéroportés, après corrections atmosphériques. Du point de vue du bilan d'énergie, cette méthode fait l'hypothèse que le rapport  $H/R_n$  est constant pendant le jour, et que le flux de chaleur dans le sol est négligeable ( $G = 0$ ). Le principal avantage de cette méthode de régression empirique est sa simplicité et sa précision relativement élevée ( $\sim 1 \text{ mm j}^{-1}$ ). Cependant, les constantes ajustées sont spécifiques des sites, et peuvent limiter l'application de cette approche sur des surfaces hétérogènes (Carlson et al., 1995a).

### 3.3.2 Méthodes basées sur le résidu du bilan d'énergie

La grandeur des flux turbulents d'énergie et masse vers l'atmosphère est déterminée par la partition d'énergie en surface. Dans les méthodes basées sur la résolution du bilan d'énergie, l'*ETR* est calculée comme terme résiduel de l'équation de ce bilan (Éq. 1.11). Plusieurs méthodes ont été développées variant en fonction du type de surface à représenter: pour des surfaces uniformes composées par une source d'évaporation (e.g. *big leaf*, Fig. 1.3a), ou des approches séparant l'évaporation directe du sol et la transpiration (Fig. 1.3b). En outre, plusieurs méthodes combinent des relations empiriques avec des approches physiques, lesquelles sont basées aussi sur la variabilité spatiale des paramètres et des variables de surface telle que la température radiométrique.

### 3.3.2.1 Approche mono-source

En négligeant l'advection de chaleur et le terme de stockage d'énergie, l'équation simplifiée du bilan d'énergie est exprimée par

$$\lambda E = R_n - G - H, \quad (3.2)$$

où  $\lambda E$  est le flux de chaleur latente,  $R_n$  le rayonnement net,  $G$  le flux de chaleur dans le sol, et  $H$  le flux de chaleur sensible (tous en  $\text{W m}^{-2}$ ). Les trois composantes à droite peuvent être estimées par des combinaisons de variables de télédétection et de données météorologiques ( $T_a$ , rayonnement solaire  $R_g$ , etc), permettant d'obtenir le flux  $\lambda E$  comme terme résiduel du bilan,  $R_n$  étant obtenu par

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_g + \epsilon_s \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4, \quad (3.3)$$

avec  $\alpha_s$  l'albédo de surface, souvent obtenu par une combinaison des réflectances spectrales (Liang, 2000),  $\epsilon_s$  et  $\epsilon_a$  l'émissivité de la surface et de l'atmosphère, respectivement, et  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann.  $T_a$  et  $R_g$  peuvent être mesurés par une station météorologique en négligeant leur variabilité spatiale, qui peut être une source importante d'incertitude dans des terrains complexes.  $T_s$  est obtenue par télédétection.

Des nombreuses méthodes pour estimer le flux  $G$  ont été développées, la plupart d'entre elles reposent sur des relations empiriques. La façon la plus simple d'obtenir  $G$  est en considérant ce flux comme une fraction de  $R_n$ : e.g.  $0.05R_n$  pour des couverts végétaux complets, et  $0.5R_n$  pour sol nu (Kustas et Norman, 1996), corrigée par un indice indiquant la fraction de couvert végétal, de sorte que:

$$\frac{G}{R_n} = f(\text{NDVI}, \text{LAI}, T_s, R_g, \dots). \quad (3.4)$$

Le calcul de  $H$  est plus délicat. En utilisant l'approche de diffusion (Section 1.6; Éq. 1.45),  $H$  s'écrit:

$$H = \rho c_p \frac{T_{aero} - T_a}{r_a}, \quad (3.5)$$

où  $T_{aero}$  est la température aérodynamique au niveau de source du couvert et  $r_a$  la résistance aérodynamique au transfert de chaleur sensible entre le niveau de source et le niveau de référence.  $r_a$  est souvent obtenue à partir des observations météorologiques et de paramètres aérodynamiques de surface. Dans cette équation,  $T_{aero}$  correspond à la température obtenue par extrapolation du profil logarithmique jusqu'au niveau de source ( $z = d + z_{0,h}$ ):  $z_{0,h}$  la longueur de rugosité pour le transfert de chaleur, et  $d$  la hauteur de déplacement du plan zéro. Étant donné que cette température ne peut pas être mesurée par télédétection, elle est donc remplacée par la température radiométrique de surface  $T_s$ . Cependant, la différence entre ces deux températures peut être d'environ 1-2 K pour

des couverts denses et encore plus importante pour des couverts épars (Trouffleau et al., 1997).

En raison de mécanismes différents de transfert de quantité de mouvement (forces de cisaillement et de pression) et de chaleur (diffusion moléculaire) il existe une différence entre  $z_{0,h}$  et  $z_{0,m}$  (la longueur de rugosité pour le transfert de quantité de mouvement). On corrige la différence entre  $T_{aero}$  et  $T_s$  en ajoutant une résistance additionnelle  $r_{ex}$  dans l'équation de transfert de  $H$  (e.g. Stewart et al., 1994), de sorte que:

$$H = \rho C_p \frac{T_s(\theta) - T_a}{r_a + r_{ex}}, \quad (3.6)$$

où  $\theta$  est l'angle de vue et  $r_{ex}$  est une résistance additionnelle, laquelle prend en compte les différences existant entre les transferts de quantité de mouvement et de chaleur à l'intérieure du couvert. Cette résistance  $r_{ex}$  est souvent exprimée avec le concept de  $kB^{-1}$  par la relation

$$r_{ex} = \frac{kB^{-1}}{ku^*}, \quad (3.7)$$

avec  $kB^{-1} = \ln(z_{0,m}/z_{0,h})$  (e.g. Lhomme et al., 2000). La relation entre  $T_{aero}$  et  $T_s$  peut alors être exprimée par

$$T_{aero} = \frac{r_a}{r_a + r_{ex}} T_s + \frac{r_{ex}}{r_a + r_{ex}} T_a. \quad (3.8)$$

Le paramètre  $kB^{-1}$ , lequel dépend surtout de l'indice foliaire ( $LAI$ ) (Boulet et al., 2012), a été relié par quelques auteurs à des variables plus faciles à obtenir telles que  $T_s$  ou la vitesse du vent (Kustas et al., 1989). Malgré la difficulté d'obtenir cette grandeur, des auteurs indiquent que le calcul de  $H$  est plus sensible aux erreurs des données météorologiques et de terrain ( $T_a$ , hauteur de la végétation, etc.), en particulier dans des terrains avec un relief hétérogène et de fortes pentes (McVicar et al., 2007). Cette approche mono-source a été très appliquée, mais il est reconnu qu'elle n'est pas bien adaptée aux couverts hétérogènes et épars, où l'approche deux-sources est préférée.

### 3.3.2.2 Approche deux sources

Comme il a été indiqué, l'approche mono-source n'est pas bien adaptée aux surfaces hétérogènes, où la contribution des différentes sources au flux  $H$  total doit être considérée dans le calcul. Ainsi, l'approche à deux sources permet d'obtenir l'évaporation du feuillage (transpiration) et du sol nu (voir Fig. 1.3b).

D'après Norman et al. (1995), si l'on considère que les flux émanant du feuillage et du sol agissent en parallèle, le flux total de chaleur sensible  $H$  peut être exprimé par

$$H = \rho C_p \frac{T_s(\theta) - T_a}{r_r}, \quad (3.9)$$

avec  $T_s(\theta)$  la température radiométrique de surface pour un angle de vue  $\theta$ , et  $r_r$  une résistance radiométrique-convective donnée par

$$r_r = \frac{T_s(\theta) - T_a}{\frac{T_f - T_a}{r_a} + \frac{T_s - T_a}{r_a + r_s}}, \quad (3.10)$$

avec  $r_s$  la résistance de surface du sol,  $T_f$  et  $T_s$  la température thermodynamique du feuillage et du sol, respectivement. Ces dernières températures sont reliées par la fraction de couverture du feuillage  $f_f$ , laquelle dépend aussi de l'angle de vue  $\theta$ :

$$T_s(\theta) \approx [f_f(\theta)T_f^4 + (1 - f_f(\theta))T_s^4]^{1/4}. \quad (3.11)$$

Les approches du type deux-sources sont plus appropriées aux couverts épars par rapport aux modèles mono-source (Kustas et Norman, 1997). Tang et Li (2014) indiquent que l'utilisation des modèles à deux sources évitent l'utilisation de la résistance additionnelle  $r_{ex}$ , qui est souvent paramétrée avec des formulations empiriques.

Plusieurs modèles ont été développés sur la base de cette approche. Anderson et al. (1997) ont présenté un modèle opérationnel à deux sources (sol + végétation) qui lie le taux d'augmentation de la température au cours de la matinée à la croissance de la couche limite convective. Ce modèle a été ultérieurement modifié par Mecikalski et al. (1999) et par Norman et al. (2000) afin d'éliminer les effets des incertitudes liées aux mesures de surface et aux corrections atmosphériques.

### 3.3.2.3 Méthodes basées sur des valeurs extrêmes

Contrairement aux modèles décrits ci-dessus, où l'équation du bilan d'énergie est explicitement résolue pour chaque pixel indépendamment des autres, d'autres approches sont basées sur l'utilisation de la variabilité spatiale capturée par imagerie satellite ( $T_s$ , albédo, indice foliaire, etc.) afin d'en déduire l'*ETR* ou la fraction évaporative instantanée à l'échelle locale et régionale (Gowda et al. 2008). Ces méthodes, connues comme méthodes contextuelles, sont basées sur la présence simultanée de pixels chauds et froids due à l'existence de zones humides et sèches sur une même image satellite (pixels secs et humides) (e.g. Chirouze et al., 2014). L'hypothèse sous-jacente est que, pour une image de température de surface  $T_s$  donnée, la limite sèche (humide) a souvent la température maximale (minimale), ce qui correspond à une *ETR* faible (élevée). Les principaux modèles basés sur ce principe sont présentés dans cette section.

**SEBI** Le modèle SEBI (*Surface Energy Balance Index*), développé par Menenti et Choudhury (1993), et ses dérivés tels que S-SEBI, SSEB ou METRIC (présentés par la suite), reposent sur un modèle de bilan d'énergie et sur l'analyse des valeurs extrêmes des variables d'une image satellite. Le modèle SEBI considère qu'une température  $T_s$  maximale est associée avec une limite sèche théorique caractérisée par  $ETR = 0$ , et que

dans ce cas le flux de chaleur sensible est égal à  $H = R_n - G$ . La température de surface maximale  $T_{s,max}$  dans ce cas limite est estimée par

$$T_{s,max} = T_{pbl} + r_{a,sec} \frac{H}{\rho C_p}, \quad (3.12)$$

où  $T_{pbl}$  correspond à la température moyenne dans la couche limite et  $r_{a,sec}$  la résistance aérodynamique au transfert de chaleur sensible de la surface sèche.

D'autre part, la surface humide est supposée évaporer au taux potentiel, de sorte que la température minimale  $T_{s,min}$  est estimée par

$$T_{s,min} = T_{pbl} + \frac{r_{a,hum} \frac{R_n - G}{\rho c_p} - VPD/\gamma}{1 + \Delta/\gamma}, \quad (3.13)$$

avec  $r_{a,hum}$  la résistance aérodynamique au transfert de chaleur sensible de la surface humide, et  $VPD$  le déficit de pression de vapeur. Ensuite, une fraction évaporative relative ( $\Lambda_s$ ) est obtenue par interpolation de  $T_{pbl}$  entre  $T_s$  maximale et minimale:

$$\Lambda_s = \frac{ETR}{ETR_p} = 1 - \frac{r_a^{-1}(T_s - T_{pbl}) - r_{a,hum}^{-1}(T_{s,min} - T_{pbl})}{r_{a,sec}^{-1}(T_{s,max} - T_{pbl}) - r_{a,hum}^{-1}(T_{s,min} - T_{pbl})}, \quad (3.14)$$

avec  $ETR_p$  l'évapotranspiration potentielle. Le deuxième terme à droite dans l'Éq. 3.14 a une valeur qui varie entre 0 (limite humide) et 1 (limite sèche). Cette méthode a été développée pour estimer la distribution spatiale de l' $ETR$  sous l'hypothèse de conditions uniformes par rapport à l'énergie disponible et un contraste hydrologique important permettant la définition des limites sèche et humide.

Enfin, sous l'hypothèse d'une fraction évaporative ( $\Lambda$ , le rapport entre le flux de chaleur latente  $\lambda E$  et l'énergie disponibles  $R_n - G$  en surface) constante pendant le jour, l' $ETR$  instantanée peut être transformée en valeur journalière (e.g.  $ETR = \Lambda(R_n - G)$ ). Certainement, ceci représente une source d'incertitude importante, étant donné que  $\Lambda$  peut varier pendant le jour (e.g. Gentine et al., 2007).

**S-SEBI** Roerink et al. (2000) ont proposé une version simplifiée du modèle SEBI, le *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI). Cette méthode permet d'estimer le flux de chaleur latente  $\lambda E$  directement à partir de la fraction évaporative  $\Lambda = \lambda E / (\lambda E - H) = \lambda E / (R_n - G)$  par

$$\lambda E = \Lambda(R_n - G), \quad (3.15)$$

où l'énergie disponible  $R_n - G$  est calculée au moment du passage du satellite.  $\Lambda$  est obtenu à partir du nuage de points  $T_s$  v/s albédo pour une scène donnée, où tous les points sont contenus entre une limite supérieure sèche contrôlée par le rayonnement utilisé



pour chauffer la surface, et une limite inférieure humide où toute l'énergie est utilisée pour l'évaporation. Ainsi,  $\Lambda$  est calculé par

$$\Lambda = \frac{T_H - T_s}{T_H - T_{\lambda E}}, \quad (3.16)$$

où  $T_H$  et  $T_{\lambda E}$  sont les températures de la limite supérieure et inférieure, respectivement. D'après Roerink et al., (2000), cette méthode peut être appliquée uniquement quand les conditions atmosphériques sont constantes sur l'image, et que des conditions sèches et humides sont présentes. Son principal avantage est qu'il n'y a pas besoin d'une grande quantité de données terrain pour son application.

**SEBAL** Le modèle SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (Bastiaanssen et al. 1998a,b) est un modèle qui tient compte de la variabilité spatiale induite par des contrastes hydrologiques et énergétiques. La principale caractéristique de ce modèle de bilan d'énergie est de récupérer à la fois des variables atmosphériques (vitesse du vent et la température de l'air) et les flux d'énergie en surface. Une telle approche repose sur l'hypothèse de la présence simultanée de zones sèches et les zones humides sur le site d'étude. En calculant les autres variables requises avec des relations empiriques ou semi-empiriques, le modèle ne nécessite pas d'autres variables auxiliaires.

SEBAL permet d'obtenir l'*ETR* comme terme résiduel du bilan d'énergie. Les flux  $R_n$  et  $G$  sont calculés à partir de  $T_s$  et l'albédo, ce dernier étant estimé en fonction de la réflectance, NDVI, LAI (indice foliaire) et l'émissivité. Des paramètres tels que l'émissivité et la longueur de rugosité sont calculés par des relations semi-empiriques à partir du NDVI. Le flux de chaleur sensible  $H$  est calculé avec l'équation de transfert à partir de  $T_s$ ,  $T_a$  et  $r_a$  par

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_a}. \quad (3.17)$$

La résistance aérodynamique entre  $z_{0h}$  et  $z$  est obtenue par

$$r_a = \frac{1}{k u_*} \left[ \ln \left( \frac{z - d}{z_{0m}} \right) - \Psi_h(z, L_{MO}) \right], \quad (3.18)$$

avec  $k$  la constante de von Karman,  $z_{0h}$  la longueur de rugosité pour chaleur, et  $d$  la hauteur de déplacement. La vitesse de frottement  $u_*$  est donnée par

$$u_* = \frac{k u(z)}{\ln \left( \frac{z - d}{z_{0m}} \right) - \Psi_m(z, L_{MO})}, \quad (3.19)$$

où  $u(z)$  est la vitesse du vent au niveau  $z$ ,  $z_{0m}$  la longueur de rugosité pour quantité de mouvement, et  $\Psi_h(z, L_{MO})$  et  $\Psi_m(z, L_{MO})$  les fonctions de correction pour stabilité pour température et vent, respectivement. La longueur de Monin-Obukhov est donnée par



$$L_{MO} = \frac{\rho c_p u_*^3}{kgH} \left( \frac{T_s + T_s(z)}{2} \right), \quad (3.20)$$

où  $g$  est accélération de gravité. La valeur moyenne entre  $T_s$  et  $T_a(z)$  représente la température de l'air de la couche entre  $z_{0h}$  et  $z$ . La longueur de rugosité pour chaleur  $z_{0h}$  est égale à  $0.1z_{0m}$ , ce qui correspond à  $kB^{-1} = 2.3$ .

Pour estimer la vitesse du vent, les propriétés aérodynamiques de la couche entre la surface et la hauteur de mélange  $z_b$  sont calculées en agrégeant les variables d'intérêt sur les zones sèches. Les pixels correspondant à des zones sèches sont obtenus en fonction d'une valeur d'albédo supérieure à une valeur seuil. La valeur seuil correspond à la température maximale obtenue par le diagramme de température/albédo. La résistance aérodynamique  $r_{a,dry}(z_b)$  entre la hauteur de référence  $z_a$  et  $z_b$  est estimée par

$$r_{a,dry}(z_b) = \rho c_p \frac{T_{s,dry} - T_{a,z_b}}{H_{dry}}, \quad (3.21)$$

où  $T_{s,dry}$  et  $H_{dry}$  sont les valeurs moyennes sur des zones sèches. La température  $T_{a,z_b}$  est obtenue par radiosondage. Ensuite, la longueur de Monin-Obukhov  $L_{MO,dry}$  et la vitesse de frottement  $u_{*,dry}$  sont obtenues par

$$L_{MO,dry} = \frac{-\rho c_p u_{*,dry}^3}{kgH_{dry}} \frac{T_{s,dry} + T_{a,z_b}}{2}, \quad (3.22)$$

$$u_{*,dry} = \frac{1}{r_{ah,dry}(z_b)} \left[ \ln \left( \frac{z_b}{z_{0h,dry}} \right) - \Psi_h(z_a, L_{MO,dry}) \right]. \quad (3.23)$$

La détermination de ces deux variables permet ensuite d'estimer la vitesse du vent au niveau de référence  $z_a$  par l'équation

$$\langle u(z_a) \rangle = \frac{u_{*,dry}}{k} \left[ \ln \left( \frac{z_a}{z_{0m,dry}} \right) - \Psi_m(z_a, L_{MO,dry}) \right]. \quad (3.24)$$

Afin d'obtenir le flux  $H$ , la différence  $T_s - T_a$  est obtenue par inversion de l'expression de  $H$  sur des zones humides ( $T_s = T_a$ ) et sèches ( $H = R_n - G$ ), ce qui donne l'équation suivante:

$$T_s - T_a = \frac{T_s - T_{s,min}}{T_{s,max} - T_{s,min}} \left[ \frac{(R_n - G)r_a}{\rho c_p} \right]_{T_{s,max}}, \quad (3.25)$$

où  $T_{s,min}$  et  $T_{s,max}$  sont les températures de surface sur des zones sèches et humides, respectivement. Enfin, cette approche se traduit par un système de trois équations à trois inconnues dont la résolution fournit une estimation de la température atmosphérique et le flux de chaleur sensible:

$$\begin{aligned}
 H &= f_1(u_*, L_{MO}, z_{oh}, z_a, T_{s,min}, T_{s,max}, T_s, \rho, c_p, R_n, G) \\
 L_{MO} &= f_2(u_*, H, T_s, T_a, g, k, \rho, c_p) \\
 u_* &= f_3(L_{MO}, \langle u(z_a) \rangle, k, z_{0m}, z_a).
 \end{aligned}
 \tag{3.26}$$

**METRIC** Sur la base de SEBAL, Allen et al. (2007) ont développé le modèle METRIC (*Mapping EvapoTranspiration with high Resolution and Internalized Calibration*) pour être utilisé sur des régions agricoles. METRIC utilise la même approche que SEBAL pour résoudre l'équation du bilan d'énergie de surface, et il estime le gradient de température  $dT$  linéairement en fonction de  $T_s$  en supposant  $ETR = 0$  pour le pixel sec et  $ETR$  maximale pour le pixel humide. Par contre, pour le pixel humide, METRIC ne suppose pas  $H = 0$  et  $ETR = R_n - G$ .

Le bilan hydrique du sol est calculé pour le pixel chaud afin de vérifier que  $ETR = 0$ , et pour le pixel humide l' $ETR$  est calculée comme  $ETR = 1.05ETR_r$ , où  $ETR_r$  correspond à l'évapotranspiration maximale d'un couvert de luzerne obtenue par la méthode ASCE Penman-Monteith. L'utilisation d' $ETR_r$  permet de tenir compte des variations météorologiques pendant le jour. En outre, METRIC sélectionne les pixels extrêmes pour les zones agricoles, et le pixel froid doit avoir des caractéristiques biophysiques, telles que la hauteur ou l'indice foliaire, similaires à la culture de référence (luzerne).

Afin d'obtenir les valeurs journalières d' $ETR$  à partir de valeurs télédétection instantanées, METRIC utilise l'évapotranspiration de référence ( $ETR_r$ ) pour obtenir la fraction évaporative de la culture de luzerne  $\Lambda_m = ETR/ETR_r$ , où  $ETR_r$  est calculée à partir de données météorologiques locales au moment du passage du satellite. Abtew et Mellese (2013) indiquent que l'utilisation de  $\Lambda_m$  permet de prendre en compte l'effet général de l'advection d'humidité sur l' $ETR$ , mais pour le calcul d' $ETR_r$  des bonnes données météorologiques sont nécessaires.

**SSEB** Similaire à SEBAL et METRIC, le modèle SSEB (*Simplified Surface Energy Balance*; Senay et al., 2007) suppose que l' $ETR$  varie de façon linéaire entre les pixels secs et humides et avec la différence entre  $T_s$  et  $T_a$ . Le bilan d'énergie est résolu en premier pour une culture de référence sous l'hypothèse d'un couvert végétal couvrant et sans limitation en eau, en utilisant l'équation de Penman-Monteith standardisée (Allen et al., 1998). Ensuite, la fraction évaporative  $\Lambda_b$  est utilisée comme un indicateur de la disponibilité en eau en surface, laquelle est calculée pour chaque pixel par

$$\Lambda_b = \frac{T_h - T_s}{T_h - T_c},
 \tag{3.27}$$

où  $T_h$  correspond à la température moyenne des trois pixels chauds représentatifs d'une scène,  $T_c$  la température moyenne des trois pixels froids représentatifs des zones irriguées d'une scène, et  $T_s$  la température de surface du pixel considéré. Ensuite,  $\Lambda_b$  est utilisée pour estimer l' $ETR$  par:

$$ETR = \Lambda_b ETR_r,
 \tag{3.28}$$

avec  $ETR_r$ , l'évapotranspiration maximale de la région obtenue par le produit de l'évapotranspiration de référence  $ET_0$  par un coefficient  $\alpha$ :  $ETR_r = \alpha \times ET_0$ , où la valeur  $\alpha = 1.2$  est recommandée pour des couverts complets (Senay et al., 2011). Cette approche du bilan d'énergie simplifié permet d'estimer l' $ETR$  d'une façon plus simple que METRIC. Senay et al. (2011) ont amélioré SSEB en incluant les effets de l'altitude et de la couverture végétale. Une bonne performance sur des surfaces agricoles par rapport à METRIC a été décrite par ces auteurs.

### 3.4 Conclusions

Dans le présent chapitre, on a présenté un aperçu des méthodes existant dans la littérature susceptibles d'être utilisées pour estimer les échanges surface-atmosphère, et plus précisément l'évapotranspiration réelle, à l'extension régionale. Le couplage avec des modèles de transfert radiatif, nécessaire pour simuler les variables de télédétection utilisables par un modèle, et la grande complexité des méthodes d'assimilation de données satellite dans un modèle TSVA, empêchent le développement de formulations parcimonieuses applicables à l'extension régionale pour des couverts complexes. Cependant, les méthodes contextuelles d'estimation de l'évapotranspiration par satellite sur la base de la différence des valeurs extrêmes de variables telles que la température radiométrique semblent être appropriées du point de vue de leur mise en oeuvre et de la précision de leurs résultats. Cela nous permet de considérer l'assimilation directe de l'évapotranspiration satellite dans un modèle TSVA comme un moyen d'obtenir des estimations à l'extension régionale.

**PARTIE II**  
**Revisite des formalismes de  
modélisation des échanges  
surface-atmosphère**



## Introduction à la Partie II

L'évaporation<sup>2</sup> des couverts hétérogènes et épars est souvent représentée par des modèles multi-sources qui prennent la forme d'analogues électriques basés sur des réseaux de résistances. La représentation choisie pour ces réseaux de résistance impose de facto une forme spécifique de la composition des flux et des résistances élémentaires. Dans cette deuxième partie, les formalismes physiques concernant l'évaporation des couverts végétaux sont réexaminés en commençant par la discussion des représentations de deux ou trois sources (Chapitre 4). En utilisant le modèle à deux couches (Shuttleworth et Wallace, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111: 839-855, 1985) et le "clumped" modèle (trois-source) (Brenner et Incoll, *Agr. Forest Meteorol.* 84: 187-205, 1997) comme base, il est démontré que les caractéristiques stomatiques du feuillage (amphistomatique ou hypostomatique) génèrent des formulations différentes. De nouvelles équations génériques et plus concises, valables dans les deux configurations, sont développées. Les différences entre les approches "patch" et "layer" sont décrites et les conséquences sur la composition et la formulation des flux sont spécifiées. Ensuite, est abordée la question du calcul des résistances effectives du modèle mono-couche à partir de représentations multi-sources. Enfin, une analyse de sensibilité est effectuée pour illustrer la signification des nouvelles formulations.

Dans le Chapitre 5, une formulation générale est développée pour exprimer l'évaporation des couverts multi-composantes qui représentent des communautés végétales mixtes. Il généralise à  $n$  composantes les formulations introduites dans le Chapitre 4 pour des modèles à deux et trois composantes. La nouvelle formulation est une forme alternative et plus simple des équations développées précédemment par Wallace (*Q. J. R. Meteorol. Soc.* 123, 1885-1905, 1997). Elle est plus solide, dans le sens que: (i) elle prend en compte l'impact des caractéristiques stomatiques (hypostomatique ou amphistomatique) sur l'expression de l'évaporation; (ii) elle permet d'éliminer les termes du type "Penman-Monteith" de la formulation de Wallace (qui ne représentent pas les évaporations des composantes individuelles). En outre, les étapes de la démonstration mathématique sont clairement spécifiées, ce qui n'a pas été le cas de la formulation de Wallace. De cette façon, un cadre conceptuel général est défini pour l'évaporation d'une végétation complexe, dont les représentations les plus simples (1, 2 ou 3 composantes) et les limites asymptotiques (nombre infini de composantes identiques) peuvent être déduites.

---

2. Dans cette partie, le terme "évaporation" est utilisé comme un synonyme de "évapotranspiration".



## Chapitre 4

Evaporation from heterogeneous and sparse canopies: On the formulations related to multi-source representations



## Evaporation from Heterogeneous and Sparse Canopies: On the Formulations Related to Multi-Source Representations

J. P. Lhomme · C. Montes · F. Jacob · L. Prévot

Received: 24 November 2011 / Accepted: 23 February 2012 / Published online: 22 March 2012  
© Springer Science+Business Media B.V. 2012

**Abstract** Evaporation from heterogeneous and sparse canopies is often represented by multi-source models that take the form of electrical analogues based upon resistance networks. The chosen representation de facto imposes a specific form on the composition of elementary fluxes and resistances. The two- and three-source representations are discussed in relation to previous work where some ambiguities arise. Using the two-layer model (Shuttleworth and Wallace, *Q J R Meteorol Soc* 111:839–855, 1985) and the clumped (three-source) model (Brenner and Incoll, *Agric For Meteorol* 84:187–205, 1997) as a basis, it is shown that the stomatal characteristics of the foliage (amphistomatous or hypostomatous) generate different formulations. New generic and more concise equations, valid in both configurations, are derived. The differences between the patch and layer approaches are outlined and the consequences they have on the composition and formulation of component fluxes are specified. Then, the issue of calculating the effective resistances of the single-layer model from multi-source representations is addressed. Finally, a sensitivity analysis is carried out to illustrate the significance of the new formulations.

**Keywords** Big leaf model · Effective parameters · Evaporation · Heterogeneous and sparse vegetation · Multi-layer models

### List of Symbols

$A$	Available energy of the whole crop ( $\text{W m}^{-2}$ )
$A_f$	Available energy of the foliage ( $\text{W m}^{-2}$ )
$A_s$	Available energy of the substrate ( $\text{W m}^{-2}$ )
$A_{vs}$	Available energy of the vegetated soil ( $\text{W m}^{-2}$ )
$A_{bs}$	Available energy of the bare soil ( $\text{W m}^{-2}$ )
$R_n$	Net radiation of the whole crop ( $\text{W m}^{-2}$ )
$G$	Soil heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ )

---

J. P. Lhomme (✉) · C. Montes · F. Jacob · L. Prévot  
UMR LISAH, INRA, IRD, Montpellier SupAgro, 2 Place Viala, 34060 Montpellier, France  
e-mail: jean-paul.lhomme@ird.fr

$H$	Sensible heat flux from the complete canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\lambda E$	Latent heat flux from the complete canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$H_i$	Component heat flux ( $i = f, s, vs, bs$ ) ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\lambda E_i$	Component latent heat flux ( $i = f, s, vs, bs$ ) ( $\text{W m}^{-2}$ )
$D_a$	Vapour pressure deficit at reference height (Pa)
$D_m$	Vapour pressure deficit at canopy source height (Pa)
$T_a$	Air temperature at reference height ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_m$	Air temperature at canopy source height ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_i$	Surface temperature of component $i$ ( $i = f, s, vs, bs$ ) ( $^{\circ}\text{C}$ )
$u_a$	Wind speed at reference height ( $\text{m s}^{-1}$ )
$e_a$	Vapour pressure at reference height (Pa)
$e_m$	Vapour pressure at canopy source height (Pa)
$e^*(T)$	Saturated vapour pressure at temperature $T$ (Pa)
$c_p$	Specific heat of air at constant pressure ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$\rho$	Air density ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\gamma$	Psychrometric constant ( $\text{Pa K}^{-1}$ )
$\Delta$	Slope of the saturated vapour pressure curve ( $\text{Pa K}^{-1}$ )

### Canopy Structural Characteristics

$d$	Canopy displacement height (m)
$F$	Fractional cover of foliage (dimensionless)
$LAI$	Leaf area index ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )
$n$	Parameter with value of 1 for amphistomatous and 2 for hypostomatous foliage
$z_r$	Reference height (m)
$z_h$	Mean canopy height (m)
$z_m$	Mean canopy source height ( $= d + z_0$ ) (m)
$z_0$	Canopy aerodynamic roughness length (m)

### Component Resistances

$r_a$	Aerodynamic resistance between the source height and the reference height ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,f,h}$	Bulk boundary-layer resistance of the foliage for sensible heat ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,f,v}$	Bulk boundary-layer resistance of the foliage for water vapour ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,s}$	Aerodynamic resistance between the substrate and the source height ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,vs}$	Aerodynamic resistance between the vegetated soil and the source height ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,bs}$	Aerodynamic resistance between the bare soil and the source height ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,f}$	Bulk stomatal resistance of the foliage ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,s}$	Substrate resistance to evaporation ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,bs}$	Bare soil resistance to evaporation ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,vs}$	Vegetated soil resistance to evaporation ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,l}$	Leaf stomatal resistance (one side) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,l}$	Leaf boundary-layer resistance for sensible heat and water vapour (one side) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_s^e$	Effective surface resistance to water vapour within the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_v^e$	Effective resistance to water vapour transfer within the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,h}^e$	Effective air resistance to sensible heat transfer within the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,v}^e$	Effective air resistance to water vapour transfer within the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )

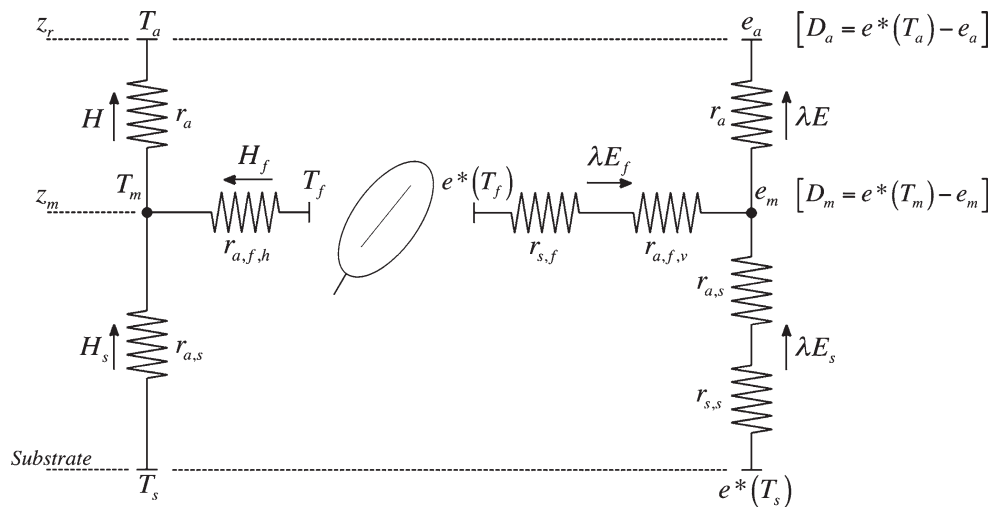
## 1 Introduction

The energy transfers within heterogeneous and sparse canopies are often represented by multi-source models. The first models of this kind were designed for sparse canopies to separately account for vegetation and substrate (soil) contributions (Shuttleworth and Wallace 1985; Choudhury and Monteith 1988; Shuttleworth and Gurney 1990). Subsequently, more complex representations were proposed to account for heterogeneous canopies with various components (main vegetation, herbaceous substrate, bare soil) (Dolman 1993; Huntingford et al. 1995), but always retaining the Shuttleworth–Wallace model as a basis. In the “clumped” model of Brenner and Incoll (1997), specially adapted to semi-arid shrubland, the substrate layer is divided into two sub-layers: one corresponds to the soil beneath the foliage and the other to the bare soil. The ERIN model of Wallace (1997) addresses the issue of evaporation in multi-species canopies through an extension of the Shuttleworth–Wallace model. From principles similar to those of Brenner and Incoll (1997), Verhoef and Allen (2000) developed a multi-source model, where the substrate is divided into three sub-layers: grasses, herbs and bare soil.

The multi-source models are generally represented by resistance networks, which combine surface and air resistances within the canopy. They simulate fairly well evaporation provided appropriate parametrizations for component resistances are available. However, it appears that the expression for the total evaporation from the component fluxes and the combination of elementary resistances differs depending on the authors and can lead to apparent inconsistencies and even inexact formulations. For instance, whereas in the first models (e.g. Shuttleworth and Wallace 1985) the component fluxes of the multi-source representation are simply added, in subsequent ones (e.g. Dolman 1993) they are weighted by the relative area of each source without clear justification. In line with the pioneering work of Wallace and Verhoef (2000) on the modelling of interactions in mixed-plant communities, the main goal of the current study is to carefully examine the formulation of these multi-source models in order to clearly establish their common ground, the differences between them and the correct way to formulate them. This examination is made through the most emblematic ones (Shuttleworth and Wallace 1985; Brenner and Incoll 1997) and three particular issues will be addressed in relation to the main objective.

The first issue is linked to the stomatal characteristics of the canopy (amphistomatous versus hypostomatous leaves) and the impact they have on the basic equations of the multi-layer representation. Although the Verhoef–Allen model accounts for differences in stomatal characteristics, the introduced modifications are not systematically applied in many other studies based on multi-source models. In the case of a vineyard, for example, several workers apply the Shuttleworth–Wallace model (Ortega-Farias et al. 2007; Zhang et al. 2009; Ortega-Farias et al. 2010) or the clumped model (Zhang et al. 2008; Poblete-Echeverria and Ortega-Farias 2009) without correction for the hypostomatous characteristics. We propose here new generic formulations that are valid in both configurations (amphistomatous and hypostomatous).

The second issue deals with the distinction between the patch (or uncoupled) approach and the layer (or coupled) approach. As already explained by Lhomme and Chehbouni (1999) and Daamen and McNaughton (2000), the choice of a coupled or uncoupled model has significant consequences in the formulation of the basic equations. When a coupled (also called interactive or layer) model is used, component fluxes are strictly additive, whereas in an uncoupled (patch) model, component fluxes should be weighted by the relative area of each patch. This point will be addressed and discussed in relation to the clumped model of Brenner and Incoll (1997).



**Fig. 1** Resistance networks and potentials for a two-layer representation (Shuttleworth–Wallace model) of convective fluxes (sensible and latent heat) from a sparse canopy (see the “List of Symbols”)

The third issue addressed here occurs when the relative complexity of a multi-source model should be represented by a single-layer model, i.e., the “big leaf” model of Penman-Monteith. How should one combine the component resistances of the multi-source approach to calculate the effective resistances of the single-source? Since the aggregation procedures proposed in the literature are diverse and raise questions (Were et al. 2007), the problem will be discussed and solutions proposed.

The paper is divided into three main sections that examine successively the two-layer representation (Shuttleworth and Wallace 1985), the “clumped” or three-source model (Brenner and Incoll 1997) and the calculation of single-source effective resistances. Numerical simulations and sensitivity analyses are presented in the last section to illustrate the benefit of the new formulations.

## 2 A New and Generic Formulation of the Two-Layer Model

The two-layer model of Shuttleworth and Wallace (1985) represents the evaporation from a stand of vegetation composed of two main sources: a substrate (which can be bare soil or grass) and an upper canopy (main foliage). The corresponding resistance network is shown in Fig. 1. The resulting formulation for total evaporation slightly differs depending on the distribution of stomata on the leaves. The amphistomatous case (stomata distributed on both sides of the leaves) is the case implicitly considered in the original formulation (Shuttleworth and Wallace 1985; Shuttleworth and Gurney 1990). More general equations are established here: they take into account the two possible patterns of stomatal characteristics (amphistomatous and hypostomatous).

In the two-layer model, total evaporation ( $\lambda E$ ) from the canopy is expressed as the simple sum of two components:  $\lambda E_f$  (foliage) and  $\lambda E_s$  (substrate):

$$\lambda E = \lambda E_f + \lambda E_s. \quad (1)$$

Each evaporation component is calculated separately from equations of the Penman-Monteith type involving the corresponding available energy ( $A_f$  or  $A_s$ ) and the vapour pressure

deficit  $D_m$  at the mean canopy source height  $z_m$ , assumed to be located at the apparent sink for momentum (zero plane displacement  $d$  + aerodynamic roughness length  $z_0$ ). The component resistances are expressed per unit area of land surface. So, leaf stomatal resistance  $r_{s,l}$  (one side) and the corresponding leaf boundary-layer resistance for latent heat  $r_{a,l}$  (one side) should be divided by the transpiring surface expressed per unit area of land surface:  $2LAI$  for amphistomatous leaves and  $LAI$  for hypostomatous leaves (leaf area index, LAI). For convenience, we introduce the parameter  $n$  ( $n = 1$  for amphistomatous leaves and  $n = 2$  for hypostomatous leaves), which allows the bulk stomatal resistance to be written as

$$r_{s,f} = n r_{s,l} / (2LAI). \tag{2}$$

The foliage boundary-layer resistance for water vapour is written similarly

$$r_{a,f,v} = n r_{a,l} / (2LAI). \tag{3}$$

However, since each leaf side is a heat source, the foliage boundary-layer resistance for sensible heat remains the same in both cases (amphistomatous or hypostomatous) and is defined as

$$r_{a,f,h} = r_{a,l} / (2LAI) = r_{a,f,v} / n. \tag{4}$$

The hyperstomatous case (stomata only on the upper side of the leaves) is similar to the hypostomatous case and the corresponding expressions of bulk resistances are identical.

The combination equation (Penman-Monteith type) for the foliage takes the following form derived in Appendix A:

$$\lambda E_f = \frac{\Delta A_f + \rho c_p D_m / r_{a,f,h}}{\Delta + \gamma (n + r_{s,f} / r_{a,f,h})}. \tag{5}$$

For the substrate, resistances are always expressed per unit area of land surface and the boundary-layer resistance is assumed to be the same for sensible heat and water vapour. Consequently, the corresponding combination equation is simply written as

$$\lambda E_s = \frac{\Delta A_s + \rho c_p D_m / r_{a,s}}{\Delta + \gamma (1 + r_{s,s} / r_{a,s})}, \tag{6}$$

where  $r_{s,s}$  is the substrate resistance to evaporation and  $r_{a,s}$  is the aerodynamic resistance between the substrate and the source height. Expressing  $D_m$  as a function of  $D_a$  (the vapour pressure deficit at the reference height  $z_r$ ) leads to (Shuttleworth and Wallace 1985, Eq. 8)

$$D_m = D_a + [\Delta A - (\Delta + \gamma)\lambda E] r_a / (\rho c_p). \tag{7}$$

The general expression of total evaporation  $\lambda E$  is obtained by introducing Eq. 7 into Eqs. 5 and 6. At this stage, two formulations of  $\lambda E$  are possible: one that follows the strict formalism of Shuttleworth and Wallace's original equations and an alternative one, considered as more synthetic, that is proposed hereafter.

### 2.1 Original Formulation

If we respect the original formalism, the resultant equation is written as

$$\lambda E = C_f PM_f + C_s PM_s, \tag{8}$$

with

$$PM_s = \frac{\Delta A + [\rho c_p D_a - \Delta r_{a,s}(A - A_s)] / (r_a + r_{a,s})}{\Delta + \gamma [1 + r_{s,s} / (r_a + r_{a,s})]}, \quad (9)$$

$$PM_f = \frac{\Delta A + [\rho c_p D_a - \Delta r_{a,f,h}(A - A_f)] / (r_a + r_{a,f,h})}{\Delta + \gamma [(r_a + n r_{a,f,h} + r_{s,f}) / (r_a + r_{a,f,h})]}. \quad (10)$$

In these equations  $A$  represents the available energy for the whole stand (foliage and substrate):  $A = A_f + A_s$ . The steps of the calculation are identical to those given in [Shuttleworth and Wallace \(1985\)](#). The coefficients  $C_f$  and  $C_s$  are simple combinations of the basic air and surface resistances, and are expressed as

$$C_f = \frac{R_s (R_f + R_a)}{R_f R_s + R_s R_a + R_f R_a}, \quad (11)$$

$$C_s = \frac{R_f (R_s + R_a)}{R_f R_s + R_s R_a + R_f R_a}, \quad (12)$$

with

$$R_f = (\Delta + n\gamma) r_{a,f,h} + \gamma r_{s,f}, \quad (13)$$

$$R_s = (\Delta + \gamma) r_{a,s} + \gamma r_{s,s}, \quad (14)$$

$$R_a = (\Delta + \gamma) r_a, \quad (15)$$

The two-layer representation of sparse canopies does not have the same mathematical form for amphistomatous and hypostomatous canopies. Some adjustments should be made when passing from one type of canopy to another: the  $PM_f$  and  $R_f$  terms undergo a change and it is easy to verify that, when  $n = 1$  (amphistomatous case), the original equations of [Shuttleworth and Wallace \(1985\)](#) are retrieved. Additionally, we have to note that the partition of the original formulation into two ‘‘Penman-Monteith’’ type components (foliage and substrate) is not really well-designed insofar as each part has a relatively complex form and does not represent the respective component evaporation (foliage and substrate). This can be even confusing and misleading. An alternative and simpler formulation is proposed below.

## 2.2 Alternative Formulation

By differently collecting the terms in the basic equations (the details of the calculation are given in Appendix B) it can be shown that the total evaporation can be written as

$$\lambda E = \left( \frac{\Delta + \gamma}{\gamma} \right) (P_f + P_s) \lambda E_p + \frac{\Delta}{\gamma} (P_f A_f r_{a,f,h} + P_s A_s r_{a,s}) / r_a, \quad (16)$$

where  $\lambda E_p$  represents the potential evaporation from the sparse canopy expressed as

$$\lambda E_p = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_a}{\Delta + \gamma}. \quad (17)$$

The other terms are defined as follows:

$$P_s = \frac{r_a R'_f}{R'_f R'_s + R'_a R'_f + R'_a R'_s}, \quad (18)$$

$$P_f = \frac{r_a R'_s}{R'_f R'_s + R'_a R'_f + R'_a R'_s}, \quad (19)$$

$$R'_f = R_f/\gamma = r_{s,f} + \left(n + \frac{\Delta}{\gamma}\right) r_{a,f,h}, \quad (20)$$

$$R'_s = R_s/\gamma = r_{s,s} + \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma}\right) r_{a,s}, \quad (21)$$

$$R'_a = R_a/\gamma = r_a \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma}\right). \quad (22)$$

This new formulation of the two-layer model has three main advantages: (i) first it is more concise than the traditional one; (ii) it avoids the confusion generated by separate evaporation terms; (iii) it involves the “climatic demand”  $\lambda E_p$ , which can be convenient and useful in many applied studies (Lhomme 1997). We also note that Eq. 16 has correct asymptotic limits. If there is no substrate evaporation ( $A_s$  is zero and  $r_{s,s}$  is infinite), Eq. 16 reduces to the conventional Penman-Monteith equation for a closed canopy with  $n = 1$ :

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_a + r_{a,f,h})}{\Delta + \gamma [1 + r_{s,f} / (r_a + r_{a,f,h})]}. \quad (23)$$

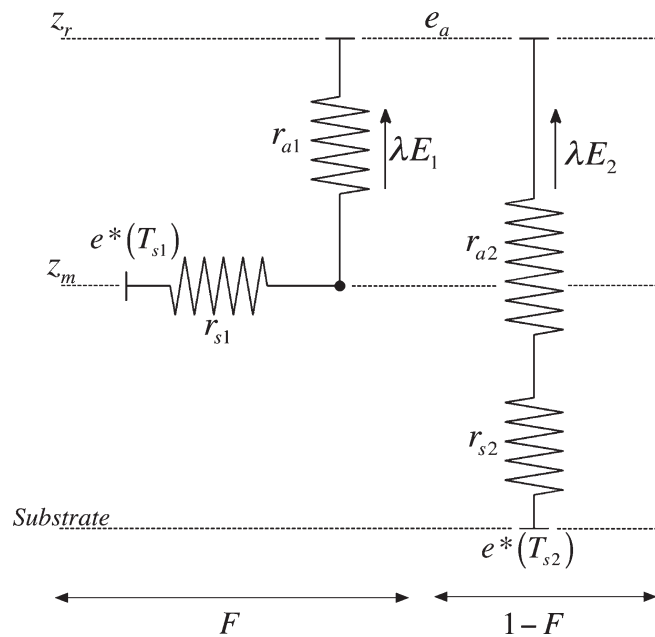
### 3 A Reformulated Clumped Model

#### 3.1 Layer or Patch Approach?

As already mentioned, the choice between the two representations is critical in the sense that it leads to different means of aggregating the elementary fluxes (simple sum or area-weighted addition). The choice should be dictated by the way the aerodynamic resistance above the canopy (between  $z_m$  and  $z_r$ ) is defined. If the patches of vegetation or bare soil are large enough to allow different aerodynamic resistances to be defined for each patch, an uncoupled representation should be chosen (see Fig. 2). On the other hand, if the different sources are close to each other and do not allow the definition of separate aerodynamic resistances, a layer approach should be preferred (see Fig. 1). Daamen and McNaughton (2000) explained: “the patch model is fully justified at the scale where a boundary layer is fully developed over each patch and edge effects between patches are insignificant, but as the size of the patches decreases this model may be less valid”. From a turbulent transfer perspective, Mc Naughton and van den Hurk (1995) also showed that the coupled (interactive) model is a simplification of more complex and realistic Lagrangian models and consequently more widely applicable than the patch model.

The clumped model of Brenner and Incoll (1997), which is similar to the multi-species canopy representation described by Wallace (1997), constitutes in fact a modified two-layer model analogous to the Shuttleworth–Wallace model: the layer representing the soil surface is divided into two sub-layers (soil under the foliage and bare soil) and the component fluxes mix together at canopy source height before experiencing the same aerodynamic resistance above the canopy (Fig. 3). It was used and reworked by Domingo et al. (1999) and Were et al. (2007, 2008) for sparse bush vegetation in semi-arid Spain and by Zhang et al. (2008,





**Fig. 2** Patch representation of evaporation from a sparse crop: schematic diagram showing the resistance network and potentials: subscript 1 is for foliage component and subscript 2 for substrate component

2009) for a vineyard in an arid region of China. Following the logic of the layer model, the total evaporation emanating from the canopy should be written in a simple additive form

$$\lambda E = \lambda E_f + \lambda E_{vs} + \lambda E_{bs}, \quad (24)$$

with subscript  $i = f$  for the foliage,  $i = vs$  for the soil below the vegetation and  $i = bs$  for the bare soil. This form of the conservation equation differs from that used in the original model of Brenner and Incoll (1997), where the total evaporation is written as an area-weighted form of the component fluxes

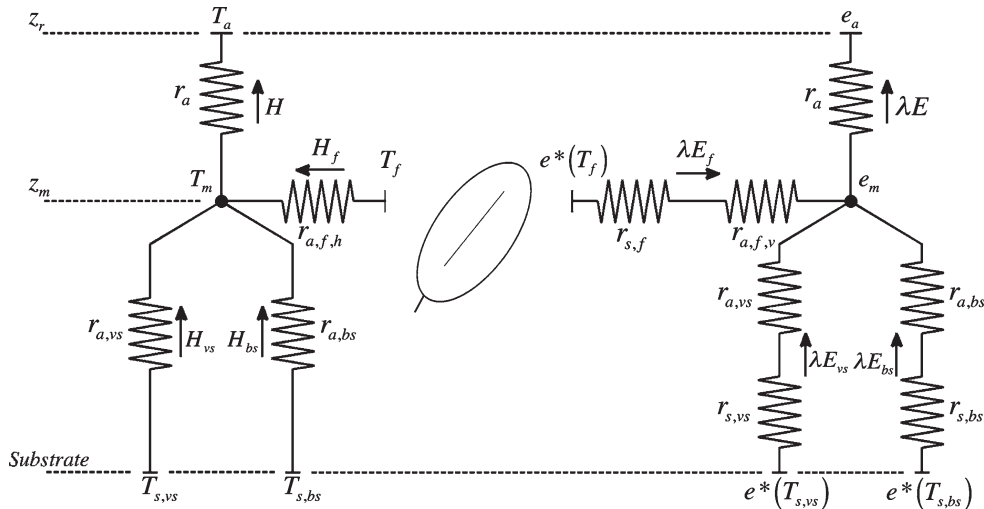
$$\lambda E = F(\lambda E_f + \lambda E_{vs}) + (1 - F)\lambda E_{bs}, \quad (25)$$

$F$  representing the fractional cover of the foliage. Although a formulation similar to Eq. 25 has been used by Dolman (1993) and Verhoef and Allen (2000), we stress that this form of the equation is not concordant with the resistance network representing the model (Fig. 3). Given that all the component fluxes mix together at canopy source height and that a sole aerodynamic resistance is defined above the canopy, a layer approach is preferred. We develop below the new equations of the clumped model when, (i) the simple additive form of the conservation equation is used instead of the area weighted form, and (ii) when the stomatal characteristics of the foliage are taken into account.

### 3.2 New Formulations

The component resistances should be expressed in a way similar to the two-layer model of Shuttleworth–Wallace (i.e. per unit area of land surface), since all the component fluxes mix together at canopy source height. Foliage resistances (stomatal and boundary layer) have the same expressions as those of the two-layer model and are given by Eqs. 2, 3 and 4. Substrate resistances, however, should have different expressions since the exchange surfaces are not





**Fig. 3** Resistance networks and potentials for a clumped representation (Brenner-Incoll model) of convective fluxes (sensible and latent heat) from a heterogeneous canopy (see the “List of symbols”)

the same. If the resistances expressed per unit area of vegetated soil or bare soil are written with the upper-script 1, the resistances should be divided by the relative area of the corresponding surface (vegetated or bare soil) to obtain the component resistances of the model (per unit area of land surface):

$$r_{s,vs} = r_{s,vs}^1 / F, \tag{26}$$

$$r_{a,vs} = r_{a,vs}^1 / F, \tag{27}$$

$$r_{s,bs} = r_{s,bs}^1 / (1 - F), \tag{28}$$

$$r_{a,bs} = r_{a,bs}^1 / (1 - F). \tag{29}$$

In fact, given the basic formalism (Ohm’s law type) of component fluxes, dividing the resistances by the fractional areas is equivalent to multiplying the corresponding fluxes by the same quantity. In the original clumped model of Brenner and Incoll (1997), where a mix of patch and layer approaches is used, the surface and aerodynamic resistances of the substrates are logically expressed per unit area of land surface and consequently they are not divided by their relative area ( $F$  or  $1 - F$ ). This is consistent with the patch formulation of Eq. 25, but as explained above, it is the approach itself that is questionable.

Each evaporation term can be expressed in the form of a Penman-Monteith equation (Eqs. 5 and 6),  $n$  having the same significance as in the Shuttleworth–Wallace model (Sect. 2). Replacing  $D_m$  by its expression as a function of  $D_a$  (Eq. 7) leads to the following formulation

$$\lambda E = C'_f PM_f + C'_{vs} PM_{vs} + C'_{bs} PM_{bs}, \tag{30}$$

with

$$PM_i = \frac{\Delta A + [\rho c_p D_a - \Delta r_{a,i} (A - A_i)] / (r_a + r_{a,i})}{\Delta + \gamma [1 + r_{s,i} / (r_a + r_{a,i})]}, \quad i = vs \text{ or } bs \tag{31}$$

$$PM_f = \frac{\Delta A + [\rho c_p D_a - \Delta r_{a,f,h} (A - A_f)] / (r_a + r_{a,f,h})}{\Delta + \gamma [(r_a + nr_{a,f,h} + r_{s,f}) / (r_a + r_{a,f,h})]}. \tag{32}$$

The three coefficients  $C'$  are simple combinations of the component air and surface resistances and are given in detail in Appendix C. We note that the modifications needed to take into account the stomatal characteristics of the canopy (through the parameter  $n$ ) are exactly similar to those made to the Shuttleworth–Wallace model (Eq. 32 versus 10 and 57 versus 13).

As for the Shuttleworth–Wallace model, it is possible to obtain an alternative formalism and to write more concisely the resultant expression for  $\lambda E$  by collecting differently the terms of the equation (derivation similar to that described in Appendix B). With the coefficients  $P'$  defined in Appendix D, the equation equivalent to Eq. 16 in the two-layer model is written in the clumped model as

$$\lambda E = \frac{\Delta + \gamma}{\gamma} (P'_f + P'_{vs} + P'_{bs}) \lambda E_p + \frac{\Delta}{\gamma} (P'_f A_f r_{a,f,h} + P'_{vs} A_{vs} r_{a,vs} + P'_{bs} A_{bs} r_{a,bs}) / r_a, \quad (33)$$

where  $\lambda E_p$  represents the potential evaporation defined by Eq. 17. It can be verified that the asymptotic limits of this formulation are correct. When the vegetated part of the substrate tends to zero,  $r_{s,vs}$  tends to infinite,  $P'_{vs}$  and  $A_{vs}$  tend to zero and Eq. 33 transforms into Eq. 16.

#### 4 Big Leaf Model: Aggregation of Component Resistances

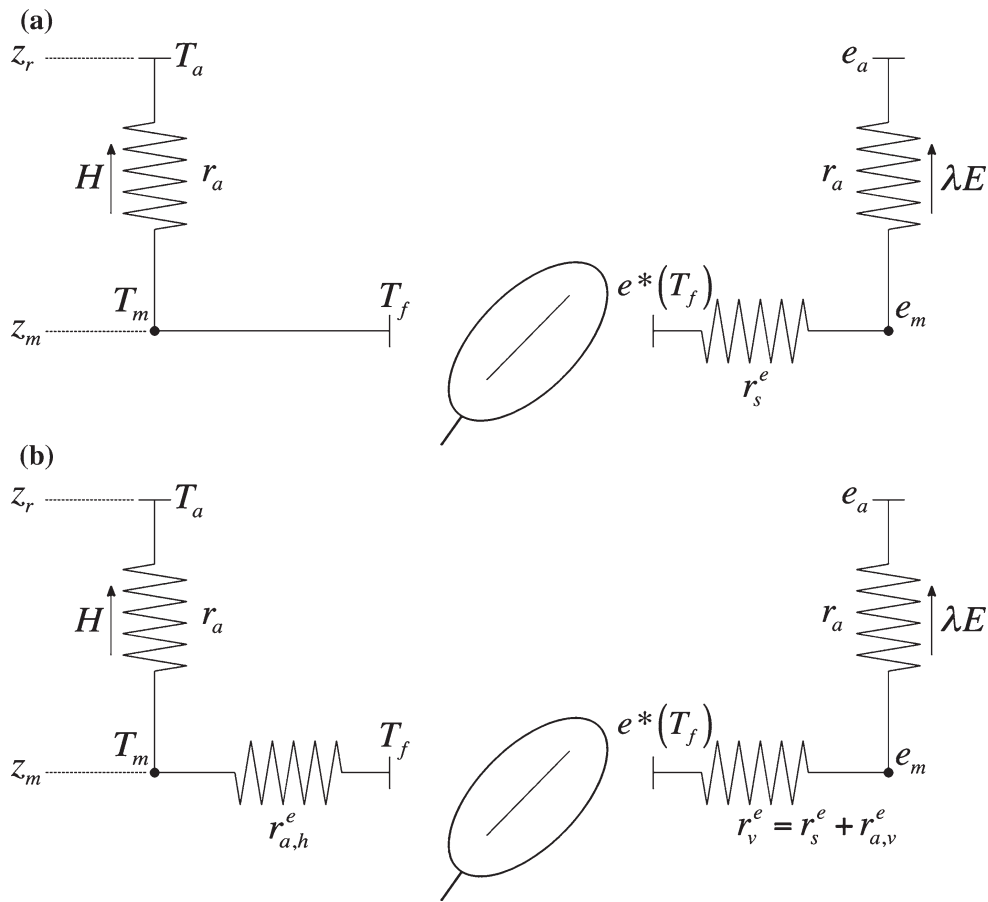
##### 4.1 The Problem to Solve

In the modelling of surface fluxes at different scales, the canopy spatial heterogeneities are often averaged by using simpler representations. One way to proceed is by using a bulk-transfer approach based on a single-layer representation and the concept of  $kB^{-1}$ , introduced by Owen and Thomson (1963) and largely discussed since then (Garratt and Hicks 1973). However, this concept (defined as the logarithm of the ratio between the aerodynamic and thermal roughness lengths) is questionable and considered as not perfectly sound from a physical standpoint (Verhoef et al. 1997; Lhomme et al. 2000). Another way to proceed is by calculating effective parameters. Presently, the problem to solve is how to correctly represent a heterogeneous canopy by a simple combination equation (Penman-Monteith model) in which the effective surface and air resistances are expressed from the component resistances of the multi-source model. The basic model (Monteith 1965) is commonly written as

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s^e / r_a)}, \quad (34)$$

where  $r_s^e$  is the effective surface resistance and  $r_a$  is the aerodynamic resistance calculated between the mean source height of the canopy  $z_m$  and the reference height  $z_r$  (Fig. 4a). The original Penman-Monteith equation is strictly valid for a full covering canopy (big leaf model) and the surface resistance of the foliage is reduced to its stomatal component (expressed from leaf stomatal resistance as  $n r_{s,l} / 2LAI$ ). The canopy boundary-layer resistance for sensible heat and water vapour is neglected or assumed to be incorporated in the aerodynamic resistance above the canopy ( $r_a$ ).

When a two-layer or clumped approach is considered, it is clear that the effective surface resistance ( $r_s^e$ ) should be placed in series with the aerodynamic resistance ( $r_a$ ) above the canopy. It is less clear, however, how the component surface and air resistances within the



**Fig. 4** Resistance network and potentials for a one-layer representation (Penman-Monteith model) of convective fluxes (sensible and latent heat) from a full covering canopy: **a** basic Penman-Monteith model; **b** Penman-Monteith model with effective parameters accounting for air resistances within the canopy

canopy should be combined into the effective surface resistance. [Were et al. \(2007, 2008\)](#), for instance, have used observed evaporation to test several aggregation procedures previously discussed by [Blyth et al. \(1993\)](#): in parallel or in series, weighted by the relative area  $F$  or not. The specific objective of this section is to examine this issue from a theoretical standpoint and to identify the correct way of physically combining the component resistances of multi-source models into the effective resistances of a single-layer model. The two-layer case will be thoroughly examined, and then we will show how the equations can be extended to the clumped model.

#### 4.2 General Expressions for the Two-Layer Model

The Penman-Monteith model results from the combination of two basic Ohm's law type formulations, one for sensible heat and the other for latent heat (Fig. 4b). Written with effective resistances they read

$$H = \rho c_p (T_m - T_a) / (r_a + r_{a,h}^e), \tag{35}$$

$$\lambda E = (\rho c_p / \gamma) (e^*(T_m) - e_a) / (r_a + r_v^e), \tag{36}$$

where  $T_m$  is air temperature at canopy source height,  $r_{a,h}^c$  is the effective resistance for sensible heat (which includes only air resistances within the canopy) and  $r_v^c$  is for water vapour (which includes air and surface resistances). Both resistances should be logically added to the aerodynamic resistance above the canopy ( $r_a$ ). Combining Eqs. 35 and 36 with the energy balance equation results in the following combination equation

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_a + r_{a,h}^c)}{\Delta + \gamma \left[ (r_a + r_v^c) / (r_a + r_{a,h}^c) \right]}. \quad (37)$$

Assuming plant and soil to be isothermal (at an effective temperature  $T_m$ ), the effective resistances should be calculated as the parallel sum of the component resistances expressed per unit area of land surface. This means that, for the two-layer model, we have

$$\frac{1}{r_{a,h}^c} = \frac{1}{r_{a,f,h}} + \frac{1}{r_{a,s}} = \frac{2LAI}{r_{a,l}} + \frac{1}{r_{a,s}}, \quad (38)$$

$$\frac{1}{r_v^c} = \frac{1}{r_{s,f} + r_{a,f,v}} + \frac{1}{r_{s,s} + r_{a,s}} = \frac{2LAI}{n(r_{s,l} + r_{a,l})} + \frac{1}{r_{s,s} + r_{a,s}}. \quad (39)$$

This set of equations constitutes the unique rationale for aggregating the elementary resistances within the canopy in order to calculate the effective resistances of a big-leaf model from a two-layer representation. Two remarks should be made, however. First, the effective resistance for water vapour  $r_v^c$  is a complex arrangement of air and surface resistances and does not allow air and surface components to be separated into two bulk resistances in series. Second, the resultant combination equation does not have the common formalism of Eq. 34, where the simple ratio of a surface resistance to an aerodynamic resistance appears in the denominator of the equation, allowing the transfer effects of the air to be separated from those of the surface. Nevertheless, this simple ratio can be obtained if the air resistances within the canopy are neglected, as is the case in the original Penman-Monteith equation. This approximation can be justified since it is well known that evaporation depends much more on stomatal resistance and leaf area index than on internal air resistances. With this approximation, the effective resistance for sensible heat  $r_{a,h}^c$  equals zero. This means that Eq. 37 transforms into Eq. 34 and the effective resistance for water vapour  $r_v^c$  becomes  $r_s^c$ , defined as

$$\frac{1}{r_s^c} = \frac{1}{r_{s,f}} + \frac{1}{r_{s,s}} = \frac{2LAI}{n r_{s,l}} + \frac{1}{r_{s,s}}. \quad (40)$$

#### 4.3 Decoupling Surface and Air Resistances (Two-Layer Model)

In order to obtain the familiar formalism of the big leaf model it is convenient to split the effective resistance for water vapour transfer  $r_v^c$  into two resistances in series: one including only surface components and the other only air components:

$$r_v^c = r_s^c + r_{a,v}^c. \quad (41)$$

This assumption is physically valid to a first approximation if we consider that it roughly respects the path followed by water vapour in its transfer from the plant to the open air. In this case, the effective surface resistance  $r_s^c$  is logically defined as the sum of parallel resistances and obtained from Eq. 40. On the other hand, the effective aerodynamic resistance  $r_{a,v}^c$  can take two forms depending on the stomatal characteristics of the foliage.

In amphistomatous canopies, the same expression for the effective aerodynamic resistance (calculated as the sum of parallel resistances) can be applied simultaneously to sensible heat and water vapour:  $r_{a,v}^e = r_{a,h}^e$  given by Eq. 38. Putting Eq. 41 into Eq. 37 leads to the common formalism of the Penman-Monteith model, where the ratio of a surface resistance divided by an air resistance appears in the denominator

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_a + r_{a,h}^e)}{\Delta + \gamma \left[ 1 + r_s^e / (r_a + r_{a,h}^e) \right]} \tag{42}$$

Although this formulation is not perfectly sound from a physical standpoint, it is certainly more realistic than that obtained by neglecting the air resistances within the canopy.

The hypostomatous case is more complicated since the effective aerodynamic resistance for water vapour  $r_{a,v}^e$  differs from that for sensible heat  $r_{a,h}^e$ . For the two-layer model, these effective aerodynamic resistances are respectively calculated as

$$\frac{1}{r_{a,h}^e} = \frac{1}{r_{a,f,h}} + \frac{1}{r_{a,s}} = \frac{2LAI}{r_{a,l}} + \frac{1}{r_{a,s}}, \tag{43}$$

$$\frac{1}{r_{a,v}^e} = \frac{1}{r_{a,f,v}} + \frac{1}{r_{a,s}} = \frac{LAI}{r_{a,l}} + \frac{1}{r_{a,s}}. \tag{44}$$

Following steps similar to those developed in Appendix A, the combination equation in the hypostomatous case becomes

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_a + r_{a,h}^e)}{\Delta + \gamma \left[ (r_a + r_{a,v}^e + r_s^e) / (r_a + r_{a,h}^e) \right]}, \tag{45}$$

where it is not possible to obtain the simple ratio of a surface resistance divided by an aerodynamic resistance. The decoupling of surface and air resistances does not allow us to obtain a “strict” Penman-Monteith formalism.

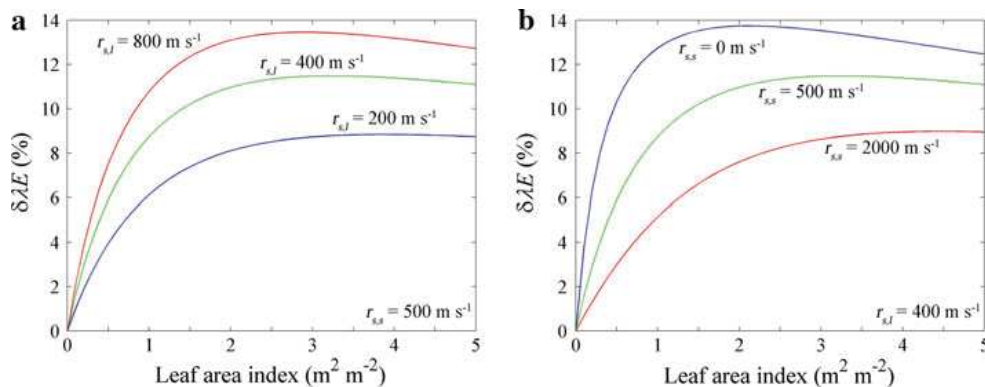
#### 4.4 Extension to the Clumped Model

The equations developed for the two-layer model can be easily extended to the clumped model by splitting the substrate component into its two sub-components of area  $F$  (vegetated soil) and  $1 - F$  (bare soil) (see Sect. 3.1). The resistances expressed per unit area of substrate being denoted by the upper-script 1, Eqs. 38 and 39, should be rewritten as

$$\frac{1}{r_{a,s}} = \frac{F}{r_{a,vs}^1} + \frac{1 - F}{r_{a,bs}^1}, \tag{46}$$

$$\frac{1}{r_{s,s} + r_{a,s}} = \frac{F}{r_{s,vs}^1 + r_{a,vs}^1} + \frac{1 - F}{r_{s,bs}^1 + r_{a,bs}^1}. \tag{47}$$

When the air resistances within the canopy are disregarded,  $1/r_{s,s}$  in Eq. 40 should be replaced by Eq. 47 in which air resistances ( $r_{a,vs}^1$  and  $r_{a,bs}^1$ ) equate to zero. When surface and air resistances are decoupled, Eqs. 43 and 44 should be similarly modified by expressing  $1/r_{a,s}$  as in Eq. 46.



**Fig. 5** Two-layer model with hypostomatous foliage: variation of the relative error  $\delta\lambda E$  (expressed in percentage) made on the evaporation rate when calculated with the equations valid for an amphistomatous one. The variation is plotted as a function of canopy LAI: **a** for different values of leaf stomatal resistance  $r_{s,l}$  (with  $r_{s,s} = 500 \text{ s m}^{-1}$ ); **b** for different values of substrate resistance  $r_{s,s}$  (with  $r_{s,l} = 400 \text{ s m}^{-1}$ )

The formulations developed in Sect. 4 are based upon a strict physical background with different levels of approximation and should be preferred to the empirical combinations tested by Were et al. (2007, 2008).

## 5 Sensitivity Analysis

Numerical simulations were undertaken to assess the sensitivity of evaporation to incorrectness or approximations in the formulation of the multi-source representation. For the sake of convenience the analysis was carried out on the basis of the two-layer model. The parametrizations used to formulate available energy and component air resistances are given in Appendix E. Calculations are made for a canopy with a height ( $z_h$ ) equal to 1 m under the following meteorological conditions at a reference height of 2 m above the canopy:  $R_n = 400 \text{ W m}^{-2}$ ,  $T_a = 25^\circ\text{C}$ ,  $D_a = 10 \text{ hPa}$ ,  $u_a = 2 \text{ m s}^{-1}$ . These values were already used by Shuttleworth and Wallace (1985) in the sensitivity analysis of their model.

### 5.1 Amphistomatous Versus Hypostomatous Leaves

In Sect. 2, it was shown that the formulation of the two-layer model differs depending on whether the canopy is amphistomatous or hypostomatous. The practical problem arises when the common formulation (strictly valid for an amphistomatous foliage) is applied to a hypostomatous one. Our simulation consisted in comparing for a hypostomatous canopy, the “true” evaporation rate  $\lambda E_0$ , calculated using the correct relations (Eqs. 8 or 16 with  $n = 2$ ), with the “erroneous” evaporation rate  $\lambda E'$ , calculated with the equations valid for the amphistomatous case (putting  $n = 1$ ), except for the bulk stomatal resistance (Eq. 2), which logically should be calculated as hypostomatous ( $n = 2$ ). The error is generated in fact by an underestimation of foliage boundary-layer resistance for water vapour  $r_{a,f,v}$  (Eq. 3): its hypostomatous value being twice its amphistomatous value (for instance, for  $LAI = 3$ ,  $166 \text{ s m}^{-1}$  against  $83 \text{ s m}^{-1}$ ). Figure 5 illustrates the corresponding error made on the evaporation rate as a function of LAI for different values of leaf stomatal resistance ( $r_{s,l}$ ) and substrate resistance ( $r_{s,s}$ ). Under the standard conditions specified above, the relative error,

calculated as  $\delta\lambda E = (\lambda E' - \lambda E_0)/\lambda E_0$ , is around 10 % for  $LAI > 1$ , which is not negligible and justifies the use of different formulations.

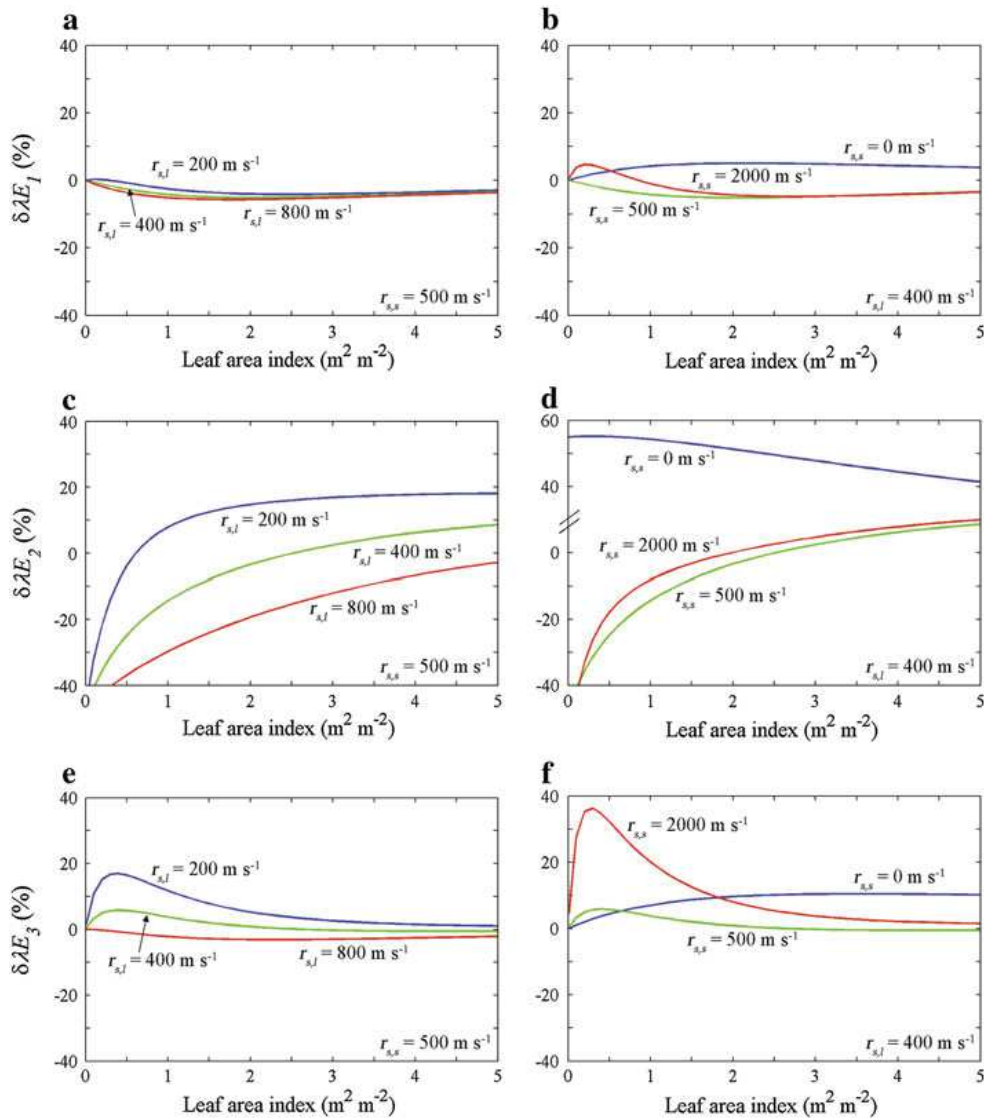
## 5.2 Effective Resistances

The aim of the exercise is to compare the evaporation rate calculated using the big leaf model and different approximations for the effective resistances with the “true” evaporation rate ( $\lambda E_0$ ) calculated using the two-layer model (Eqs. 8 or 16). The simulations are made here for an amphistomatous canopy ( $n = 1$ ). Three levels of approximation are considered: (1)  $\lambda E_1$  is calculated by the general expressions (Eqs. 37–39), which are supposed to be the most accurate; (2)  $\lambda E_2$  is obtained by the expressions derived by neglecting the air resistances within the canopy (Eqs. 34, 40); (3)  $\lambda E_3$  when surface and air resistances are decoupled (Eqs. 42, 38, 40). In each case, and under the weather conditions specified above, a relative error ( $\delta\lambda E_i$ ) is calculated as in Sect. 5.1. Figure 6 illustrates the results obtained as a function of  $LAI$  for different values of leaf stomatal resistance ( $r_{s,1}$ ) and substrate resistance ( $r_{s,s}$ ). It is clear that  $\lambda E_1$  yields the most accurate results with a relative error ( $\delta\lambda E_1$ ) generally less than 5 %.  $\lambda E_3$  provides a relatively good approximation mainly for high  $LAI$  ( $>2$ ) and high substrate resistance with a relative error generally lower than 5 %.  $\lambda E_2$  yields the less accurate estimates, mainly when the substrate resistance is low or nil; nevertheless, the approximation can be acceptable for large  $LAI$ , provided the substrate resistance be large enough.

## 6 Conclusion

In the earlier scientific literature, the multi-source representation of heterogeneous and sparse canopies raises questions in relation to the correct formulation of the canopy physical processes. When multi-source models are used to represent evaporation, some basic principles should be respected in developing the equations. The resistance network chosen to represent the physical processes necessarily dictates the correct formalism for combining the component fluxes and resistances. In relation to that, three particular points have been addressed. The first point stresses and details the fact that the basic formulations and the resulting equations slightly differ when the foliage is amphistomatous and hypostomatous. Generic equations, valid in both situations, have been established and it has been found that not taking into account the differences can lead to errors on the evaporation rate of about 10 %. The second point concerns the conservation equation. If all the component fluxes mix together at canopy source height and experience the same aerodynamic resistance above the canopy, they should be simply added and not weighted by the relative area of each component. The weighting by the relative area should be applied not to the fluxes but to the component resistances. The third point deals with the effective resistances that allow a multi-source model to be reduced to a single-layer model. It is shown that the means of combining the elementary resistances within the canopy to formulate the effective air and surface resistances is physically determined as the parallel sum of component resistances: here also the hypostomatous case slightly differs from the amphistomatous one. Simpler and operational formulations of the effective resistances can be obtained by means of several legitimate assumptions with different degrees of confidence illustrated by numerical simulations.





**Fig. 6** Two-layer model with amphistomatous foliage: variation of the relative error  $\delta\lambda E$  (expressed in percentage) made on the evaporation rate when calculated with a big leaf model and effective resistances estimated with different levels of approximation: **a, b**, with the physically soundest formulation ( $\delta\lambda E_1$ ); **c, d**, when air resistances within the canopy are neglected ( $\delta\lambda E_2$ ); **e, f**, when surface and air resistances are decoupled ( $\delta\lambda E_3$ ). The variation is plotted as a function of canopy LAI

**Appendix A: Derivation of Eq. 5**

The steps in the derivation are the same as those used for deriving the Penman-Monteith equation. Sensible and latent heat fluxes emanating from the foliage are written respectively (Fig. 1)

$$H_f = \rho c_p(T_f - T_m)/r_{a,f,h}, \tag{48}$$

$$\lambda E_f = (\rho c_p/\gamma)(e^*(T_f) - e_m)/(r_{s,f} + r_{a,f,v}), \tag{49}$$



where  $T_f$  is foliage temperature and  $e^*(T_f)$  is the saturated vapour pressure at temperature  $T_f$ . Linearizing the difference of saturated vapour pressure between the foliage and the canopy source height and combining Eqs. 48 and 49 with the energy balance ( $A_f = H_f + \lambda E_f$ ) leads to

$$\lambda E_f = \frac{\Delta A_f + \rho c_p D_m / r_{a,f,h}}{\Delta + \gamma [(r_{s,f} + r_{a,f,v}) / r_{a,f,h}]} \tag{50}$$

Given that  $r_{a,f,v} = n r_{a,f,h}$  (Eq. 4), we obtain (Monteith and Unsworth 1990, p.188)

$$\lambda E_f = \frac{\Delta A_f + \rho c_p D_m / r_{a,f,h}}{\Delta + \gamma [n + r_{s,f} / r_{a,f,h}]} \tag{51}$$

with  $n = 1$  and  $2$  respectively for amphistomatous and hypostomatous leaves.

**Appendix B: Derivation of Eq. 16**

Introducing Eq. 7 into Eqs. 5 and 6 and adding gives

$$\begin{aligned} \lambda E = & \frac{\Delta A_f + \{\rho c_p D_a + [\Delta A - (\Delta + \gamma)\lambda E] r_a\} / r_{a,f,h}}{\Delta + \gamma(n + r_{s,f} / r_{a,f,h})} \\ & + \frac{\Delta A_s + \{\rho c_p D_a + [\Delta A - (\Delta + \gamma)\lambda E] r_a\} / r_{a,s}}{\Delta + \gamma(1 + r_{s,s} / r_{a,s})}. \end{aligned} \tag{52}$$

Introducing the terms  $R'_f$  and  $R'_s$  defined by Eqs. 20 and 21 yields

$$\begin{aligned} \gamma \lambda E = & \frac{\Delta A_f r_{a,f,h} + \{\rho c_p D_a + [\Delta A - (\Delta + \gamma)\lambda E] r_a\}}{R'_f} \\ & + \frac{\Delta A_s r_{a,s} + \{\rho c_p D_a + [\Delta A - (\Delta + \gamma)\lambda E] r_a\}}{R'_s}. \end{aligned} \tag{53}$$

By collecting the terms in  $\lambda E$  we obtain

$$\begin{aligned} \lambda E [\gamma R'_f R'_s + (\Delta + \gamma) (R'_f + R'_s) r_a] = & \Delta A (R'_f + R'_s) r_a + \rho c_p D_a (R'_f + R'_s) \\ & + \Delta (A_f r_{a,f,h} R'_s + A_s r_{a,s} R'_f). \end{aligned} \tag{54}$$

Introducing the term  $R'_a$  defined by Eq. 22 gives

$$\begin{aligned} \lambda E \gamma [R'_f R'_s + R'_a (R'_f + R'_s)] = & (R'_f + R'_s) r_a [\Delta A + \rho c_p D_a / r_a] + \Delta (A_f r_{a,f,h} R'_s \\ & + A_s r_{a,s} R'_f). \end{aligned} \tag{55}$$

Equation 55 can be transformed into

$$\begin{aligned} \lambda E = & \left( \frac{\Delta + \gamma}{\gamma} \right) \frac{(R'_f + R'_s) r_a}{R'_f R'_s + R'_a (R'_f + R'_s)} \left( \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_a}{\Delta + \gamma} \right) \\ & + \frac{\Delta}{\gamma} \left( \frac{R'_s A_f r_{a,f,h} + R'_f A_s r_{a,s}}{R'_f R'_s + R'_a (R'_f + R'_s)} \right). \end{aligned} \tag{56}$$

Taking into account the definitions of  $P_s$  and  $P_f$  given by Eqs. 18 and 19 leads to Eq. 16.

### Appendix C: Coefficients of the Modified Clumped Model (Conventional Formulation)

We define:

$$R_f = (\Delta + n\gamma) r_{a,f,h} + \gamma r_{s,f}, \quad (57)$$

$$R_{vs} = (\Delta + \gamma) r_{a,vs} + \gamma r_{s,vs}, \quad (58)$$

$$R_{bs} = (\Delta + \gamma) r_{a,bs} + \gamma r_{s,bs}, \quad (59)$$

$$R_a = (\Delta + \gamma) r_a. \quad (60)$$

The coefficients in Eq. 30 are written as

$$C'_f = R_{vs} R_{bs} (R_f + R_a) / DE, \quad (61)$$

$$C'_{vs} = R_f R_{bs} (R_{vs} + R_a) / DE, \quad (62)$$

$$C'_{bs} = R_{vs} R_f (R_{bs} + R_a) / DE, \quad (63)$$

$DE$  being defined as

$$DE = R_{vs} R_f R_{bs} + R_f R_{bs} R_a + R_f R_{vs} R_a + R_{vs} R_{bs} R_a. \quad (64)$$

### Appendix D: Coefficients of the Modified Clumped Model (Alternative Formulation)

We put

$$R'_f = r_{s,f} + (n + \Delta/\gamma) r_{a,f,h} \quad (65)$$

$$R'_{vs} = r_{s,vs} + (1 + \Delta/\gamma) r_{a,vs} \quad (66)$$

$$R'_{bs} = r_{s,bs} + (1 + \Delta/\gamma) r_{a,bs} \quad (67)$$

$$R'_a = (1 + \Delta/\gamma) r_a \quad (68)$$

$$DE' = R'_f R'_{vs} R'_{bs} + R'_f R'_{bs} R'_a + R'_f R'_{vs} R'_a + R'_{vs} R'_{bs} R'_a. \quad (69)$$

The coefficients of the resultant equation are written as

$$P'_f = r_a R'_{vs} R'_{bs} / DE' \quad (70)$$

$$P'_{vs} = r_a R'_f R'_{bs} / DE' \quad (71)$$

$$P'_{bs} = r_a R'_f R'_{vs} / DE' \quad (72)$$

### Appendix E: Parametrizations Used in the Simulation Process

The parametrization used to simulate the component air resistances and the distribution of available energy within the canopy are taken and adapted from Shuttleworth and Wallace (1985); Choudhury and Monteith (1988) and Shuttleworth and Gurney (1990). The net radiation reaching the substrate  $R_{ns}$  is calculated from the net radiation above the canopy  $R_n$  following Beer's law

$$R_{ns} = R_n \exp(-0.7LAI), \quad (73)$$

whilst soil heat flux is calculated as a given fraction of  $R_{ns}$  ( $G = 0.2R_{ns}$ ). Consequently, available energies are obtained as:  $A = R_n - G$ ,  $A_f = R_n - R_{ns}$  and  $A_s = R_{ns} - G$ .

For the sake of convenience, the aerodynamic resistance above the canopy ( $r_a$ ) is calculated for neutral conditions, and is expressed as a function of wind speed  $u_a$  at reference height  $z_r$

$$r_a = (1/k^2 u_a) \ln^2 [(z_r - d)/z_0], \quad (74)$$

where  $d = 0.63z_h$ ,  $z_0 = 0.13z_h$  ( $z_h$  is canopy height) and  $k$  is the von Karman constant. The aerodynamic resistance between the substrate (with a roughness length  $z_{0s} = 0.01$  m) and the canopy source height ( $d + z_0$ ) is calculated as

$$r_{a,s} = \frac{z_h \exp(\alpha_w)}{\alpha_w K(z_h)} \{ \exp[-\alpha_w z_{0s}/z_h] - \exp[-\alpha_w (d + z_0)/z_h] \}, \quad (75)$$

where  $\alpha_w = 2.5$  (dimensionless) and  $K(z_h)$  is the value of the eddy diffusivity at canopy height (Lhomme et al. 2000). The leaf boundary-layer resistance (one side) is expressed as a function of the wind speed at canopy height  $u(z_h)$  as

$$r_{a,l} = \frac{\alpha_w [w/u(z_h)]^{1/2}}{2\alpha_0 [1 - \exp(-\alpha_w/2)]}, \quad (76)$$

where  $w$  is leaf width (0.01 m) and  $\alpha_0$  is a constant equal to 0.005 (in  $\text{m s}^{-1/2}$ ) (Lhomme et al. 2000).

## References

- Brenner AJ, Incoll LD (1997) The effect of clumping and stomatal response on evaporation from sparsely vegetated shrub-lands. *Agric For Meteorol* 84:187–205
- Blyth EM, Dolman AJ, Wood N (1993) Effective resistance to sensible and latent heat flux in heterogeneous terrain. *Q J R Meteorol Soc* 119:423–442
- Choudhury BJ, Monteith JL (1988) A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q J R Meteorol Soc* 114:373–398
- Daamen CC, McNaughton KC (2000) Modeling energy fluxes from sparse canopies and understories. *Agron J* 92:837–847
- Dolman AJ (1993) A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models. *Agric For Meteorol* 65:21–45
- Domingo F, Villagarcía L, Brenner AJ, Puigdefabregas J (1999) Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agric For Meteorol* 95:67–84
- Garratt JR, Hicks BB (1973) Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Q J R Meteorol Soc* 99:680–687
- Huntingford C, Allen SJ, Harding RJ (1995) An intercomparison of single and dual-source vegetation-atmosphere transfer models applied to transpiration from Sahelian savannah. *Boundary-Layer Meteorol* 74:397–418
- Lhomme JP (1997) Towards a rational definition of potential evaporation. *Hydrol Earth Syst Sci* 1:257–264
- Lhomme JP, Chehbouni A (1999) Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models. *Agric For Meteorol* 94:269–273
- Lhomme JP, Chehbouni A, Monteny B (2000) Sensible heat flux—radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: parameterizing  $B^{-1}$ . *Boundary-Layer Meteorol* 97:431–457
- Mc Naughton KG, van den Hurk BJJM (1995) A Lagrangian revision of the resistors in the two-layer model for calculating the energy budget of a plant canopy. *Boundary-Layer Meteorol* 74:261–288
- Monteith JL (1965) Evaporation and the environment. *Symp Soc Exp Biol* 19:205–234
- Monteith JL, Unsworth MH (1990) *Principles of environmental physics*. Edward Arnold, London, 291 pp
- Ortega-Farías S, Carrasco M, Oliosio A, Acevedo C, Poblete C (2007) Latent heat flux over Cabernet Sauvignon vineyard using the Shuttleworth and Wallace model. *Irrig Sci* 25:161–170
- Ortega-Farías S, Poblete-Echeverría C, Brisson N (2010) Parameterization of a two-layer model for estimating vineyard evapotranspiration using meteorological measurements. *Agric For Meteorol* 150:276–286
- Owen PR, Thomson WR (1963) Heat transfer across rough surfaces. *J Fluid Mech* 15:321–324
- Poblete-Echeverría C, Ortega-Farías S (2009) Estimation of actual evapotranspiration for a drip-irrigated Merlot vineyard using a three-source model. *Irrig Sci* 28:65–78

- Shuttleworth WJ, Wallace JS (1985) Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q J R Meteorol Soc* 111:839–855
- Shuttleworth WJ, Gurney RJ (1990) The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q J R Meteorol Soc* 116:497–519
- Verhoef A, Allen SJ (2000) A SVAT scheme describing energy and CO<sub>2</sub> fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian savannah. *Ecol Model* 127:245–267
- Verhoef A, de Bruin HAR, van den Hurk BJJM (1997) Some practical notes on the parameter  $kB^{-1}$  for sparse canopies. *J Appl Meteorol* 36:560–572
- Wallace JS (1997) Evaporation and radiation interception by neighbouring plants. *Q J R Meteorol Soc* 123:1885–1905
- Wallace JS, Verhoef A (2000) Interactions in mixed-plant communities: light, water and carbon dioxide. In: Marshall B, Roberts JA (eds) Leaf development and canopy growth. Sheffield biological science series. Sheffield Academic Press, Sheffield pp 204–250
- Were A, Villagarcia L, Domingo F, Alados-Arboledas L, Puigdefabregas J (2007) Analysis of effective resistance calculation methods and their effect on modelling evapotranspiration in two different patches of vegetation in semi-arid SE Spain. *Hydrol Earth Syst Sci* 11:1529–1542
- Were A, Villagarcia L, Domingo F, Moro MJ, Dolman AJ (2008) Aggregating spatial heterogeneity in a bush vegetation patch in semi-arid SE Spain: a multi-layer model versus a single-layer model. *J Hydrol* 349:156–167
- Zhang B, Kang S, Li F, Zhang L (2008) Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. *Agric For Meteorol* 148:1629–1640
- Zhang B, Kang S, Zhang L, Tong L, Du T, Li F, Zhang J (2009) An evaporation model for sparsely vegetated canopies under partial root-zone irrigation. *Agric For Meteorol* 149:2007–2011



## Chapitre 5

# Evaporation from multi-component canopies: Generalized formulations



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jhydrol](http://www.elsevier.com/locate/jhydrol)

## Evaporation from multi-component canopies: Generalized formulations

Jean Paul Lhomme\*, Carlo Montes, Frédéric Jacob, Laurent Prévot

UMR LISAH (INRA, IRD, SupAgro), Laboratoire des Interactions Sol, Agrosystème, Hydrosystème, 2 Place Viala, 34060 Montpellier, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 28 June 2012

Received in revised form 4 December 2012

Accepted 30 January 2013

Available online 8 February 2013

This manuscript was handled by Laurent Charlet, Editor-in-Chief, with the assistance of Hiin-Shuh Jean, Associate Editor

#### Keywords:

Evaporation formulation

Multi-species canopy

Multi-component model

### SUMMARY

A general formulation is derived for expressing the evaporation from multi-component canopies representing mixed-plant communities. It generalizes to  $n$  components the formulations introduced by Lhomme et al. (Bound-Layer Meteorol. 144, 243–262, 2012) for two and three components models. The new formulation is an alternative and simpler form of the equations previously developed by Wallace (Q. J. R. Meteorol. Soc. 123, 1885–1905, 1997). It is sounder, in the sense that: (i) it accounts for the impact of stomatal characteristics (hypostomatous or amphistomatous) on evaporation expression; (ii) it allows one to eliminate the confusing “Penman–Monteith” type terms of Wallace’s formulation (which do not represent the individual component evaporations). Additionally, the steps of the mathematical demonstration are clearly specified, which was not the case for Wallace’s formulation. In this way, a general conceptual framework is defined for evaporation from complex vegetation, from which simpler representations (1, 2 or 3 components models) and asymptotic limits (infinite identical components) can be inferred.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

One of the first model of canopy evaporation is the “big-leaf” model of Penman–Monteith (Monteith, 1965), which describes the evaporation from homogeneous and dense canopies. Since then, more complex models were developed for representing the evaporation from non-homogeneous vegetation canopies, beginning with sparse vegetation, where soil and plant components carry equal status (Shuttleworth and Wallace, 1985; Choudhury and Monteith, 1988; Shuttleworth and Gurney, 1990). Later, these two-source models were extended to heterogeneous canopies with more than two components (Dolman, 1993; Brenner and Incoll, 1997; Wallace, 1997; Verhoef and Allen, 2000): the evaporation from the whole canopy is quantified, as well as that from each component, accounting for the interactions between them. Recently, Lhomme et al. (2012) re-examined some aspects of these multi-source representations, showing that the stomatal characteristics of the foliage (amphistomatous or hypostomatous) generate different formulations for component resistances (stomatal and boundary-layer) and consequently for the evaporation from the whole canopy. They derived new generic equations for two and three-source models, which are valid in both stomatal configurations and are more concise than those traditionally based upon the “Shuttleworth–Wallace” formalism. Given that these new formulations have the same basic structure for one, two or three components, a remaining question was to know whether they can be extrapolated to multi-component canopies (i.e.,  $n$  sources).

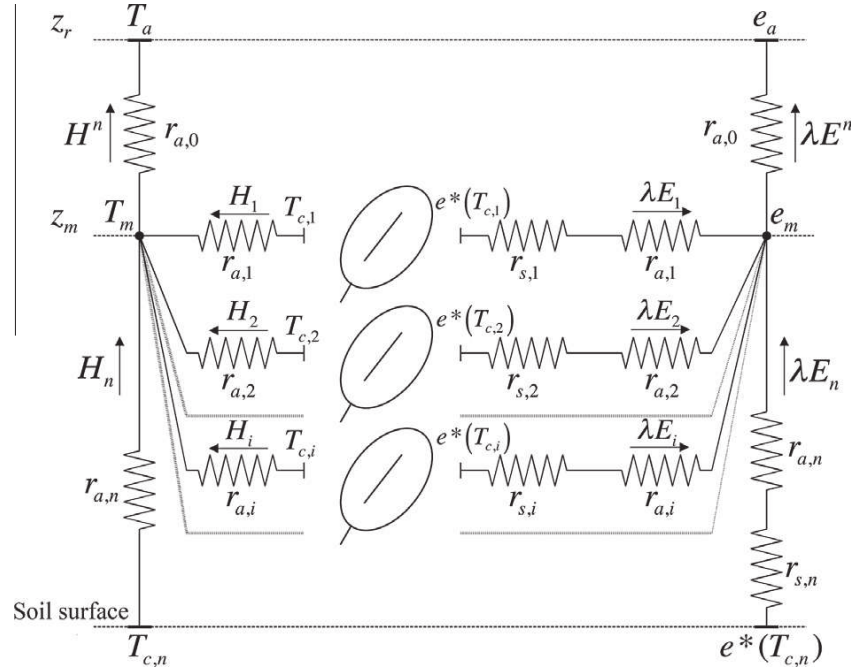
Wallace (1997) addressed the issue of modelling evaporation from multi-species canopies by generalizing to  $n$  components the formulations originally given by Shuttleworth and Wallace (1985) for two components. Wallace’s formulations for evaporation are part of the ERIN model, which also includes a radiation interception sub-model. However, several weaknesses can be identified in the evaporation sub-model of ERIN, as presented in the original article and also in a subsequent one (Wallace and Verhoef, 2000). First, the general formulation for the evaporation from  $n$  components (Wallace, 1997, Eqs. (34)–(37)) is not mathematically demonstrated: only the final formula (which is not obvious) is given. Second, the formulation does not account for the differences generated by the stomatal characteristics of each component (amphistomatous versus hypostomatous), as pointed out by Lhomme et al. (2012) for two and three components. Third and most important, it retains a rather complex “Shuttleworth–Wallace” formalism involving  $n$  “Penman–Monteith” type terms, which can be confusing given that each term does not represent the respective component evaporation.

In parallel with this approach, Verhoef and Allen (2000) developed a four-component model that accounts for canopy stomatal characteristics and was applied to a dry-land savannah consisting of shrubs, forbs, grasses and bare soil. Although it is based upon the same Shuttleworth–Wallace formalism as the ERIN approach, this model is somewhat different in so far as the fractional coverage of each component is introduced into the formulation, as in Dolman (1993) and Huntingford et al. (1995), following a kind of “patch” approach (Lhomme and Chehbouni, 1999). All four components receive the full radiation load and each Penman–Monteith-like term is multiplied by the corresponding fractional cover. It is

\* Corresponding author. Tel.: +33 4 99 61 31 30; fax: +33 4 67 63 26 14.  
E-mail address: [jean-paul.lhomme@ird.fr](mailto:jean-paul.lhomme@ird.fr) (J.P. Lhomme).







**Fig. 1.** Resistance network and potentials for a canopy with  $n$  component (see list of symbols). All the component fluxes (sensible and latent heat) converge at canopy source height  $z_m$ .

height ( $z_m$ ), the latter being defined by integrating the reciprocal of the appropriate eddy diffusivity (Choudhury and Monteith, 1988, Eq. (22)).

It is worthwhile stressing that this multi-component approach is different from the multi-layer approach (as represented in Fig. 2), where an homogeneous and high canopy is divided into many parallel layers exchanging heat and water vapour with the air at each level of the stand (Waggoner and Reifsnyder, 1968; Lhomme, 1988). In the latter approach, an additional aerodynamic resistance ( $r'_{a,i}$ ), linked to turbulent diffusivity, is included within each layer in relation to the vertical transfer of sensible heat and water vapour within the canopy. Air saturation deficit, as wind velocity, is also different within each vegetation layer, contrary to the multi-component approach, where each vegetation component is subject to the same air vapour pressure deficit ( $D_m$ ) and the same wind velocity ( $u_m$ ) at canopy source height. In this respect, we have to note that in the “second” version of the ERIN model (Wallace and Verhoef, 2000) an extra resistance called “within-canopy aerodynamic resistance” and calculated from eddy diffusivity (as for the soil surface) is added to the leaf boundary-layer resistance for representing the transfer within the canopy. From a theoretical standpoint, this addition is not perfectly sound, because it contradicts the fact that each component is subject to the same air vapour pressure deficit at canopy source height. The stratification of the exchange levels (implied by this addition) implies de facto a multi-layer approach and not a multi-component one.

### 3. Generalized formulae for the evaporation from $n$ components

The vapour pressure deficit ( $D_m$ ) in Eq. (5) is calculated from the vapour pressure deficit at reference height  $D_a [= e^*(T_a) - e_a]$  following Shuttleworth and Wallace (1985, Eq. (8))

$$D_m = D_a + [\Delta A - (\Delta + \gamma)\lambda E^n]r_{a,0}/(\rho c_p), \quad (6)$$

where  $A (= R_n - G)$  is the available energy of the whole canopy,  $\lambda E^n$  the flux of evaporation from the whole canopy ( $n$  components) and  $r_{a,0}$  the aerodynamic resistance between the mean source height and the reference height. To simplify the formulations we put:

$$R_0 = \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma}\right)r_{a,0}, \quad (7)$$

$$R_i = r_{s,i} + \left(v_i + \frac{\Delta}{\gamma}\right)r_{a,i}. \quad (8)$$

Introducing Eq. (6) into Eq. (5) and after some rearrangements we obtain:

$$\lambda E_i = \frac{R_0}{R_i} \left[ \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_{a,0}}{\Delta + \gamma} + \left(\frac{\Delta}{\gamma}\right) \frac{A_i r_{a,i}}{R_0} - \lambda E^n \right]. \quad (9)$$

The first term of the square bracket is the Penman equation representing the potential evaporation of the canopy (defined by assuming saturation at canopy source height  $D_m = 0$ ). Putting:

$$\lambda E_p = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_{a,0}}{\Delta + \gamma}, \quad (10)$$

the resulting formula can be rewritten as:

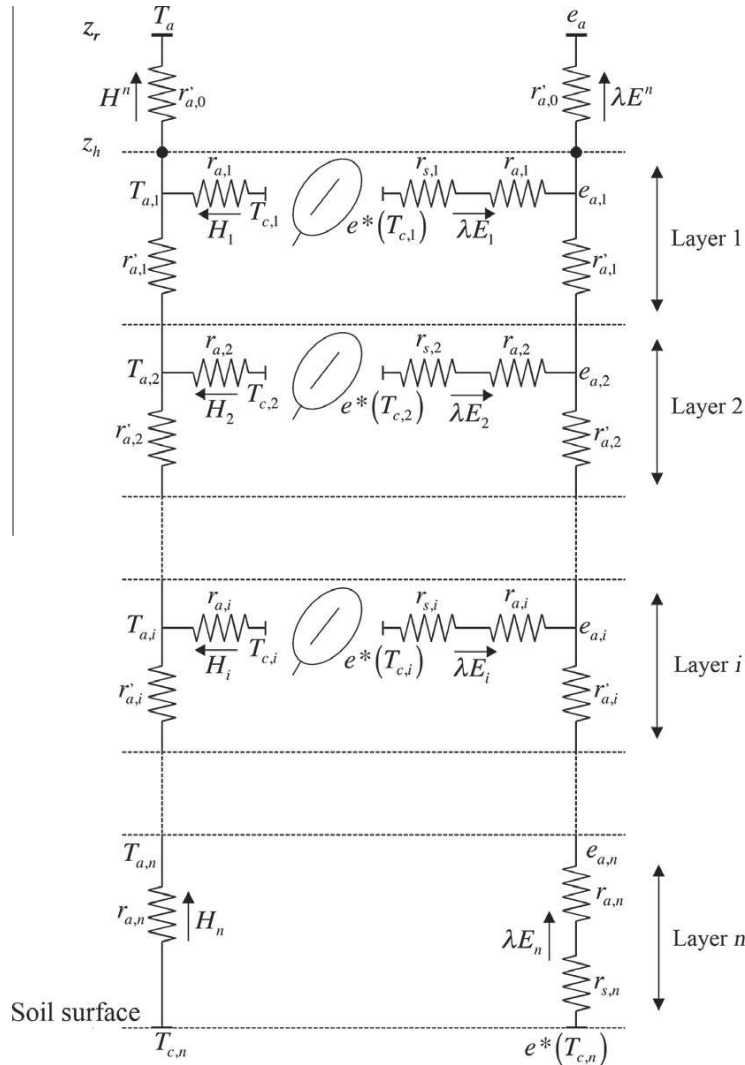
$$\lambda E_i = [R_0(\lambda E_p - \lambda E^n) + (\Delta/\gamma)r_{a,i}A_i]/R_i. \quad (11)$$

Eq. (11) shows that the evaporation from an individual component depends on the evaporation from the entire canopy, confirming the interaction between the different components. Substituting Eq. (11) into Eq. (1) and collecting the terms in  $\lambda E^n$  gives:

$$\lambda E^n = R_0 \left( \sum_{i=1}^n P_i \right) \lambda E_p + \left( \frac{\Delta}{\gamma} \right) \sum_{i=1}^n P_i A_i r_{a,i}, \quad (12)$$

with the coefficients  $P_i$  defined as:

$$P_i = \frac{1}{R_i \left[ 1 + R_0 \sum_{j=1}^n \left( \frac{1}{R_j} \right) \right]}. \quad (13)$$



**Fig. 2.** Resistance network and potentials for a canopy of height \$z\_h\$ divided into \$n\$ parallel layers. \$r\_{a,0}\$: aerodynamic resistance above the canopy; \$r\_{a,i}\$: aerodynamic resistance for the vertical transfer of heat and water vapour within layer \$i\$; \$T\_{a,i}\$: air temperature within layer \$i\$; \$e\_{a,i}\$: air water vapour pressure within layer \$i\$.

Eqs. (12) and (13) represent a simple formulation of the evaporation rate from a multi-component canopy. It generalizes for \$n\$ components the equations demonstrated by Lhomme et al. (2012) for \$n = 2\$ and 3. The first term involves the atmospheric demand (\$\lambda E\_p\$), multiplied by a combination of resistances, and the second term is a summation of the available energy (\$A\_i\$) of each component, each one multiplied by a combination of resistances. The contribution of each component is obtained from Eq. (11), once \$\lambda E^n\$ is calculated.

As already stated, Wallace (1997) proposed a similar (although more complex) formula for a canopy with amphistomatous components, without specifying however the steps of the mathematical demonstration (the resistance combination terms \$C\_i\$ were not formally derived). Therefore, we establish in Appendix A that our formulation applied to amphistomatous components is equivalent to the one proposed by Wallace (1997). In this way, a clear validation of his formulation (our Eq. (30)) is provided.

**4. Examining and illustrating particular cases**

In this section we show how the general formulation demonstrated above (Eqs. (12) and (13)) restitutes the equations already

established for canopies with one, two and three components. The particular case of \$n\$ identical components is also examined for its physical significance.

**4.1. One component (\$n = 1\$)**

When only a single component is considered, Eq. (12) transforms into:

$$\lambda E^1 = R_0 P_1 \lambda E_p + \left(\frac{\Delta}{\gamma}\right) P_1 A_1 r_{a,1} \quad \text{with} \quad P_1 = 1/(R_0 + R_1). \tag{14}$$

Replacing \$R\_0\$ and \$R\_1\$ by their respective expressions (Eqs. (7) and (8)) and after some rearrangements the following expression is obtained:

$$\lambda E^1 = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_{a,0} + r_{a,1})}{\Delta + \gamma \left( \frac{r_{a,0} + v_1 r_{a,1} + r_{s,1}}{r_{a,0} + r_{a,1}} \right)}. \tag{15}$$

If we consider an amphistomatous canopy (\$v\_1 = 1\$), Eq. (15) simplifies into:

$$\lambda E^1 = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_{a,0} + r_{a,1})}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_{s,1}}{r_{a,0} + r_{a,1}}\right)} \quad (16)$$

Eq. (16) corresponds to a Penman–Monteith equation, where the leaf boundary-layer resistance  $r_{a,1}$  of the component is added to the aerodynamic resistance  $r_{a,0}$  between the canopy source height and the reference height. The inclusion of this additional air resistance is explained by the fact that the effective source of heat and water vapour is not taken here at the mean canopy source height ( $z_m = d + z_0$ ), as is the case for the common formulation of the “big leaf” model, but at the level of the foliage itself with temperature  $T_{c,1}$ . The additional resistance  $r_{a,1}$  can be considered as equivalent to the extra resistance  $r_{ex} = B^{-1}/u_*$ , linked to the concept of  $kB^{-1}$ , discussed in many studies (e.g., Garratt and Hicks, 1973).

#### 4.2. Two components ( $n = 2$ )

When two components (substrate + vegetation) are considered, Eq. (12) is written as:

$$\lambda E^2 = R_0(P_1 + P_2)\lambda E_p + \left(\frac{\Delta}{\gamma}\right)(P_1 A_1 r_{a,1} + P_2 A_2 r_{a,2}), \quad (17)$$

with

$$P_1 = \frac{R_2}{R_0 R_1 + R_0 R_2 + R_1 R_2}, \quad (18)$$

$$P_2 = \frac{R_1}{R_0 R_1 + R_0 R_2 + R_1 R_2}. \quad (19)$$

These equations are similar to those proposed by Lhomme et al. (2012, Eqs. (16)–(22)) as an alternative form of the Shuttleworth–Wallace formulation for sparse crops.

#### 4.3. More than two components ( $n > 2$ )

The case  $n = 3$  leads to results analogous to the two-component model: Eq. (12) transforms into the reformulated “clumped” model given by Lhomme et al. (2012, Eq. (33)). This formulation can be applied to many vegetation types already treated in the literature, with structure equivalent to that represented by our model (Fig. 1): for instance, the tropical savannah in Niger, consisting of bushes, grass and bare soil (Dolman, 1993) or a shrub-land in southeastern Spain (Brenner and Incoll, 1997; Domingo et al., 1999), where shrubs, soil under shrubs and bare soil outside shrubs constitute the three components of the model. A similar representation (vegetation plus two soil components) was employed by Zhang et al. (2008) for a vineyard in an arid region of northwest China. The formulation with  $n = 4$  can be applied to the Sahelian savannah described and modelled by Verhoef and Allen (2000), which is composed of bushes, herbs, grass and bare soil. Our generalized formulation is also suitable for modelling the mountain grasslands energy exchange (Wohlfahrt et al., 2001), where several components and species must be distinguished, each one characterised by different structural and functional properties. Another example could be the sparse mixed-species shrub canopy of Arizona studied and modelled by Stannard and Weltz (2006).

Wallace and Verhoef (2000) thoroughly discussed the practical interest of developing interactive multi-component models, such as the ERIN model, for mixed-plant communities in a large range of vegetation systems, both natural and man-made: crop association, crop/weed mixture, agroforestry. They pointed out, nevertheless, the difficulties to correctly define the in-canopy aerodynamic resistances.

#### 4.4. Identical components

It is interesting to consider the particular case where all the  $n$  components of the canopy are identical, i.e., with the same elementary characteristics (leaf area index, leaf stomatal resistance and leaf boundary-layer resistance) and where they all receive the same load of available energy ( $A_i$ ). Given that soil surface cannot be identical to a vegetation component, practically it means that the canopy has a leaf area index ( $LAI = nLAI_i$ ) large enough to completely cover the ground and that soil surface can be disregarded. Noting that  $nA_i = A$  and  $P_i = 1/(R_i + nR_0)$ , Eq. (12) transforms into:

$$\lambda E^n = \frac{nR_0 \lambda E_p + (\Delta/\gamma) A r_{a,i}}{R_i + nR_0}. \quad (20)$$

Developing  $\lambda E_p$  (Eq. (10)),  $R_0$  and  $R_i$  (Eqs. (7) and (8)) leads to:

$$\lambda E^n = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_{a,0} + r_{a,i}/n)}{\Delta + \gamma \left(\frac{r_{a,0} + v_i r_{a,i}/n + r_{s,i}/n}{r_{a,0} + r_{a,i}/n}\right)}. \quad (21)$$

Eq. (21) with  $v_i = 1$  (amphistomatous case) is a Penman–Monteith equation, similar to Eq. (16). This is what could be expected from a canopy with  $n$  identical components, since it constitutes a kind of “big-leaf” with homogeneous characteristics. Bearing in mind Eqs. (2) and (3), the bulk expressions for the stomatal and boundary-layer resistances in Eq. (21) can be expressed as a function of the leaf area index of the whole canopy:  $r_{s,i}/n = v_i r_{s,i,l}/(2LAI)$  and  $r_{a,i}/n = v_i r_{a,i,l}/(2LAI)$ .

It is worthwhile noting that when  $n \rightarrow \infty$  (i.e.,  $LAI \rightarrow \infty$  with constant component resistances  $r_{s,i}$  and  $r_{a,i}$ ), Eq. (21) transforms into the Penman equation  $\lambda E_p$  (potential evaporation) given by Eq. (10), where only the aerodynamic resistance above the canopy ( $r_{a,0}$ ) is present. This also means that  $D_m \rightarrow 0$ . Such a result, obviously obtained by implicitly assuming soil water to be not limiting, could be expected: as a matter of fact, the infinite number of components tends to cancel all the inner resistances to evaporation.

### 5. Conclusion

As stated in the introduction, a new formulation for the evaporation from a multi-component canopy representing a mixture of neighbouring species has been obtained. In theory, this formulation applies to canopies without significant vertical stratification. The total evaporation from the canopy is determined by Eq. (12) and the component evaporations by Eq. (11). These new equations are now fully justified and mathematically demonstrated. They are more concise than those proposed by Wallace (1997) and do not involve the confusing “Penman–Monteith” terms. They also allow for the stomatal characteristics of each component. The simple cases ( $n = 1$  or 2) are easily inferred from the general formulation and its asymptotic limit for identical components ( $n \rightarrow \infty$ ) is in accordance with the basic knowledge on evaporation modelling.

The generalized approach of the evaporation from mixed-plant communities, as developed here, is worth for the theoretical and conceptual framework it defines, but also for its concrete applications when applied to two, three or more components. Nevertheless, when applying these formulations to the real world, some practical problems remain difficult to tackle, such as defining reliable expressions for inner canopy resistances.

#### Appendix A. Derivation of the ERIN formulation

Starting from the general formulation of Eq. (12), it is possible to retrieve the formulae originally proposed by Wallace (1997)

for the evaporation from multi-component canopies. First, (Eq. (12)) should be rewritten as:

$$\lambda E^n = \sum_{i=1}^n P_i \left[ R_0 \left( \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_{a,0}}{\Delta + \gamma} \right) + \left( \frac{\Delta}{\gamma} \right) A_i r_{a,i} \right]. \quad (22)$$

Replacing  $R_0$  by its expression (Eq. (7)) and then multiplying and dividing by  $r_{a,0} + r_{a,i}$  yields:

$$\lambda E^n = \sum_{i=1}^n [P_i (r_{a,0} + r_{a,i}) / \gamma] \left[ \Delta \frac{(A r_{a,0} + A_i r_{a,i})}{r_{a,0} + r_{a,i}} + \frac{\rho c_p D_a}{r_{a,0} + r_{a,i}} \right]. \quad (23)$$

Noticing that:

$$\frac{A r_{a,0} + A_i r_{a,i}}{r_{a,0} + r_{a,i}} = A - \frac{r_{a,i}(A - A_i)}{r_{a,0} + r_{a,i}}, \quad (24)$$

leads to:

$$\lambda E^n = \sum_{i=1}^n [P_i (r_{a,0} + r_{a,i}) / \gamma] \left[ \Delta A + \frac{[\rho c_p D_a - \Delta r_{a,i}(A - A_i)]}{r_{a,0} + r_{a,i}} \right]. \quad (25)$$

Eq. (25) can be rewritten in the form used by Wallace (1997)

$$\lambda E^n = \sum_{i=1}^n C_i P M_i, \quad (26)$$

where the “Penman–Monteith” terms and their coefficients are given by:

$$P M_i = \frac{\Delta A + \frac{[\rho c_p D_a - \Delta r_{a,i}(A - A_i)]}{r_{a,0} + r_{a,i}}}{\Delta + \gamma \left[ 1 + \frac{r_{s,i}}{r_{a,0} + r_{a,i}} \right]}, \quad (27)$$

$$C_i = P_i \left[ R_0 + r_{s,i} + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) r_{a,i} \right]. \quad (28)$$

Wallace (1997) defined slightly differently the  $R$  coefficients specified by Eqs. (7) and (8):  $R'_0 = \gamma R_0$  and  $R'_i = \gamma R_i$ . He also implicitly considered amphistomatous components ( $v_i = 1$ ). Therefore, the coefficients  $C_i$  can be rewritten (with Wallace’s notations) as:

$$C_i = \frac{R'_0 + R'_i}{R'_i \left( 1 + R'_0 \sum_{j=1}^n 1/R'_j \right)}. \quad (29)$$

Dividing each term by  $R'_0 + R'_i$  and rearranging gives:

$$C_i = \left( 1 + \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n 1/R'_j}{1/R'_0 + 1/R'_i} \right)^{-1}. \quad (30)$$

This formulation, now fully demonstrated, is exactly the one given by Wallace (1997, Eq. (36)) and also mentioned by Wallace and Verhoef (2000, Eq. (18)).

## References

- Brenner, A.J., Incoll, L.D., 1997. The effect of clumping and stomatal response on evaporation from sparsely vegetated shrub-lands. *Agric. For. Meteorol.* 84, 187–205.
- Choudhury, B.J., Monteith, J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 114, 373–398.
- Dolman, A.J., 1993. A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models. *Agric. For. Meteorol.* 65, 21–45.
- Domingo, F., Villagracia, L., Brenner, A.J., Puigdefabregas, J., 1999. Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agric. For. Meteorol.* 95, 67–84.
- Garratt, J.R., Hicks, B.B., 1973. Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 99, 680–687.
- Huntingford, C., Allen, S.J., Harding, R.J., 1995. An intercomparison of single and dual-source vegetation-atmosphere transfer models applied to transpiration from Sahelian savannah. *Bound. – Lay. Meteorol.* 74, 397–418.
- Jones, H.G., 1992. *Plants and Microclimate*. second ed. Cambridge University Press.
- Lhomme, J.P., 1988. Extension of Penman’s formulae to multi-layer models. *Bound. – Lay. Meteorol.* 42, 281–291.
- Lhomme, J.P., Chehbouni, A., 1999. Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models. *Agric. For. Meteorol.* 94, 269–273.
- Lhomme, J.P., Montes, C., Jacob, F., Prévot, L., 2012. Evaporation from heterogeneous and sparse canopies: on the formulations related to multi-source representations. *Bound. – Lay. Meteorol.* 144, 243–262.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and the environment. *Sympos. Soc. Exp. Biol.* 19, 205–234.
- Shuttleworth, W.J., Gurney, R.J., 1990. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 116, 497–519.
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crops – an energy combination theory. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 111, 839–855.
- Stannard, D.I., Weltz, M.A., 2006. Partitioning evapotranspiration in sparsely vegetated rangeland using a portable chamber. *Water Resour. Res.* 42, W02413.
- Verhoef, A., Allen, S.J., 2000. A SVAT scheme describing energy and CO<sub>2</sub> fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian savannah. *Ecol. Model.* 127, 245–267.
- Waggoner, P.E., Reifsnnyder, W.E., 1968. Simulation of the temperature, humidity and evaporation profiles in a leaf canopy. *J. Appl. Meteorol.* 7, 400–409.
- Wallace, J.S., 1997. Evaporation and radiation interception by neighbouring plants. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 123, 1885–1905.
- Wallace, J.S., Verhoef, A., 2000. Interactions in mixed-plant communities: light, water and carbon dioxide. In: Marshall, Roberts (Eds.). *Leaf Development and Canopy Growth*. Sheffield Biological Science Series, Sheffield Academic Press, pp. 204–250.
- Wohlfahrt, G., Bahn, M., Tappeiner, U., Cernusca, A., 2001. A multi-component, multi-species model of vegetation-atmosphere CO<sub>2</sub> and energy exchange for mountain grasslands. *Agric. For. Meteorol.* 106, 261–287.
- Zhang, B., Kang, S., Li, F., Zhang, L., 2008. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. *Agric. For. Meteorol.* 148, 1629–1640.



# PARTIE III

## Site d'étude et dispositif expérimental



# Chapitre 6

## Description du site d'étude et dispositif expérimental

### Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>Le bassin versant de la Peyne: description générale . . . .</b>	<b>87</b>
<b>6.2</b>	<b>Données . . . . .</b>	<b>92</b>
6.2.1	Données météorologiques . . . . .	92
6.2.2	Données d'humidité du sol et piézométrie . . . . .	92
6.2.3	Données de bilan d'énergie . . . . .	93
6.2.4	Données satellite . . . . .	95

---

### 6.1 Le bassin versant de la Peyne: description générale

Le travail a été mené sur le bassin versant de la Peyne, situé au sud de la France dans la région du Languedoc-Roussillon (43.49°N, 3.37°E, 80 msnm; Fig. 6.1). Il correspond à un petit bassin versant agricole de 65 km<sup>2</sup> cultivé principalement avec des vignes (70%) sous conditions pluviales (~95 %), et sur des terrains à faible pente (~3 % en moyenne). La surface restante (30%) est occupée par des oliviers, du blé, des garrigues et des forêts (Fig. 6.2). Comme l'on observe sur la Fig. 6.1, la topographie de la région est assez variable, mais les zones au relief complexe sont situées principalement au nord, hors la région d'étude.

Les sols du bassin versant présentent une forte variabilité. Une étude détaillée faite par Coulouma (2008) a décrit 28 unités. En résumé, ils peuvent être classés entre: (1) des sols d'origine alluviale avec des textures limono-sableuses à limono-argilo-sableuses et une piérorosité importante; (2) des sols développés sur le Miocène marin ou "Molasses", avec des textures limono-sablo-argileuses à limono-sableuses en surface et des textures sableuses ou argileuses en profondeur; (3) des sols développés sur les niveaux de transition Mio-Pliocène avec des textures argileuses; (4) des sols ayant pour origine des dépôts Plio-Villafranchiens



avec des texture argileuses d'origine variée; et (5) des sols développés sur des formations basaltiques, caractérisés par leur position sur les zones les plus élevées du paysage.

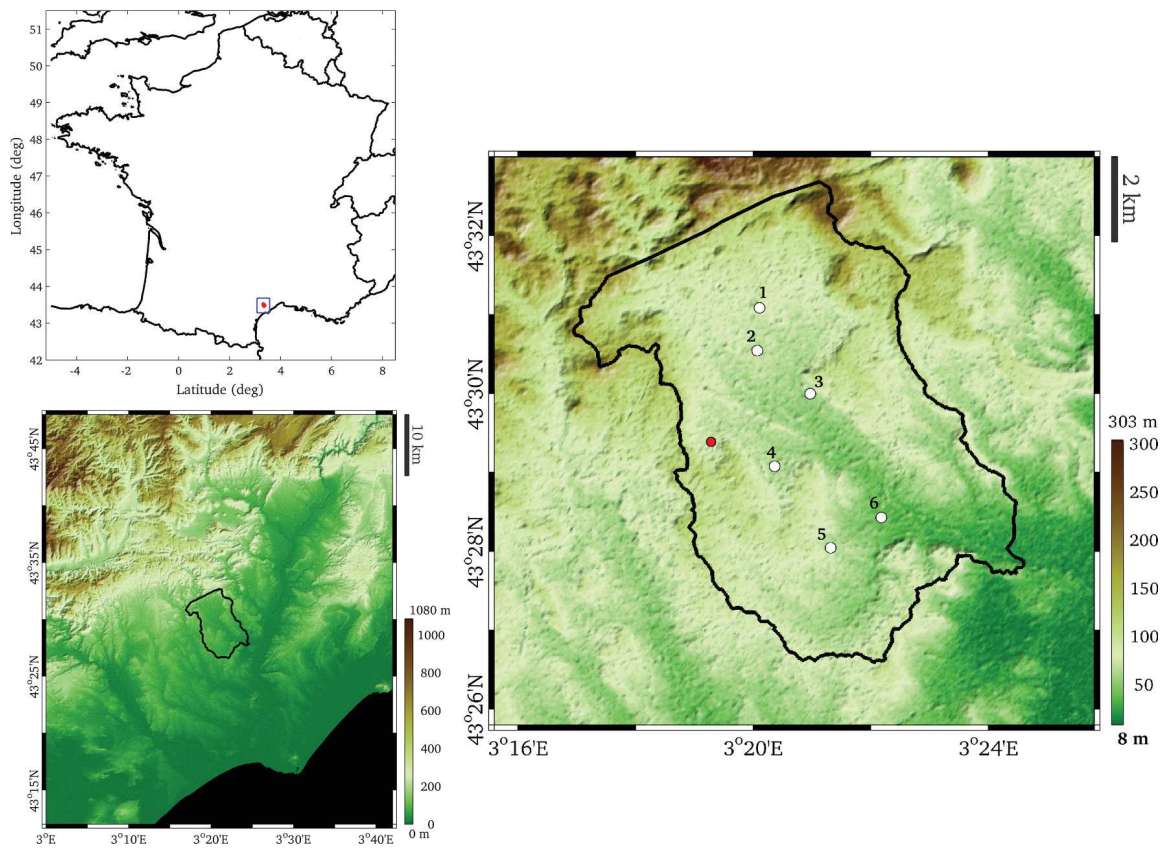


FIGURE 6.1 – Localisation du bassin versant de la Peyne en France, et cartes topographiques illustrant sa position dans la région. Les points blancs et les numéros 1-6 représentent les parcelles expérimentales. Le point rouge indique la position de la station météorologique.

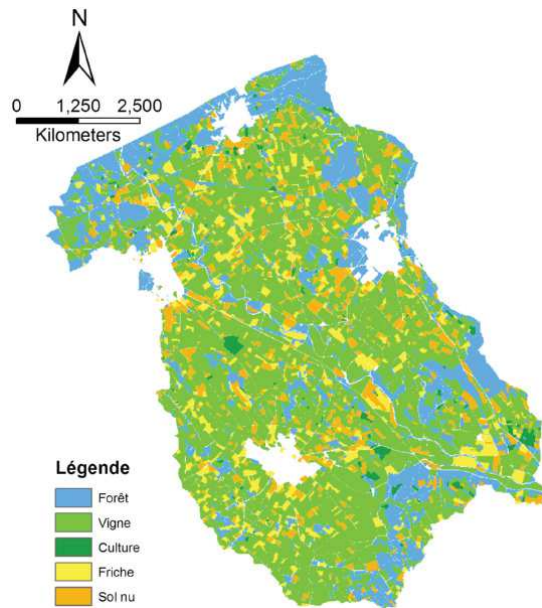


FIGURE 6.2 – Carte d’occupation des sols du bassin versant de la Peyne. Les zones sans couleurs correspondent à des zones urbaines.

Le climat de la région est du type méditerranéen. La Fig. 6.3 montre une climatologie de la période janvier-1993 à décembre-2009 des principales variables météorologiques mesurées sur la Peyne (données décrites ultérieurement). Ces séries temporelles correspondent au cycle annuel des valeurs journalières et leur amplitude. On observe ici une forte variation annuelle pour le rayonnement solaire et la température moyenne de l’air, avec une variabilité interannuelle importante, et aussi le décalage typique entre ces deux variables. La température moyenne varie entre 8 °C en hiver et 26 °C en été, mais les maximales peuvent atteindre des valeurs beaucoup plus élevées. Bien qu’à la fois l’humidité relative et la vitesse du vent ne montrent pas une variation annuelle très prononcée, ils ont une forte variabilité inter-annuelle. La pluviométrie annuelle montre une forte variabilité interannuelle, variant entre 400 mm et 1600 mm, avec un maximum au printemps et un autre en automne (Trambouze et Voltz, 2001). D’autre part, l’évapotranspiration potentielle annuelle (Penman) peut atteindre des valeurs assez élevées, avec des maximums supérieures à 6 mm j<sup>-1</sup> et une moyenne interannuelle de 1027 mm an<sup>-1</sup>.

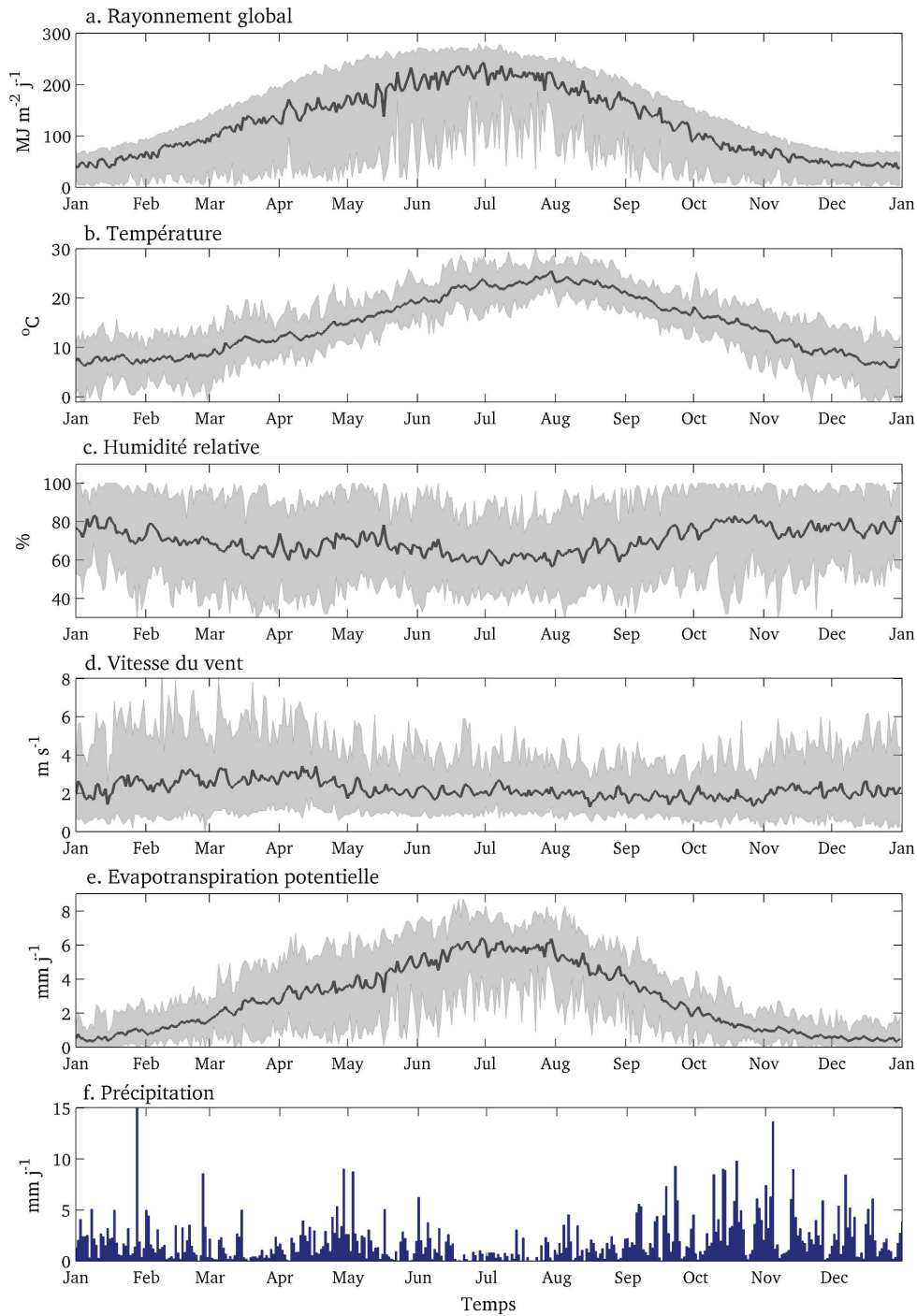


FIGURE 6.3 – Cycle annuel des variables météorologiques mesurées sur le bassin versant de la Peyne. Les figures 6.3a-e montrent les séries temporelles annuelles moyennes (courbe noire) et leurs valeurs maximales et minimales (zone ombrée) pour la période du 01-janvier-1993 au 31-décembre-2009. La Fig. 6.3f correspond à la précipitation moyenne pour la même période.

Un aspect important de la précipitation, souligné au cours des dernières années, est la diminution des cumuls annuels. Cela on peut le constater à partir des données acquises sur la Peyne. Dans la Fig. 6.4 on présente les séries temporelles des cumuls annuels de précipitation et évapotranspiration potentielle (Penman) et aussi leur tendance linéaire entre 1993 et 2009. D’abord, une forte diminution de la précipitation annuelle est observée, avec une diminution statistiquement significative par rapport au test de tendance de Mann-Kendall ( $p = 0.029$ ,  $\alpha = 0.05$ ). Inversement, l’évapotranspiration potentielle a augmenté de façon significative au cours des dernières années d’après le test de Mann-Kendall ( $p = 0.0026$ ,  $\alpha = 0.05$ ). Étant donné le faible nombre d’années d’enregistrements, cette tendance peut être liée à la variabilité interne du climat et ne peut pas être associée directement à un changement climatique à long terme. Cependant, des études récentes ont mis en évidence l’existence d’une tendance négative significative dans les régions telles que le sud de la France au cours des dernières décennies. Philandras et al. (2011) ont trouvé une forte relation entre cette diminution et l’Oscillation Nord Atlantique (NAO) pour la période 1951–2009, laquelle est corrélée négativement avec les précipitations totales et le nombre de jours de pluie, principalement dans des régions comme le sud de la France.

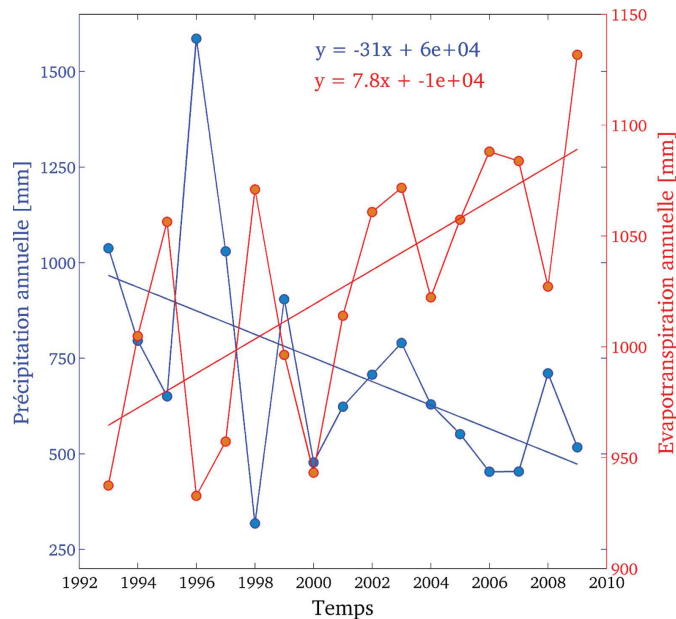


FIGURE 6.4 – Précipitation et évapotranspiration potentielle (Penman) cumulée annuelle entre 1993 et 2009 et leurs tendances linéaires.

Dans une étude menée par Guix-Hébrard et al. (2007) entre 2002 et 2003, le niveau phréatique sur le bassin versant de la Peyne a été suivi sur 33 sites. Deux classes principales ont été définies par rapport à la fluctuation de la nappe. Une première classe correspond aux zones où la nappe phréatique est toujours au-dessous d’une profondeur de 4 m, ne remontant que peu de temps à la fin de l’hiver avant le débourrement de la vigne. Une deuxième classe correspond à un ensemble de sites avec une présence importante de la nappe phréatique au-dessus d’une profondeur de 4 m au cours de la période de croissance

de la vigne. Sur ces derniers sites, la teneur en eau dans la zone racinaire peut augmenter de façon importante à cause de la remontée capillaire, favorisant une plus grande disponibilité en eau pour la vigne et limitant le stress hydrique. Les auteurs soulignent la présence de sites où la nappe peut atteindre la zone racinaire pendant l'été et où l'engorgement pourrait se produire avant la saison végétative.

## 6.2 Données

### 6.2.1 Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées sont issues d'une station automatique CIMEL ENERCO 400, appartenant au réseau de l'INRA-Agroclimatologie. Elle a été installée dans la zone centre-ouest du bassin versant de la Peyne (Fig. 6.1) en 1992, où elle a été remplacée en 2007. Les variables mesurées sont: rayonnement global, température de l'air (2 m), humidité relative, vitesse et direction du vent (2 m) et précipitation, à un pas de temps horaire. Des données du rayonnement net sont aussi disponibles sur ce site de mesures à partir d'un bilanmètre (CNR1 Kipp and Zonen) installé sur une vigne à 2 m de hauteur.

### 6.2.2 Données d'humidité du sol et piézométrie

Le profil d'humidité du sol a été mesuré pour un ensemble de six parcelles (Fig. 6.1) correspondant à des vignes pluviales, cultivées en rang (2,5 m d'espacement entre rangs, 1 m de largeur maximale, 1.5 m de hauteur moyenne de la canopée), choisies de telle sorte que la variabilité existant dans les propriétés du sol et la disponibilité en eau soit bien représentée.

Les profils d'humidité du sol ont été mesurés tous les 0.2 m jusqu'au 2.5 m avec une sonde neutronique 503-DR CPN (Vectra, France). Ces mesures ont été effectuées entre juillet 2007 et octobre 2008 toutes les 2 semaines environ et après des événements pluvieux (22 dates) sur l'ensemble de 6 parcelles de vigne. Comme il a été signalé, la région possède une grande variabilité pédologique en termes de propriétés physiques des sols. Dans le tableau 6.1 on présente les principales caractéristiques physiques des profils de sol où les mesures d'humidité ont été effectuées.

En surface (premiers 15 cm), l'humidité du sol a été mesurée avec une sonde TDR TRASE 6050 (Soil Moisture Corp., USA), pour les mêmes dates que la sonde neutronique. Les mesures ont été faites sur le rang et l'inter-rang.

La profondeur du niveau phréatique a été mesurée sur certains sites en continu par des appareils piézométriques automatisés, ou sur d'autres sites de façon intermittente avec des dispositifs piézométriques manuels avec une fréquence de deux semaines et après chaque événement pluvieux. Pour ces derniers sites, les données ont été interpolées linéairement à l'échelle de temps horaire.

TABLE 6.1 – Principales caractéristiques des sites de mesure (SN: sonde neutronique; EC: Eddy Covariance) dans le bassin versant de la Peyne en termes de profondeur et texture du sol.

Site	Mesures	Profondeur du sol	Texture du sol
1	1 SN	Peu profond	Sableux, limoneux
2	1 SN	Peu profond	Argileux, graviers
3	2 SN	Peu profond	Limoneux, sableux
4	1 SN	Profond	Limono-argileux
5	2 SN	Profond	Argileux
6	1 SN, EC	Profond	Argileux

### 6.2.3 Données de bilan d'énergie

Une station Eddy Covariance a été installée de façon intermittente sur un des sites de mesures (site 6 dans la Fig. 6.1) pendant la période allant de juillet 2007 à septembre 2008 afin de mesurer les flux convectifs sur une vigne enherbée. Ces mesures ont été effectuées au cours de plusieurs périodes d'environ trois jours chacune, montrées dans la Fig. 6.5.

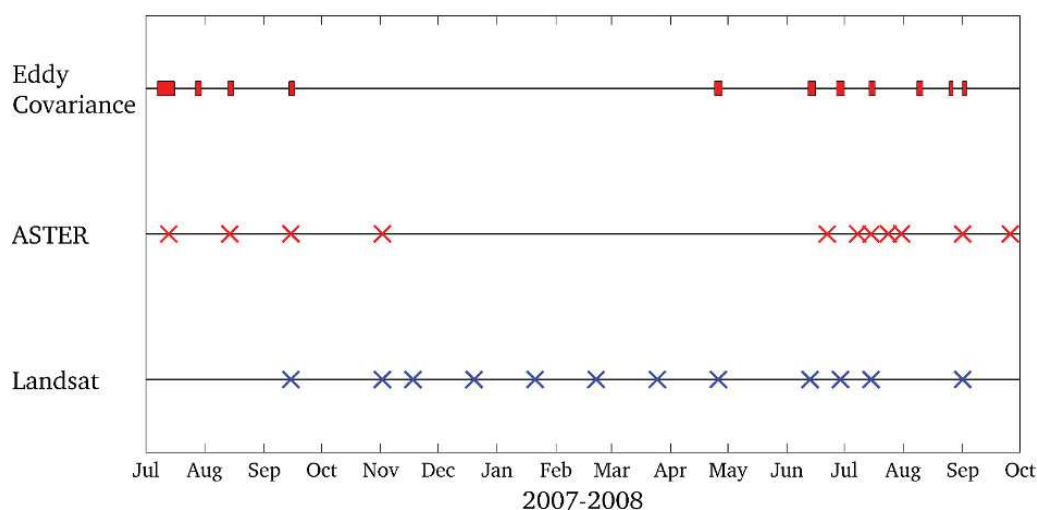


FIGURE 6.5 – Dates de collecte des données Eddy Covariance et des images ASTER et Landsat.

Ces dates de mesure ont été choisies en fonction du passage du satellite Terra-ASTER. Cette station a été installée à une hauteur de 2.4 m et 3.1 m selon la date. Les composantes du vent ont été mesurées par un anémomètre sonore Young 8111, et la concentration en vapeur d'eau par un hygromètre krypton KH2O. Les données ont été acquises avec une fréquence de 20 Hz. Les corrections des données brutes ont été faites avec le package ECPACK (Dijk et al., 2004), puis les variables calculées avec un pas de temps de 30



minutes. La précision de l'estimation des flux turbulents par Eddy Covariance peut être appréhendée en comparant les flux convectifs ( $\lambda E + H$ ) et l'énergie disponible ( $R_n - G$ ), ce qui représente la fermeture du bilan d'énergie par le système Eddy Covariance. Cette relation est présentée dans la Fig. 6.6 pour l'ensemble des données ( $\Delta t = 30$  min;  $\sum = 1643$ ) obtenues dans la zone d'étude. Tant la pente (0.79) que le  $R^2$  (0.97) et l'interception ( $21 \text{ W m}^{-2}$ ) peuvent être considérés comme des valeurs acceptables, par comparaison avec celles trouvées par Wilson et al. (2002) dans différents climats. Dans le cas présent, le type de surface, qui peut générer des difficultés pour les mesures des composantes du bilan d'énergie, ainsi que les termes de stockage (biomasse, sol, air) qui ne sont pas quantifiés, peuvent être des sources importantes d'erreur.

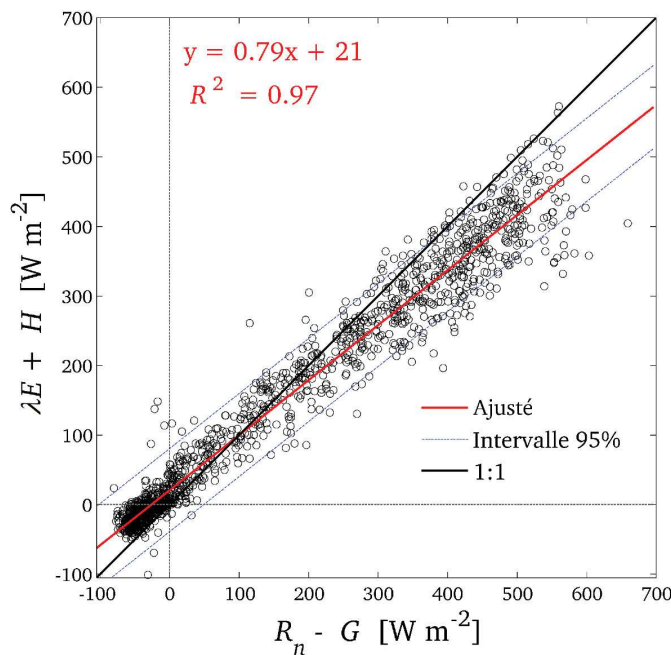


FIGURE 6.6 – Diagramme de dispersion représentant la fermeture du bilan d'énergie par le système Eddy Covariance pour l'ensemble des données.

Des mesures du flux de chaleur dans le sol  $G$  ont été faites sur trois points de mesures dans le site 6 au moment de l'installation de la station Eddy Covariance. Ces mesures de  $G$  ont été effectuées à 2, 75 et 150 cm du rang. De la même façon, le rayonnement net a été mesuré sur ce site avec un appareil NRLite (Kipp and Zonen), placé à une hauteur de 2 et 2.5 m et à 65 cm du rang.

## 6.2.4 Données satellite

### 6.2.4.1 Données ASTER

L'instrument ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) est l'un des cinq instruments à bord de la plate-forme Terra qui a été lancé en Décembre 1999. Cet instrument, composé de trois capteurs, a trois bandes spectrales dans le proche infrarouge, six bandes dans l'infrarouge de courtes longueurs d'ondes, et cinq bandes dans les régions de l'infrarouge thermique, avec 15, 30, et 90 m de résolution spatiale, respectivement. ASTER est considéré comme un instrument fournissant des images de bonne qualité radiométrique à une résolution hectométrique. Par contre, il s'agit d'un instrument expérimental qui ne collecte pas des observations en routine, mais selon des programmes de recherche spécifiques.

Dans ce travail, un ensemble de 11 images ASTER collectées précédemment par Galleguillos et al. (2011a,b) entre 2007-2008 ont été utilisées. Ces images, obtenues dans des conditions de ciel clair à 11h00 GMT, correspondent aux produits officiels déjà traités de réflectance, émissivité et température radiométrique de surface. Les dates de chaque image ASTER sont présentées dans la Fig. 6.5.

### 6.2.4.2 Données Landsat

Landsat 7 ETM+ est un capteur multi-spectral permettant de collecter des données thermiques infrarouges à haute résolution spatiale. L'instrument (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) fournit des images à une résolution spatiale de 15 m à 60 m et un angle de visée au nadir. La bande Infrarouge thermique a une résolution spatiale de 60 m, les bandes visibles et les bandes moyennes infrarouges ont une résolution spatiale de 30 m. A la différence d'ASTER, Landsat est un capteur opérationnel qui acquiert des images en routine tous les 16 jours. Dans la Fig. 6.7 on présente un schéma comparatif entre ASTER et Landsat en termes de résolution spectrale. Dans ce travail, un ensemble de 12 images Landsat obtenues entre 2007-2008 ont été utilisées. Ces images correspondent aux données brutes à corriger plus tard. Les dates de chaque image Landsat sont présentées dans la Fig. 6.5.



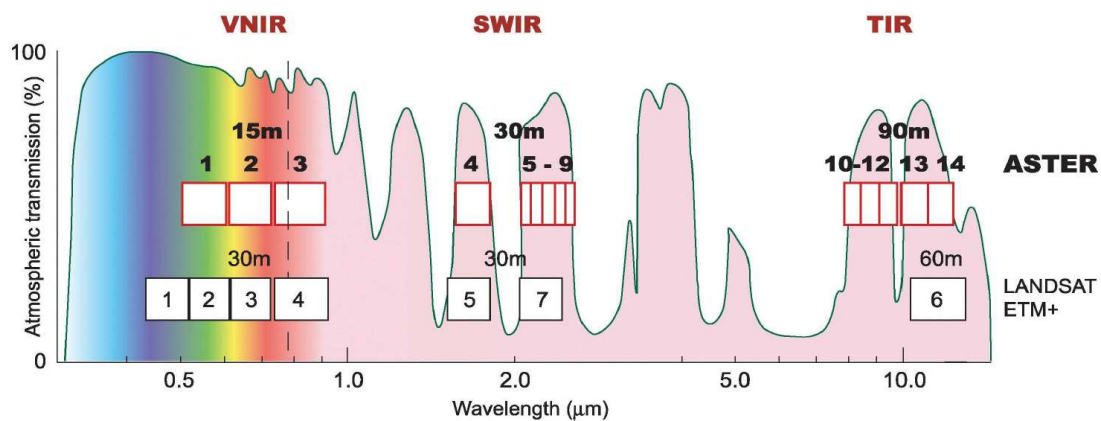


FIGURE 6.7 – Comparaison des bandes spectrales d'ASTER et Landsat ETM+. Les boîtes rectangulaires (rouge: ASTER, noir: Landsat ETM+) montrent les canaux des capteurs. La résolution spatiale est indiquée au-dessus des boîtes. La courbe de couleur montre la transmission atmosphérique en fonction de la longueur d'onde (Kääb et al, 2003).

PARTIE IV  
Développement et exploration d'un  
modèle TSVA pour la vigne



## Introduction à la Partie IV

Après la révision des formalismes mathématiques utilisés pour modéliser localement les transferts sol-végétation-atmosphère dans des couverts complexes comme la vigne, on propose dans cette quatrième partie un modèle parcimonieux simulant le bilan hydrique d'une vigne partiellement enherbée en termes d'évapotranspiration totale et de teneur en eau du sol. Ce modèle considère trois sources d'échanges: le feuillage principal (vigne), le sol enherbé et le sol nu. Un module basé sur le bilan d'énergie est utilisé pour décrire les transferts d'énergie et de masse entre le continuum sol-plante et l'atmosphère avec un pas de temps horaire. Il est couplé avec un module de bilan hydrique du sol à pas de temps journalier. Le modèle utilise comme entrées des données météorologiques standard ainsi que des paramètres décrivant les caractéristiques de développement du feuillage, de l'herbe et du sol. Le modèle est calibré à l'aide de la méthode Multi-objective Calibration Interactive Process (MCIP) et ensuite il est validé pour l'évapotranspiration et l'humidité du sol sur un ensemble de données collectées dans un vignoble enherbé du sud de la France. L'exercice de validation est double. Il se concentre d'abord sur l'évolution horaire de l'évapotranspiration provenant du module de bilan d'énergie uniquement, forcé avec des variables météorologiques, le rayonnement net et l'humidité du sol. Ensuite, le module de bilan d'énergie de surface couplé avec le module de bilan hydrique du sol est validé avec des mesures Eddy Covariance et d'humidité du sol.

Dans une deuxième étape (Chapitre 8), des méthodes d'analyse de sensibilité et de calibration multi-critère sont utilisées pour explorer le modèle et approfondir la pertinence des valeurs des paramètres obtenues lors d'une calibration interannuelle. Par la suite, dans une optique de spatialisation par télédétection, nous envisageons différents scénarios de calage en fonction des observations disponibles. Puisque au niveau de la démarche on travaille sur des parcelles agricoles relativement petites, on s'intéresse à des observations satellite hectométriques. Nous considérons à la fois les données Landsat disponibles tous les 15 jours, et aussi l'instrument ASTER qui fournit des observations sur demande.



## Chapitre 7

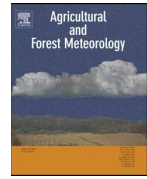
A three-source SVAT modeling of  
evaporation: Application to the  
seasonal dynamics of a grassed vineyard



Contents lists available at ScienceDirect

## Agricultural and Forest Meteorology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/agrformet](http://www.elsevier.com/locate/agrformet)



# A three-source SVAT modeling of evaporation: Application to the seasonal dynamics of a grassed vineyard



Carlo Montes<sup>a,\*</sup>, Jean-Paul Lhomme<sup>a</sup>, Jérôme Demarty<sup>b</sup>, Laurent Prévot<sup>c</sup>, Frédéric Jacob<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Institut de Recherche pour le Développement, UMR LISAH, 34060 Montpellier, France

<sup>b</sup> Institut de Recherche pour le Développement, UMR HSM, 34095 Montpellier, France

<sup>c</sup> Institut National de la Recherche Agronomique, UMR LISAH, 34060 Montpellier, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 12 June 2013

Received in revised form 5 February 2014

Accepted 13 February 2014

#### Keywords:

Latent heat flux  
Multi-source  
Sparse vegetation  
Soil water balance  
Seasonal course

### ABSTRACT

A parsimonious and versatile Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer (SVAT) model is proposed for three component vineyards, which includes vine foliage, grassed soil and bare soil. A three-source energy balance approach describes the energy and mass transfer between the soil–plant continuum and the lower atmosphere with an hourly time step. It is coupled with a soil water balance module running with a daily time step. The model makes use of standard meteorological data together with parameters describing foliage development, grass and soil characteristics. The model is calibrated by means of the Multi-objective Calibration Iterative Process (MCIP) algorithm and next validated for evaporation and soil moisture over a dataset collected in a Southern France grassed vineyard. The validation exercise is twofold. It focuses first on the daily course of evaporation derived from the surface energy balance module only, forced with meteorological variables, net radiation and soil moisture. The comparison against Eddy Covariance measurements shows a good agreement ( $R^2 = 0.96$  and  $RMSE = 14.0 \text{ W m}^{-2}$ ). Next, a simulation coupling the surface energy balance module with the soil water balance module is validated over Eddy Covariance and soil moisture measurements. Simulations throughout two contrasting growing seasons provide good estimates of daily evaporation ( $R^2 = 0.90$  and  $RMSE = 0.43 \text{ mm d}^{-1}$ ) and soil water content ( $R^2 = 0.98$  and  $RMSE = 6.95 \text{ mm}$ ). Model inaccuracies arise mainly under conditions of strong surface runoff. Results also suggest that the parameterizations relating the surface–atmosphere module with the soil module (i.e. stomatal resistance) should be carefully examined under water stress conditions. Finally, the model versatility is addressed through a set of simulations. It appears that the modeling approach allows assessing the seasonal water balance of vineyards with different structure (grass fraction or distance between rows) and that it could be applied to similar cropping systems.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

Progress in theoretical and applied research aiming at accurately assessing crop water consumption in both rain-fed and irrigated conditions is an essential issue for agricultural water management. Since evaporation measurements are scarce, operational formulations to estimate water consumption at field scale are necessary (Trambouze et al., 1998; Spano et al., 2009). For viticulture regions in Mediterranean and semi-arid environments, actual evaporation represents a major component of surface water balance, reaching up to 70% of the yearly precipitation (Moussa

et al., 2007). Knowledge of actual evaporation is also of interest in viticulture, in order to assess and handle the influence of soil water deficit on grapevine yields and berry composition (Vaudour, 2003; Pellegrino et al., 2005). Nevertheless, the physical representation of the soil–plant–atmosphere system in grapevines is a complex issue, because the sparse structure of vineyards imposes to consider both the foliage and the understory, which requires multi-source modeling.

The most frequently used multi-source evaporation model is the one first developed by Shuttleworth and Wallace (1985) (S–W model) and extended by Choudhury and Monteith (1988) and Shuttleworth and Gurney (1990). This model corresponds to an extension of the big-leaf model of Penman–Monteith (Monteith, 1965) into two interacting evaporative layers: the main foliage and the underlying substrate. Subsequently, the S–W model was upgraded by Brenner and Incoll (1997) (“clumped” model) to

\* Corresponding author at: UMR LISAH, 2 place Pierre Viala, 34060 Montpellier, France. Tel.: +33 07 85 40 83 26.

E-mail address: [ccmontesv@gmail.com](mailto:ccmontesv@gmail.com) (C. Montes).

$A_i$	available energy for each component vs and bs ( $\text{W m}^{-2}$ )
$A_f$	available energy for the main foliage ( $\text{W m}^{-2}$ )
$c$	radiation extinction coefficient by canopy
$c_p$	specific heat of air at constant pressure ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$CR_3$	capillary rise into reservoir (3) (mm)
$d$	displacement height (m)
$D_1$	drainage from reservoir (1) to (3) (mm)
$D_2$	drainage from reservoir (2) to (3) (mm)
$D_3$	deep percolation from reservoir (3) (mm)
$D_a$	vapor pressure deficit at reference height (Pa)
$D_m$	vapor pressure deficit at mean canopy source height (Pa)
$e_a$	vapor pressure at reference height (Pa)
$e^*(T_i)$	saturated vapor pressure at temperature $T_i$ ( $i=f, vs, bs$ ) (Pa)
$F_{bs}$	fraction of bare soil ( $=1 - F_{vs}$ )
$F_{vs}$	fraction of vegetated soil
$F_1$	$F_{bs}$
$F_2$	$F_{vs}$
$G_{vs}$	soil heat flux of vegetated soil ( $\text{W m}^{-2}$ )
$G_{bs}$	soil heat flux of bare soil ( $\text{W m}^{-2}$ )
$I_{vs}$	infiltration term for vegetated soil (mm)
$I_{bs}$	infiltration term for bare soil (mm)
$K(z_h)$	turbulent diffusivity at canopy height ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$L$	Monin-Obukhov length (m)
$LAI_f$	leaf area index of main foliage ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )
$CLAI_{vs}$	clumped leaf area index of vegetated soil ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )
$n$	parameter with value of 1 for amphistomatous and 2 for hypostomatous foliage
$r_a$	aerodynamic resistance between the mean source height ( $z_m$ ) and the reference height ( $z_r$ ) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,i}$	aerodynamic resistance between the evaporative source ( $i=vs, bs$ ) and mean source height ( $z_m$ , $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,fh}$	bulk boundary-layer resistance of the foliage for sensible heat ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,i}$	surface resistance (stomatal or soil surface) for each source ( $i=f, vs, bs$ ) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$R_n$	net radiation of the whole canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$u_a$	wind speed at reference height ( $\text{m s}^{-1}$ )
$z_h$	height of the main foliage (m)
$z_m$	mean source height (m)
$z_r$	reference height (m)
$z_0$	roughness length for momentum of main foliage (m)
$z_0^i$	roughness length for momentum of vegetated ( $i=vs$ ) or bare soil ( $i=bs$ ) (m)
$z_1$	depth of soil reservoir (1) (m)
$z_2$	depth of soil reservoir (2) (m)
$z_R$	vines rooting depth (m)
$z_G$	water table depth (m)
$\gamma$	psychrometric constant ( $\text{Pa K}^{-1}$ )
$\lambda$	latent heat of vaporization ( $\text{J kg}^{-1}$ )
$\Delta$	slope of the saturated vapor pressure curve at air temperature ( $\text{Pa K}^{-1}$ )
$\rho$	air density ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\phi_s$	solar zenith angle (radians)

account for three sources of evaporation after dividing the understory into a bare soil fraction and a soil fraction below the main foliage, and also by Verhoef and Allen (2000) to account for four sources of evaporation. The two- and three-source formalisms were revisited by Lhomme et al. (2012) to propose more concise and accurate formulations and to account for foliage morphological

characteristics (amphistomatous versus hypostomatous leaves). All these models are based on the diffusion theory ( $K$ -theory) for energy and mass transfer within the lower atmosphere. More complex models based on higher order Lagrangian and Eulerian dispersion processes can be found in the literature: they allow a better representation of vegetation–atmosphere turbulent transfers (Raupach, 1989; Yi, 2008), but their complexity and data requirement make them difficult to use in a practical modeling framework. It has been shown, further, that the diffusion theory is appropriate to represent the microclimate at canopy scale in comparison with Lagrangian representations (Van den Hurk and McNaughton, 1995; Wu et al., 2001).

One of the first models to estimate vineyard evaporation is the one proposed by Riou et al. (1989, 1994). It is not a multi-source model: vineyard evaporation under unstressed conditions is expressed as a simple function of potential evaporation and solar radiation intercepted by the canopy. This model was extended later by Trambouze and Voltz (2001), who derived a bilinear relationship relating the ratio between vineyard actual and maximum transpiration to the average soil water storage. Subsequently, several authors have applied the multi-source resistance-based formulations to assess vineyard evaporation. First, we have to mention the work by Rana and Katerji (2008), where a simple single-source model (Penman–Monteith) was applied to vineyards trained on overhead system. In an earlier work by Sene (1994), the more complex S–W model was applied with the purpose of interpreting energy balance measurements over a sparse vineyard in southern Spain. More recently, an appropriate representation of total latent heat flux from a drip-irrigated vineyard in central Chile was obtained by Ortega-Farias et al. (2007) by applying the same S–W model. In addition, Poblete-Echeverria and Ortega-Farias (2009) adapted the so-called “clumped” model to drip irrigation over the same region of Chile by dividing the substrate (bare soil) into a dry and a wet (irrigated) portion. Zhang et al. (2008) compared these two models (S–W and clumped) against Bowen ratio estimates in a semi-arid vineyard of China: they concluded that the clumped model was more suitable to estimate total vineyard evaporation than the S–W model. On the same basis, Zhang et al. (2009) elaborated a multi-source S–W type model to simulate the evaporation from a vineyard under partial root-zone irrigation, taking into consideration different patches of soil.

All these vineyard evaporation models, however, do not take into account the common practice of maintaining a permanent or semi-permanent grass cover. This consists in a seeded or natural grass cover in between vine rows, maintaining bare soil on the rows. This practice is increasingly used because it has several positive impacts, such as the reduction in rainfall erosive potential and surface runoff, the reduction in nutrient lixiviation, the decrease in vine vigor and grape production (which improves grapes quality) and the improvements in soil structure and trafficability after rainfall events (Pradel and Pieri, 2000; Morlat and Jacquet, 2003; Celette et al., 2005, 2008; Gaudin et al., 2010). As compared with the traditional bare soil grapevine cultivation, the grass cover affects energy and water balance since surface albedo, net radiation partitioning, water consumption and infiltration are modified (Rodriguez-Iturbe, 2000; Zhang and Schilling, 2006; Centinari et al., 2012). For instance, in a recent work by Holland et al. (2013) on grassed vineyard, significant differences were found between grassed and bare soil energy partitioning. Therefore, this grass cover component should be considered into a modeling formulation.

In addition, most of the vineyard evaporation models mentioned above only consider above-ground processes (i.e. vegetation and soil surface), which interact with soil water through the parameterization of a stomatal or substrate resistance to evaporation, in the best case. Thus, they do not allow the temporal dynamics of vineyard evaporation to be adequately simulated throughout



the season. However, models have been developed to simulate soil water balance of vineyards. [Sene \(1996\)](#) was the first to combine a simple soil moisture model with a two-component (S–W) representation of vineyard evaporation in order to estimate the long-term water balance of a sparse vine crop growing under semi-arid conditions. [Lebon et al. \(2003\)](#) also performed simulations of the seasonal dynamics of soil water balance in vineyards by using a single reservoir soil model along with the [Riou et al. \(1989, 1994\)](#) approach for grapevine transpiration coupled with a stress function involving soil water availability ([Trambouze and Voltz, 2001](#)). [Celette et al. \(2010\)](#) extended the model of [Lebon et al. \(2003\)](#) to simulate the water balance of an intercropped vineyard considering an additional and separate soil compartment under the cover crop. [Galleguillos et al. \(2011\)](#) also used the model of [Riou et al. \(1989, 1994\)](#), but coupled with the HYDRUS-1D simulation model of soil water transfers. Although realistic results have been obtained with this type of soil water balance model, the evaporation process remains poorly represented and a more realistic approach based upon micrometeorological resistance-type models coupled with soil water models appears to be necessary.

With regards to the elements discussed above, the main objective of the present work is to develop a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer (SVAT) model which simulates the vineyard evaporation dynamics at seasonal scale and accounts for the grass cover as a viticultural practice. It combines a comprehensive micrometeorological three-source model of evaporation with a three reservoir soil water balance model. The formulation is versatile enough to allow the assessment of evaporation rate from different mixed cropping systems, in so far as species-specific biophysical parameters and physical soil properties descriptors are adjusted to the prevailing conditions. The formulation is also kept as parsimonious as possible to foresee its application at the regional extent while accounting for the inter-field variability. The plan is as follows. In Section 2, the SVAT model is fully described, separating the evaporation model from the soil water balance model. Section 3 details the study area, the experimental data, the model implementation and the strategy for calibration. Section 4 shows a comparison of model simulations against ground truth data to validate the model and some simulations are presented to show the versatility of the model through its aptitude to represent different viticultural practices (proportion of grassed soil and distance between rows). Finally, model results and limitations are discussed in Section 5.

## 2. Model development

### 2.1. Representing the vine-grass-soil system

The soil–plant–atmosphere continuum is represented as a three-source system that includes the vine canopy (main foliage) and a composite substrate made of a grass cover and bare soil. This rain fed Cabernet Sauvignon vineyard is conducted in rows. Vine leaf area index ( $LAI_f$ ) varies throughout the growing season from 0 to a maximum value and next falls back to 0 during senescence. The grass cover is present only on one inter-row out of two. It is characterized by the concept of clumped  $LAI$  ( $CLAI_{vs}$ ), defined as grass leaf area index per unit area of grass cover:  $CLAI_{vs} = LAI_{vs}/F_{vs}$ ,  $F_{vs}$  being the proportion of vegetated soil. Grass exhibits a seasonal dynamics: its growth is initiated by autumn precipitations and it dries off in early summer as a result of large water stress. The bare soil fraction ( $F_{bs}$ ) covers the rest of the inter-row and the soil below the vines. The vine-grass-soil system corresponds to a three-source system between autumn and early summer and to a two-source system in summer, when the substrate is made of bare soil and dry grass only ( $F_{bs} = 1$ ).

The three components should be considered separately because they have different physical and geometrical features which affect energy and mass transfers. Nevertheless, the vine patches are not large enough to adopt a patch representation of the whole system and consequently a layer representation is preferred ([Boulet et al., 1999](#); [Lhomme and Chehbouni, 1999](#); [Anderson et al., 2005](#)). Given the composite nature of the substrate, the modeling combines a layer approach for the vine-substrate system with a patch approach for the substrate (grass cover + bare soil), as represented in [Fig. 1](#) and explained in [Lhomme et al. \(2012, section 3.1\)](#). Indeed, while substrate and vine are interrelated in the vertical transfer of heat and water vapor with a sole aerodynamic resistance above the whole canopy, grass cover and substrate are assumed to act separately vis-a-vis the canopy source height.

Soil moisture dynamics is represented by a bucket type model made of three reservoirs in relation with the three components of the evaporation model: a deep reservoir corresponding to the vine rooting system ( $\sim 2$  m) and two shallow reservoirs corresponding to the two substrate components. The main input of the system corresponds to the infiltration of water from precipitation. Drainage processes control the water transfers between reservoirs. Evaporation is the main output and deep percolation acts as a secondary output. Capillary rise from the saturated zone below the deep reservoir is also considered, but horizontal water transfers (runoff) are ignored.

The SVAT model consists of coupling the surface energy balance for plant-atmosphere system and the soil water balance for the subsurface system. The evaporation model runs with a short time step (one hour or less) and is forced with meteorological data (air temperature and humidity, wind speed, solar radiation) and vegetation data (vine height and leaf area, fraction of grass cover). The soil water balance runs on a daily time step and is forced with daily precipitation. The water content of each subsurface reservoir is an input to the corresponding evaporation components and conversely the evaporation components are inputs for the soil water balance module.

### 2.2. Evaporation model

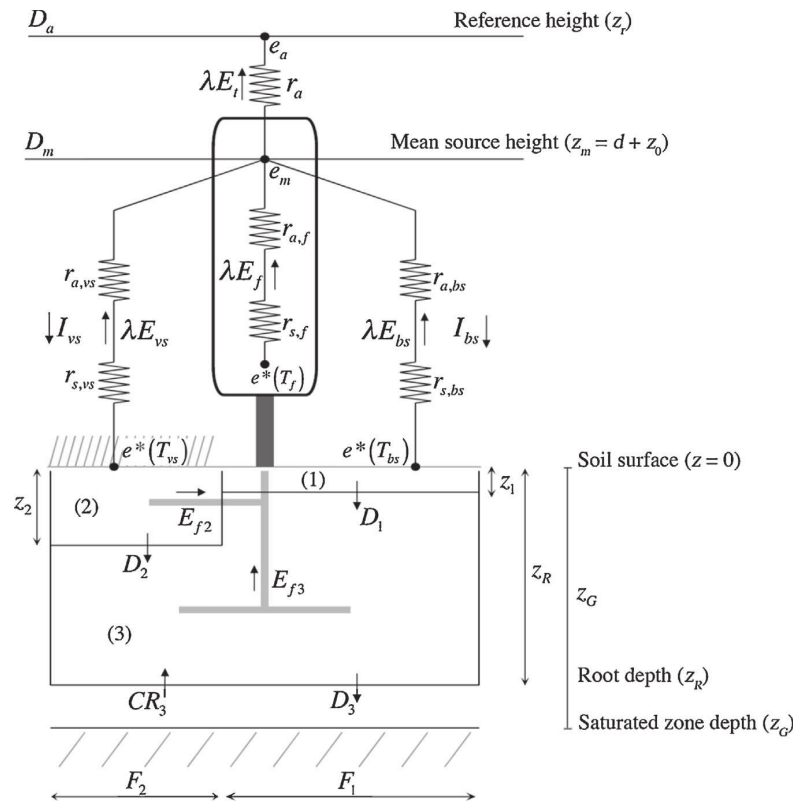
We detail hereafter the surface energy balance and soil water balance modules forming the SVAT model and their corresponding parameterizations. For the numerous formulations considered in this section, the values of the corresponding parameters are given in [Table 1](#).

#### 2.2.1. Formulation of evaporation

The total flux of latent heat ( $\lambda E_t$ ) is the sum of the contributions from three sources: main foliage ( $\lambda E_f$ ), vegetated soil ( $\lambda E_{vs}$ ) with relative area  $F_{vs}$  and bare soil ( $\lambda E_{bs}$ ) with relative area  $F_{bs} = 1 - F_{vs}$ . They are aggregated following a coupled (or layer) approach ([Fig. 1](#)):

$$\lambda E_t = \lambda E_f + \lambda E_{vs} + \lambda E_{bs}. \quad (1)$$

The three evaporation components reach the mean canopy source height ( $z_m$ ), assumed to be located at the apparent sink for momentum (zero plane displacement height  $d +$  roughness length  $z_0$ ), where they mix together forming the total evaporation at reference height ( $z_r$ ) as it can be measured with Bowen ratio or Eddy Covariance system. The resistances network represents the controlling effects of soil surface, stomatal behavior and surrounding air, which are considered to be “in series” for each individual source. Vegetated ( $vs$ ) and bare soil ( $bs$ ) air resistances extend from the surface level ( $z_{0,i}$ ,  $i = vs$  or  $bs$ ) to the mean canopy source height ( $z_m$ ). Evaporation components are calculated from Penman-Monteith type equations involving the corresponding available energy ( $A_f$ ,  $A_{vs}$  or  $A_{bs}$ ) and the vapor pressure deficit  $D_m$  at mean canopy source



**Fig. 1.** Schematic representation of the three-source evaporation model and the soil water transfer model.  $r_{a,f}$  is the bulk boundary-layer resistance of the main foliage for water vapor transfer ( $r_{a,f} = 2r_{a,f,h}$ ). See list of symbols for other parameters definition. Numbers (1), (2) and (3) denote the three soil reservoirs related to evaporation components  $f$  (main foliage),  $vs$  (vegetated soil) and  $bs$  (bare soil).

height  $z_m$ . However, following Lhomme et al. (2012), the stomatal characteristics of the main foliage (amphistomatous or hypostomatous) are taken into account in the evaporation formulation

$$\lambda E_f = \frac{\Delta A_f + \rho c_p D_m / r_{a,f,h}}{\Delta + \gamma(n + r_{s,f} / r_{a,f,h})}, \quad (2)$$

where the parameter  $n$  takes the value  $n=1$  for amphistomatous and  $n=2$  for hypostomatous leaves. Since grapevine foliage is hypostomatous, we took  $n=2$ .  $\Delta$  is the slope of the saturated

vapor pressure curve at air temperature,  $\rho$  the air density,  $c_p$  the specific heat of air at constant pressure,  $\gamma$  the psychrometric constant,  $r_{a,f,h}$  the foliage bulk boundary-layer resistance for sensible heat and  $r_{s,f}$  the bulk surface resistance of the foliage. For the two substrate components (vegetated soil and bare soil) we have

$$\lambda E_i = \frac{\Delta A_i + \rho c_p D_m / r_{a,i}}{\Delta + \gamma(1 + r_{s,i} / r_{a,i})}, \quad \text{with } i = vs \text{ or } bs \quad (3)$$

**Table 1**  
Uncertainty range and final values for the fitted parameters of the plant-atmosphere model, as obtained from the MCIP calibration.

Parameter	Equation	Description (units)	Initial uncertainty range	Final calibrated value
<b>Biophysical parameters</b>				
$c$	7 and 15	Extinction coefficient of main foliage (-)	0.3–0.7	0.45
$\beta_{vs}$	9	Soil heat flux fraction for vegetated soil (-)	0.1–0.4	0.28
$\beta_{bs}$	10	Soil heat flux fraction for bare soil (-)	0.2–0.5	0.38
$g_{s,f}$	17	Maximal stomatal conductance (main foliage) ( $\text{m s}^{-1}$ )	$1.25 \times 10^{-3}$ – $1.2 \times 10^{-2}$	$3.3 \times 10^{-3}$
$g_{s,vs}$	17	Maximal stomatal conductance (vegetated soil) ( $\text{m s}^{-1}$ )	$3.3 \times 10^{-3}$ – $1.0 \times 10^{-2}$	$3.7 \times 10^{-3}$
$a_f$	16	Foliage albedo (-)	0.1–0.4	0.24
$a_{bs}$	16	Bare soil albedo (-)	0.2–0.5	0.3
$a_{vs}$	16	Grass albedo (-)	0.15–0.35	0.25
<b>Empirical parameters</b>				
$K_f^I$	18	Parameter of PAR stress function (main foliage) ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	80–200	150
$K_{vs}^{I\sigma}$	18	Parameter of PAR stress function (vegetated soil) ( $\text{W m}^{-2}$ )	80–140	112
$K_2^I$	19	Parameter of $D_0$ stress function (main foliage) ( $\text{kPa}^{-1}$ )	$1.575 \times 10^{-4}$ – $3.125 \times 10^{-4}$	$2.0 \times 10^{-4}$
$K_{vs}^{I\sigma}$	19	Parameter of $D_0$ stress function (vegetated soil) ( $\text{kPa}^{-1}$ )	$3.5 \times 10^{-2}$ – $1.05 \times 10^{-1}$	$7.0 \times 10^{-2}$
$K_3^I$	20	Parameter of $\theta$ stress function (main foliage) (-)	10–100	35
$K_{vs}^{I\sigma}$	20	Parameter of $\theta$ stress function (vegetated soil) (-)	10–100	45
$A_1$	21	Parameter of bare soil resistance (-)	5–15	8
$B_1$	21	Parameter of bare soil resistance (-)	1–10	5

$r_{a,i}$  is the aerodynamic resistance between the evaporative source ( $i = vs, bs$ ) and  $z_m$ , and  $r_{s,i}$  is the surface resistance (stomatal or soil surface) for each source ( $i = vs, bs$ ).

The total evaporation per unit area from the whole canopy is obtained using the formulation developed by [Lhomme et al. \(2012, Eq. \(33\)\)](#) for a three-source evaporative surface:

$$\lambda E_t = \left( \frac{\Delta + \gamma}{\gamma} \right) (P_f + P_{vs} + P_{bs}) \lambda E_p + \frac{\Delta}{\gamma} \frac{(P_f r_{a,f,h} A_f + P_{vs} r_{a,vs} A_{vs} + P_{bs} r_{a,bs} A_{bs})}{r_a}, \quad (4)$$

where  $\lambda E_p$  represents the potential evaporation expressed as

$$\lambda E_p = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_a}{\Delta + \gamma}, \quad (5)$$

where  $A$  is the total available energy and  $r_a$  is the aerodynamic resistance between the source height  $z_m$  and the reference height  $z_r$ . The  $P_i$  coefficients of Eq. (4) are combinations of surface and aerodynamic resistances, detailed in Appendix A. Each evaporation component is obtained from Eqs. (2) and (3) by expressing the in-canopy vapor pressure deficit  $D_m$  as a function of the saturation deficit at reference height  $D_a$  ([Shuttleworth and Wallace, 1985](#)):

$$D_m = D_a + \frac{[\Delta A - \lambda E_t (\gamma + \Delta)] r_a}{(\rho c_p)}. \quad (6)$$

### 2.2.2. Partition of available energy

Total available energy ( $A$ ) for turbulent fluxes is defined as the difference between the total net radiation ( $R_n$ ) and the soil heat flux ( $G$ ) counted positively when gained by the surface:  $A = R_n - G$ . Beer's law is used to obtain the partitioning of net radiation including the effects of solar zenith angle ( $\phi_s$ ) on net radiation extinction ([Anderson et al., 1997; Kustas et al., 1998](#)). Considering the canopy as a semi-transparent layer to incident radiation, the net radiation reaching the substrate level  $R_n(0)$  is obtained by

$$R_n(0) = R_n \exp \left( \frac{-cLAI_f}{\sqrt{2} \cos(\phi_s)} \right), \quad (7)$$

where  $c$  is the extinction coefficient of radiation of the main foliage, which depends upon leaves angular distribution ([Choudhury, 1989](#)), and  $LAI_f$  its leaf area index. For the main vegetation canopy, the available energy ( $A_f$ ) is computed as the difference between the total net radiation above the canopy and that reaching the substrate level:

$$A_f = R_n - R_n(0) = R_n \left[ 1 - \exp \left( \frac{-cLAI_f}{\sqrt{2} \cos(\phi_s)} \right) \right]. \quad (8)$$

Soil heat flux for vegetated and bare soil ( $G_{vs}$  and  $G_{bs}$ , respectively) is obtained as a fraction of the net radiation reaching the substrate level ([Norman et al., 1995; Boulet et al., 2000](#)). Per unit area of substrate we have  $G_{vs} = \beta_{vs} R_n(0)$  and  $G_{bs} = \beta_{bs} R_n(0)$ ,  $\beta_{vs}$  and  $\beta_{bs}$  representing the proportions of residual net radiation conducted into the soil. Available energy for vegetated ( $A_{vs}$ ) and bare soil ( $A_{bs}$ ) is respectively obtained as

$$A_{vs} = F_{vs} [R_n(0) - G_{vs}] = F_{vs} (1 - \beta_{vs}) \exp \left( \frac{-cLAI_f}{\sqrt{2} \cos(\phi_s)} \right) R_n, \quad (9)$$

$$A_{bs} = F_{bs} [R_n(0) - G_{bs}] = F_{bs} (1 - \beta_{bs}) \exp \left( \frac{-cLAI_f}{\sqrt{2} \cos(\phi_s)} \right) R_n. \quad (10)$$

and consequently

$$A = R_n - G = R_n \left[ 1 - \exp \left( \frac{-cLAI_f}{\sqrt{2} \cos(\phi_s)} \right) (F_{vs} \beta_{vs} + F_{bs} \beta_{bs}) \right]. \quad (11)$$

### 2.2.3. Net radiation estimation

The evaporation formulations detailed in Section 2.2.1 consider that the net radiation of the whole surface constitutes an input to the model. It is expressed as

$$R_n = (1 - a) R_g + \epsilon (R_{atm} - \sigma T_R^4), \quad (12)$$

where  $a$  is the effective surface albedo,  $R_g$  the incoming shortwave or solar radiation,  $R_{atm}$  the downward longwave or atmospheric radiation,  $\epsilon$  the surface longwave emissivity,  $\sigma$  the Stefan-Boltzmann constant and  $T_R$  the composite radiometric temperature of the surface (main foliage and substrate).

Net radiation, however, is not commonly and routinely measured. Given that the purpose of this work is to develop an operational and dynamic version of the model running with meteorological inputs,  $R_n$  should be determined beforehand. If  $R_g$  is generally measured and  $R_{atm}$  measured or easily calculable from air temperature and humidity,  $T_R$  is an unknown variable which cannot be considered as an input to the model. It can be expressed as a function of the component temperatures in the following way based on the Stefan-Boltzmann law ([Norman et al., 1995](#)):

$$T_R = [f_0 T_f^4 + (1 - f_0) T_s^4]^{1/4}, \quad (13)$$

where  $T_f$  is the temperature of the main foliage and  $T_s$  is the composite substrate temperature expressed as a weighted mean of the component temperatures

$$T_s = F_{vs} T_{vs} + F_{bs} T_{bs}. \quad (14)$$

In Eq. (13)  $f_0$  represents the fractional vegetation cover obtained by

$$f_0 = 1 - \exp(-cLAI_f), \quad (15)$$

with  $c$  the same coefficient as in Eq. (7) and  $LAI_f$  the leaf area index of the main foliage. Given that surface temperature  $T_R$  is required to solve Eq. (12), an iterative procedure is implemented to obtain the corresponding surface temperatures ( $T_f, T_{vs}, T_{bs}$ ). An initial loop sets  $T_i = T_a$  ( $i = f, vs, bs$ ) to solve Eqs. (12) to (15) and to calculate the distribution of available energy from Eqs. (7) to (11). Eqs. (4) to (6) are then used to calculate  $\lambda E_t$  and  $D_m$ , which allows calculating a new set of component surface temperatures  $T_i$ , which are reintroduced into Eq. (13) until the convergence is achieved. The details of surface temperatures calculation are presented in Appendix B.

The effective albedo for shortwave radiation ( $a$  in Eq. (12)) is obtained using the following expression ([Taconet et al., 1986; Lhomme and Monteny, 2000](#)):

$$a = f_0 a_f + \frac{a_s (1 - f_0)^2}{(1 - f_0 a_f a_s)}, \quad (16)$$

where  $a_f$  and  $a_s$  are the albedos of the main foliage and of the substrate, respectively. Substrate albedo  $a_s$  is calculated as a simple weighted component albedo:  $a_s = F_{bs} a_{bs} + F_{vs} a_{vs}$ , with  $a_{vs}$  and  $a_{bs}$  the albedo of the vegetated and bare soil, respectively.

### 2.2.4. Parameterizations of surface and aerodynamic resistances

**2.2.4.1. Surface resistances.** The main foliage surface resistance to vapor transfer is parameterized using the widely used Jarvis-type analytical formulation ([Jarvis, 1976](#)). This formulation links the stomatal conductance (inverse of resistance) to environmental factors

controlling the relative stomatal closure: photosynthetically active radiation ( $PAR_f$ ), vapor pressure deficit ( $D_a$ ) and soil water content ( $\theta_f$ ). It is expressed as

$$g_{s,f} = \frac{1}{r_{s,f}} = (g_{x,f} LAI_f) f_1(PAR_f) f_2(D_a) f_3(\theta_f), \quad (17)$$

where  $g_{x,f}$  is the maximum leaf stomatal conductance, observed when environmental factors are not limiting. Each function represents a stress function with values between 0 and 1. They are defined as

$$f_1(PAR_f) = 1 - \exp\left(\frac{-PAR_f}{K_1^f}\right), \quad (18)$$

$$f_2(D_a) = 1 - K_2^f D_a, \quad (19)$$

where  $PAR_f$  is the photosynthetically active radiation reaching the main foliage (calculated as a fraction of solar radiation);  $K_1^f$  and  $K_2^f$  are two empirical parameters. The stress function for soil water content is parameterized considering a negative exponential relationship between stomatal conductance and soil water deficit (Stewart, 1988). This relationship is defined as

$$f_3(\theta_f) = 1 - \exp[-K_3^f(\theta_f - \theta_{f,wp})], \quad (20)$$

with  $\theta_f$  the volumetric soil moisture averaged over the depth of the rooting system,  $\theta_{f,wp}$  its moisture at wilting point and  $K_3^f$  a fitting parameter.

Grass cover conductance is calculated using the same formulation as above (subscript  $f$  is replaced by subscript  $vs$ ), but with specific parameters and coefficients. However, since grass occupies only a portion of the representative area ( $F_{vs}$ ), the stomatal conductance should be multiplied by this relative area (Lhomme et al., 2012). Local observations indicate that the inter-row grass cover extends its vegetative cycle until early summer and then completely dries out, which means that stomatal conductance becomes equal to zero and only soil evaporation should be considered, then  $F_{vs}$  is set to zero.

Direct evaporation from topsoil layers is regulated by complex processes that can be summarized in a soil surface resistance  $r_{s,bs}$ . A wide list of formulations for this physical control on evaporation can be found in the literature, most of them relating  $r_{s,bs}$  to local observations of soil water content (e.g. Mahfouf and Noilhan, 1991). This resistance was parameterized using the formulation proposed by Sellers et al. (1992), divided by bare soil relative area:

$$r_{s,bs} = \exp\left(\frac{A_1 - B_1 \theta_{bs} / \theta_{s,bs}}{F_{bs}}\right), \quad (21)$$

with  $\theta_{bs}$  and  $\theta_{s,bs}$  the actual and saturated water content of the upper soil layer;  $A_1$  and  $B_1$  are fitting parameters.

**2.2.4.2. Aerodynamic resistances.** The aerodynamic resistance between canopy source height ( $z_m$ ) and reference height ( $z_r$ ), assumed to be the same for heat and water transfer, is calculated using the formulation proposed by Brutsaert (1982), which takes into account the stability correction functions for momentum and heat under non-neutral conditions. The boundary layer resistance of the main foliage is estimated using the formulation proposed by Choudhury and Monteith (1988). The aerodynamic resistances between the substrate and the mean canopy source ( $r_{a,vs}$  and  $r_{a,bs}$ ) are defined by the integral of the inverse of the eddy diffusivity (Choudhury and Monteith, 1988; Shuttleworth and Gurney, 1990). All these aerodynamic resistances are detailed in Appendix C. For substrate components, the aerodynamic resistances should be weighted by their relative area, as highlighted by Lhomme et al. (2012). If  $r_{a,i}^1$  ( $i = vs, bs$ ) is the aerodynamic resistance per unit area

of component substrate with relative area  $F_i$ , the aerodynamic resistance per unit area of land surface should be written as  $r_{a,i} = r_{a,i}^1 / F_i$ .

### 2.3. Water balance model

#### 2.3.1. Soil water equations

To simulate the water budget seasonal dynamics, the evaporation model described in Section 2.2, which is run with an hourly time step, is coupled with a soil water balance module run with a daily time step. The daily time step was selected for feasibility reasons, since daily values of rainfall are usually more available than hourly values. The soil layer beneath the vegetation is divided into three finite reservoirs (Fig. 1): a reservoir (1), located just below the bare soil component with relative area  $F_1 = F_{bs}$  and depth  $z_1$ ; reservoir (2), located just below the vegetated soil with relative area  $F_2 = F_{vs}$  and depth  $z_2$ ; and reservoir (3), located below reservoirs (1) and (2), which extends to a depth  $z_R$  taken as equal to the vines rooting depth. Available water content of each soil compartment is considered as uniformly distributed over the corresponding soil profile. Bare soil and vegetated soil evaporation occur, respectively from reservoir (1) and (2). Main foliage is supposed to extract water both from reservoirs (2) and (3), because the rooting system of vines is expected to extend within that of grass. A saturated zone with depth  $z_G$  is also considered, which potentially can rise to reach the bottom of reservoir (3).

Horizontal water transfers, as well as surface runoff, are considered out of the scope of this one-dimensional modeling approach and are ignored. In any case, the runoff component can be added (or subtracted) to the infiltration term of the water balance. Thus, the main water input to the system corresponds to the infiltration of water from precipitation to reservoirs (1) and (2). Root water uptake by the vineyard and grass, and bare soil evaporation correspond to the main water outputs. Transfers from reservoirs (1) and (2) to (3), and from (3) to the saturated zone are carried out through percolation process. Capillary rise from the saturated zone to reservoir (3) can also act as a secondary input of water. Capillary rise from reservoir (3) to surface reservoirs (1) and (2) is assumed to be negligible.

Soil water capacity  $TSW_i$  (total soil water) for each reservoir is defined as the difference between the amount of water stored at field capacity and a minimum amount, specified below. It is calculated as a function of its depth and relative area  $F_i$

$$TSW_i = 1000 F_i z_i (\theta_{fc,i} - \theta_{n,i}) (1 - p_i), \quad i = 1 \text{ or } 2 \quad (22)$$

$$TSW_3 = 1000 [F_2 (z_R - z_2) + F_1 (z_R - z_1)] (\theta_{fc,3} - \theta_{n,3}) (1 - p_3), \quad (23)$$

$TSW_i$  is expressed in mm and the reservoir depth  $z_i$  in m,  $\theta_i$  is the volumetric humidity in  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  (subscript  $fc$  indicates field capacity and  $n$  a minimum value),  $p_i$  is the fractional stone content, and the value 1000 is a conversion factor. Similarly, available soil water ( $ASW_i$ ) of each reservoir is defined as the difference between its actual water content ( $\theta_i$ ) and its content at a minimum value ( $\theta_{n,i}$ ). It is expressed by the same equations as (22) and (23), where  $\theta_{fc,i}$  is replaced by  $\theta_i$ . For reservoir (2) the minimum humidity ( $\theta_{n,2}$ ) is taken to be equal to that at wilting point ( $\theta_{vs,wp}$ ). For reservoirs (1) and (3), the minimum humidity  $\theta_{n,i}$  is set to minimum values below wilting point, as observed by Trambouze and Voltz (2001) on the same plot (Table 2).

The root system of the main vegetation is supposed to extract water from compartments (1) and (2). The grass cover extracts water only from reservoir (2) and bare soil evaporation comes from reservoir (1) which is only a few centimeters deep. The amount of



**Table 2**  
 Measured and estimated values of parameters used in the soil water balance model.

Soil parameter	Value	Units	Informative source
Soil profile description			
$\theta_{n,1}$	0.05	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Trambouze and Voltz (2001)
$\theta_{n,2} = \theta_{n,3} = \theta_{f,wp}$	0.15	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Trambouze and Voltz (2001)
$\theta_{f,c,1}$	0.246	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Measured
$\theta_{f,c,2}$	0.268	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Measured
$\theta_{f,c,3}$	0.331	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Measured
$p_1$	0.16	Fraction	Measured
$p_2$	0.20	Fraction	Measured
$p_3$	0.16	Fraction	Measured
Capillary rise equations			
$\Psi_{s,3}$	0.63	m	Clapp and Hornberger (1978)
$\Psi_G$	0.63	m	Clapp and Hornberger (1978)
$\theta_{s,3}$	0.476	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Clapp and Hornberger (1978)
$K_{s,3}$	$2.45 \times 10^{-6}$	$\text{m s}^{-1}$	Clapp and Hornberger (1978)
$b_3$	8.52	–	Clapp and Hornberger (1978)
Reservoirs depth			
$z_1$	0.05	m	Locally estimated
$z_2$	0.50	m	Locally estimated
$z_R$	2.0	m	Locally estimated

water ( $ASW_i$ ) stored into each of the three compartments is calculated following a dynamic process with a daily budget (subscript  $j$ ):

$$ASW_{1,j} = ASW_{1,(j-1)} + I_{1,j} - E_{1,bs,j} - D_{1,j}, \quad (24)$$

$$ASW_{2,j} = ASW_{2,(j-1)} + I_{2,j} - E_{2,vs,j} - E_{2,f,j} - D_{2,j}, \quad (25)$$

$$ASW_{3,j} = ASW_{3,(j-1)} + I_{3,j} + CR_{3,j} - E_{3,f,j} - D_{3,j}, \quad (26)$$

The infiltration terms are denoted by  $I$ , the percolation terms by  $D$  and the evaporation terms by  $E$ . All the terms are expressed in  $\text{mm d}^{-1}$ . The water inputs for vegetated and bare soil reservoirs are daily rainfall ( $P_j$ ) weighted by their relative area ( $F_i$ ), so  $I_{i,j} = F_i P_j$  ( $i = 1$  and  $2$ ). The infiltration into the third reservoir ( $I_{3,j}$ ) is expressed as the sum of the drainage components of the upper reservoirs as  $I_{3,j} = D_{1,j} + D_{2,j}$ . For each reservoir, percolation is calculated as the amount of water in excess with respect to the total available water: it is the positive difference between the sum of inputs and the water holding capacity of the reservoir defined as the difference between  $TSW_i$  and  $ASW_i$ . For the surface compartments ( $i = 1$  and  $2$ ) we have

$$D_{i,j} = I_{i,j} - (TSW_i - ASW_{i,j}) \quad \text{if } I_{i,j} > (TSW_i - ASW_{i,j}), \quad (27)$$

$$D_{i,j} = 0 \quad \text{if } I_{i,j} \leq (TSW_i - ASW_{i,j}), \quad (28)$$

and for compartment (3)

$$D_{3,j} = (D_{1,j} + D_{2,j}) - (TSW_3 - ASW_{3,j}) \quad \text{if } (D_{1,j} + D_{2,j}) > (TSW_3 - ASW_{3,j}), \quad (29)$$

$$D_{3,j} = 0 \quad \text{if } (D_{1,j} + D_{2,j}) \leq (TSW_3 - ASW_{3,j}). \quad (30)$$

Given that the evaporation module is run with a time step shorter than one day (e.g. 1 h), the evaporation terms are calculated as the 24 h summation. The partitioning of main foliage evaporation between the two compartments (2) and (3) is obtained through a simple weighting by the relative soil water content of these two compartments. Putting  $ASW_f = ASW_2 + ASW_3$ , we have respectively

$$E_{2,f,j} = \frac{ASW_2}{ASW_f} \sum_{h=1}^{24} E_{f,j,h} \quad \text{and} \quad E_{3,f,j} = \frac{ASW_3}{ASW_f} \sum_{h=1}^{24} E_{f,j,h}, \quad (31)$$

where  $E_{f,j,h}$  is the evaporation from the main foliage in  $\text{mm h}^{-1}$ . In Eq. (31), evaporation components  $E_f$ ,  $E_{vs}$  and  $E_{bs}$  are obtained by Eqs. (2) and (3).

Since the main foliage extracts water from compartments (2) and (3), the soil water content ( $\theta_f$ ) involved in its stress function

(Eq. (20)) is calculated as the mean of the water contents of both compartments weighted by their relative volume:

$$\theta_f = \frac{V_2 \theta_2 + V_3 \theta_3}{V_2 + V_3}, \quad (32)$$

where the volumes of compartments (2) and (3) are calculated respectively as  $V_2 = F_{vs} z_2$  and  $V_3 = F_{bs}(z_R - z_1) + F_{vs}(z_R - z_2)$ . The stress function for the vegetated soil simply involves  $\theta_{vs} = \theta_2$ .

### 2.3.2. Capillary rise

The upward flow of groundwater to the root zone by capillary rise is driven by the soil hydraulic properties, the vertical gradient of water potential and the depth of the saturated zone (Maxwell and Miller, 2005; Vervoort and van der Zee, 2008), with high nonlinearities involved (Bogaart et al., 2008). When the water table is shallow, the increase in soil moisture of the root zone induced by the upward flow from the saturated zone can directly influence the magnitude and seasonal course of evaporation (Guix-Hébrard et al., 2007; Soyulu et al., 2011). In the present work, the upward transfer of water by capillary rise ( $CR_3$ ) from the saturated zone to reservoir (3) is estimated using a bulk form of Darcy's law, which considers the flow of water proportional to the difference of water potential and inversely proportional to the distance between reservoirs

$$CR_3 = K_{G,3} \left( \frac{\Psi_{s,G} - \Psi_3}{\Delta z_{G,3}} \right), \quad (33)$$

where  $\Psi_{s,G}$  is the water potential of the saturated zone (Clapp and Hornberger, 1978),  $\Delta z_{G,3}$  is the distance between the top of the saturated zone ( $z_G$ ) and the bottom of reservoir (3) ( $z_R$ ), and  $K_{G,3}$  the soil hydraulic conductivity of the transition zone between  $z_G$  and  $z_R$  (Fig. 1). The water potential of unsaturated soil is the sum of pressure potential and gravitational potential taking the reference height at water table level  $\Psi_3 = \Psi_{p,3} + (z_G - z_R)$ . Pressure potential  $\Psi_{p,3}$  and hydraulic conductivity are determined as a function of soil water content  $\theta_3$  following Campbell (1974) and Clapp and Hornberger (1978)

$$\Psi_{p,3}(\theta) = \frac{\Psi_{s,3}}{(\theta_3/\theta_{s,3})^{b_3}}, \quad (34)$$

where the parameters  $\Psi_{s,3}$ ,  $\theta_{s,3}$  (water potential and soil water content for saturated conditions) and  $b_3$  (a pore size distribution index) are given by Clapp and Hornberger (1978) according to soil properties. The unsaturated hydraulic conductivity of the transition zone ( $K_{G,3}$ ) between the top of the water table and the bottom of reservoir (3) is a power function of soil moisture content of this transition zone between  $z_R$  and  $z_G$  (Campbell, 1974). Since this moisture content is a priori unknown, the same value as reservoir (3) is considered

$$K_{G,3} = K_{s,3} \left( \frac{\theta_3}{\theta_{s,3}} \right)^{2b_3+3}, \quad (35)$$

$K_{s,3}$  is the hydraulic conductivity under saturated conditions. Finally, Darcy's law can be rewritten in a bulk form as

$$CR_3 = K_{G,3} \left[ \left( \frac{1}{z_G - z_R} \right) \left( \Psi_{s,G} - \frac{\Psi_{s,3}}{(\theta_3/\theta_{s,3})^{b_3}} \right) - 1 \right], \quad (36)$$

the values of  $\theta_3$  being given by the soil water balance model at each time step.

## 3. Experiment and model implementation

### 3.1. Study area

The experiment took place in the vineyard watershed of the Payne river, a tributary of the Hérault river, located in the

Languedoc-Roussillon region of southern France. The climate is Mediterranean, with an average annual precipitation of 650 mm, mainly concentrated during autumn and spring, and a dry summer season. Average annual reference evaporation is 1105 mm. Soil was a Cambisoi (clayic) with a 2.3–2.5 m depth.

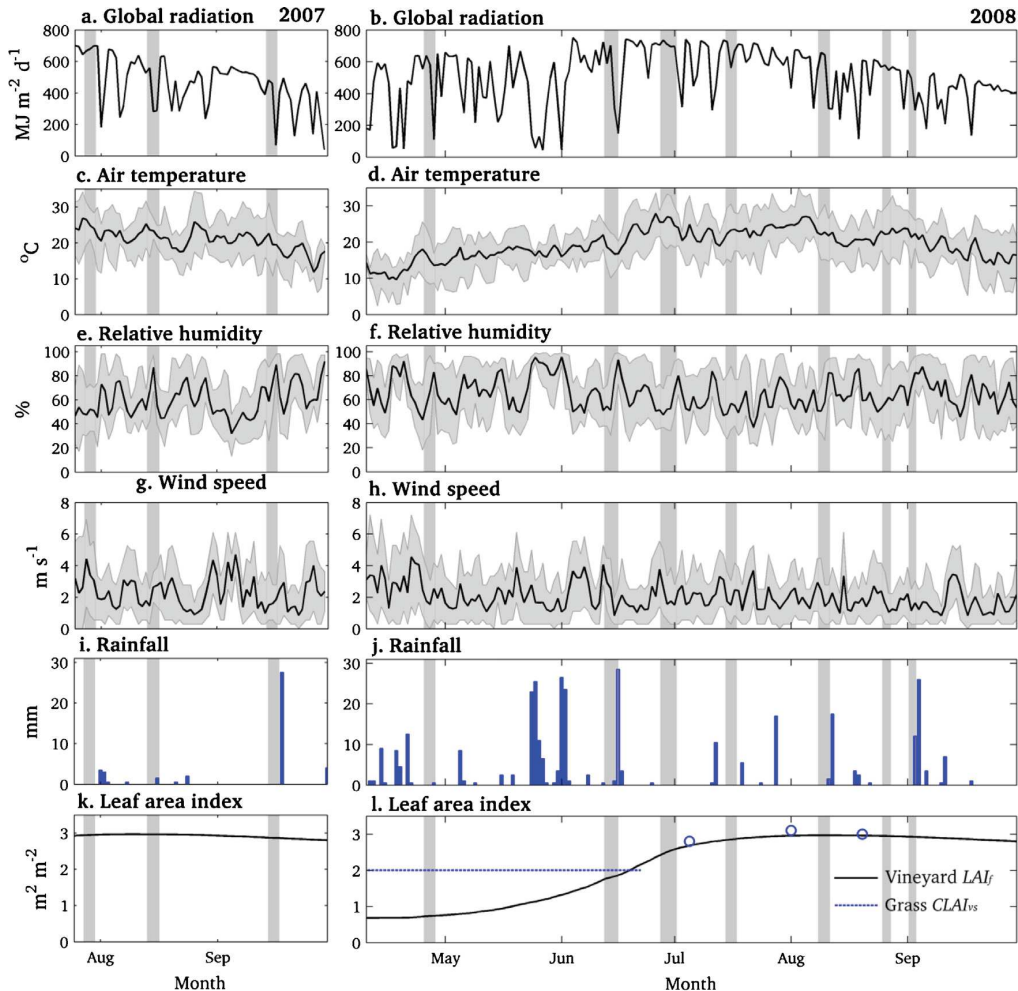
Measurements were carried out on flat vineyard (*Vitis vinifera* L.) of 13 hectares located at 43.4739°N 3.3697°E, with an elevation of 42 m.a.s.l. The inter-row distance was 2.5 m and intra-row plant distance was 1 m. Vine canopy height and width was maintained at 1.5 m and 1 m, respectively, by regular thinning. The maximum value of vine  $LAI_f$  was 3. The natural grass cover is characterized by a fractional area  $F_{vs} = 0.3$  and  $CLAI_{vs} = 2$  (Paré, 2011).

### 3.2. Data collection

Hourly values of solar radiation, air temperature, relative humidity, wind speed and rainfall were continuously obtained from a CIMEL Enerco 400, following meteorological standards, apart from wind speed (measured at 2 m height rather than 10 m for agrometeorological purposes). This weather station was located 4.4 km east-northeast of the vineyard.

Components of the energy balance were measured by using a portable micrometeorological station equipped with a Young 81000 3D sonic anemometer (R.M. Young, USA), a fast hygrometer KH20 (Campbell Inc., USA) and a net radiometer NRLite (Kipp-Zonen, NLD), installed at 2.8 m above ground. An air temperature and relative humidity probe HMP45C (Campbell Inc., USA) allowed correcting for the calibration drift of the KH20. Three soil heat flux plates HFP01 (Hukseflux, NLD) were installed at 0.05 m below the soil surface. This flux station was installed 10 times (3 in 2007, 7 in 2008) in the middle of the vineyard, for 2–4 days periods. Raw data Eddy Covariance (EC) (wind velocity components, air temperature and humidity) were acquired at 20 Hz. Other data were acquired at 1 Hz and stored as 15 min averages.

Soil moisture data were obtained from a Vectra 503-DR CPN Neutron Probe (NP) device. Soil moisture profile was sampled every 0.2 m between 0.2 and 2.5 m of soil depth. This was performed biweekly and after significant rainfall events. The top 0.15 m layer was monitored using a Soil Moisture Equipment TRASE 6050 Time Domain Reflectometry sensor. Soil physical properties measured along the soil profile were averaged and weighted by the corresponding horizon thickness in order to obtain a single value of



**Fig. 2.** Time series of meteorological variables, as measured during the simulation period, and used for model forcing. Gray shaded bars show periods of evaporation measurements used for model validation. (a) and (b) Daily incident solar radiation; (c) and (d) daily mean air temperature; (e) and (f) daily mean relative humidity; (g) and (h) daily mean wind speed; (i) and (j) daily accumulated precipitation. Also, simulated  $LAI_f$  (Eq. (37)) and estimated  $CLAI_{vs}$  are shown in (k)–(l). Circles in (l) are  $LAI_f$  measurements. Shaded intervals in (c) to (h) represent daily minimum and maximum values. Abscise labels denote the beginning of each month.

actual water content ( $\theta$ ), wilting point ( $\theta_{wp}$ ), field capacity ( $\theta_{fc}$ ), stone content ( $p$ ) and constants for each reservoir. Manual piezometric measurements conducted concurrently to the soil moisture profiles demonstrated the absence of watertable in the first four meters.

Vines were monitored for height and leaf area was estimated during the period of maximum growth using hemispherical photographs processed using the CAN.EYE software. Further details on this experiment can be found in Galleguillos et al. (2011).

### 3.3. Model forcing

In context of developing a versatile and parsimonious SVAT model devoted to the characterization of vineyard water consumption, the required forcing data are conventional meteorological observations such as those collected during the experiment (air temperature, relative humidity, global radiation, wind speed and daily-accumulated rainfall, see Section 3.2). Atmospheric radiation is estimated from available meteorological data through the parameterization proposed in Appendix D, but direct measurements can be used when existing.

The leaf area index of the vine foliage ( $LAI_f$ ) is required as input variable in several parameterizations (i.e. available energy components, air and surface resistances), whereby a time series of  $LAI_f$  is required. The seasonal evolution of  $LAI_f$  is simulated as a function of thermal time by means of a double logistic relationship (Clevers et al., 2002; Fisher et al., 2006). In this approach,  $LAI_f$  rises up to a plateau and then decreases when senescence begins (Fig. 2k–l). It is calculated as

$$LAI_f(TT) = (LAI_{f,max} - LAI_{f,min}) \times \left( \frac{1}{1 + e^{m_1 + m_2(TT - TT_1)}} - \frac{1}{1 + e^{m_3 + m_4(TT - TT_2)}} \right) + LAI_{f,min}, \quad (37)$$

with  $LAI_{f,max}$  and  $LAI_{f,min}$  the maximum and minimum values of  $LAI_f$  during the growing season, respectively;  $TT$  is the thermal time calculated with a daily time step

$$TT = \sum \max \left( \frac{T_{max} + T_{min}}{2} - T_b, 0 \right), \quad (38)$$

where  $T_{max}$  and  $T_{min}$  are the daily maximum and minimum temperatures ( $^{\circ}C$ ), respectively, and  $T_b$  a base temperature below which plant growth is negligible, considered typically as  $10^{\circ}C$  for grapevine (Winkler and Williams, 1939). In Eq. (37)  $m_1$  and  $m_2$  are fitting parameters that control the growth stage,  $m_3$  and  $m_4$  are those for the senescence stage,  $TT_1$  and  $TT_2$  represent empirical values that drive the beginning and ending of the vegetative cycle. The values of the parameters were obtained by applying a basic fitting procedure considering the vegetation data collected over the 2008 season: the value of  $LAI_{f,max}$  and the observed dates of three foliage stages (beginning of growth, maximum growth and beginning of senescence). The thermal summation began from 01-March-2008 (taking  $LAI_{f,min} = 0$ ) and the values found were:  $TT_1 = 800$ ,  $TT_2 = 2500$ ,  $m_1 = 0.01$ ,  $m_2 = 0.07$ ,  $m_3 = 0.01$  and  $m_4 = 0.05$ .

The grass cover is assumed to be already green and covering at the beginning of the seasonal cycle and to be completely senescent if a dry spell of seven consecutive days without available soil water ( $ASW_2 = 0$ ) occurs (Paré, 2011). When this event occurs, only bare soil evaporation is considered during the following days ( $F_{vs} = 0$ ). Local observations suggest that the grass cycle restarts after the grape harvest.

### 3.4. Model calibration

As for most SVAT models, the correct implementation of the three-source model described above depends upon the appropriate specification of the controlling parameters. They are often difficult to obtain empirically by local fitting and a wide variation in their values is found in the literature. Moreover, their transferability to different environmental conditions should be handled with care at the risk of systematic errors.

In the present work, a total of 31 parameters have to be defined first. Given the wide range of values found in the literature and the lack of local observations, a total of 16 parameters related to energy balance and surface resistances (listed in Table 1) were obtained by calibration, whereas a total of 15 soil-related parameters were obtained by local observation (soil profile description) or direct consultation of the literature in the case of capillary rise equations (Table 2). The calibrated parameters were calculated by applying the Multi-objective Calibration Iterative Procedure (MCIP) algorithm developed by Demarty et al. (2004, 2005). This multi-criteria global calibration method is based on the minimization of a cost function describing the model performance in relation to field observations. Thus, starting from an initial uncertainty range for each parameter (Table 1), an iterative procedure is carried out to reduce the feasible parameter space by optimization of model outputs against observations. Bastidas et al. (1999), Gupta et al. (1999) and Demarty et al. (2004, 2005) provide detailed description of this multi-objective calibration approach, and several works in land-surface models calibration have used this stochastic method, namely Coudert et al. (2006), Saux-Picart et al. (2009) and GuilleVIC et al. (2012).

In an algorithmic way, for each iteration, the MCIP method can be summarized as follows: (1) based on local measurements and literature, the initial feasible parameter space is defined (Table 1); (2) the parameter space is uniformly sampled and a set of Monte Carlo random simulations is performed for each parameter combination (2000 in our case); (3) the corresponding cost functions are calculated for every single simulation, in this case using the root mean square errors (RMSE<sup>1</sup>) between model estimates and observed values; (4) using the Pareto ranking approach, or a simple sorting when only one objective function is calculated, the resulting cost function ensemble is partitioned into acceptable and non-acceptable solutions according to a prescribed cost functions threshold; (5) a sensitivity analysis of model parameters is performed based on the MOGSA algorithm (Bastidas et al., 1999), which consists in carrying out the non-parametric test of Kolmogorov-Smirnov to statistically compare the empirical cumulative distribution of model parameters between the acceptable and non-acceptable solutions; and (6) the parameter space is contracted for those parameters with significant differences between the two samples (i.e. sensitive parameters) found in (5), and then a new set of simulations is performed. Parameters found as no sensitive are left to vary freely in the *a priori* uncertainty range of the precedent iteration. These steps are executed iteratively (10 iterations in our case) in order to narrow the parameter range until an optimized set of parameters is obtained.

In the present work, this methodology was applied to obtain an optimized set of parameters for the plant-atmosphere module (Table 1), the soil parameters being set as constant during the calibration procedure (Table 2). In this way, the total latent heat flux was simulated and the cost function (RMSE) was minimized for a

<sup>1</sup> RMSE =  $\sqrt{\sum_{i=1}^n (e_i - m_i)^2 / n}$ , with  $e_i$  the estimated value and  $m_i$  the observed value at time step  $i$ .

total of eight selected days, when both evaporation and soil water content measurements were simultaneously available (shown in Fig. 4). Then, the whole model (evaporation and soil water modules) was validated against the entire set of measurements along two growing seasons. Initial soil water content of the three reservoirs was set by correcting the first observed value by the cumulative evaporation of the previous days.

#### 4. Results

The simulation period is constrained by the data availability, comprising the growing season from 25-July to 30-September in 2007 and from 10-April through 30-September in 2008. The time series of meteorological data used for model forcing during the simulation period are shown in Fig. 2a–j. The time series of  $LAI_f$  obtained with Eq. (37) and  $CLAI_{vs}$ , both used for model forcing, are shown in Fig. 2k–l. Local information from growers indicates that, given vineyard pruning,  $LAI_{f,max}$  can be taken as the same for 2007 and 2008 seasons, so the same curve was used in both simulation periods. A contrasting soil water recharge was observed during these two periods: the 2007 season was characterized by dryer conditions, with 262 mm (versus 321 mm in 2008) of cumulated rainfall from April through September. Furthermore, the fall and winter precipitations preceding the vineyard growing seasons provided a lower load in 2007 than in 2008: 173 mm versus 306 mm from October to March.

In the first part of this section, the values of the parameters obtained with the MCIP algorithm are presented and analyzed. The second part addresses the validation of the diurnal course of hourly evaporation derived from the surface energy balance module only, as forced with measurements of net radiation and soil moisture. In the third part, the whole model, including both the surface energy balance and the soil water balance, is validated on simulations of water balance at a daily time step. Finally, the model versatility is explored by analyzing the impact of capillary rise and vineyard structure on total evaporation and soil water balance.

##### 4.1. Analysis of calibrated parameters

The values of the parameters of the plant–atmosphere module inferred from the MCIP algorithm are shown in Table 1. There are two types of parameters: a set of biophysical parameters obtainable from measurements and another one corresponding to fitting empirical coefficients. Checking the pertinence and accuracy of the first set of optimized values is necessary. Very few references in the literature report measurements of these parameters for vineyards.

The attenuation coefficient of the vineyard foliage for net radiation  $c = 0.45$  was obtained by the MCIP algorithm. In the literature there is a large range of values for this parameter. Sene (1994) proposed  $c = 0.68$  for a different type of vineyard grown in southern Spain and characterized by free standing bushes with a higher aerial biomass. This value was also used by Zhang et al. (2008) in China. The value  $c = 0.38$  was obtained by Poblete-Echeverria and Ortega-Farias (2009) and  $c = 0.5$  by Ortega-Farias et al. (2007) for vineyards in central Chile. These last values are closer to that found here ( $c = 0.45$ ), likely due to a higher similarity with the vineyards trained in trellis system for the same variety under Mediterranean-type conditions.

The maximum stomatal conductance calculated by the MCIP algorithm was  $g_{x,f} = 3.3 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ . This value is fairly realistic since it is within the range of values measured by Winkel and Rambal (1990) ( $1.25 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ ), Lebon et al. (2003) ( $2.86 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ ), Zhang et al. (2008) ( $6.85 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ ), Ortega-Farias et al. (2010) ( $6.94 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ ) and also close to the daytime average value found by Ortega-Farias et al. (2007) on irrigated

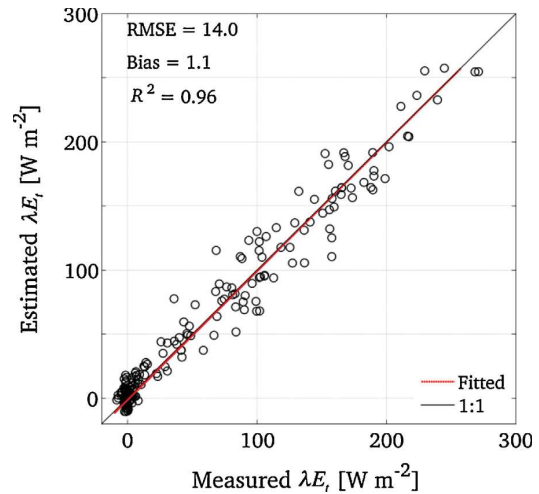


Fig. 3. Scatter plot of hourly measured and simulated total latent heat flux ( $\lambda E_t$ ).

vineyard ( $2.13 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ ). Also, Jones et al. (2002) found an average  $g_{x,f} = 4.0 \times 10^{-3}$  between shaded and sunlit leaves in irrigated vineyard. For the grass cover, its Mediterranean type can explain the lower value retrieved for its maximal stomatal conductance  $g_{x,vs}$  than the daytime average value of Allen et al. (1989) ( $g_{x,vs} = 1.0 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$ ).

The relatively large dispersion observed in the measured values of  $g_{x,f}$  and  $c$  reveals the difficulty to find adequate values for model parameters and justifies the use of a stochastic approach. Conversely, a smaller variability is observed for vineyard albedo. The optimized value  $a_f = 0.24$  is close to those found by Sene (1994) ( $a_f = 0.27$ ), Pieri and Gaudillière (2003) ( $a_f = 0.2$ ) and Ortega-Farias et al. (2010) ( $a_f = 0.19$ ). On the other hand, optimized substrate albedos ( $a_{bs} = 0.3$  and  $a_{bs} = 0.25$ ) are very close to those often found in the literature for dry and grassed soils (e.g. Idso et al., 1975; Graser and Van Babel, 1982; Davies, 2006). The differences are ascribed to different substrate composition.

Finally, when dealing with soil heat flux estimation, the retrieved fraction  $\beta_{bs}$  for bare soil is higher than  $\beta_{vs}$  for vegetated soil, which is in agreement with the thermal properties of both covers.

##### 4.2. Evaporation estimates

In this section, the evaporation model is evaluated alone, without being coupled with the soil water balance module. Measurements of soil water content and net radiation are used as input data for Eq. (20) and Eqs. (7) to (11), respectively, in order to evaluate the three-source scheme itself, independently of its operational utilization on a seasonal basis. The model performance in terms of simulated daily course of total evaporation is compared against a set of EC measurements during the same eight days used for calibrating the evaporation module. This procedure constitutes an assessment of the residual calibration error. A comparison between the model outputs and the hourly measurements is shown in Fig. 3, including the agreement evaluation by using the root mean square error (RMSE), the bias estimation ( $B^2$ ) and the coefficient of

$$^2 B = \sum_{i=1}^n (e_i - m_i) / n, \text{ with } e_i \text{ the estimated value and } m_i \text{ the observed value at time step } i.$$



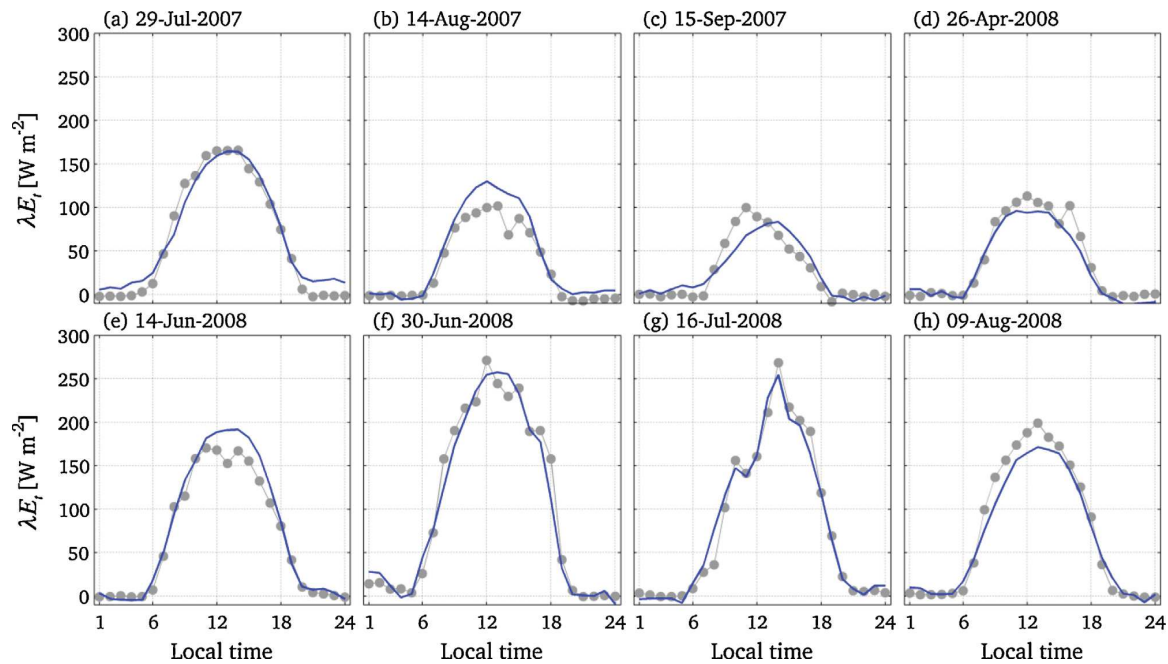


Fig. 4. Time series of simulated (lines) and measured (circles) hourly latent heat flux ( $\lambda E_t$ ) for eight observation days.

determination ( $R^2$ ). A quite reasonable agreement between estimated and measured evaporation rates was obtained at the hourly timescale with a high linear representation ( $R^2 = 0.95$ ).

Fig. 4 shows the diurnal variation of evaporation simulated by the model compared to EC data for eight distinct days. A good agreement is observed between the daily cycle of model estimates and EC measurements in spite of a slight overestimation on 14-Jun-2008 and a minor underestimation at the end of the 2008 season (09-Aug-2008). The strong soil water content depletion during 2007 is evidenced through a significant reduction in  $\lambda E_t$  (Fig. 4a–c), despite the almost constant  $LAI_f$  (Fig. 2k). In 2008, the initial growing period (Fig. 4d) is characterized by the low foliage area of the vines ( $LAI_f = 0.7$ ), when  $\lambda E_t$  emanates mainly from bare and vegetated soils. When vine  $LAI_f$  increases, its transpiration increases leading to maximum values of latent heat flux around  $250 \text{ W m}^{-2}$  (Fig. 4f and g). During the two periods shown in Fig. 4f and g, when vine foliage is fully developed ( $LAI_f$  close to 3), the agreement between the two  $\lambda E_t$  series is rather good. This period of the growing season can be considered as the most important from an agricultural point of view, given the impact of water stress on grape production (Schultz, 1996).

#### 4.3. Seasonal dynamics of water balance

In this section, the evaporation model is coupled with the soil module to jointly simulate the seasonal dynamics of total evaporation ( $E_t$ ) and soil water content.  $E_t$  is obtained from Eq. (4) using the simulated soil water content  $\theta$  to solve Eq. (20). The water table being fairly deep (down to 4 m) during the simulation period, the impact of capillary rise is considered as negligible and the corresponding module is shutdown. In addition, the iterative approach presented in Section 2.2.3 is used to obtain the net radiation. It yields relatively good estimates, compared to measured values (RMSE =  $46 \text{ W m}^{-2}$ ; results not shown), but with a slight overestimation, maybe explained by a higher load of atmospheric radiation obtained by the scheme detailed in Appendix D, which

certainly would have required a local calibration (e.g. Lhomme et al., 2007).

An overall comparison between simulated and observed  $E_t$  and  $\theta$  values for both seasons is shown in Fig. 5 a and b, respectively. The simulated value of  $\theta$  is calculated as the weighted mean of the water content of each reservoir. The evaporation results show a relatively good agreement between model and EC data, with a regression slope close to 1, but some overestimation is observed. A possible explanation is the method implemented for estimating net radiation, which led to an overestimation of this input variable (bias =  $+21 \text{ W m}^{-2}$  between 07:00 and 18:00 local time), and therefore an increase of available energy for evaporation. The same comparison for  $\theta$  (Fig. 5b) shows that very good estimates were obtained for both contrasting seasons.

Fig. 6 shows the time series of modeled daily evaporation and soil water content during the two seasonal simulations. In general, the agreement between the simulated curves and the observed data is rather good. A strong temporal decay in both evaporation and  $\theta$  characterizes the 2007 season, as a response of very low precipitations (Fig. 2i). For the 2008 season (Fig. 6b), the evaporation experiences a seasonal course that agree quite well with EC measurements. The seasonal evolution follows the seasonal shape of the meteorological forcing and foliage development. Concerning soil water content ( $\theta$ ), a slight increase induced by a relatively low evaporative demand and by several rainfall events (till mid-June 2008, see Fig. 2j) is followed by a progressive decrease until the end of the growing season (Fig. 6d). During the last part of the period (September 2008), overestimated values of  $\theta$  are obtained with the model, which could receive the following explanation. The dry conditions and the absence of grass cover during the last part of the growing season have induced soil crusting which reduces the infiltration capacity and enhances surface runoff. Consequently, the strong rainfall event just before the last measurement days (Fig. 2j), which potentially could have involved important water filling for the soil, may have been lost by runoff. This phenomenon was observed by Lebon et al. (2003) in the same region and also by Gaudin et al. (2010) in an inter-cropping vineyard.

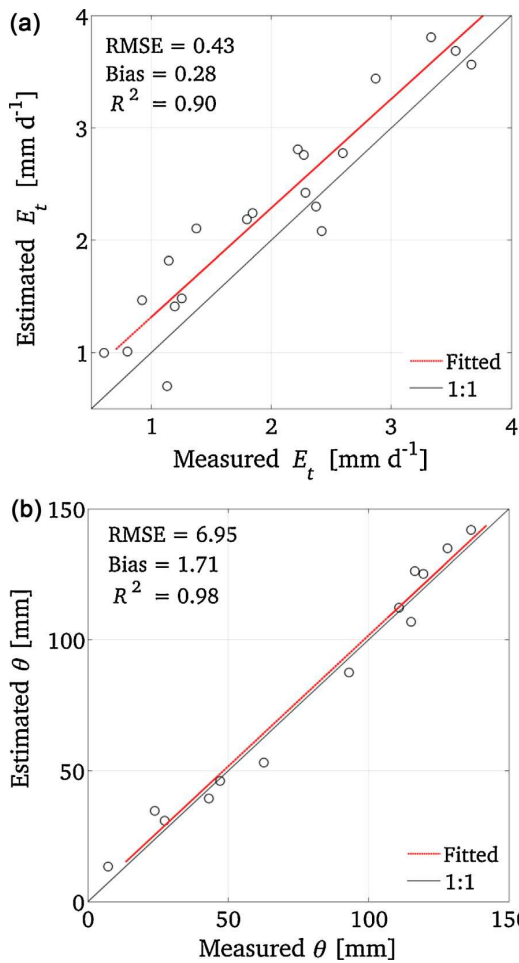


Fig. 5. Scatter plot of daily (a) total evaporation ( $E_t$ ) and (b) soil water content ( $\theta$ ) as measured and as simulated by the model.

#### 4.4. Analysis of model predictions

In order to illustrate model versatility, some static simulations (time independent) were undertaken in order to examine the SVAT

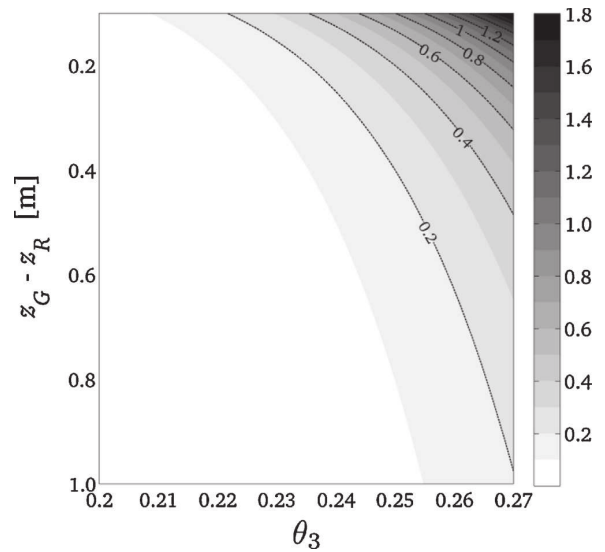


Fig. 7. Capillary flow (contours in  $\text{mm d}^{-1}$ ) between saturated zone and reservoir (3) as a function of the distance between water table ( $z_G$ ) and root zone depth ( $z_R$ ) and soil water content of reservoir (3). Upward flow is taken as positive values.

model under different configurations of the vineyard system and to explore the impact of crop characteristics on evaporation.

##### 4.4.1. Impact of capillary rise

A simulation with constant boundary conditions was performed in order to quantify the magnitude of the water flow from the saturated zone into reservoir (3) ( $CR_3$ ). In our formulation  $CR_3$  varies as a function of the saturated zone depth ( $z_G$ ) and the soil water content of reservoir (3) ( $\theta_3$ ). The same soil texture (clay loam) for reservoir (3) and the transition zone between  $z_G$  and  $z_R$  is considered and the corresponding values of hydraulic parameters taken from Clapp and Hornberger (1978) are shown in Table 2. Fig. 7 shows the predicted values of  $CR_3$  as a function of  $\theta_3$  and of the distance between the root zone and the water table  $z_G - z_R$ . As can be anticipated, capillary rise ( $CR_3$  value) decreases with the distance ( $z_G - z_R$ ) and increases with the soil water content  $\theta_3$  in relation with the hydraulic conductivity  $K_{G,3}$ . Although it was not possible to confront these values with field measurements, they are within the range of values obtained by several authors from similar or more complex approaches of capillary rise (e.g. Raes and Deproost,

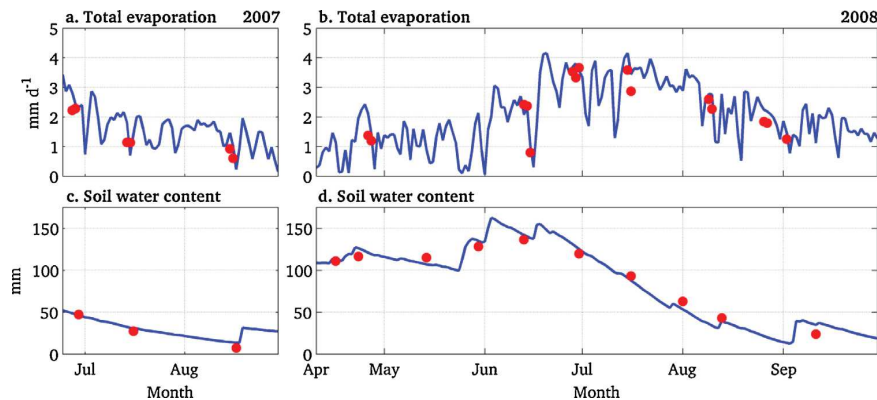


Fig. 6. Time series of (a) simulated (line) and observed (circles) daily total evaporation, and (b) simulated (line) and observed (circles) integrated profile volumetric soil water content. Abscissa labels denote the beginning of each month.

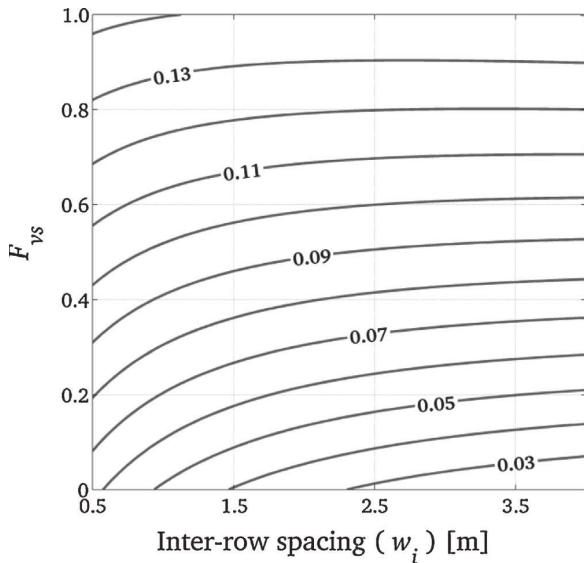


Fig. 8. Simulated total evaporation (contours in  $\text{mm h}^{-1}$ ) as a function of the spacing between vine rows  $w_i$  and the grass cover fraction  $F_{vs}$ .

2003; Bogaart et al., 2008; Vervoort and van der Zee, 2008). Our results are realistic and confirm the possible use of the capillary rise module when the water table is shallow.

#### 4.4.2. Impact of vineyard structure on evaporation rate

In our approach, the geometry of the grassed vineyard system can be characterized by the distance between rows and the relative proportion of grass ( $F_{vs}$ ) and bare soil ( $F_{bs}$ ). In order to estimate the impact of foliage surface proportion on vineyard evaporation, the concept of clumped leaf area index ( $CLAI_f$ ) is used (defined as the leaf area per unit area of substrate covered by the foliage):  $LAI_f = F_f CLAI_f$ , where  $F_f$  is the proportion of soil surface occupied by the vine canopy.  $F_f$  depends on the width of the vine row ( $w_r$ ) and on that of the inter-row ( $w_i$ ), and can be expressed as

$$F_f = \frac{w_r}{w_r + w_i} = \frac{1}{1 + w_i/w_r}. \quad (39)$$

Inter-row width  $w_i$  is varied maintaining  $CLAI_f$  and  $w_r$  fixed: 2.5 and 1 m, respectively. In this way, total evaporation is simulated as a function of  $w_i$  and hence  $LAI_f$  using Eq. (39). Standard values of meteorological and soil variables were considered:  $R_n = 400 \text{ W m}^{-2}$ ,  $T_a = 25^\circ\text{C}$ ,  $D_a = 10 \text{ hPa}$ ,  $u_a = 2 \text{ m s}^{-1}$ ,  $R_g = 600 \text{ W m}^{-2}$ ,  $\theta_f = 0.3$ ,  $\theta_{vs} = 0.25$ ,  $\theta_{bs} = 0.25$ . Secondly, the proportion of vegetated soil  $F_{vs}$  (and consequently  $F_{bs}$ ) is varied between 0 (bare soil only) and 1 (grassed soil only). The model is run by considering the combined effect of  $w_i$  and  $F_{vs}$  variations on total evaporation  $E_t$ , all other conditions being kept constant. The results of this simulation are shown in Fig. 8: for  $F_{vs} = 0.3$  (our experimental dataset) a decrease in  $E_t$  of about  $0.02 \text{ mm h}^{-1}$  is estimated when the distance between rows  $w_i$  varies from 0.5 to 4 m. For  $w_i = 2 \text{ m}$ ,  $E_t$  increases of about  $0.1 \text{ mm h}^{-1}$  when passing from fully bare ( $F_{vs} = 0$ ) to fully grassed soil ( $F_{vs} = 1.0$ ), suggesting a higher sensitivity to grass cover.

## 5. Discussion

A quite good performance of the proposed SVAT model was obtained in representing the seasonal water balance. Model estimates of total evaporation are quite good when considering the surface energy balance module alone (Fig. 3), forced with measured net radiation and soil moisture. They are less accurate when

considering the coupling between surface energy balance and soil water balance (Fig. 5). This is ascribed to the fact that net radiation and soil moisture are simulated and not measured. Certainly, the parameterization adopted for foliage surface resistance is critical. Indeed, the model was found very sensitive to the stress function  $f_3$  of Eq. (20) involving soil moisture ( $\theta$ ). In addition, the maximum leaf conductance of grapevine  $g_{x,f}$  (Eq. (17)) was found to be highly variable in the literature. It might also vary in time as a function of phenological stage and environmental conditions, so that the use of a single value over the whole season might be inappropriate. Previous works have shown that parameter sensitivity can vary for different periods (Demarty et al., 2005; Guillevic et al., 2012) and that a period-specific calibration associated with the seasonal variability in vegetation properties or rainfall should be preferable (Coron et al., 2012; Gharari et al., 2013).

The equations used for aerodynamic resistances (Appendix C) are very common in micrometeorology but they could be a source of uncertainty. Indeed, given the influence of vineyard geometry on wind flow within and above the foliage, there is a gap in the current parameterizations of surface aerodynamic properties of crop canopies structured in rows. In this sense, the influence of wind direction and row orientation has been reported in the literature. For the case of vineyards, a significant increase in drag coefficient was found by Hicks (1973) and a larger turbulent intensity by Weiss and Allen (1976) when wind flows perpendicular to the rows. Also, important differences were found by Riou et al. (1987) for vineyard aerodynamic parameters ( $z_0$  and  $d$ ) as a function of wind direction and row orientation, and variations in measured daytime aerodynamic resistance were found by Padro et al. (1994) for different wind directions likely due to variations in  $z_0$ . Recently, using Large Eddy Simulation under neutral conditions, a major channeling effect between the vine rows was described by Chahine et al. (2014) for row-parallel wind, increasing the spatial variability in vertical wind profile and decreasing the value of aerodynamic parameters such as  $z_0$  and  $d$  in relation to normal and diagonal flow. They concluded that this effect may be more pronounced under unstable conditions, which might be expected in Mediterranean regions during the growing season. These points raise the challenge of improving the current parameterizations of aerodynamic resistances including wind direction effects.

Uncertainties associated with  $R_n$  estimates and  $LAI_f$  simulations also play an important role on the partition of available energy and on surface and aerodynamic resistances. More complex models than Beer's law can be found in the literature for canopy radiative transfer (Taconet et al., 1986; Braud et al., 1995). Lebon et al. (2003) stressed that a better partitioning of incoming solar radiation between vines and substrate is obtained by using the model of Riou et al. (1989) which involves vineyard geometrical properties. This model, only designed for shortwave radiation, was later developed by Pieri (2010a,b) for long-wave radiation partitioning. For the specific case of row-growing crops, a comprehensive model for radiative transfer and partition (short- and long-wave radiation) was recently proposed by Colaizzi et al. (2012a,b). Unfortunately, given the data requirements of these radiative models, their implementation is rather difficult considering the scope of the present work.

A better representation of water stress and its impact on gas exchanges might be addressed by taking into account the mechanisms responsible for variations in soil water distribution and root water uptake along the profile (e.g. Tuzet et al., 2003; Amenu and Kumar, 2008; Siqueira et al., 2008; Volpe et al., 2013). Certainly the simplified approach adopted here represents a source of uncertainty to the model, especially in relation with vine roots depth, their distribution and their impacts on soil moisture dynamics. However, the inclusion of soil profiles into the soil water balance module would have significantly altered the parsimonious nature of the model, and therefore its possible use at the regional extent.

Finally, it is clear that assuming a complete infiltration of rainfall can lead to some discrepancies between model outputs and observations after strong rainfall events, such as the one registered at the beginning of September 2008 (). But the inclusion of runoff into the soil water budget is a quite complex issue to solve in a one-dimensional approach. The improvement of this component requires considering the horizontal heterogeneities in soil physical properties responsible for horizontal transfers and could be carried out by coupling SVAT models with spatially-distributed hydrological models (e.g. Bouilloud et al., 2010).

## 6. Concluding remarks

In this work, the seasonal pattern of evaporation from a grassed Mediterranean vineyard was modeled by coupling an evaporation formulation together with a reservoir-type soil water balance model. The evaporation formulation is based on a three-source model, recently revisited by Lhomme et al. (2012), where some adaptations have been made in order to use standard meteorological data as direct inputs to the model. This approach provides realistic estimates of the component evaporations emanating from the three sources (main foliage, grassed and bare soil) and allows the seasonal dynamics of soil moisture to be correctly simulated. A good agreement was obtained when the seasonal course of total evaporation and soil moisture simulations were compared against ground based references during two contrasting seasons in terms of available soil water. Neglecting runoff, however, can lead to some discrepancy after strong rainfall events on dry soil: soil crusting promotes runoff and lower soil moisture recharge. This imposes limitations to the application of the model and further investigation should focus on the coupling with distributed hydrological models.

The model versatility can be used to explore the impact of the grassed vineyard geometry on evaporation throughout the season and for different climate conditions. The static simulations performed suggest that a significant impact should be expected when the distance between vine rows and the fraction of grassed soil are modified.

Apart from the aforementioned limitations regarding the model performance, uncertainties arise from the fact that a large number of parameters should be defined for the controlling factors. This difficulty has been addressed by applying an optimization procedure to find the optimal values of these parameters. However, these values can vary in relation with grapevine phenological phases and could be improved by testing a larger number of model outputs against measurements of energy and water balance.

Finally, another contribution of this parsimonious model is its potential use to estimate water budget components at regional scale using remotely sensed data. The energy balance-based evaporation formulation allows one to derive surface composite temperature which can be compared to the satellite estimate of the corresponding radiometric temperature. Different approaches have been developed to include this temperature into SVAT models through data assimilation schemes in order to obtain energy balance components (Coudert et al., 2006; Caparrini et al., 2004; Sini et al., 2008) or soil moisture estimates (Jones et al., 1998; Crow et al., 2008).

## Acknowledgements

This study was partly supported by the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES/TOSCA) and by the European Commission's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) through the 'Research Infrastructures' action under ExpeER project (grant agreement no. 262060). The first author acknowledges CONICYT-Chile for the doctoral grant. The constructive comments and suggestions from three anonymous reviewers are highly appreciated.

## Appendix A. Coefficients of the evaporation formulation (Eq. (4))

$$P_f = \frac{r_a R_{vs} R_{bs}}{DE}, \quad (A1)$$

$$P_{vs} = \frac{r_a R_f R_{bs}}{DE}, \quad (A2)$$

$$P_{bs} = \frac{r_a R_f R_{vs}}{DE}, \quad (A3)$$

with  $DE$  written as

$$DE = R_f R_{vs} R_{bs} + R_f R_{vs} R_a + R_f R_{bs} R_a + R_{vs} R_{bs} R_a, \quad (A4)$$

with the coefficients  $R_i$  being defined as

$$R_f = r_{s,f} + \left( n + \frac{\Delta}{\gamma} \right) r_{a,f,h}, \quad (A5)$$

$$R_{vs} = r_{s,vs} + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) r_{a,vs}, \quad (A6)$$

$$R_{bs} = r_{s,bs} + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) r_{a,bs}, \quad (A7)$$

$$R_a = r_a \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right). \quad (A8)$$

## Appendix B. Expressing the component surface temperatures

Component surface temperatures  $T_i$  ( $i=f, vs, bs$ ) are obtained by solving the energy balance for the three sources. The corresponding available energy ( $A_i$ ) is equal to the sum of latent and sensible heat fluxes:

$$A_i = \frac{\rho c_p [e^*(T_i) - e_m]}{\gamma} + \rho c_p \frac{T_i - T_m}{r_{a,i,h}}, \quad (B1)$$

$r_{a,i,v}$  and  $r_{a,i,h}$  representing the air resistances respectively for water vapor and sensible heat,  $T_m$  and  $e_m$  the air temperature and air vapor pressure at canopy source height ( $z_m$ ), and  $e^*(T_i)$  the saturated vapor pressure at  $T_i$ . After linearizing  $e^*(T_i) - e^*(T_m)$ , Eq. (B1) is rewritten as:

$$A_i = \frac{\rho c_p [\Delta(T_i - T_m) + D_m]}{\gamma} + \rho c_p \frac{T_i - T_m}{r_{a,i,h}}. \quad (B2)$$

After some algebra and taking into account that  $r_{a,i,v} = n r_{a,i,h}$ , surface temperature can be expressed as:

$$T_i - T_m = \frac{(nr_{a,i,h} + r_{s,i})A_i / \rho c_p - D_m / \gamma}{n + \Delta / \gamma + r_{s,i} / r_{a,i,h}}, \quad (B3)$$

with  $n=2$  for the foliage ( $i=f$ ) and  $n=1$  for the substrate components ( $i=vs, bs$ ),  $T_m$  being obtained by  $T_m = T_a + Hr_a / \rho c_p$ .

## Appendix C. Formulations of aerodynamic resistances

The aerodynamic resistance above the canopy ( $r_a$ ) is calculated using the equation that takes into account the stability correction functions for wind ( $\Psi_m$ ) and temperature ( $\Psi_h$ ) (Brutsaert, 1982):

$$r_a = \left( \frac{1}{k^2 u_a} \right) \left[ \ln \left( \frac{z_r - d}{z_0} \right) - \Psi_h \left( \frac{z_r}{L} \right) \right] \left[ \ln \left( \frac{z_r - d}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z_r}{L} \right) \right], \quad (C1)$$

where  $u_a$  is the wind speed at reference height  $z_r$  and  $L$  is the Monin-Obukhov length. The canopy roughness length  $z_0$  is determined following Choudhury and Monteith (1988):

$$z_0 = \begin{cases} \bar{z}_{0,s} + 0.3z_h X^{0.5}, & \text{if } 0 < X \leq 0.2 \\ 0.3z_h \left( 1 - \frac{d}{z_h} \right), & \text{if } 0.2 < X < 1.5 \end{cases} \quad (C2)$$



where  $X = c_d L A I_f$ , with  $c_d = 0.2$  the mean drag coefficient assumed to be uniform within the canopy and  $\bar{z}_{0,s}$  the average value of substrate roughness length ( $=0.0125$  m). Following the same authors the displacement height  $d$  is expressed by

$$d = 1.1 z_h \ln(1 + X^{0.25}), \quad (C3)$$

where  $z_h$  is the mean canopy height (vineyard).

The aerodynamic resistance between the substrate ( $i = vs$  and  $bs$ ) and the canopy source height ( $d + z_0$ ) is calculated (per unit area of substrate) as (Choudhury and Monteith, 1988)

$$r_{a,i}^1 = \frac{z_h \exp(\alpha_w)}{\alpha_w K(z_h)} \left\{ \exp\left[\frac{-\alpha_w z_{0,i}}{z_h}\right] - \exp\left[-\alpha_w \frac{(d + z_0)}{z_h}\right] \right\}, \quad (C4)$$

where  $z_h$  is the height of the main foliage (vineyard),  $\alpha_w = 2.5$  (dimensionless),  $z_{0,i}$  the roughness length for momentum of vegetated ( $z_{0,vs} = 0.015$  m) and bare soil ( $z_{0,bs} = 0.010$  m).  $K(z_h)$  is the value of eddy diffusivity at canopy height, obtained by

$$K(z_h) = \frac{k^2 u_a (z_h - d)}{\ln[(z_r - d)/z_0]}. \quad (C5)$$

Foliage bulk boundary later resistance for sensible heat is expressed as (Choudhury and Monteith, 1988)

$$r_{a,f,h} = \frac{\alpha_w [w/u(z_h)]^{1/2}}{4\alpha_0 L A I_f [1 - \exp(-\alpha_w/2)]}, \quad (C6)$$

where  $w$  is leaf width (0.01 m),  $\alpha_0$  is a constant equal to 0.005 (in  $m s^{-1/2}$ ) and  $u(z_h)$  is the wind speed at  $z_h$ , obtained by

$$u(z_h) = u_a \frac{\ln[(z_h - d)/z_0]}{\ln[(z_r - d)/z_0]}. \quad (C7)$$

#### Appendix D. Estimating atmospheric radiation

The incoming longwave radiation ( $R_{atm}$ ) was parameterized using a formulation including both the effects of clear and cloudy sky conditions on  $R_{atm}$ . Several methods have been developed to estimate this component of radiative budget, which are often based on empirical formulations depending on air temperature and humidity (e.g. Brunt, 1932; Idso and Jackson, 1969; Duarte et al., 2006). In the present study the Brutsaert (1975) formulation was used to calculate the clear sky atmospheric radiation which is expressed as

$$R_{atm,c} = a_1 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{b_1} \sigma T_a^4, \quad (D1)$$

$e_a$  is the actual vapor pressure (Pa), and  $a_1$  and  $b_1$  are constant with values 1.24 and 0.14, respectively. Under cloudy sky conditions the fractional cover should be used, but this measure is very difficult to obtain in operational terms using conventional weather stations. Crawford and Duchon (1999) showed that a good estimation of sky condition could be obtained using the ratio  $R_g/R_0$  between the measured solar irradiance ( $R_g$ ) and the clear-sky irradiance ( $R_0$ ).  $R_0$  was obtained as a fraction of the extraterrestrial radiation ( $R_{ext}$ , the theoretical solar radiation at the top of the atmosphere) using the formulation proposed by Allen et al. (1998):

$$R_0 = R_{ext}(0.75 + 2 \times 10^{-5} Z), \quad (D2)$$

with  $Z$  the site elevation (masl). So, considering both clear and cloudy skies conditions the downwelling longwave atmospheric radiation is estimated as (Crawford and Duchon, 1999)

$$R_{atm} = R_{atm,c} \left(\frac{R_g}{R_0}\right) + \left(1 - \frac{R_g}{R_0}\right) \sigma T_a^4. \quad (D3)$$

Since during nighttime the ratio  $R_g/R_0$  cannot be calculated, Eq. (D3) was computed using the last value of  $R_g/R_0$  during the previous afternoon (e.g. Lhomme et al., 2007).

#### References

- Allen, R.G., Jensen, M.E., Wright, J.L., Burman, R.D., 1989. Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agron. J.* 81, 650–662.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop Evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper 56*, Rome.
- Amenu, G.G., Kumar, P., 2008. A model for hydraulic redistribution incorporating coupled soil-root moisture transport. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 55–74.
- Anderson, M.A., Norman, J.M., Diak, G.R., Kustas, W.P., Mecikalski, J.R., 1997. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 60, 195–216.
- Anderson, M.C., Norman, J.M., Kustas, W.P., Li, F., Prueger, J.H., Mecikalski, J.R., 2005. Effects of vegetation clumping on two-source model estimates of surface energy fluxes from an agricultural landscape during SMACEX. *J. Hydrometeorol.* 6, 892–909.
- Bastidas, L.A., Gupta, H.V., Sorooshian, S., Shuttleworth, W.J., Yang, Z.L., 1999. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *J. Geophys. Res.* 104, 19481–19490.
- Bogaart, P.W., Teuling, A.J., Troch, P.A., 2008. A state-dependent parameterization of saturated-unsaturated zone interaction. *Water Resour. Res.* 44, 1–10.
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., Noilhan, J., 2010. Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model for Mediterranean flash-flood forecasting: description, calibration, and validation. *J. Hydrometeorol.* 11, 315–333.
- Boulet, G., Chehbouni, G., Braud, I., Vauclin, M., 1999. Mosaic versus dual source approaches for modelling the surface energy balance of a semi-arid land. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 3, 247–258.
- Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I., Vauclin, M., Haverkamp, R., Zammit, C., 2000. A simple water and energy balance model designed for regionalization and remote sensing data utilization. *Agr. Forest Meteorol.* 105, 117–132.
- Braud, A.C., Dantas-Antonino, M., Vauclin, J.L., Thony, Ruelle, P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SISPAT) development and field verification. *J. Hydrol.* 166, 213–250.
- Brenner, A.J., Incoll, L.D., 1997. The effect of clumping and stomatal response on evaporation from sparsely vegetated shrublands. *Agr. Forest Meteorol.* 84, 87–205.
- Brunt, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 58, 389–420.
- Brutsaert, W.H., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.* 11, 742–744.
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 299pp.
- Campbell, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated hydraulic conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* 177, 311–314.
- Caparrini, F., Castelli, F., Entekhabi, D., 2004. Estimation of surface turbulent fluxes through assimilation of radiometric surface temperature sequences. *J. Hydrometeorol.* 5, 145–159.
- Celette, F., Wery, J., Chantelot, E., Celette, J., Gary, C., 2005. Belowground interactions in a vine (*Vitis vinifera* L.)-tall fescue (*Festuca arundinacea* Shreb.) intercropping system: water relations and growth. *Plant Soil.* 276, 205–217.
- Celette, F., Gaudin, R., Gary, C., 2008. Spatial and temporal changes to the water regime of a Mediterranean vineyard due to the adoption of cover cropping. *Eur. J. Agron.* 29, 153–162.
- Celette, F., Ripoché, A., Gary, C., 2010. WaLIS—a simple model to simulate water partitioning in a crop association: the example of an intercropped vineyard. *Agr. Water Manage.* 97, 1749–1759.
- Centinari, M., Poni, S., Intrigliolo, D.S., Dragoni, D., Lakso, A.N., 2012. Cover crop evapotranspiration in a northeastern US Concord (*Vitis labruscana*) vineyard. *Aust. J. Grape Wine Res.* 18, 73–79.
- Chahine, A., Dupont, S., Sinfrot, C., Brunet, Y., 2014. Wind-flow dynamics over vineyards. *Bound.-Lay. Meteorol.*, <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-013-9900-4>.
- Choudhury, B.J., Monteith, J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 114, 373–398.
- Choudhury, B.J., 1989. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: vistas in modeling. In: Asrar, G. (Ed.), *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. Wiley, New York.
- Clapp, R.B., Hornberger, G.M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 14, 601–604.
- Clevers, J.G.P.W., Vonder, O.W., Jongschaap, R.E.E., Desprats, J., King, C., Prévot, L., Ruguier, N., 2002. Using SPOT data for calibrating a wheat growth model under mediterranean conditions. *Agronomie* 22, 687–694.
- Colaizzi, P.D., Evett, S.R., Howell, T.A., Li, F., Kustas, W.P., Anderson, M.C., 2012a. Radiation model for row crops: I. Geometric view factors and parameter optimization. *Agron. J.* 104, 225–240.
- Colaizzi, P.D., Schwartz, R.C., Evett, S.R., Howell, T.A., Gowda, P.H., Tolck, J.A., 2012b. Radiation model for row crops: II. Model evaluation. *Agron. J.* 104, 241–255.
- Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., Hendrickx, F., 2012. Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: an experiment on 216 Australian catchments. *Water Resour. Res.* 48, W05552, <http://dx.doi.org/10.1029/2011WR011721>.
- Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., Guillevic, P., 2006. Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual-source SVAT model. *J. Hydrometeorol.* 7, 404–420.
- Crawford, T.M., Duchon, C.E., 1999. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *J. Appl. Meteorol.* 38, 474–480.

- Crow, W.T., Kustas, W.P., Prueger, J.H., 2008. Monitoring root-zone soil moisture through the assimilation of a thermal remote sensing-based soil moisture proxy into a water balance model. *Remote Sens. Environ.* 112, 1268–1281.
- Davies, J.A., 2006. A note on the relationship between net radiation and solar radiation. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 93, 109–115.
- Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Bastidas, L.A., Gupta, H.V., 2004. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *J. Hydrol.* 287, 214–236.
- Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Gupta, H.V., Bastidas, L.A., 2005. Constraining a physically based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resour. Res.* 41, W01011, <http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003695>.
- Duarte, H.F., Dias, N.L., Maggionto, S.R., 2006. Assessing daytime downward long-wave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agr. Forest Meteorol.* 139, 171–181.
- Fisher, J.L., Mustard, J.F., Vadeboncoeur, M.A., 2006. Green leaf phenology at Landsat resolution: scaling from the field to the satellite. *Remote Sens. Environ.* 100, 265–279.
- Galleguillos, M., Jacob, F., Prévot, L., French, A., Lagacherie, P., 2011. Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. *Remote Sens. Environ.* 115, 1326–1340.
- Gaudin, R., Celette, F., Gary, C., 2010. Contribution of runoff to incomplete off season soil water refilling in a Mediterranean vineyard. *Agr. Water Manage.* 97, 1534–1540.
- Gharari, S., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Savenije, H.H.G., 2013. An approach to identify time consistent model parameters: sub-period calibration. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 149–161.
- Graser, E.A., Van Babel, C.H.M., 1982. The effect of soil moisture upon soil albedo. *Agr. Meteorol.* 27, 17–26.
- Guillevic, P.C., Privette, J.L., Coudert, B., Palecki, M.A., Demarty, J., Ottlé, C., Augustine, J.A., 2012. Land Surface Temperature product validation using NOAA's surface climate observation networks - scaling methodology for the Visible Infrared Imager Radiometer Suite (VIIRS). *Remote Sens. Environ.* 124, 282–298.
- Guix-Hébrard, N., Voltz, A., Trambouze, W., Garnier, F., Gaudillère, J.P., Lagacherie, P., 2007. Influence of water table depths on the variation of grapevine water status at the landscape scale. *Eur. J. Agron.* 27, 187–196.
- Gupta, H.V., Bastidas, L.A., Sorooshian, S., Shuttleworth, W.J., Yang, Z.L., 1999. Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. *J. Geophys. Res.* 104, 19491–19503.
- Hicks, B.B., 1973. Eddy flux over a vineyard. *Agric. For. Meteorol.* 12, 203–215.
- Holland, S., Heitman, J.L., Howard, A., Sauer, T.J., Giese, W., Ben-Gal, A., Agam, N., Kool, D., Havlin, J., 2013. Micro-Bowen ratio system for measuring evapotranspiration in a vineyard interrow. *Agric. Forest Meteorol.* 177, 93–100.
- Idso, S.B., Jackson, R.D., 1969. Thermal radiation from the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 74, 5397–5403.
- Idso, S.B., Jackson, R.D., Reginato, R.J., Kimball, B.A., Nakayama, F.S., 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *J. Appl. Meteorol.* 14, 109–113.
- Jarvis, P.G., 1976. The interpretation of leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. B* 273, 593–610.
- Jones, A.S., Guch, I.C., Vonder Haar, T.H., 1998. Data assimilation of satellite-derived heating rates as proxy surface wetness data into a regional atmospheric mesoscale model. Part I: Methodology. *Mon. Wea. Rev.* 126, 634–645.
- Jones, H.G., Stoll, M., Santos, T., de Sousa, C., Chaves, M.M., Grant, O.M., 2002. Use of infrared thermography for monitoring stomatal closure in the field: application to grapevine. *J. Exp. Bot.* 53 (378), 2249–2260.
- Kustas, W.P., Zhan, X., Schmugge, T.J., 1998. Combining optical and microwave remote sensing for mapping energy fluxes in a semiarid watershed. *Remote Sens. Environ.* 64, 116–131.
- Lebon, E., Dumas, V., Pieri, P., Schultz, H.R., 2003. Modelling the seasonal dynamics of the soil water balance of vineyards. *Funct. Plant Biol.* 30, 699–710.
- Lhomme, J.P., Chehbouni, A., 1999. Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models. *Agr. Forest Meteorol.* 94, 269–273.
- Lhomme, J.P., Monteny, B., 2000. Theoretical relationship between stomatal resistance and surface temperatures in sparse vegetation. *Agr. Forest Meteorol.* 104, 119–131.
- Lhomme, J.P., Vacher, J.J., Rocheteau, A., 2007. Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano. *Agr. Forest Meteorol.* 145, 139–148.
- Lhomme, J.P., Montes, C., Jacob, F., Prévot, L., 2012. Evaporation from heterogeneous and sparse canopies: on the formulations related to multi-source representations. *Bound.-Lay. Meteorol.* 144, 243–262.
- Mahfouf, J.-F., Noilhan, J., 1991. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in-situ data. *J. Appl. Meteorol.* 30, 1354–1365.
- Maxwell, R.M., Miller, N.L., 2005. Development of a coupled land surface and ground-water model. *J. Hydrometeorol.* 6, 233–247.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and the environment, in: *The State and Movement of Water in Living Organisms*, XIX Symposium, Soc. Exp. Biol., Swansea, Cambridge University Press, 205, 234.
- Morlat, R., Jacquet, A., 2003. Grapevine root system and soil characteristics in a vineyard maintained long-term with or without interrow sward. *Am. J. Enol. Vitic.* 54, 1–7.
- Moussa, R., Chahinian, N., Bocquillon, C., 2007. Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment—model construction and multi-site validation. *J. Hydrol.* 337, 35–51.
- Norman, J.M., Kustas, W.P., Humes, K.S., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agr. Forest Meteorol.* 77, 263–293.
- Ortega-Farías, S., Carrasco, M., Olioso, A., Acevedo, C., Poblete, C., 2007. Latent heat flux over Cabernet Sauvignon vineyard using the Shuttleworth and Wallace model. *Irrigation Sci.* 25, 161–170.
- Ortega-Farías, S., Poblete-Echeverría, C., Brisson, N., 2010. Parameterization of a two-layer model for estimating vineyard evapotranspiration using meteorological measurements. *Agr. Forest Meteorol.* 150, 276–286.
- Padro, J., Massman, W.J., Den Hartog, G., Neumann, H.H., 1994. Dry deposition velocity of O<sub>3</sub> over a vineyard obtained from models and observations: the 1991 California ozone deposition experiment. *Water Air Soil Pollut.* 75, 307–323.
- Paré, N., 2011. Construction d'un modèle couplé pression-impact pour l'expérimentation virtuelle de pratiques culturales à l'échelle de petits bassins versants. PhD Thesis. Montpellier SupAgro. Montpellier, France. 300 pp.
- Pellegrino, A., Lebon, E., Simonneau, T.M., Wery, J., 2005. Towards a simple indicator of water stress in grapevine (*Vitis vinifera* L.) based on the differential sensitivities of vegetative growth components. *Aust. J. Grape Wine Res.* 11, 306–315.
- Pieri, P., 2010a. Modelling radiative balance in a row-crop canopy: cross-row distribution of net radiation at the soil surface and energy available to clusters in a vineyard. *Ecol. Model.* 221, 802–811.
- Pieri, P., 2010b. Modelling radiative balance in a row-crop canopy: row-soil surface net radiation partition. *Ecol. Model.* 221, 791–801.
- Pieri, P., Gaudillère, J.P., 2003. Sensitivity to training system parameters and soil surface albedo of radiation intercepted by vine rows. *Vitis* 42, 77–82.
- Poblete-Echeverría, C., Ortega-Farías, S., 2009. Estimation of actual evapotranspiration for a drip-irrigated Merlot vineyard using a three-source model. *Irrigation Sci.* 28, 65–78.
- Pradel, C., Pieri, P., 2000. Influence of a grass layer on vineyard soil temperature. *Aust. J. Grape Wine Res.* 6, 59–67.
- Raes, D., Deproost, P., 2003. Model to assess water movement from a shallow water table to the root zone. *Agr. Water Manage.* 62, 79–91.
- Rana, G., Katerji, N., 2008. Direct and indirect methods to simulate the actual evapotranspiration of an irrigated overhead table grape vineyard under Mediterranean conditions. *Hydrol. Process.* 22, 181–188.
- Raupach, M.R., 1989. A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 115, 609–632.
- Riou, C., Pieri, P., Valancogne, C., 1987. Variation de la vitesse du vent à l'intérieur et au-dessus d'une vigne. *Agr. Forest Meteorol.* 39, 143–154.
- Riou, C., Valancogne, C., Pieri, P., 1989. Un modèle simple d'interception du rayonnement solaire par la vigne—Vérification expérimentale. *Agronomie* 9, 441–450.
- Riou, C., Pieri, P., Le Clech, B., 1994. Consommation d'eau de la vigne en conditions hydriques non limitantes. Formulation simplifiée de la transpiration. *Vitis* 33, 109–115.
- Rodriguez-Iturbe, I., 2000. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resour. Res.* 36, 3–9.
- Saux-Picart, S., Ottlé, C., Perrier, A., Decharme, B., Coudert, B., Zribi, M., Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., 2009. SETHyS.Savannah: a multiple source land surface model applied to Sahelian landscapes. *Agr. Forest Meteorol.* 149, 1421–1432.
- Schultz, H.R., 1996. Water relations and photosynthetic response of two grapevine cultivars of different geographical origin during water stress. *Acta Hort.* 427, 251–266.
- Sene, K.J., 1994. Parameterisations for energy transfers from a sparse vine crop. *Agr. Forest Meteorol.* 71, 1–18.
- Sene, K.J., 1996. Meteorological estimates for the water balance of a sparse vine crop growing in semiarid conditions. *J. Hydrol.* 179, 259–280.
- Sellers, P.J., Heiser, M.D., Hall, F.G., 1992. Relations between surface conductance and spectral vegetation indices at intermediate (100 m<sup>2</sup> to 15 km<sup>2</sup>) length scales. *J. Geophys. Res.* 97, 19033–19059.
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 111, 839–855.
- Shuttleworth, W.J., Gurney, R.J., 1990. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 111, 839–855.
- Sini, F., Boni, G., Caparrini, F., Entekhabi, D., 2008. Estimation of large-scale evaporation fields based on assimilation of remotely sensed land temperature. *Water Resour. Res.* 44, W06410, <http://dx.doi.org/10.1029/2006WR005574>.
- Siqueira, M., Katul, G., Porporato, A., 2008. Onset of water stress, hysteresis in plant conductance, and hydraulic lift: scaling soil water dynamics from millimeters to meters. 44, W01432, doi:10.1029/2007WR006094.
- Soylu, M.E., Istanbuluoglu, E., Lenters, J.D., Wang, T., 2011. Quantifying the impact of groundwater depth on evapotranspiration in a semi-arid grassland region. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 787–806.
- Spano, D., Snyder, R.L., Sirca, C., Duce, P., 2009. ECOWAT—a model for ecosystem evapotranspiration estimation. *Agr. Forest Meteorol.* 149, 1584–1596.
- Stewart, J.B., 1988. Modelling surface conductance of pine forest. *Agr. Forest Meteorol.* 43, 19–35.
- Taconet, O., Bernard, R., Vidal-Madjar, D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 25, 284–307.
- Trambouze, W., Bertuzzi, P., Voltz, M., 1998. Comparison of methods for estimating actual evapotranspiration in a row-cropped vineyard. *Agr. Forest Meteorol.* 91, 193–208.

- Tramouze, W., Voltz, M., 2001. Measurement and modelling of the transpiration of a Mediterranean vineyard. *Agr. Forest Meteorol.* 107, 153–166.
- Tuzet, A., Perrier, A., Leuning, R., 2003. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant Cell Environ.* 26, 1097–1116.
- Van den Hurk, B.J.J.M., McNaughton, K.G., 1995. Implementation of near-field dispersion in a simple two-layer surface resistance model. *J. Hydrol.* 166, 293–311.
- Vaudour, E., 2003. *Les Terroirs Viticoles*. Dunod, Paris, p. 312p.
- Verhoef, A., Allen, S.J., 2000. A SVAT scheme describing energy and CO<sub>2</sub> fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian savannah. *Ecol. Model.* 127, 245–267.
- Vervoort, R.W., van der Zee, S.E.A.T.M., 2008. Simulating the effect of capillary flux on the soil water balance in a stochastic ecohydrological framework. *Water Resour. Res.* 44, W08425, <http://dx.doi.org/10.1029/2008WR006889>.
- Volpe, V., Marani, M., Albertson, J.D., Katul, G., 2013. Root controls on water redistribution and carbon uptake in the soil–plant system under current and future climate. *Adv. Water Resour.* 60, 110–120.
- Weiss, A., Allen, L.H.J., 1976. Air flow patterns in vineyard rows. *Agric. Meteorol.* 16, 329–342.
- Winkel, T., Rambal, S., 1990. Stomatal conductance of some grapevines growing in the field under Mediterranean environment. *Agr. Forest Meteorol.* 51, 107–121.
- Winkler, A.J., Williams, W.O., 1939. The heat required to bring Tokay grapes to maturity. *Proc. Am. Soc. Horticult. Sci.* 37, 650–652.
- Wu, A., Black, A., Verseghy, D.L., Bailey, W.G., 2001. Comparison of two-layer and single-layer canopy models with Lagrangian and *K*-theory approaches in modeling evaporation from forests. *Int. J. Climatol.* 21, 1821–1839.
- Yi, C., 2008. Momentum transfer within canopies. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 262–275.
- Zhang, B.Z., Kang, S.Z., Li, F.S., Zhang, L., 2008. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio–energy balance method for a vineyard in a desert region of northwest China. *Agr. Forest Meteorol.* 148, 1629–1640.
- Zhang, Y.-K., Schilling, K.E., 2006. Effects of land cover on water table, soil moisture evapotranspiration, and groundwater recharge: a field observation and analysis. *J. Hydrol.* 319, 328–338.
- Zhang, B., Kang, S., Zhang, L., Tong, L., Du, T., 2009. An evapotranspiration model for sparsely vegetated canopies under partial root-zone irrigation. *Agr. Forest Meteorol.* 149, 2007–2011.

# Chapitre 8

## Analyse de sensibilité et calibration multi-critère du modèle TSVA-vigne

### Sommaire

---

<b>8.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>119</b>
<b>8.2</b>	<b>Méthodologie</b>	<b>120</b>
8.2.1	Modélisation TSVA	120
8.2.2	Application des méthodes multi-critère MOGSA et MCIP	121
8.2.3	Démarche	123
<b>8.3</b>	<b>Résultats et discussion</b>	<b>123</b>
8.3.1	Analyse de sensibilité MOGSA	123
8.3.2	Calibration multi-critère	128
8.3.3	Scénarios d'obtention des données satellite	135
<b>8.4</b>	<b>Conclusions</b>	<b>138</b>

---

### 8.1 Introduction

La représentation correcte des couverts végétaux complexes par les modèles du type TSVA dépend largement de leur paramétrage et adaptation au type de surface. De nombreuses sources d'incertitude peuvent être identifiées, telles que la représentation des processus physiques considérés dans le modèle, la définition des conditions initiales, la représentativité et précision des variables de forçage, les valeurs des paramètres, les observations utilisées dans l'étape de validation (e.g. Boulet et al., 2002). Les modèles TSVA sont généralement caractérisés par un nombre élevé de paramètres qui peut limiter leur application. Dans la pratique, un modèle complexe avec un grand nombre de paramètres permet d'avoir des résultats mieux ajustés aux observations, mais cela rend son application plus difficile (Kirchner, 2006 ; Massmann et Holzmann, 2012). Si les valeurs des paramètres peuvent être déterminées directement à partir de la littérature, estimées par



des expérimentations ou calibrées sur une grande base de données (Temblay et Wallach, 2004 ; Singh et Minsker, 2008), leur détermination reste souvent difficile malgré tout.

L'une des façons d'avancer vers l'obtention de formulations parcimonieuses applicables à différentes échelles et contextes repose sur l'analyse de sensibilité, laquelle permet de quantifier l'impact relatif de chacun des paramètres sur les résultats du modèle (Saltelli et al., 2000; Cariboni et al., 2007). Selon Esmaili et al. (2014), cette méthode permet aussi de planifier le type, localisation et moment des observations de terrain nécessaires pour la calibration des paramètres importants. L'analyse de sensibilité a été très utilisée pour l'analyse du comportement des modèles de surface continentale (e.g. Liu et al., 2003, 2004 ; Bastidas et al., 2006) et pour essayer de simplifier les algorithmes en évitant de représenter des processus redondants et des paramétrages trop complexes (Jakeman et al., 2006 ; Francone et al., 2012). Par conséquent, l'analyse de sensibilité peut être considérée comme une étape préalable à l'application du modèle.

L'étape ultérieure correspond à l'étalonnage ou calibration du modèle afin d'obtenir les valeurs les plus adéquates des paramètres concernés. Bien que la versatilité des modèles TSVA leur permette de s'adapter à des environnements très différents, le problème du paramétrage correct du modèle reste toujours présent. Un paramétrage inapproprié peut générer de fortes incertitudes dans les processus simulés (Fisher et al., 2011). Les méthodes de calibration multi-critère ont été utilisées avec succès pour optimiser les valeurs des paramètres (Xia et al., 2002; Ridler et al., 2012). Le principe de base de cette approche de calibration dit que toutes les variables de sortie du modèle doivent être optimisées simultanément avec un seul jeu de paramètres (Gupta et al., 1999). Donc, par exemple, pour l'application du modèle TSVA présenté précédemment, en considérant l'évapotranspiration et l'humidité du sol comme des sorties, la solution est de trouver les paramètres minimisant conjointement l'erreur sur les deux variables de sortie : l'utilisation d'une seule sortie du modèle ne permettrait pas nécessairement de minimiser l'erreur sur l'autre.

Dans ce contexte, ce chapitre explore d'abord l'utilisation de la méthode multi-critère MOGSA (Bastidas et al., 1999) pour évaluer la sensibilité du modèle TSVA aux paramètres d'entrée, puis celle de la méthode MCIP (Demarty et al., 2004) pour étalonner le modèle. Alors que dans le chapitre précédent la méthode multi-critère n'avait été appliquée qu'au module d'évapotranspiration, elle sera appliquée ici à la fois au module d'évapotranspiration et au module de bilan hydrique. Le modèle TSVA est de nouveau appliqué au même site d'étude, mais certaines modifications ont été incluses dans la physique du modèle afin d'effectuer une simulation en continu sur l'ensemble des deux saisons (2007-2008).

## 8.2 Méthodologie

### 8.2.1 Modélisation TSVA

Le modèle TSVA utilisé ici a été largement décrit dans le chapitre précédent. Il correspond au couplage d'un module surface-atmosphère avec un module de bilan hydrique

du sol. La partie aérienne, basée sur la résolution du bilan d'énergie, décrit les transferts verticaux d'énergie entre l'atmosphère et un couvert composé de trois sources : un feuillage principal (vigne), et un substrat composé du sol enherbé et du sol nu (Fig. 1 dans le Chapitre 7). Le flux total de vapeur d'eau constitue la sortie principale du module surface-atmosphère. L'évapotranspiration totale est obtenue en utilisant la formulation proposée par Lhomme et al. (2012, Éq. 4 dans le Chapitre 7), tandis que chaque composante d'évapotranspiration (vigne, sol enherbé, sol nu) est estimée à partir de d'une équation du type Penman-Monteith (Éqs. 2 et 3 dans le Chapitre 7). Ce module surface-atmosphère est couplé avec un modèle du bilan hydrique de type "réservoir", lequel est caractérisé par trois réservoirs liés aux trois composantes d'évapotranspiration. Il prend en compte la recharge par infiltration de la pluie, et les transferts internes dus au drainage et à la remontée capillaire. Le modèle permet d'obtenir la dynamique saisonnière de l'évapotranspiration totale et de l'humidité du sol. Le module surface-atmosphère fonctionne avec un pas de temps horaire, tandis que le module sol fonctionne avec un pas de temps journalier.

Bien que le modèle TSVA et le site d'étude soient les mêmes que ceux décrits dans le Chapitre 7, quelques modifications ont été introduites dans le but d'obtenir une simulation en continu sur les deux saisons 2007 et 2008. Pour cela, des modifications ont dû être apportées pour prendre en compte la période d'hiver, lorsque le feuillage de la vigne est absent et que le système n'est composé que du substrat (sol + herbe) comme source d'évapotranspiration. Ainsi, l'influence du cep de vigne sur les transferts est prise en compte en utilisant les équations semi-empiriques proposées par Thom (1971) pour les paramètres aérodynamiques  $d$  et  $z_0$ :

$$d = 0.5z_h, \quad (8.1)$$

$$z_0 = 0.36(z_h - d), \quad (8.2)$$

où dans ce cas  $z_h$  correspond à la hauteur du cep et 0.36 est une valeur moyenneproposée pour des couverts non denses. Ce paramétrage a été obtenu par Thom (1971) en étudiant l'absorption de quantité de mouvement par des éléments de surface verticaux et isolés (cultures artificielles) dans des conditions idéalisées en soufflerie (*wind tunnel*). Enfin, l'interaction avec la nappe phréatique n'a pas été considérée car elle a été mesurée à plus de quatre mètres de profondeur.

## 8.2.2 Application des méthodes multi-critère MOGSA et MCIP

Les paramétrages considérés dans les équations du modèle TSVA concernent les transferts surface-atmosphère et les propriétés hydrodynamiques du sol. De plus, la teneur en eau initiale du sol pour les trois réservoirs doit être aussi définie, ce qui se traduit par un total de 31 paramètres<sup>3</sup> et 3 valeurs initiales. Dans le chapitre précédent, seuls les paramètres relatifs au module plante-atmosphère ont été estimés par étalonnage, ceux du

3. voir tableaux 1 et 2 du Chapitre 7

module de bilan hydrique du sol ayant été définis sur la base d’observations locales et à partir de la littérature. Dans ce chapitre, la méthode d’étalonnage est appliquée à l’ensemble des paramètres des deux modules sauf ceux correspondant à la remontée capillaire tirés de Clapp and Hornberger (1978), de sorte que le nombre total de paramètres à calibrer est de 26 plus 3 valeurs initiales. Pour le module plante-atmosphère, les mêmes gammes de valeurs du Chapitre 7 ont été utilisées (Tableau 1), tandis que pour le module sol de nouvelles gammes (Tableau 2 du Chapitre 7) ont été définies pour les paramètres relatifs au sol. Ces gammes de valeurs sont fixées autour des valeurs précédemment prescrites, en rapport avec l’incertitude associée à leur détermination sur le terrain.

La première étape dans l’application de la méthode multi-critère correspond à la définition de la gamme possible des valeurs des paramètres, laquelle est ensuite échantillonnée aléatoirement selon une approche Monte Carlo, et ainsi un ensemble de simulations est effectué pour chaque combinaison. La distance entre les résultats du modèle TSVA et les observations (le résiduel) est alors calculée en utilisant une ou plusieurs fonctions objectives. Dans ce cas, ce sont les variables de sortie  $\lambda E$  (chaleur latente) et  $\theta$  (humidité totale du sol) qui sont utilisées pour calculer la fonction objectif suivante (RMSE) :

$$F_i(p^j) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [M_{i,t}(p^j) - O_{i,t}(p^j)]^2}, \quad (8.3)$$

avec  $i = \lambda E$  ou  $\theta$ , et  $p^j = \{p_1^j, p_2^j, \dots, p_m^j\}$  l’ensemble des  $m = 29$  paramètres et valeurs initiales incluses dans les gammes définies précédemment ( $j = 1, \dots, N$ ),  $M_{i,t}$  la variable ( $i = \lambda E$  ou  $\theta$ ) simulée et  $O_{i,t}$  celle observée au pas de temps  $t$ . Dans le cas présent, la fonction objectif RMSE (Éq. 8.3) concerne les  $n$  observations horaires de  $\lambda E$  et celles journalières de  $\theta$ . Ainsi, la réduction du résiduel devient un problème de type multi-objectif, obtenue par minimisation de (Yapo et al., 1997)

$$\min\{F_{\lambda E}(p^j), F_{\theta}(p^j)\}. \quad (8.4)$$

Cependant, l’équation 8.4 ne donne pas une seule solution, mais un ensemble de solutions (Gupta et al., 1998): trouver un seul point minimisant les deux (ou plus) fonctions coût n’est pas possible. L’approche Pareto, expliquée dans le Chapitre 2, est utilisée pour faire la partition entre les solutions “acceptables” (l’ensemble de Pareto) et “non-acceptables” (les restantes). La sensibilité des paramètres est alors quantifiée par comparaison de la distance maximale entre la distribution de probabilité cumulée pour l’ensemble de solutions de chaque paramètre après l’application du test de Kolmogorov-Smirnov. Cela permet d’associer une probabilité indiquant le degré de sensibilité du modèle aux différents paramètres. Cette méthode correspond à l’application de l’algorithme d’analyse de sensibilité MOGSA.

L’application successive de cette méthode permet de réduire la gamme de valeurs pour chaque paramètre, dans le but d’obtenir une valeur optimisée pour chacun. Cette deuxième étape correspond à la méthode d’étalonnage MCIP (Demarty et al., 2004; 2005). Pour les paramètres ayant des valeurs significativement différentes entre les deux ensembles de

solutions, de nouvelles simulations sont effectuées avec une gamme de valeurs réduite vers la partie de la gamme privilégiée correspondant aux meilleures simulations, jusqu'à arriver à un point de convergence (valeur optimisée).

### 8.2.3 Démarche

L'étude de la sensibilité et calibration multi-critère du modèle TSVA a été faite ici dans le contexte de la spatialisation qui sera réalisée plus tard, afin d'évaluer l'impact (amélioration ou dégradation) de la disponibilité de données satellite ASTER et Landsat sur le calage du modèle. Des estimations d'évapotranspiration pour chaque passage des satellites sont nécessaires pour réaliser la calibration du modèle. Etant donné que les observations de terrain (évapotranspiration et teneur en eau du sol) ne sont disponibles que pour certaines dates (section 3.2 dans le Chapitre 7), la méthode MCIP a été appliquée pour calibrer le modèle avec ce jeu de données terrain (site 6, Fig. 6.1) afin d'obtenir une simulation de référence (ou de contrôle) qui soit une sorte de *proxy* d'observations en continu sur l'ensemble de la période. Un jeu de paramètres optimisés a donc été obtenu fournissant une simulation utilisable comme référence (e.g. Demarty et al., 2004; Pellenq et Boulet, 2004). Cette simulation ( $\lambda E + \theta$ ) est utilisée, sous l'hypothèse que l'erreur associée à ces séries temporelles (le résiduel par rapport aux données terrain) est uniformément distribuée dans tout le domaine temporel, et que par conséquent, elle n'intervient pas sur l'erreur associée aux différentes dates de passage des satellites utilisées pour le calage ultérieur du modèle. Cette simulation de référence a été obtenue en utilisant l'ensemble des données d'observations locales d'évapotranspiration (Eddy Covariance) et d'humidité du sol des saisons 2007-2008.

Trois scénarios de calage du modèle sont alors considérés: (1) en utilisant les valeurs de  $\lambda E$  et  $\theta$  pour les dates de passage du satellite ASTER; (2) en utilisant les valeurs de  $\lambda E$  et  $\theta$  pour les dates de passage du satellite Landsat; et (3) en utilisant conjointement les valeurs de  $\lambda E$  et  $\theta$  lors des dates de passage ASTER et Landsat. Pour les trois cas, l'analyse des résultats est faite par comparaison des séries temporelles de la simulation de référence avec celles obtenues à partir des trois scénarios de calage du modèle.

## 8.3 Résultats et discussion

### 8.3.1 Analyse de sensibilité MOGSA

L'analyse de sensibilité MOGSA a été réalisée en utilisant l'ensemble d'observations de  $\lambda E$  et  $\theta$  pour un total de 2000 simulations (e.g. Demarty et al., 2004) correspondant à la première itération de l'étalonnage du modèle. Les séries temporelles horaires de  $\lambda E$  et journalières de  $\theta$  ont été retenues comme sorties du modèle.

Une première exploration correspond à l'incertitude initiale des résultats du modèle étant donné la gamme initiale de valeurs choisie pour chaque paramètre. Dans la Fig. 8.1, sont présentés les résultats de l'ensemble des 2000 simulations, avec un tirage de type

Monte Carlo pour les 29 paramètres (dont 26 paramètres et 3 valeurs initiales), ainsi que les données observées du bilan d'énergie. Une grande dispersion est obtenue pour l'ensemble de simulations à la fois pour  $\lambda E$  (moyennes journalières) et pour  $\theta$  (intégrée sur le profil) avec une assez bonne concordance autour des observations. Cependant, pour l'année 2007, les simulations semblent avoir tendance à surestimer les valeurs observées de  $\lambda E$  et  $\theta$ . En outre, on observe qu'une bonne partie des simulations ont une tendance à une surestimation du flux  $G$  (variable non contrainte par MOGSA). Cette analyse correspond à une première étape pour avoir une idée de la performance du modèle associée aux valeurs des paramètres.

Les résultats de l'application de l'algorithme MOGSA sont présentés dans la Fig. 8.2. La sensibilité du modèle ( $\lambda E$  et  $\theta$ ) à chaque paramètre et aux valeurs initiales est analysée sur la base du test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) appliqué aux simulations "acceptables" et "non-acceptables" issues du rangement Pareto. Dans cette figure, les lignes horizontales correspondent aux seuils, en termes de signification statistique du test K-S, entre les niveaux de sensibilité *forte* (sous 0.01), *moyenne* (entre 0.01 et 0.05) et *faible* (sur 0.05). Du total de 29 paramètres, on observe que 9 d'entre eux montrent une certaine sensibilité: 6 sont classés comme fortement sensibles, et 3 ayant une sensibilité moyenne. Trois des paramètres trouvés avec une forte sensibilité sont des paramètres définissant le stockage en eau du réservoir profond du sol correspondant à la vigne:  $\theta_{fc,3}$ ,  $\theta_{f,wp}$ , et  $\theta_{ini,3}$ . Les 3 autres paramètres fortement sensibles concernent le paramétrage de la résistance stomatique de la vigne ( $g_{x,f}$ ,  $K_2^f$ ) et la résistance de surface du sol nu ( $A_1$ ). Ces résultats montrent l'importance d'une détermination correcte des paramètres hydrodynamiques du sol, des conditions initiales de stockage en eau, et du paramétrage de la résistance stomatique. Une forte sensibilité à des paramètres liés aux mêmes processus a été trouvée par Francone et al. (2012) pour un modèle de transferts SVA appliqué à la vigne avec la méthode de Morris.

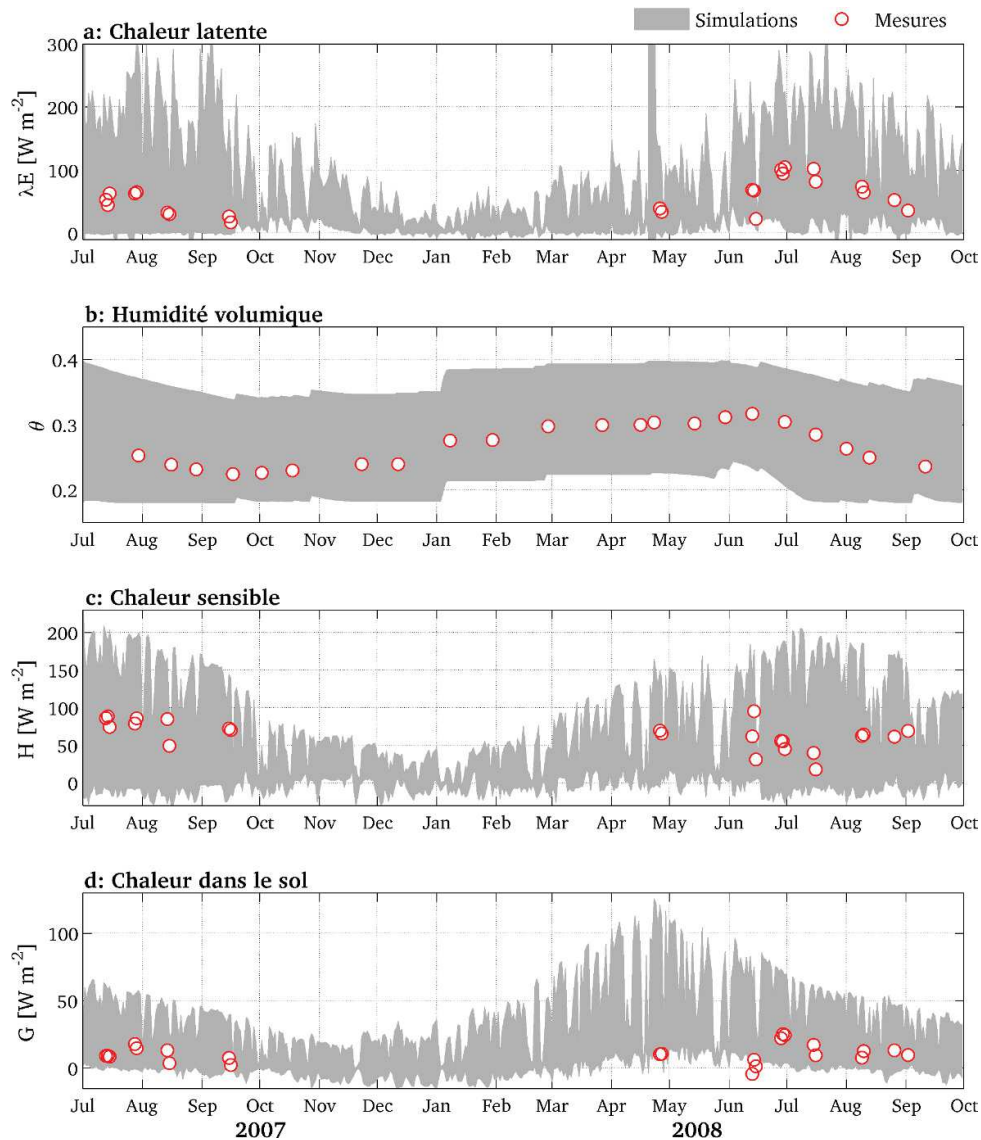


FIGURE 8.1 – Incertitude associée au modèle TSVA pour les premières 2000 simulations Monte Carlo. Les points correspondent aux valeurs moyennes journalières des observations de (a) flux de chaleur latente, (b) humidité du sol, (c) flux de chaleur sensible et (g) flux de chaleur dans le sol.

En d'autres termes, la définition de l'eau du système disponible pour l'évapotranspiration et sa régulation par le feuillage principal (vigne) est un sujet critique pour l'approche TSVA. La vigne dans un environnement méditerranéen étant souvent en conditions de stress hydrique, la régulation stomatique est un facteur clé à paramétrer. En outre, la forte sensibilité du modèle au paramètre  $A_1$  relatif à la résistance de surface du sol nu est certainement en rapport avec la difficulté de paramétrer l'évaporation directe du sol, un processus complexe qui se déroule dans une petite couche de surface et qui devient



importante surtout après des événements pluvieux (Mahfouf et Noilhan, 1991). Enfin, deux paramètres apparaissent avec une sensibilité moyenne:  $K_1^f$  et  $K_3^f$ . Ils interviennent dans l'équation de Jarvis utilisée pour le paramétrage de la résistance stomatique de la vigne, respectivement pour l'humidité et le rayonnement. Cela renforce l'importance d'une paramétrisation appropriée de ce processus biophysique en fonction des variables environnementales, lequel a été trouvé également très sensible dans l'étalonnage d'autres modèles TSVA (e.g. Braud et al., 1995 ; Olioso et al., 2002; Demarty et al., 2004).

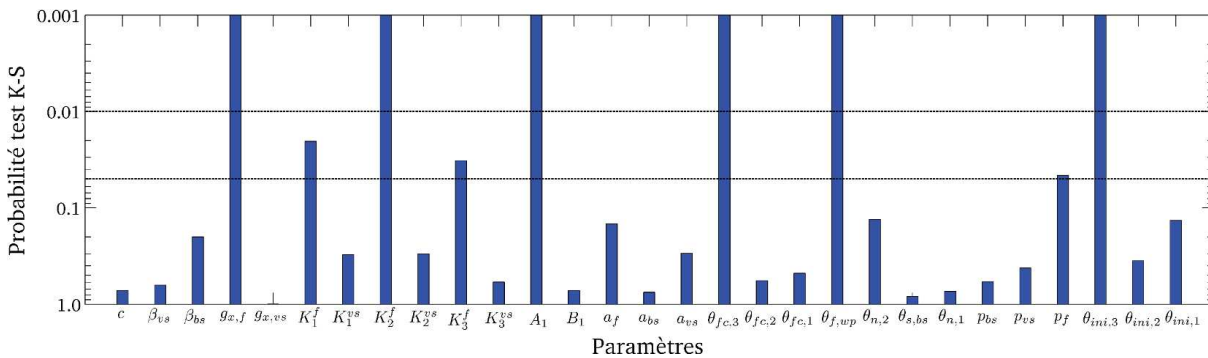


FIGURE 8.2 – Sensibilité du modèle TSVA aux 29 paramètres d’entrée et conditions initiales. Les barres verticales indiquent la sensibilité relative de chaque paramètre en termes de probabilité du test K-S. Les traits horizontaux indiquent les niveaux de transition entre sensibilité *forte* (au-dessous de 0.01), *moyenne* (entre 0.01 et 0.05), et *faible* (au-dessus 0.05). L’échelle des ordonnées est inversée.

Afin de mieux comprendre les résultats de l’analyse de sensibilité MOGSA appliquée au modèle TSVA, les Figs. 8.3 et 8.4 montrent la densité de probabilité cumulée (CDF) et la fonction de densité de probabilité (PDF) nécessaires à l’application du test K-S, respectivement, pour les six paramètres trouvés comme fortement sensibles. La Fig. 8.3 montre que la CDF des simulations “acceptables” peut présenter une forme concave ou convexe qui varie avec le paramètre. Ainsi, par exemple, les CDF des paramètres  $g_{x,f}$  et  $\theta_{f,wp}$  (Fig. 8.3a et 8.3e) ont une forme convexe indiquant une plus forte fréquence d’échantillonnage des valeurs les plus élevées de chaque paramètre: augmentation de la pente après le point d’inflexion (distance maximale entre les deux courbes). Cela peut être constaté dans la Fig. 8.4a et 8.4e, où on peut observer une plus forte concentration d’échantillonnage vers les valeurs les plus élevées. Par contre, la CDF des simulations “acceptables” du paramètre  $K_2^f$  (Fig.8.4b) montre une forme plutôt concave, indiquant une sélectivité plus élevée vers les valeurs les plus faibles de ce paramètre, ce qui peut être confirmé sur la Fig. 8.4b, où les valeurs entre  $1.5 \times 10^{-4}$  et  $2.7 \times 10^{-4}$  sont favorisées dans l’échantillonnage.

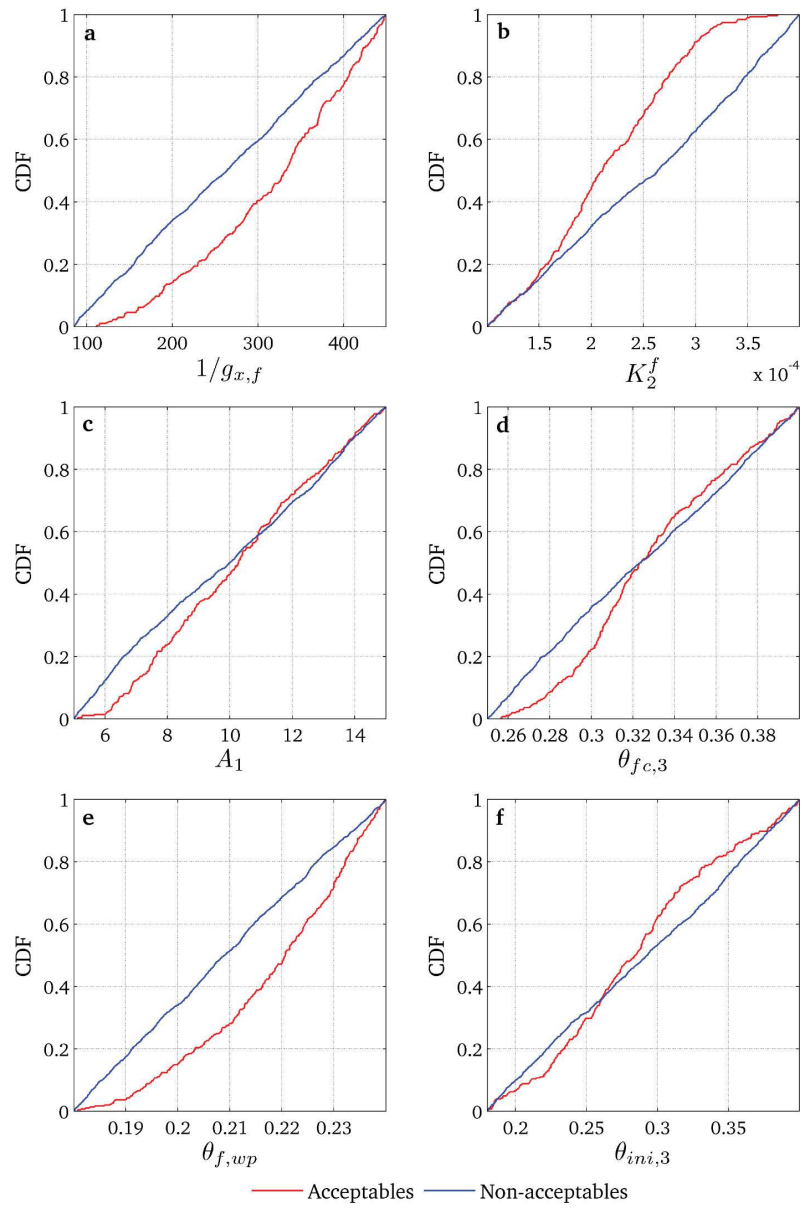


FIGURE 8.3 – Fonctions de distribution cumulée (CDF) obtenues pour les paramètres ayant une forte sensibilité.



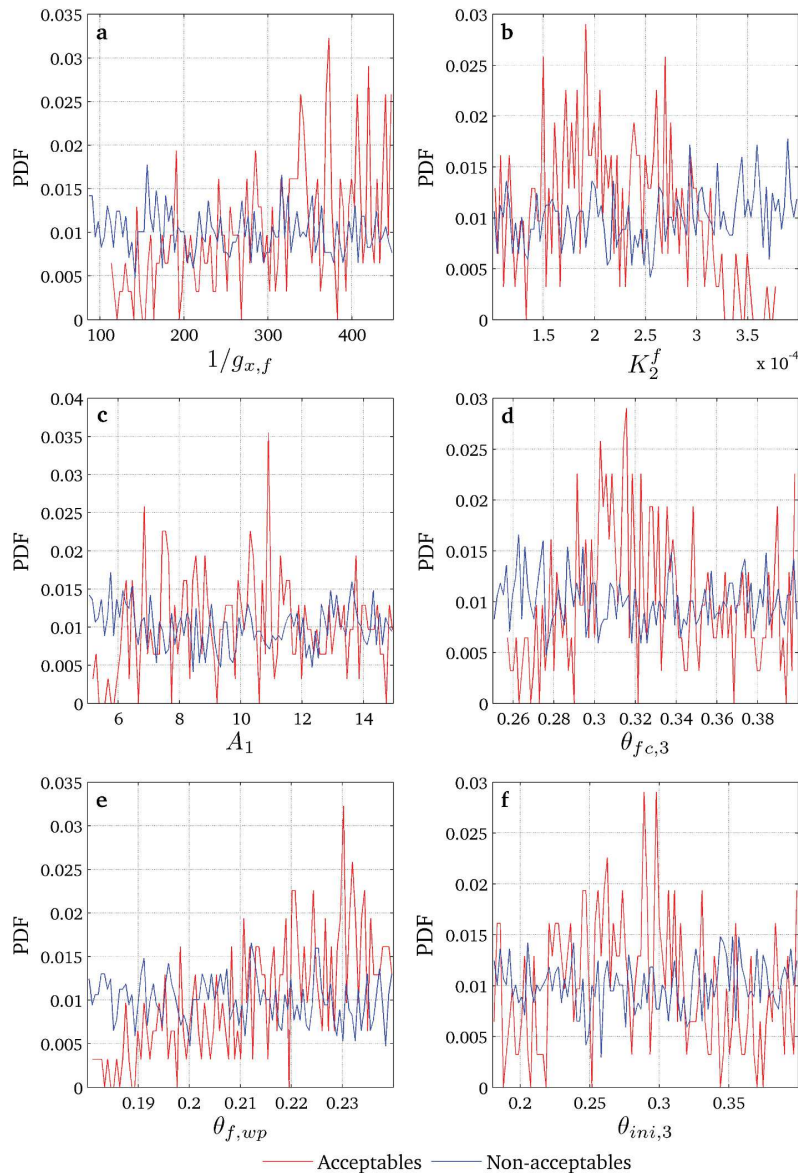


FIGURE 8.4 – Fonctions de densité de probabilité (PDF) obtenues pour les paramètres ayant une forte sensibilité.

### 8.3.2 Calibration multi-critère

Cette section présente l'application de la méthode MCIP pour effectuer une calibration du modèle TSVA de type multi-critère et ainsi obtenir une simulation de référence. Cette calibration a été faite en utilisant les sorties  $\lambda E$  et  $\theta$  du modèle. Comme il a été décrit précédemment, le RMSE entre ces deux variables (simulées et observées) est utilisé comme fonction coût à minimiser. Le calage est effectué de la même façon que dans le Chapitre 7, les gammes de valeurs des paramètres ont été fixées par rapport aux valeurs

trouvées dans la littérature et aux observations locales, lesquelles sont présentées dans les tableaux 8.1 et 8.2. Pour les valeurs initiales de teneur en eau du sol, la gamme complète de capacité de rétention (entre valeur minimale et capacité au champ) a été prise pour chaque réservoir. De cette façon, la procédure d’optimisation a été effectuée au moyen de 10 itérations chacune consistant en 2000 simulations.

Un premier aperçu de la performance de la méthode MCIP peut être obtenu en analysant les valeurs de la fonction coût RMSE calculées pour les simulations de la première et dernière itération (Fig. 8.5). Dans cette figure on peut observer la forte diminution dans l’erreur associée à l’incertitude initiale des valeurs des paramètres du modèle après l’application de l’algorithme, laquelle varie, pour les simulations “acceptables”, entre une gamme initiale  $\sim 75 \text{ W m}^{-2}$  et  $\sim 4 \times 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  vers une gamme finale entre  $\sim 1.5 \text{ W m}^{-2}$  et  $\sim 1.75 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  respectivement pour  $\lambda E$  et  $\theta$  entre la première et dernière itération. En moyenne pour la dernière itération, le RMSE associé aux paramètres calibrés est d’environ  $4.8 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  pour  $\theta$  et de  $17.25 \text{ W m}^{-2}$  pour  $\lambda E$ . Comme il a été indiqué par Xia et al. (2002), ce RMSE correspond à l’erreur “résiduelle” qui ne peut pas être expliquée par la spécification correcte des valeurs des paramètres; elle provient donc des erreurs associées soit aux données terrain utilisées pour faire la calibration, soit aux paramétrages du modèle, soit à l’équifinalité. Ces résultats montrent une très bonne performance de la méthode MCIP dans la minimisation de l’erreur sur  $\lambda E$  et  $\theta$ . Si l’on observe l’évolution du RMSE pour chaque itération MCIP (Fig. 8.6), on peut voir une forte diminution de l’erreur pendant les premières itérations pour les deux variables, et puis une stabilisation à partir de l’itération 5. On observe aussi une diminution progressive de l’erreur jusqu’à un point de stabilisation pour la dixième itération, ce qui permet d’en déduire que le total de 10 itérations peut être considéré comme approprié pour une détermination correcte des valeurs des paramètres (e.g. Coudert et al., 2006).

TABLE 8.1 – Gamme de valeurs initiale et valeurs finales calibrées avec la méthode MCIP pour l'ensemble de paramètres du module plante-atmosphère du modèle TSVA.

Parameter	Description (unités)	Gamme des valeurs initiale	Valeur final calibrée
$c$	Coefficient d'extinction du feuillage principale (-)	0.3 – 0.7	0.69
$\beta_{vs}$	Fraction de chaleur dans le sol enherbé (-)	0.1 – 0.4	0.16
$\beta_{bs}$	Fraction de chaleur dans le sol nu (-)	0.2 – 0.5	0.49
$g_{x,f}$	Conductance stomatique maximale pour le feuillage principale ( $\text{m s}^{-1}$ )	$1.25 \times 10^{-3} - 1.2 \times 10^{-2}$	$3.3 \times 10^{-3}$
$g_{x,vs}$	Conductance stomatique maximale pour l'herbe ( $\text{m s}^{-1}$ )	$3.3 \times 10^{-3} - 1.0 \times 10^{-2}$	$3.7 \times 10^{-3}$
$a_f$	Albédo du feuillage (-)	0.1 – 0.4	0.24
$a_{bs}$	Albédo du sol nu (-)	0.2 – 0.5	0.3
$a_{vs}$	Albédo du sol enherbé (-)	0.15 – 0.35	0.25
$K_1^f$	Paramètre de la fonction de stress PAR du feuillage principale ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	80 – 200	150
$K_1^{vs}$	Paramètre de la fonction de stress PAR du sol enherbé ( $\text{W m}^{-2}$ )	80 – 140	112
$K_2^f$	Paramètre de la fonction de stress $D_a$ du feuillage principale ( $\text{kPa}^{-1}$ )	$1.575 \times 10^{-4} - 3.125 \times 10^{-4}$	$2.0 \times 10^{-4}$
$K_2^{vs}$	Paramètre de la fonction de stress $D_a$ du sol enherbé ( $\text{kPa}^{-1}$ )	$3.5 \times 10^{-2} - 1.05 \times 10^{-1}$	$7.0 \times 10^{-2}$
$K_3^f$	Paramètre de la fonction de stress $\theta$ du feuillage principale (-)	10 – 100	35
$K_3^{vs}$	Paramètre de la fonction de stress $\theta$ du sol enherbé (-)	10 – 100	45
$A_1$	Paramètre de la résistance du sol nu (-)	5 – 15	8
$B_1$	Paramètre de la résistance du sol nu (-)	1 – 10	5

TABLE 8.2 – Gamme de valeurs initiale et valeurs finales calibrées avec la méthode MCIP pour l'ensemble de paramètres du module sol du modèle TSVA.

Paramètre	Description (unités)	Gamme des valeurs initiale	Valeur final calibré
$\theta_{n,1}$	Teneur en eau minimale du réservoir 1 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0.03–0.07	0.0455
$\theta_{n,2} = \theta_{n,3} = \theta_{f,wp}$	$\theta$ minimale des réservoir 2 et 3, et point de flétrissement du réservoir 3 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0.18–0.24	0.2236
$\theta_{fc,1}$	Capacité au champ du réservoir 1 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0.20–0.34	0.265
$\theta_{fc,2}$	Capacité au champ du réservoir 2 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0.25–0.40	0.3112
$\theta_{fc,3}$	Capacité au champ du réservoir 3 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0.24–0.40	0.326
$p_1$	Pierrosité du réservoir 1 (fraction)	0.10–0.20	0.136
$p_2$	Pierrosité du réservoir 2 (fraction)	0.16–0.25	0.175
$p_3$	Pierrosité du réservoir 3 (fraction)	0.12–0.28	0.230

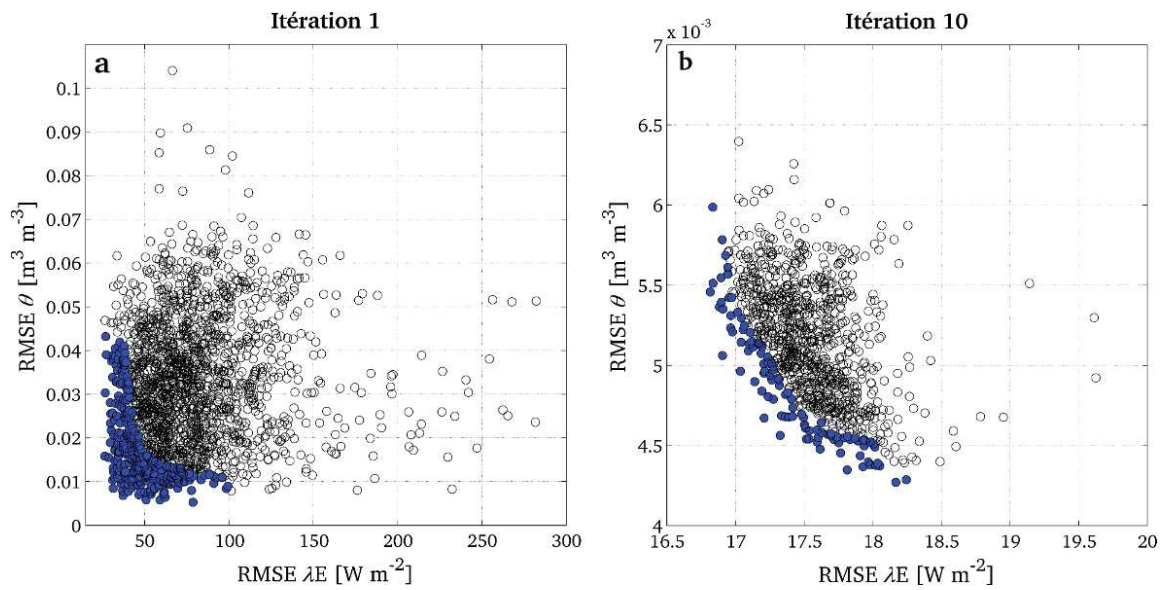


FIGURE 8.5 – Résultat de l’application de l’algorithme MCIP pour (a) la première et (b) la dixième itération. Les points bleus correspondent à l’ensemble de Pareto des simulations “acceptables” et les points blancs aux simulations restantes.

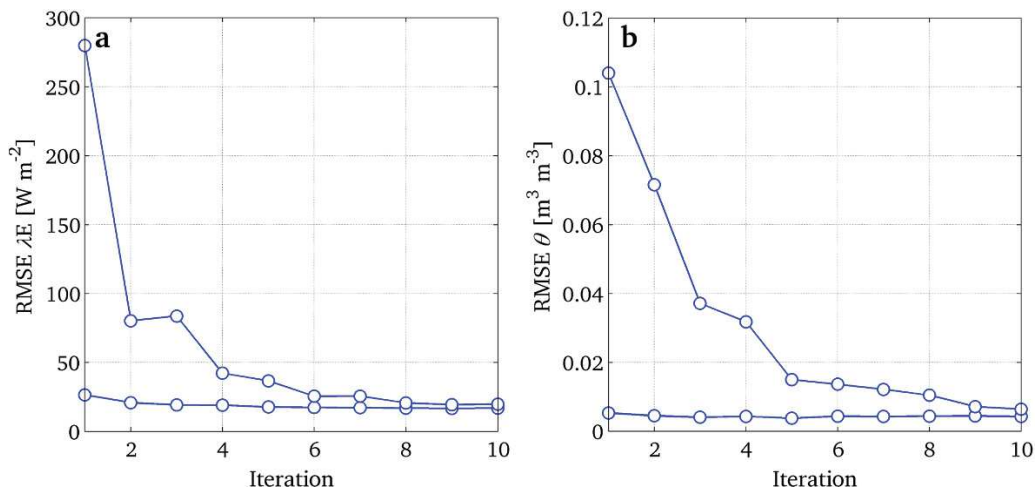


FIGURE 8.6 – Evolution du RMSE entre les valeurs mesurées et simulées de  $\lambda E$  et  $\theta$  pour les 10 itérations et l’ensemble de 2000 simulations de chaque itération. Les courbes correspondent à la valeur maximale et minimale pour des 2000 simulations de chaque itération.

De la même façon que pour l’analyse de l’incertitude associée à la gamme initiale des valeurs de paramètres, celle associée aux valeurs calibrées des paramètres est présentée dans la Fig. 8.7. Ici, on montre la simulation finale de référence, obtenue en utilisant la moyenne des valeurs de chaque paramètre calibré, ainsi que l’amplitude des résultats associée à cette gamme finale. On voit que l’incertitude dans la simulation de référence

générée par l'amplitude des valeurs étalonnées des paramètres du modèle est très faible. En général, à la fois pour l'évapotranspiration et la teneur en eau du sol, une plus grande dispersion est observée entre janvier et mai 2008. Au cours de cette période, correspondant à l'absence de feuillage et le début de la croissance de la vigne, le manque de mesures d'évapotranspiration diminue sans doute la précision du calage du modèle (voir Fig. 6.5).

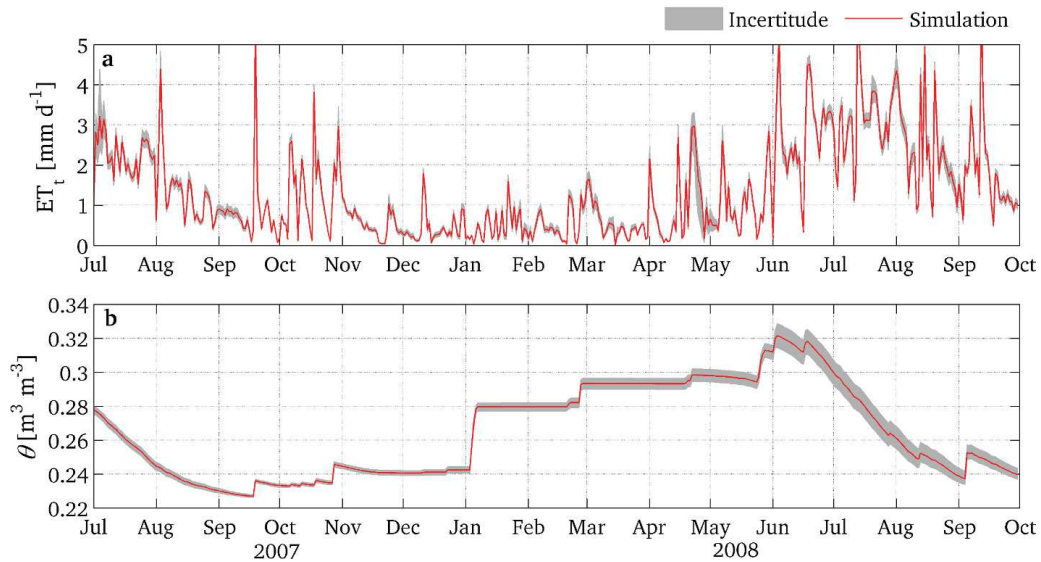


FIGURE 8.7 – Evolution temporelle de (a) l'évapotranspiration totale et (b) de l'humidité du sol simulée avec la dernière gamme des valeurs des paramètres obtenue avec la méthode MCIP.

Étant donné que la méthode MCIP est basée sur une application successive de l'analyse de sensibilité MOGSA et puis sur la réduction de la gamme des paramètres, il est prévu une variation de la gamme de ces valeurs après chaque itération. Dans les Figs. B.1-B.3 (Annexe B) est présentée la convergence des valeurs des paramètres pour chaque itération. On remarque que l'évolution des valeurs des paramètres est très variable: on observe une convergence différente pour chaque paramètre. Certains ne montrent pas de variation entre chaque itération (e.g.  $\theta_{n,2}$ , Fig. B.3a) et d'autres montrent une forte variation avec une convergence rapide (e.g.  $K_2^f$ , Fig B.1j). Ces figures montrent la sensibilité du modèle aux différents paramètres dans l'application de la méthode MCIP. On peut voir aussi que quelques paramètres deviennent sensibles dans une étape plus avancée de l'algorithme (e.g.  $\beta_{bs}$ , Fig. B.1c). On observe aussi que les paramètres trouvés comme fortement sensibles dans l'analyse de sensibilité précédente ( $\theta_{fc,3}$ ,  $\theta_{f,wp}$ ,  $\theta_{ini,3}$ ,  $g_{x,f}$ ,  $K_2^f$ ,  $A_1$ ) sont caractérisés par une convergence rapide vers une valeur optimale (itération 10). C'est lorsque la convergence des paramètres sensibles apparaît que les paramètres non sensibles commencent à converger.

Les valeurs finales (calibrées) des paramètres sont montrées dans les tableaux 8.1 et 8.2. Tout d'abord, ces valeurs diffèrent de celles trouvées dans le chapitre précédent,

où la méthode MCIP n'a été appliquée que pour le module plante-atmosphère sur deux saisons disjointes. Les résultats du modèle en termes d'évapotranspiration horaire ( $\text{mm h}^{-1}$ ) 2007-2008 montrent un assez bon accord entre observations et simulations après la calibration multi-critère du modèle, avec un  $\text{RMSE} = 0.026 \text{ mm h}^{-1}$  et un  $R^2 = 0.94$  (non montrés ici). En ce qui concerne les valeurs journalières qui seront utilisées pour obtenir la simulation de référence, il y a un très bon accord entre les observations et les résultats du modèle (Figs. 8.8 et 8.9). L'évolution temporelle d' $ETR$  et  $\theta$  montrent une diminution pendant la fin de l'année 2007. L' $ETR$  présente des faibles valeurs pendant la saison froide et  $\theta$  montre une forte augmentation après le début des pluies et la diminution de la demande évaporative. Après avril 2007, lorsque le feuillage de la vigne commence à se développer, l'augmentation de  $E_t$  fait diminuer progressivement la teneur en eau du sol  $\theta$ . Comme on l'a déjà noté dans le chapitre précédent, une surestimation est observée pour le dernier point de mesure de  $\theta$  (Fig. 8.9b), très probablement induite par le développement d'une croûte de surface favorisant le ruissellement. Etant donné que le modèle ne prend pas en compte le processus de ruissellement, la totalité de la pluie est infiltrée dans le sol.

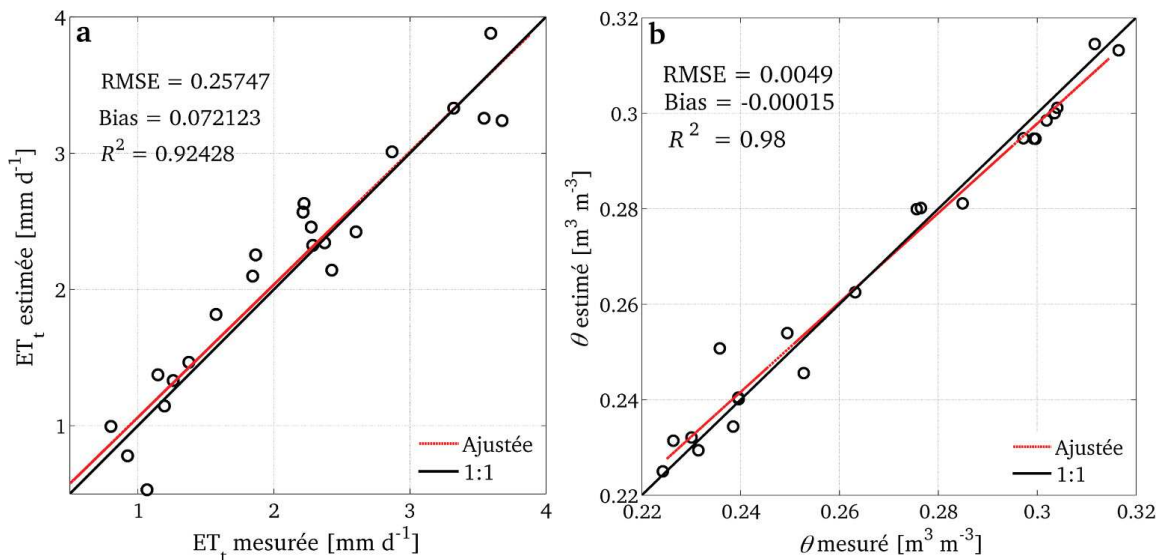


FIGURE 8.8 – Diagramme de dispersion entre les valeurs journalières (a) d'évapotranspiration et (b) d'humidité du sol mesurées et simulées par le modèle TSVA après calibration (erreur résiduelle du calage).



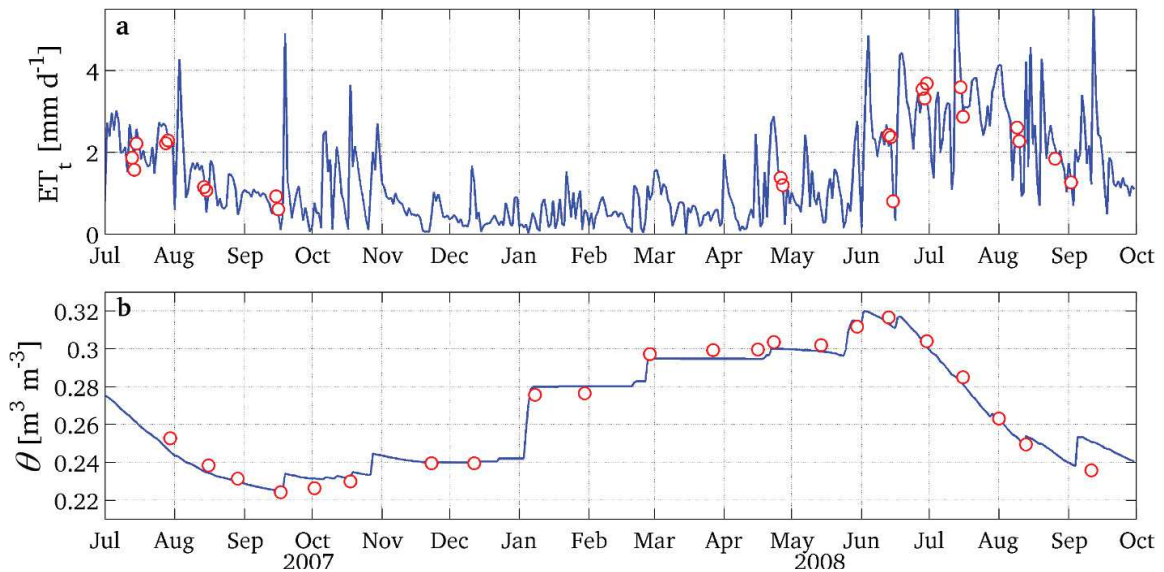


FIGURE 8.9 – Evolution temporelle de (a) l'évapotranspiration totale et (b) de l'humidité du sol simulées (lignes) et mesurées (points).

### 8.3.3 Scénarios d'obtention des données satellite

Dans cette section, l'approche proposée est utilisée pour évaluer l'impact des scénarios d'acquisition de données satellitaires (i.e. date de passage des satellites) sur la performance du modèle TSVA. Cela s'inscrit dans le cadre de l'utilisation du modèle au niveau régional, à partir de données d' $ETR$  estimées par satellite, et potentiellement couplé avec un modèle hydrologique distribué. Sur la base d'une simulation de référence utilisée comme *proxy* des observations, trois scénarios sont analysés. Ces trois scénarios se rapportent aux dates de passage des satellites ASTER et Landsat, dont la résolution spatiale est compatible avec celle du parcellaire agricole: (1) dates de passage des deux satellites (ScAL), (2) dates de passage d'ASTER (ScA), et (3) dates de passage de Landsat (ScL). Ainsi, l'idée est d'évaluer la performance du calage en fonction des données disponibles dans un contexte de télédétection.

Dans la Fig. 8.10, sont montrées les simulations de référence pour  $ETR$  et  $\theta$  ainsi que les valeurs correspondant aux dates de passage des satellites utilisées ensuite pour la calibration du modèle. On observe que les dates de passage ASTER sont principalement concentrées dans la période de croissance active de la vigne, tandis que les dates Landsat sont distribuées de façon plus uniforme au cours de la période d'étude. Par ailleurs, on observe qu'il y a quatre dates de passage qui coïncident. De cette façon et pour chacun des trois scénarios, la méthode MCIP a été appliquée pour étalonner le modèle et sa performance relativement à la simulation de référence est analysée.



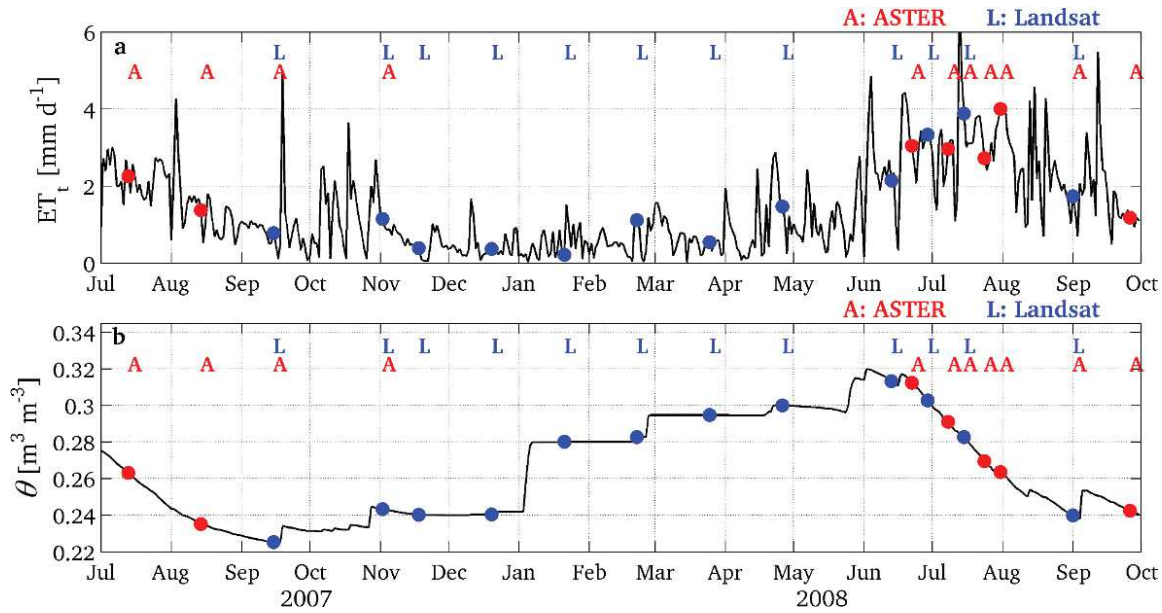


FIGURE 8.10 – Séries temporelles des simulations de référence pour (a)  $ETR$  et (b)  $\theta$ , et leurs valeurs correspondant aux dates de passage ASTER et Landsat.

Les séries temporelles des simulations d' $ETR$  et  $theta$  en utilisant les trois scénarios d'acquisition de données satellite sont montrées dans la Fig. 8.11. La Fig. 8.12 compare les valeurs estimées aux valeurs de référence. Tout d'abord, il faut mentionner la similitude des courbes des trois scénarios par rapport à la simulation de référence. Ainsi, un comportement plutôt aléatoire de l'erreur sur  $ETR$  est observé pour les cas ScAL (Fig. 8.12a), mais une légère sous-estimation par rapport à la simulation de référence est observée à la fois pour le cas ScA et ScL (Fig. 8.12b-c). Bien que les trois scénarios fournissent de bons résultats, on peut voir qu'il ya une meilleure estimation avec les scénarios ScAL et ScL: la simulation faite en considérant les dates de passage ASTER (ScA) donne une plus forte dispersion des valeurs simulées (Fig. 8.12b).

Les courbes de  $\theta$  (Fig. 8.11b) montrent un bon accord pour le cas ScAL. Par contre, pour le scénario ASTER (ScA), les valeurs d'humidité du sol sont sous-estimées durant une partie importante de la période de simulation. Cela peut aussi être vérifié dans la Fig. 8.12e. Pour le cas Landsat (ScL), on observe une sous-estimation pour les faibles valeurs de  $\theta$ , qui correspondent à la première partie de la période de simulation (début 2007) (Fig. 8.11a). La sous-estimation avec le scénario ScA est observée surtout pendant la période de sénescence et le début du cycle végétatif (janvier-mai 2008). Ces deux résultats sont clairement associés aux différentes périodes d'acquisition de données ASTER et Landsat: pour le cas Landsat, il n'existe pas de données pour le début de la période de simulation, ce qui n'a pas permis d'optimiser la valeur initiale de teneur en humidité du sol. Par contre, les observations Landsat sont relativement bien distribuées en 2007 et 2008, de sorte que la performance du modèle est tout à fait acceptable. Dans le cas ASTER, les observations

ont été faites uniquement pendant la période de croissance de la vigne (Fig. 8.10), et donc une longue période n'a pas été échantillonnée. Ceci conduit à une plus grande incertitude dans les résultats du modèle au cours de la période de sénescence de la vigne (Fig. 8.12). Ces derniers résultats permettent de conclure que, l'utilisation conjointe des observations ASTER et Landsat disponibles permet d'améliorer la performance du modèle TSVA dans le cadre d'une application à l'échelle régionale. Ceci est confirmé dans les Figs. 8.11 et 8.12, où le scénario ScAL (les deux jeux de données) montre un meilleur accord avec la simulation de référence.

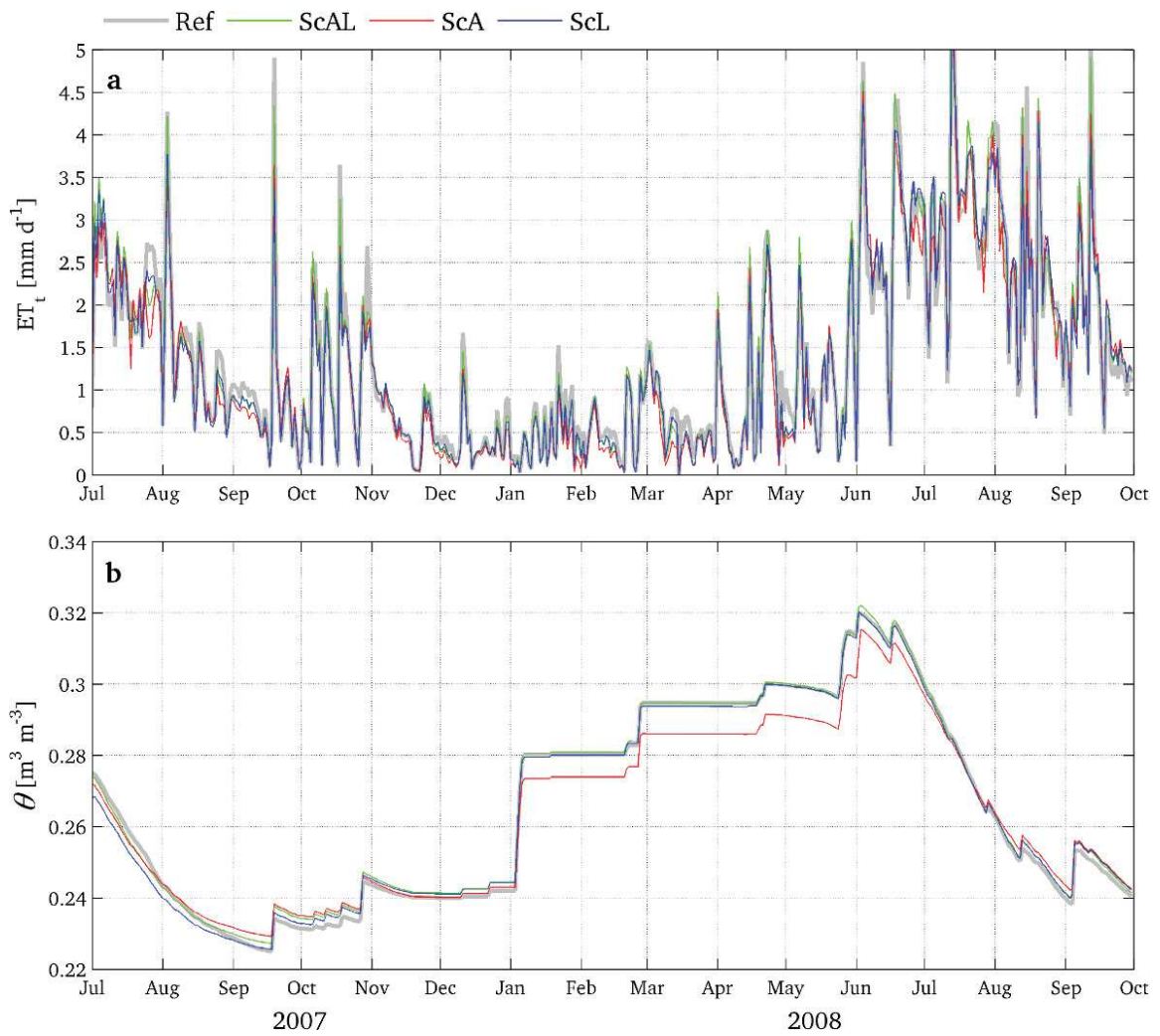


FIGURE 8.11 – Séries temporelles des simulations de référence et des trois scénarios d'acquisition de données pour (a)  $ETR$  et (b)  $\theta$ .

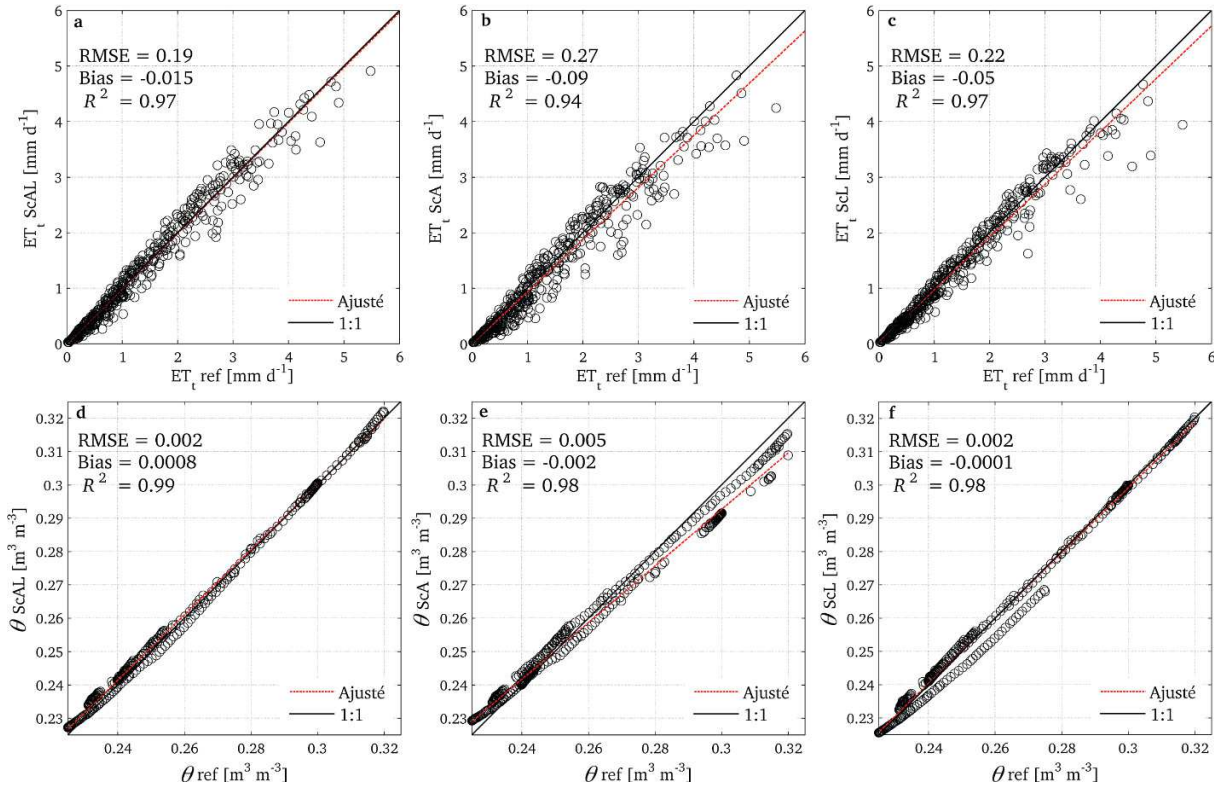


FIGURE 8.12 – Diagramme de dispersion entre les valeurs journalières de la simulation de référence et des trois scénarios d’acquisition de données pour (a)-(c)  $ETR$  et (d)-(f)  $\theta$ .

## 8.4 Conclusions

Dans ce chapitre, le modèle TSVA développé pour la vigne enherbée dans le Chapitre 7, a été exploré au moyen d’une analyse de sensibilité, puis la méthode multi-critère de calibration MCIP a été appliquée pour obtenir un ensemble de paramètres optimisés.

L’analyse de sensibilité MOGSA a permis (1) d’obtenir de l’information sur les paramètres et processus qui ont la plus forte influence sur le comportement du modèle, (2) tester la méthode MCIP pour calibrer le modèle en considérant à la fois  $\lambda E$  et  $\theta$  comme variables de sortie sur la période complète de mesure depuis juillet 2007 jusqu’à septembre 2008. Les résultats indiquent que le modèle est très sensible aux paramètres liés aux transferts d’eau à partir du feuillage principal (résistance stomatique) et du sol nu et aux limites définissant la capacité de stockage en eau du réservoir profond du sol. L’utilisation des méthodes stochastiques a l’avantage de permettre une détermination des paramètres les plus sensibles, dans le cas actuel la conductance stomatique maximale ( $g_{x,f}$ ), car les valeurs mesurées ou estimées dans la littérature montrent une forte dispersion. Les autres paramètres liés à la résistance de surface ( $K_2^f$ ,  $A_1$ ) correspondent à des

valeurs empiriques ajustées, de sorte que leur utilisation directe à partir de la littérature n'est pas conseillée. Enfin, si les paramètres  $\theta_{fc,3}$ ,  $\theta_{f,wp}$ , et  $\theta_{ini,3}$  peuvent être accessibles par des mesures directes, il y a toujours une incertitude associée aux méthodes de mesure et à la discrétisation du sol pour obtenir une valeurs intégrée.

En ce qui concerne la calibration multi-critère du modèle, les résultats de l'application de l'algorithme MCIP au bilan hydrique a permis d'avoir un jeu de paramètres optimisés fournissant des très bonnes séries temporelles de  $ETR$  et  $\theta$  utilisées comme simulation de référence. Cette calibration a été faite dans le cadre de l'approche de spatialisation présentée par la suite. L'importance de la période d'obtention de données satellites a aussi été montrée. Si de bonnes simulations ont été obtenues avec les dates de passage des deux satellites, c'est que le bon échantillonnage des différentes périodes du cycle de croissance de la vigne est très important.

Enfin, l'approche utilisée correspond à une étude exploratoire qui certainement doit être approfondie. Dans ce sens, l'évaluation de la calibration du modèle en utilisant uniquement l' $ETR$  ou uniquement  $\theta$ , ou en sélectionnant les dates des observations en fonction du passage de quelques satellites apparaissent comme des pistes intéressantes. À cet égard, l'accès à des données d'humidité du sol par des micro-ondes passives représente une opportunité intéressante afin de proposer des scénarios de calage plus réalistes.



**PARTIE V**  
**Spatialisation de l'évapotranspiration**



## Introduction à la Partie V

Dans les chapitres précédents, la modélisation de l'évapotranspiration réelle (*ETR*) a été abordée du point de vue théorique et appliquée à l'échelle locale, afin de modéliser les transferts SVA dans des couverts en rangs, tels que la vigne enherbée. Cette approche a permis de simuler les échanges d'énergie et d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère ainsi que le bilan hydrique de la surface et de la zone racinaire, mais aussi d'interpréter les résultats, et ce au niveau local. Dans la suite de la thèse, nous explorons la possibilité de simuler les échanges de façon multi-locale en considérant plusieurs parcelles viticoles à l'intérieur du bassin versant de la Peyne.

Les processus d'interaction surface-atmosphère dépendent fortement des conditions du milieu qui varient spatialement (Kustas et Norman, 1996). L'extension spatiale, depuis la parcelle au niveau local jusqu'au bassin versant au niveau régional, implique des variations dans la densité foliaire, les propriétés du sol et les variables météorologiques (Albertson et al., 2001; Katul et al., 2012). L'intégration des observations terrain avec des outils de télédétection optique permet d'appréhender la variabilité spatiale des processus d'échange surface-atmosphère tels que l'*ETR* (Jiménez et al., 2009) en conjonction avec l'utilisation de modèles (Gonzalez-Dugo et al., 2009).

Différentes approches ont été développées pour faire la liaison entre les processus physiques à l'échelle locale et les variables d'état mesurées par télédétection (e.g. la température de surface  $T_s$ , réflectance de surface, indice foliaire LAI). Ces approches peuvent être classées en deux catégories:

- Les modèles TSVA sont contraints par des variables d'état que l'on peut mesurer par télédétection (e.g. indice foliaire, température de surface, humidité de surface). On distingue alors le calage, qui permet d'estimer des paramètres du modèle, et le contrôle, qui permet de corriger les simulations par mise à jour des variables d'état (Calvet et al., 1998; Demarty et al., 2005; Caparrini et Castelli, 2004). Contraindre les modèles par télédétection peut nécessiter préalablement le couplage du modèle de processus (modèle TSVA) avec des modèles d'observation (modèle de transfert radiatif) qui simulent les mesures télédéteectées (e.g. température de surface).
- La spatialisation des variables d'état telle que l'*ETR* ou l'indice foliaire. Dans le cas de l'*ETR*, la spatialisation peut se faire en ayant recours à différents types d'approche.
  - Des approches statistiques telles que des régressions linéaires estimant l'*ETR* à partir de  $T_s$  ou d'indices de végétation:  $f_{regress}(T_s, NDVI, \dots)$  (Wang et al., 2007);
  - Des méthodes contextuelles reliant directement les variables mesurées telles que  $T_s$  et l'albédo (Menenti et al., 1989; Roerink et al., 2000) avec la fraction de couvert végétal (Tang et al., 2010; Yang et Shang, 2013);
  - Des méthodes physiques basées, par exemple, sur la résolution du bilan d'énergie (e.g. TSEB; Norman et al., 1995), l'équation de Penman-Monteith (Cleugh et al., 2007; Yuan et al., 2010), l'équation de Priestley-Taylor (Fisher et al., 2008) ou même une combinaison des deux dernières (Mallick et al., 2013).



À l'échelle locale, nous avons calé le modèle TSVA avec des mesures d'*ETR* et d'humidité du sol. La spatialisation par télédétection sur plusieurs parcelles nous amène à formuler plusieurs choix.

- Dans un premier temps, nous pouvons caler le modèle à partir de mesures télédétectées de la température de surface. Il s'agit cependant d'une procédure complexe qui demande de prendre en compte la structure géométrique des couverts de vigne pour la modélisation du transfert radiatif. Une alternative est alors de remplacer, dans la procédure de calage, la température de surface par une estimation de l'*ETR* elle-même déduite de la température précitée.
- Dans un second temps, nous considérons aussi la possibilité d'inclure les mesures d'humidité du sol dans la procédure de calage. Dans nos conditions méditerranéennes, la dynamique de l'eau du sol reflète la dynamique de l'*ETR*.

L'objectif des travaux est d'explorer le recours à la télédétection pour simuler, sur le cycle annuel, les échanges d'eau et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère, et ce à l'aide d'un modèle parcimonieux qui permette d'appréhender une culture complexe comme la vigne, cette dernière étant caractérisée par sa pérennité, son enracinement profond et sa structure aérienne en rang.

La zone d'étude étant caractérisée par un parcellaire agricole de petite taille, nous devons recourir à l'imagerie satellite à haute résolution spatiale, et donc à des observations collectées selon une fréquence nominale de 15 jours. Il en résulte des questionnements sur les performances de calage du modèle TSVA selon la disponibilité des observations satellite.

Le premier chapitre de cette partie (Chapitre 9) a pour but d'évaluer les possibilités en termes d'imagerie satellite. Le second chapitre de cette partie (Chapitre 10) a pour but d'analyser les performances de calage du modèle TSVA selon plusieurs scénarios de disponibilité des mesures satellite.

# Chapitre 9

## Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à partir des capteurs ASTER et Landsat

### Sommaire

---

<b>9.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>146</b>
<b>9.2</b>	<b>Démarche</b>	<b>146</b>
<b>9.3</b>	<b>Obtention des variables biophysiques à partir de l'imagerie ASTER</b>	<b>149</b>
9.3.1	Réflectance de surface et température radiométrique de surface	149
9.3.2	Albédo et NDVI	149
9.3.3	Rayonnement net et flux de chaleur dans le sol	149
<b>9.4</b>	<b>Obtention des variables biophysiques à partir de l'imagerie Landsat</b>	<b>150</b>
9.4.1	Corrections instrumentales	151
9.4.2	Corrections atmosphériques: domaine solaire	151
9.4.3	Corrections atmosphériques: domaine infrarouge thermique	154
9.4.4	Réflectance de surface et température de brillance de surface	155
9.4.5	Albédo et NDVI	156
9.4.6	Température radiométrique	157
9.4.7	Rayonnement net et flux de chaleur dans le sol	157
<b>9.5</b>	<b>Superposition des images ASTER et Landsat</b>	<b>157</b>
<b>9.6</b>	<b>Évapotranspiration S-SEBI</b>	<b>158</b>
<b>9.7</b>	<b>Indicateurs statistiques pour comparer ASTER et Landsat</b>	<b>160</b>
<b>9.8</b>	<b>Comparaison ASTER et Landsat</b>	<b>160</b>
9.8.1	Variables d'entrées de S-SEBI	160
9.8.2	Variables de sortie de S-SEBI	169
<b>9.9</b>	<b>Discussion et conclusions</b>	<b>173</b>

---

## 9.1 Introduction

Pour le bassin versant de La Peyne, Galleguillos et al. (2011a,b) ont appliqué la méthode contextuelle S-SEBI (Roerink et al., 2000) afin d'estimer l'ETR journalière à partir de données satellite. Ils ont obtenu des estimations avec une précision moyenne de  $0.8 \text{ mm j}^{-1}$ . Ces auteurs ont implémenté S-SEBI avec des images ASTER, instrument qui fournit des mesures avec une bonne qualité radiométrique. La méthode S-SEBI a été choisie car son implémentation est facile, mais aussi parce qu'elle correspond à une méthode déjà éprouvée via de multiples études. Cependant, ASTER est un instrument expérimental. Il acquiert de ce fait des images ponctuellement, et ne permet donc pas de faire le suivi systématique des surfaces continentales. Le capteur Landsat-7 ETM+, en revanche, collecte des images en routine tous les 15 jours, mais sa qualité radiométrique est moins bonne que celle d'ASTER. L'approche contextuelle S-SEBI est basée sur une différenciation de température. On peut donc supposer que les erreurs sur les températures Landsat sont atténuées via la différenciation, en particulier si ces erreurs s'apparentent surtout à des biais systématiques.

Dans ces conditions, nous menons ici un exercice de comparaison qui a pour but de quantifier (1) les différences observées entre observations ASTER et Landsat en température, (2) les différences résultantes sur les estimations ASTER et Landsat en ETR; sachant que des différences minimales sur l'ETR permettrait de spatialiser l'ETR avec des observations Landsat continues au cours du cycle annuel.

Dans ce qui suit, nous présentons l'implémentation de la méthode S-SEBI sur les imageries ASTER et Landsat dans l'optique d'estimer l'ETR de façon spatialisée, et nous exposons les résultats obtenus avec l'exercice d'inter-comparaison entre estimations ASTER et Landsat pour l'ensemble des variables biophysiques impliquées, incluant variables d'entrée (température, albédo), variables intermédiaires (rayonnement net) et variables de sortie (fraction évaporative, évapotranspiration journalière).

Une partie des résultats du présent chapitre est issu du mémoire intitulé "Utilisation de l'imagerie ASTER et Landsat pour caractériser le statut hydrique des couverts végétaux". Ce mémoire fut rédigé par Wenjing Ma afin d'obtenir le grade de Master "Géo-ressources et Environnement, parcours Télédétection et Imagerie des Géo-ressources" de ENSEGID / IPB / Bordeaux 3, sous la direction de Carlo Montes et Frédéric Jacob entre avril et septembre de 2012.

## 9.2 Démarche

Une partie de l'imagerie satellitaire utilisée ici est issue de travaux antérieurs. En particulier, les estimations issues de l'imagerie ASTER ont été obtenues et validées avec des mesures in-situ par Galleguillos et al. (2011a,b).

Les images Landsat 7 ETM+ collectées correspondent à des données brutes qui doivent être prétraitées préalablement à l'implémentation de la méthode S-SEBI. Cela inclut plusieurs étapes (Figure 9.1):

- corrections radiométriques incluant le traitement des perturbations instrumentales et atmosphériques;
- corrections géométriques incluant le géoréférencement et la superposition des images ASTER et Landsat;
- estimation de la température de surface, l'émissivité, ainsi que des variables biophysiques telles que l'albédo, NDVI, rayonnement net et flux de chaleur dans le sol;
- estimation de la fraction évaporative  $EF$  et de l'évapotranspiration journalière  $ETR_d$ .

Finalement, après l'obtention de l' $ETR$  spatialisée par la méthode S-SEBI, les résultats issus de l'imagerie Landsat sont comparés avec ceux issus de l'imagerie ASTER.

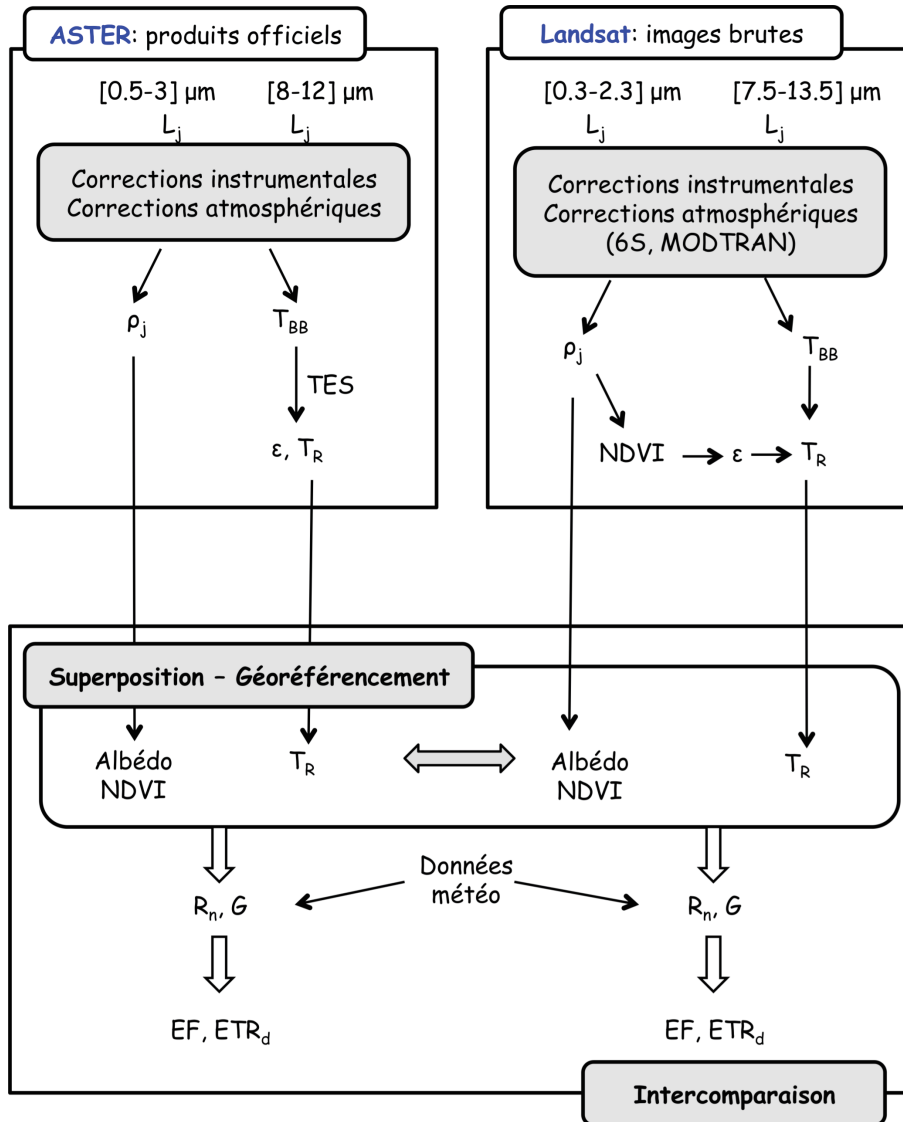


FIGURE 9.1 – Démarche adoptée pour l’obtention et l’inter-comparaison des estimations d’ETR issues des imageries ASTER et Landsat.  $L_j$  et  $\rho_j$  sont la radiance et la réflectance sur la bande spectrale  $j$ , respectivement. 6S et MODTRAN sont des codes de transfert radiatif atmosphérique.  $T_{BB}$  et  $T_R$  sont la température de brillance et la température radiométrique, respectivement (la température radiométrique est la température de brillance corrigée des effets d’émissivité  $\varepsilon$ ). TES (*Temperature Emissivity Separation*) est un modèle de transfert radiatif de surface destiné à découpler les effets d’émissivité et de température (Gillespie et al., 1998).  $R_n$  et  $G$  sont le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol, respectivement.  $EF$  et  $ETR_d$  sont la fraction évaporative et l’évapotranspiration journalière. Les données météo utilisées sont le rayonnement net instantané et journalier.

## 9.3 Obtention des variables biophysiques à partir de l'imagerie ASTER

### 9.3.1 Réflectance de surface et température radiométrique de surface

Les imageries ASTER en réflectance et température radiométrique que nous avons utilisées correspondent aux produits ASTER officiels (Abrams, 2000). Sur le domaine solaire, les réflectances dans les 9 canaux sont obtenues après corrections atmosphériques. Sur le domaine infrarouge thermique, la température radiométrique est obtenue après corrections atmosphériques sur les 5 canaux, et découplage température / émissivité via la méthode TES (*Temperature Emissivity Separation*).

### 9.3.2 Albédo et NDVI

L'albédo de surface estimé par ASTER a été obtenu en utilisant la régression multilinéaire proposée par Liang (2000) pour les images ASTER:

$$\alpha_s = 0.484\rho_1 + 0.335\rho_3 - 0.324\rho_5 + 0.551\rho_6 + 0.305\rho_8 - 0.367\rho_9 - 0.0015, \quad (9.1)$$

où  $\rho_i$  correspondent aux réflectances ASTER. Certaines bandes de l'instrument ASTER sont défaillantes depuis mai 2008 (bandes 5, 6, 7, 8, 9). Pour les dates correspondantes, l'équation de Liang (2000) n'a pas pu être appliquée. La méthode proposée par Weiss et al. (1999) a été utilisée, laquelle considère deux réflectances pour l'obtention de l'albédo de surface:

$$\alpha_s = 0.57\rho_{red} + 0.42\rho_{nir}, \quad (9.2)$$

où  $\rho_{red}$  ( $\rho_2$ ) et  $\rho_{nir}$  ( $\rho_3$ ) correspondent aux bandes spectrales du rouge et proche infrarouge, respectivement. Ces deux régressions linéaires ont été comparées pour les dates avant mai 2008, afin de proposer une correction en prenant la méthode de Liang (2000) comme référence:  $\alpha_{Liang} = a \times \alpha_{Weiss} + b$ . L'erreur résultante, estimée via le RMSE<sup>4</sup> est de 10

L'indice de végétation NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*; Rouse et al., 1974) a été utilisé pour caractériser la couverture végétale. Cet indice, largement utilisé, est calculé à partir des réflectances dans le rouge et infrarouge par:

$$NDVI = \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3 + \rho_2}. \quad (9.3)$$

### 9.3.3 Rayonnement net et flux de chaleur dans le sol

Le rayonnement net est estimé par l'équation standard du bilan radiatif

---

4. Erreur quadratique moyenne

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_g + \epsilon_s(R_a - \sigma T_s^4), \quad (9.4)$$

avec  $\alpha_s$  l'albédo de surface estimé par l'Éq. 9.1,  $R_g$  le rayonnement global mesuré par station météorologique,  $R_a$  le rayonnement atmosphérique estimé par la méthode de Brutsaert (1975),  $T_s$  la température de surface, et  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann. Sous l'hypothèse d'une faible variabilité spatiale à l'échelle du bassin versant, ces variables ont été considérées comme uniformes sur l'ensemble du bassin versant de La Peyne.

Le flux de chaleur dans le sol ( $G$ ) a été obtenu en considérant ce flux comme une fraction de  $R_n$ . La fraction 0.3 pour le sol nu a été considérée (e.g. Santanello et Friedl, 2003), mais ici pondérée par un facteur dépendant de l'indice foliaire ( $LAI$ ):

$$G = 0.3R_n \exp(-0.5LAI), \quad (9.5)$$

où le  $LAI$  a été obtenu en fonction du  $NDVI$  avec la méthode proposée par Choudhury et al. (1994), qui est basé sur le calcul d'une couverture végétale  $f$

$$f = 1 - \left( \frac{NDVI_{\max} - NDVI}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^{1/\zeta}, \quad (9.6)$$

où les mesures du  $NDVI$  sont rééchelonnées selon les valeurs pour un sol nu ( $NDVI_{\min}$ ) et pour un couvert végétal complètement couvrant ( $NDVI_{\max}$ ). Le paramètre  $\zeta$  est une fonction de la distribution de l'angle des feuilles avec des valeurs proche de 1.4 pour érectophiles et de 0.8 pour planophiles. Ici, la valeur  $\zeta = 1.2$  a été utilisée. Enfin, le  $LAI$  est obtenu à partir de  $f$  via la relation

$$LAI = \frac{\ln(1 - f)}{-\beta}, \quad (9.7)$$

où  $\beta$  est une deuxième fonction de la répartition de l'angle des feuilles qui varie entre 0.42 à 0.91, et prise égale à 0.5 dans le présent travail.

## 9.4 Obtention des variables biophysiques à partir de l'imagerie Landsat

Dans cette section, les traitements appliqués aux données Landsat sont présentés. Ces traitements permettent d'obtenir les variables biophysiques nécessaires à l'implémentation de S-SEBI (e.g. température radiométrique, réflectance). Ces prétraitements radiométriques ont été appliqués à l'ensemble des scènes Landsat disponibles, présentées dans la Partie III. Ils consistent à corriger les perturbations instrumentales et atmosphériques, afin de retrouver les signaux de surface à partir des signaux collectés au niveau des capteurs.

### 9.4.1 Corrections instrumentales

La précision des estimations des variables de surface par télédétection est directement liée à l'étalonnage radiométrique (Liang, 2004). L'étalonnage radiométrique est un processus qui permet de convertir les comptes numériques (DN: Digital Numbers) des images originales en radiance au niveau du capteur. Un DN est un entier lié à un courant électrique. La plupart des systèmes de quantification en télédétection sont linéaires sur 6 à 12 bits. Le DN peut être n'importe quel nombre entier sur un intervalle donné (Tang and Li, 2014):

$$\text{DN} \in [1, 2^q], \quad (9.8)$$

où  $q$  est un entier représentant le nombre d'octets. Pour convertir le compte numérique de Landsat-7 ETM+ en radiance ( $\text{W m}^{-2} \text{str}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ), un étalonnage radiométrique absolu est nécessaire. La relation entre DN et la radiance est donnée par:

$$L_\lambda = \frac{\text{DN}_\lambda - \text{Biais}_\lambda}{\text{Gain}_\lambda}, \quad (9.9)$$

avec  $L_\lambda$  la radiance spectrale, et  $\text{Gain}_\lambda$  et  $\text{Biais}_\lambda$  sont des coefficients de calibration officiels pour chacune des bandes spectrales.

### 9.4.2 Corrections atmosphériques: domaine solaire

Dans le domaine solaire (0.3-4  $\mu\text{m}$ ), les capteurs des satellites mesurent le rayonnement réfléchi par la surface de la terre et l'atmosphère. Cette mesure dépend de la réflectance de la surface, mais elle est perturbée par l'absorption du rayonnement par les gaz et la dispersion par les aérosols dans l'atmosphère. Une fraction du rayonnement qui arrive à la surface est absorbée et le reste est réfléchi. Ce signal réfléchi est ensuite perturbé par l'atmosphère et seulement une fraction des photons atteint le capteur du satellite, typiquement 80% à 0.85  $\mu\text{m}$  et 50% à 0.45  $\mu\text{m}$ .

Les principaux gaz absorbant les photons dans l'atmosphère sont  $\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2\text{O}$ . En général, cette absorption est faible, et les capteurs évitent les bandes d'absorption moléculaire. Pour les bandes sur lesquelles des perturbations subsistent, des facteurs de correction sont appliqués. Les photons non absorbés peuvent être dispersés par des aérosols, lesquels réémettent ces mêmes photons dans une direction différente.

Par conséquent, l'effet de l'absorption des photons par des gaz atmosphériques et les processus de diffusion doivent être corrigés. Ici, nous avons utilisé le modèle de transfert radiatif atmosphérique 6S (*Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum*; Vermote et al., 1997) pour effectuer les corrections atmosphériques dans les bandes visible (Vis), proche infrarouge (PIR), et moyen infrarouge (MIR). Ce modèle est facile à mettre en œuvre, il est robuste, et il est éprouvé pour l'imagerie Landsat (e.g. Schroeder et al., 2006; Feng et al., 2013). 6S prédit le signal du satellite entre 0.25 et 4.0  $\mu\text{m}$



en supposant une atmosphère sans nuages. Les principaux effets atmosphériques décrits précédemment sont pris en compte dans les corrections. Pour son utilisation, 6S requiert comme paramètres d'entrée l'information sur les conditions de visée et d'ensoleillement, ainsi que sur le profil vertical de composition atmosphérique en gaz et en aérosols (types et concentrations). Sur la base de ces informations, un jeu de coefficients est obtenu pour chaque bande spectrale, jeu de coefficients qui permet de calculer la réflectance de surface à partir de la radiance au capteur. L'implémentation de 6S est présentée sur la Fig. 9.2.

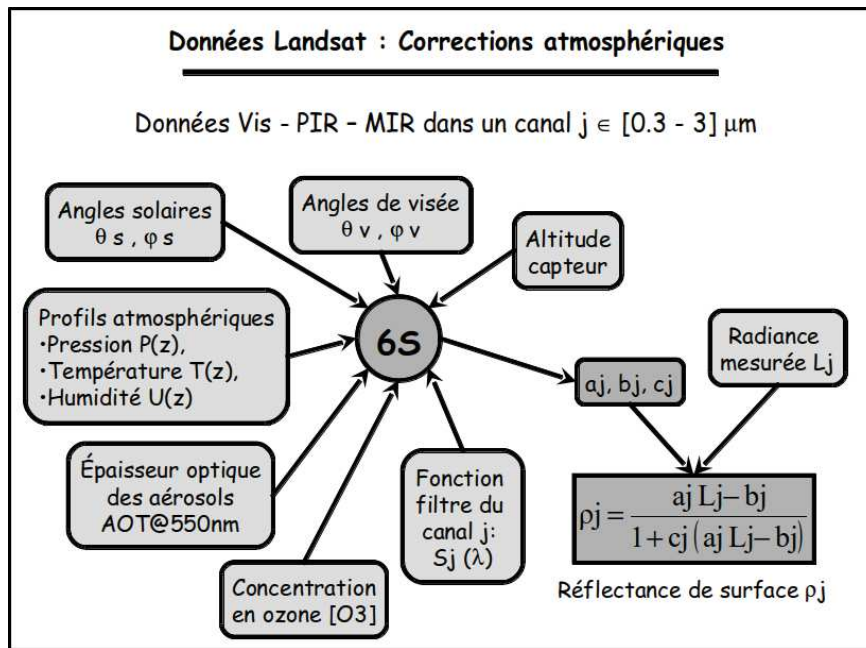


FIGURE 9.2 – Organigramme des corrections atmosphériques incluant l'implémentation du modèle 6S pour un profil atmosphérique donné, et application sur l'imagerie Landsat des coefficients correctifs fournis par 6S (Jacob, 2005).

Plusieurs sources d'information doivent être envisagées. Les profils verticaux en pression atmosphérique, température de l'air et humidité relative sont souvent obtenus à partir de radiosondages. En raison de l'absence de tels radiosondages à proximité de la zone d'étude, nous avons utilisé les profils atmosphériques fournis par le National Center for Environmental Prediction (NCEP). Ces produits correspondent à des données maillées, obtenues par un schéma d'assimilation variationnelle impliquant un modèle de circulation générale, des observations disponibles en surface et en altitude et des observations satellite. Il s'agit pour ces produits NCEP de restituer au mieux l'état tridimensionnel de l'atmosphère avec une résolution de  $2.5^\circ$  en latitude et de  $2.5^\circ$  en longitude, et ce pour plusieurs couches atmosphériques (Kalnay et al., 1996). Dans le présent travail, les profils atmosphériques utilisés en entrées de 6S ont été obtenus par interpolation linéaire des valeurs journalières pour les quatre points de grille autour la zone d'étude.

Les données d'épaisseur optique des aérosols à 550 nm ( $\text{AOT}@550\text{nm}$ ) ont été obtenues

nues à partir du réseau d'observations AERONET<sup>5</sup>. Ces observations sont faites de façon standardisée par des photomètres solaires calibrés avec les mêmes procédures. Par contre, comme elles ne correspondent pas à des données maillées, elles ne sont disponibles que pour certaines régions. Dans le cas présent, les observations les plus proches ( $\sim 160$  km de distance) correspondaient à celles de la station d'Avignon (N 43°55'58", E 04°52'40", 32 m d'altitude). En raison de problèmes de fonctionnalité et d'entretien des instruments, toutes les dates nécessaires n'étaient pas disponibles. Pour les jours sans mesures AERONET, les valeurs d'AOT utilisées sont les produits MODIS officiels<sup>6</sup>, en extrayant les valeurs du point de maille le plus proche. Ces sources de données ont été utilisées dans plusieurs travaux en télédétection (e.g. Courault et al., 2009), bien que Beal et al. (2007) aient mentionné une surestimation de 20% de l'épaisseur optique MODIS par rapport à AERONET. Cependant, Jacob et al. (2002b) ont montré qu'une erreur inférieure à 20% n'a pas un effet significatif sur la réflectance de surface obtenue avec ASTER. Comme les mesures photométriques AERONET ne sont pas collectées autour de 550 nm, la valeur recherchée a été obtenue par interpolation linéaire des mesures collectées à 675 nm et 440 nm. La valeur de AOT@550 nm pour chaque date est indiquée dans le Tableau 9.1.

Pour le profil en ozone ( $O_3$ ), les valeurs comprises dans la base de données climatologique de 6S ont été utilisées. Ces données correspondent à des profils logarithmiques en concentration entre la surface et 100 km, équivalents à une moyenne climatologique saisonnière estimée pour une atmosphère standard.

Les conditions de mesures sont définies comme suit. Les angles solaires (zénithal et azimutal) sont calculés à partir de la date et l'heure d'acquisition et les coordonnées géographiques du site. L'angle zénithal de visée est nul car les mesures Landsat sont collectées au nadir. Enfin, les filtres utilisés pour caractériser les sensibilités spectrales dans les différents canaux sont fournis par NASA<sup>7</sup>.

TABLE 9.1 – Épaisseur optique des aérosols AOT@550 nm utilisé pour chaque image Landsat.

Image	Heure	Valeur	Image	Heure	Valeur
20070219	10h30	0.2470	20080325	10h30	0.0710
20070323	10h30	0.2070	20080426	10h30	0.1230
20070424	10h30	0.2145	20080613	10h30	0.1052
20070510	10h30	0.0743	20080629	10h30	0.2711
20070915	10h30	0.1171	20081715	10h30	0.0736
20071102	10h30	0.1462	20080901	10h30	0.1754
20071118	10h30	0.1404	20081003	10h30	0.1720
20071220	10h30	0.1385	20081019	10h30	0.1780
20080121	10h30	0.0970	20081222	10h30	0.0310
20080222	10h30	0.4280			

5. <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>

6. <http://delemn.gsfc.nasa.gov/ims-bin/pub/nph-ims.cgi>

7. [http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/inst\\_cal/prog\\_sect8\\_2.html](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/inst_cal/prog_sect8_2.html)

### 9.4.3 Corrections atmosphériques: domaine infrarouge thermique

Dans le domaine spectral infrarouge thermique (IRT), Landsat 7 ETM+ a une bande dans l'intervalle  $10.3-12.4 \mu\text{m}$ . Pour restituer le signal de surface, il faut tenir compte (1) de l'atténuation par l'atmosphère du rayonnement émis par la surface vers le satellite (transmittance atmosphérique) et (2) du rayonnement émis par l'atmosphère vers le satellite (émission atmosphérique ascendante). Pour le présent travail, ces perturbations ont été corrigées avec le modèle de transfert radiatif atmosphérique MODTRAN (*MODerate resolution atmospheric TRANsmission*; Berk et al., 2003), version 4.0. C'est un modèle souvent utilisé pour traiter les images Landsat (e.g. Li et al., 2004; Pahlevan et Schott, 2012). MODTRAN est un modèle direct : à partir de paramètres caractérisant la surface, l'atmosphère et les conditions d'observation, certaines variables spectrales caractérisant la propagation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère sont estimées pour des intervalles spectraux définis par l'utilisateur, allant de  $0.2 \mu\text{m}$  à l'infini (il convient de noter que nous avons préféré le modèle 6S pour les corrections atmosphériques sur le domaine spectral solaire car il prend mieux en compte les diffusions). Les caractéristiques des simulations MODTRAN sont indiquées dans le Tableau 9.2 et le schéma de son implémentation dans la Fig. 9.3.

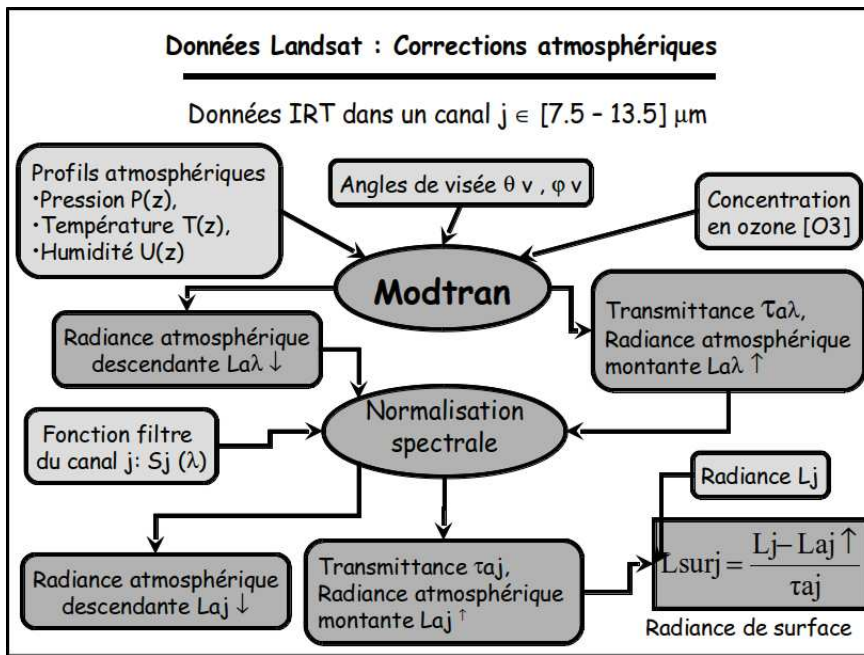


FIGURE 9.3 – Représentation schématique de l'implémentation et application du modèle de corrections atmosphériques MODTRAN sur LANDSAT 7 (Jacob, 2005).

Comme 6S, MODTRAN utilise les profils atmosphériques en pression, température et humidité de l'air. Nous avons utilisé les mêmes profils atmosphériques que pour 6S. Pour la concentration en  $\text{CO}_2$  et l'épaisseur optique des aérosols dans la couche limite, ils ont été fixés à 360 ppmv et à 23 km, à partir la banque de données climatiques du

TABLE 9.2 – Caractéristiques des simulations MODTRAN.

Diffusions multiples	Oui
Stratification atmosphérique pour les diffusions multiples	16 couches
Profils atmosphériques de Pression, Température, Humidité	Définis par radiosondages et ré-analyse
Profils atmosphériques en O <sub>3</sub> et AOT	Définis par la banque de données climatiques du modèle, observations et estimations satellite
Rapport de mélange atmosphérique en CO <sub>2</sub>	360 ppmv
Modèle d'extinction par les aérosols dans la couche limite atmosphérique. Extinction rurale	Visibilité météorologique égale à 23 km
Profils d'aérosols stratosphériques et troposphériques	Définis par la banque de données climatiques des modèles pour les saisons printemps-été ou automne-hiver
Présence de nuage	Elle dépend de la date
Présence de précipitations	Elle dépend de la date
Albédo de surface	Egal à 0. La température de surface est donc une température de brillance.
Rayon terrestre à la latitude considérée	Défini par la banque de données du logiciel. Valeur par défaut : 6371,23 km

modèle.

Les simulations MODTRAN fournissent les spectres de transmittance atmosphérique et d'émission atmosphérique ascendante avec une résolution très fine (de l'ordre de 0.02  $\mu\text{m}$ ). Ces spectres furent alors convolués avec la sensibilité spectrale de la bande infrarouge thermique sur l'intervalle 10.3-12.4  $\mu\text{m}$ . Au final, les valeurs intégrées de transmittance et d'émission atmosphérique ascendantes sont utilisées dans l'équation du transfert radiatif atmosphérique qui permet de calculer la radiance de surface (ou température de brillance de surface) à partir de la radiance au capteur (voir Figure 9.3).

#### 9.4.4 Réflectance de surface et température de brillance de surface

Pour effectuer les corrections atmosphériques dans le domaine spectral solaire (rayonnement visible, proche infrarouge et moyen infrarouge), le modèle 6S fournit un jeu de trois coefficients correctifs ( $a_j$ ,  $b_j$  et  $c_j$  sur la Fig. 9.2). À partir de ces coefficients, la réflectance atmosphérique corrigée peut être obtenue en utilisant l'équation suivante:

$$\rho_j = \frac{a_j L_j - b_j}{1 + c_j(a_j L_j - b_j)}, \quad (9.10)$$

où  $L_j$  ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ) correspond à la radiance mesurée pour une bande spectrale donnée  $j$  et  $\rho_j$  à la réflectance de surface dans cette même bande.

Pour le domaine thermique, la température de brillance est estimée à partir des mesures de luminance au niveau du capteur. Les luminances émergentes à la surface et incidente au capteur sont reliées par l'équation du transfert radiatif suivante (Chandrasekhar, 1960) :

$$L_{c,\uparrow} = \tau_a L_{s,\uparrow} + L_{a,\uparrow}, \quad (9.11)$$

avec  $L_{c,\uparrow}$  la luminance mesurée par le capteur dans le canal considéré,  $L_{s,\uparrow}$  est la luminance émergente de la surface,  $L_{a,\uparrow}$  est la luminance émise par l'atmosphère vers le capteur et  $\tau_a$  est la transmittance atmosphérique. Les termes de cette équation sont obtenus à partir des simulations MODTRAN après convolution avec la réponse spectrale de la bande.

Enfin, la température de brillance est obtenue en inversant la fonction de Planck. L'approximation spécifique de la fonction de Planck pour Landsat est exprimée par

$$T = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_{s,\uparrow}} + 1\right)}, \quad (9.12)$$

où  $T$  est la température (K),  $k_1$  et  $k_2$  sont des constantes pour une longueur d'onde donnée.

### 9.4.5 Albédo et NDVI

L'albédo de surface ( $\alpha_s$ ) a été calculé avec la régression multilinéaire proposée par Liang (2000) et validée par des mesures de terrain pour le capteur Landsat. Cette équation correspond à une combinaison linéaire des réflectances sur les bandes spectrales du domaine solaire 1, 3, 4, 5 et 7 ( $\rho_1$ ,  $\rho_3$ ,  $\rho_4$ ,  $\rho_5$  et  $\rho_7$ ):

$$\alpha_s = 0.356\rho_1 + 0.130\rho_3 - 0.373\rho_4 + 0.085\rho_5 + 0.072\rho_7 - 0.0018, \quad (9.13)$$

où  $\rho_i$  correspondent aux réflectance de chaque bande Landsat après correction atmosphériques avec 6S.

Comme indicateur de la couverture végétale, l'indice NDVI a été utilisé. Pour les images Landsat, cet indice est calculé en utilisant les réflectances  $\rho_4$  et  $\rho_3$  de la façon suivante :

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3}, \quad (9.14)$$

où  $\rho_4$  correspond à la réflectance dans le canal proche infrarouge et  $\rho_3$  correspond à la réflectance dans le canal rouge.

### 9.4.6 Température radiométrique

L'estimation de la température radiométrique à partir de la température de brillance est équivalente à la luminance émergente de la surface  $L_{s,\uparrow}$ :

$$L_{BB}(T_S) = [L_{s,\uparrow} - (1 - \epsilon_s L_{a,\downarrow})] \frac{1}{\epsilon_s}, \quad (9.15)$$

où  $L_{a,\downarrow}$  est la luminance émise par l'atmosphère vers la surface sur l'intervalle 3-100  $\mu\text{m}$ . Cette grandeur a été déduite des simulations MODTRAN (éclairage descendant).

L'émissivité de surface  $\epsilon_s$  a été déterminée en utilisant la relation empirique proposée par Van de Gried et Owe (1993) et utilisée par plusieurs auteurs (e.g. Valor et Caselles, 1996). D'après ces auteurs, la valeur de  $\epsilon_s$  sur le domaine 8-14  $\mu\text{m}$  peut être estimée à partir d'une relation logarithmique du *NDVI* (Bastiaanssen et al., 1998):

$$\epsilon_s = 1.009 + 0.047 \ln(\text{NDVI}). \quad (9.16)$$

Par contre, cette relation empirique n'est valide que pour des valeurs de *NDVI* comprises entre 0.15 et 0.85. De plus, elle n'est pas applicable sur des surfaces d'eau ayant un faible *NDVI* et une émissivité très élevée.

### 9.4.7 Rayonnement net et flux de chaleur dans le sol

Le rayonnement net, et le flux de chaleur dans le sol ( $G$ ), nécessaires pour le calcul de l'*ETR* avec la méthode S-SEBI, ont été obtenus via les mêmes équations que celles utilisées pour l'imagerie ASTER (Section 9.3.2).

## 9.5 Superposition des images ASTER et Landsat

Dans l'optique de comparer les différentes estimations ASTER et Landsat pour les variables biophysiques impliquées dans la méthode S-SEBI, nous avons superposé les deux imageries. La superposition a été faite sur les images en réflectance et en température radiométrique. Les imageries ASTER et Landsat ont des résolutions spatiales différentes. Ainsi, la résolution spatiale d'ASTER sur le domaine infrarouge thermique est de 90 m alors que celle de Landsat est de 60 m. L'imagerie ASTER a donc été sur-échantillonnée à la résolution de l'imagerie Landsat. Le sur-échantillonnage de l'imagerie ASTER et la superposition des imageries ASTER et Landsat furent effectués via des interpolations bilinéaires qui nécessitent l'identification de points de contrôle.



En fonction des points de contrôle sélectionnés, le calage d'une image peut être considéré comme automatique ou manuelle. Dans le calage automatique, la liaison entre deux images est faite en utilisant des algorithmes trouvant une texture similaire pour obtenir les points de contrôle. Dans le calage manuel, les points de contrôle sont sélectionnés visuellement pour obtenir ainsi la liaison entre l'image de référence et l'image actuelle. Ici, le calage manuel a été appliqué. Pour cela, un ensemble de cinq à huit paires de points est sélectionné.

## 9.6 Évapotranspiration S-SEBI

L'algorithme S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*) a été proposé par Roerink et al. (2000) dans le but de spatialiser l'évapotranspiration journalière à partir de l'imagerie satellite sur les domaines spectraux solaire et infrarouge thermique. Au sein de l'espace température-albédo, la fraction évaporative est estimée à partir de la distance entre la température mesurée et les valeurs extrêmes observées pour une même valeur d'albédo. L'hypothèse sous-jacente est la présence de contrastes hydriques qui induisent des distances réalistes dans l'espace température-albédo. Dans un premier temps, la fraction évaporative ( $\Lambda$ ) est définie par :

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{\lambda E + H} = \frac{\lambda E}{R_n - G} \approx \frac{T_H - T_s}{T_H - T_{\lambda E}}, \quad (9.17)$$

avec  $\lambda E$  le flux de chaleur latente,  $H$  le flux de chaleur sensible,  $G$  le flux de chaleur dans le sol et  $R_n$  le rayonnement net (en  $\text{W m}^{-2}$ ). Pour une image satellite,  $T_s$  est la température de la surface pour un pixel donné,  $T_H$  est la température de surface si le pixel était complètement sec (flux de chaleur sensible maximale),  $T_{\lambda E}$  est la température de surface si le pixel était complètement humide (flux de chaleur latente maximal). Dans l'espace albédo-température, il faut donc identifier les pixels complètement secs et complètement humides pour chaque classe d'albédo. Pour cela, des régressions linéaires sont calculées entre albédo et température de surface maximale et minimale (Figure 9.4). Selon Merlin et al. (2014), l'un des avantages d'utiliser l'espace albédo- $T_s$  c'est que l'albédo est sensible à la couverture végétale totale, y compris la végétation verte et sénescente. Par contre, l'un des inconvénients c'est qu'il est difficile de séparer la végétation non stressée, non transpirante et sénescente.

Ainsi, en remplaçant la régression linéaire de  $T_H$  et  $T_{\lambda E}$ ,  $\Lambda$  peut être estimée par

$$\Lambda = \frac{\alpha_H + b_H \alpha - T_s}{\alpha_H - \alpha_{\lambda E} + \alpha(b_H + b_{\lambda E})}, \quad (9.18)$$

avec  $b_H$  et  $b_{\lambda E}$  la pente des droites sèche et humide, respectivement,  $\alpha_H$  et  $\alpha_{\lambda E}$  l'intersection de ces droites, respectivement, et  $\alpha$  l'albédo du pixel. Dans la Fig. 9.4 on illustre une représentation schématique de l'espace albédo- $T_s$  et l'obtention de  $T_H$ ,  $T_{\lambda E}$  et les droites humides et sèches pour l'image Landsat collectée sur le bassin versant de La Peyne le 11 novembre 2007.

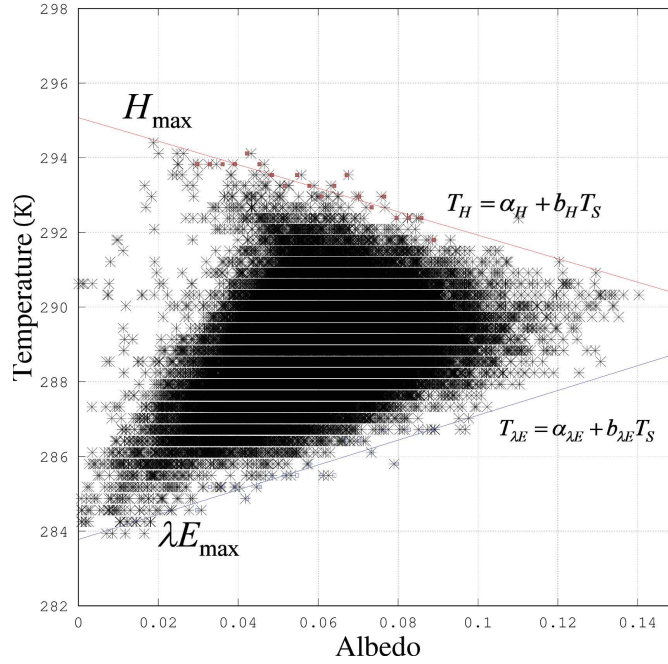


FIGURE 9.4 – Exemple de la relation entre la température et l’albédo de surface et les limites utilisées pour le calcul de l’indice S-SEBI.

$\Lambda$  est calculé comme le rapport entre la distance (en K) entre le point  $(\alpha, T_s)$  et la droite sèche, et la distance séparant les deux droites pour un  $\alpha$  donné. Les flux  $\lambda E$  et  $H$  sont calculés ensuite par  $\lambda E = \Lambda(R_n - G)$  et  $H = (1 - \Lambda)(R_n - G)$ , respectivement. Enfin, les valeurs journalières S-SEBI de  $\lambda E$  pour chaque pixel d’une image sont estimées sous l’hypothèse que la fraction évaporative instantanée ( $\Lambda_i$ ) est égale à la fraction évaporative journalière ( $\Lambda_d$ )

$$\Lambda_i = \Lambda_d = \frac{\lambda E T_i}{R_{n,i} - G_i} = \frac{\lambda E T_d}{R_{n,d} - G_d}. \quad (9.19)$$

En prenant le flux journalier  $G_d = 0$ , l’évapotranspiration journalière est estimée par

$$ET_d = \Lambda \frac{R_{n,d}}{\lambda}, \quad (9.20)$$

où le rayonnement net journalier  $R_{n,d}$  est mesuré au niveau de la station météorologique.



## 9.7 Indicateurs statistiques pour comparer ASTER et Landsat

La performance relative des produits ASTER et Landsat et l'ETR S-SEBI a été évaluée en utilisant des indicateurs statistiques souvent appliqués en télédétection (e.g. Jacob et al., 2002a). Les variables obtenues avec les deux satellites doivent être considérées comme des estimations et leur comparaison doit être faite en termes relatifs. Pour cela, l'erreur quadratique moyenne relative (RRMSE) et le biais relatif ( $R_{Bias}$ ) ont été calculés, lesquels sont définis à partir du RMSE et du biais absolu (ARMSE et  $A_{Bias}$ , respectivement) par

$$ARMSE = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{k=m} (P_{1k} - P_{2k})}{m}} \quad RRMSE = \frac{ARMSE}{\langle P_1, P_2 \rangle}, \quad (9.21)$$

$$A_{Bias} = \frac{\sum_{k=1}^{k=m} (P_{1k} - P_{2k})}{m} \quad R_{Bias} = \frac{A_{Bias}}{\langle P_1, P_2 \rangle}, \quad (9.22)$$

où  $\langle P_1, P_2 \rangle$  est la moyenne des valeurs des estimations  $P_1$  et  $P_2$ .

## 9.8 Comparaison ASTER et Landsat

Dans cette section, nous comparons les variables intermédiaires issues des imageries ASTER et Landsat, qui sont nécessaires pour le calcul de la fraction évaporative et de l'évapotranspiration avec la méthode S-SEBI. Bien qu'on dispose de quatre dates pour la comparaison, nous ne présentons les résultats que pour deux exemples typiques: le 10 mai 2007 et le 15 juillet 2008.

### 9.8.1 Variables d'entrées de S-SEBI

**Indice de végétation NDVI** L'inter-comparaison des cartographies du  $NDVI$ , calculé avec les Éqs. (9.3) et (9.14) pour ASTER et Landsat, respectivement, et pour les deux dates considérées est montrée dans la Fig. 9.5. On observe dans ces cartographies que la structure spatiale du  $NDVI$  obtenue avec les deux capteurs est assez similaire. Par contre, on observe une plus grande amplitude des valeurs de  $NDVI$  estimées par Landsat. Cette plus grande amplitude est aussi observée dans la Fig. 9.6, laquelle montre les diagrammes de dispersion pour les estimations ASTER et Landsat. On observe aussi un nuage de points avec un effet de saturation autour de quelques valeurs. Cela peut être dû à la résolution spatiale plus fine de Landsat, laquelle permet de capturer une plus grande gamme de valeurs.

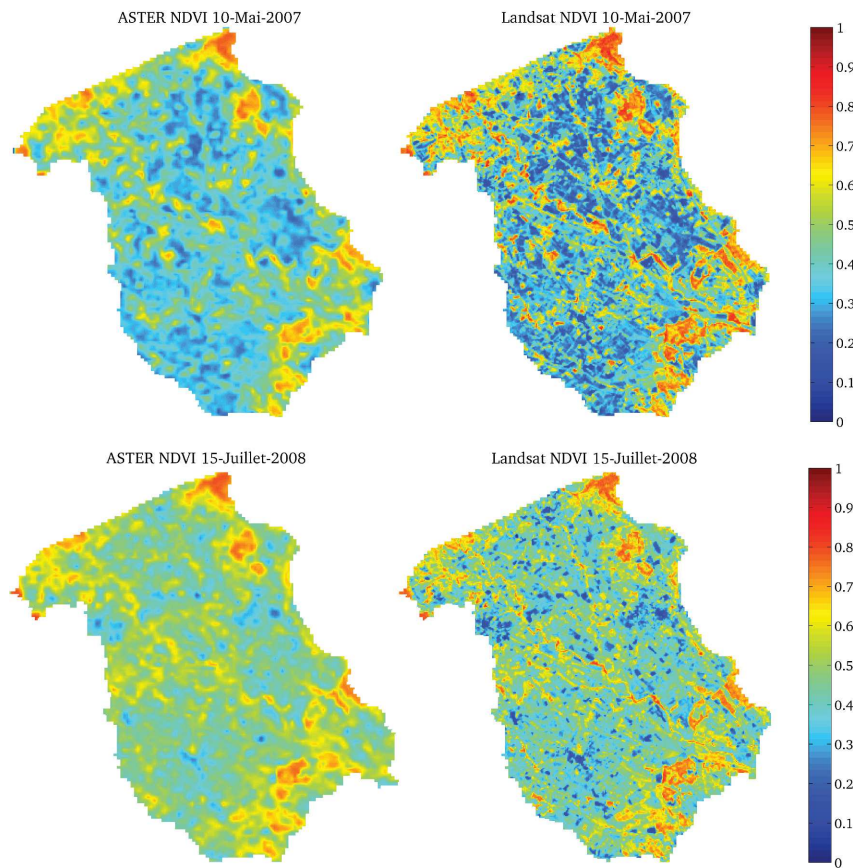


FIGURE 9.5 – Cartes de NDVI calculées avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques.

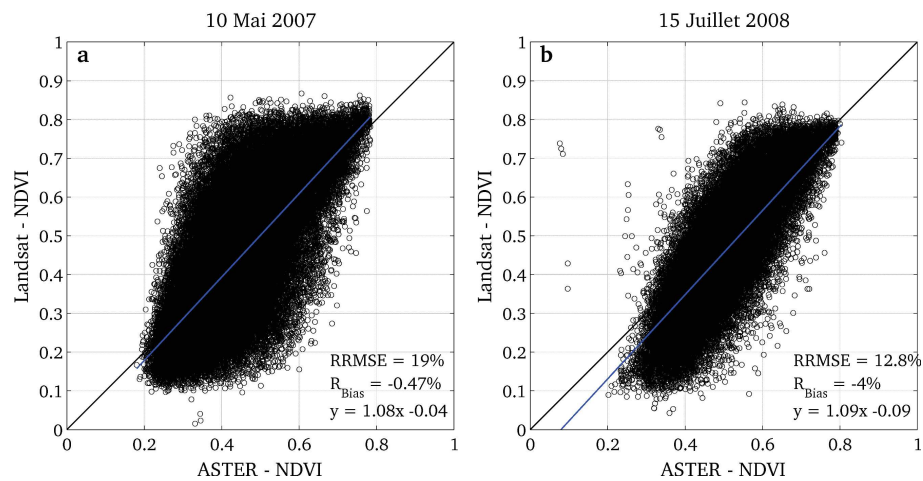


FIGURE 9.6 – Diagramme de dispersion entre les estimations de NDVI via ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire  $y = a.x + b$ .

**Albédo de surface** La figure 9.7 montre l'inter-comparaison entre les estimations d'albédo, calculées avec les Éqs. (9.1) et (9.2) pour ASTER et avec l'Éq. (9.13) pour Landsat, et ce pour les deux dates précitées. Ici, contrairement au cas du *NDVI*, une forte différence est observée entre les estimations. Sur les cartes on observe de plus fortes valeurs d'albédo pour Landsat. Le diagramme de dispersion entre les deux imageries (Fig. 9.8) montre cette différence. En effet, les estimations Landsat présentent une plus grande dynamique, alors qu'elles surestiment les prédictions ASTER.

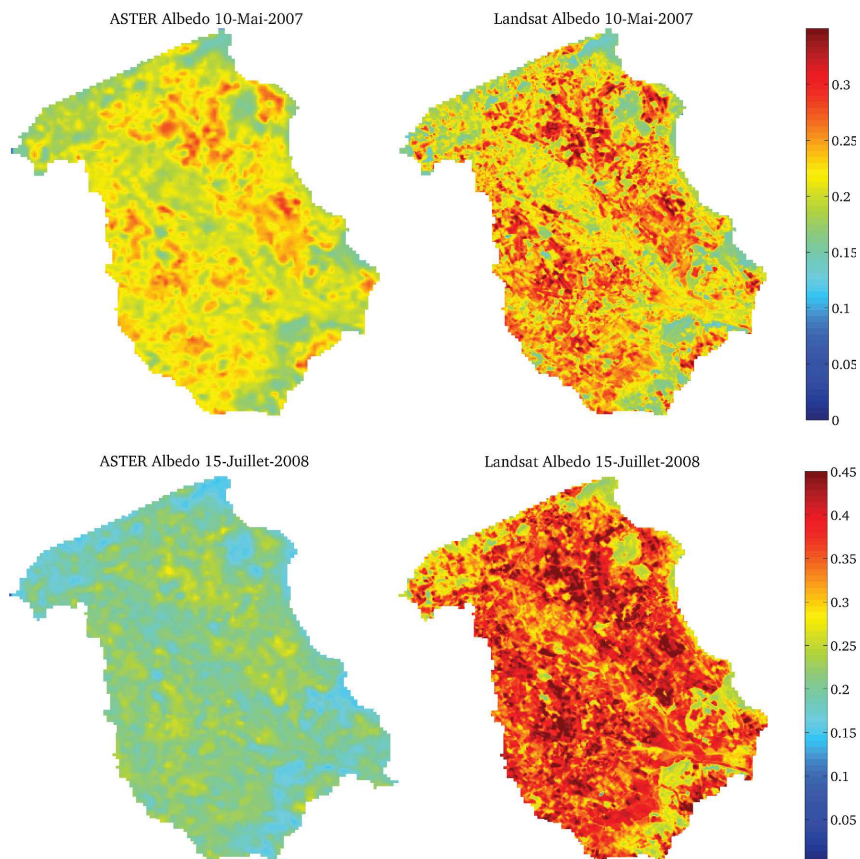


FIGURE 9.7 – Cartes d'albédo calculé avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour.

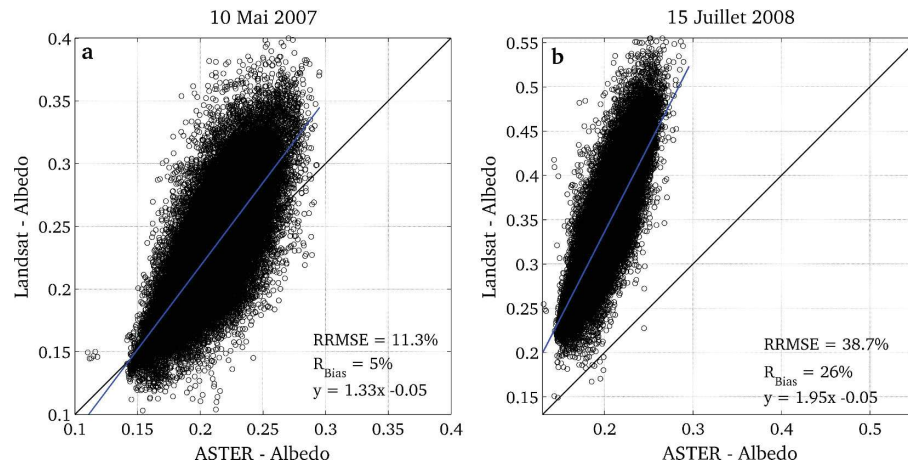


FIGURE 9.8 – Diagramme de dispersion entre les valeurs d’albédo calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire  $y = a.x + b$ .

**Température radiométrique de surface** L’intercomparaison entre les valeurs de température radiométrique estimée par ASTER et Landsat pour les deux dates est montrée dans la Fig. 9.9. Bien que la structure spatiale pour les deux imageries soit très similaire, les valeurs retrouvées par Landsat sont systématiquement inférieures de plusieurs degrés par rapport à ASTER. La Fig. 9.10 corrobore cette observation, où le nuage de point est quasiment parallèle à la droite 1:1 avec un biais significatif de 4 à 5 K.



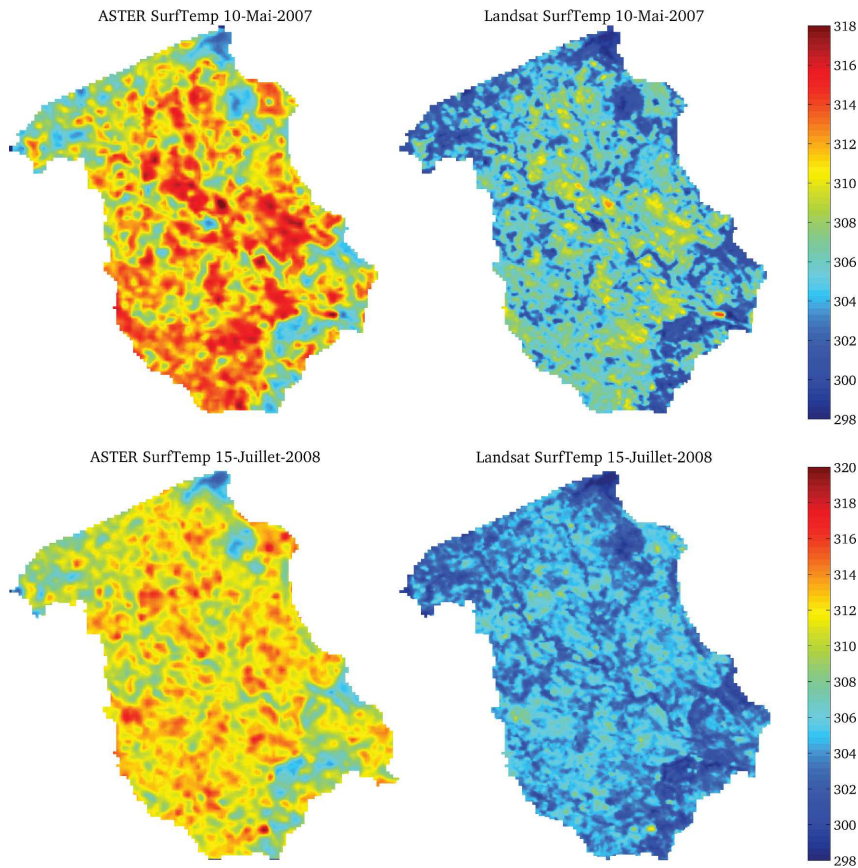


FIGURE 9.9 – Cartes de température (K) de surface calculée avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle différente de valeurs est utilisée pour chaque jour.

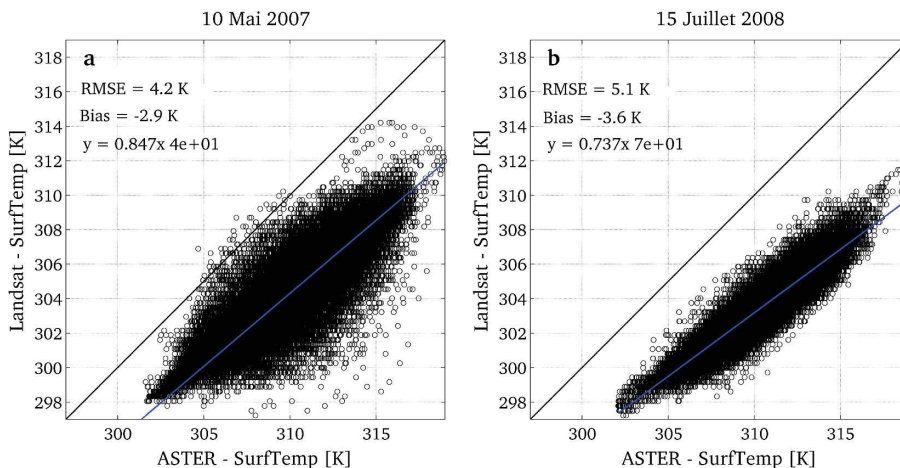


FIGURE 9.10 – Diagramme de dispersion entre les valeurs de température de surface calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire  $y = a.x + b$ .

**Rayonnement net** L'intercomparaison des cartes de rayonnement net obtenues avec les deux imageries est présentée dans la Fig. 9.11. Ici, la structure spatiale des cartes est similaire, et l'on peut voir qu'une forte hétérogénéité existe entre les différentes dates. Comme indiqué précédemment, la température de surface issue de l'imagerie ASTER surestime celle issue de l'imagerie Landsat (Figs. 9.9 et 9.10), alors que l'albédo de surface issu de l'imagerie ASTER sous-estime celui issu de l'imagerie Landsat. En lien avec les contributions respectives de l'albédo et de la température de surface au bilan radiatif, il en résulte que le rayonnement net issu de l'imagerie ASTER surestime celui issu de l'imagerie Landsat.

Pour la date du 15 juillet 2008, la différence entre rayonnement net est maximale. Cette date correspond aussi à la plus grande différence entre les estimations d'albédo, celles issues d'ASTER étant nettement inférieures (Figs. 9.7 et 9.8b). Pour la date du 01 septembre 2008 (données non montrées), les estimations de rayonnement net ASTER et Landsat sont similaires. Cette date correspond aussi à la plus petite différence entre les estimations d'albédo ASTER et Landsat. En revanche, pour les dates du 15 juillet 2008 et du 01 septembre 2008, on observe des différences similaires entre les estimations de température de surface, avec une surestimation par l'imagerie ASTER. Ces résultats sont conformes à notre connaissance des processus radiatifs, avec une contribution prépondérante de l'albédo par rapport à la température.

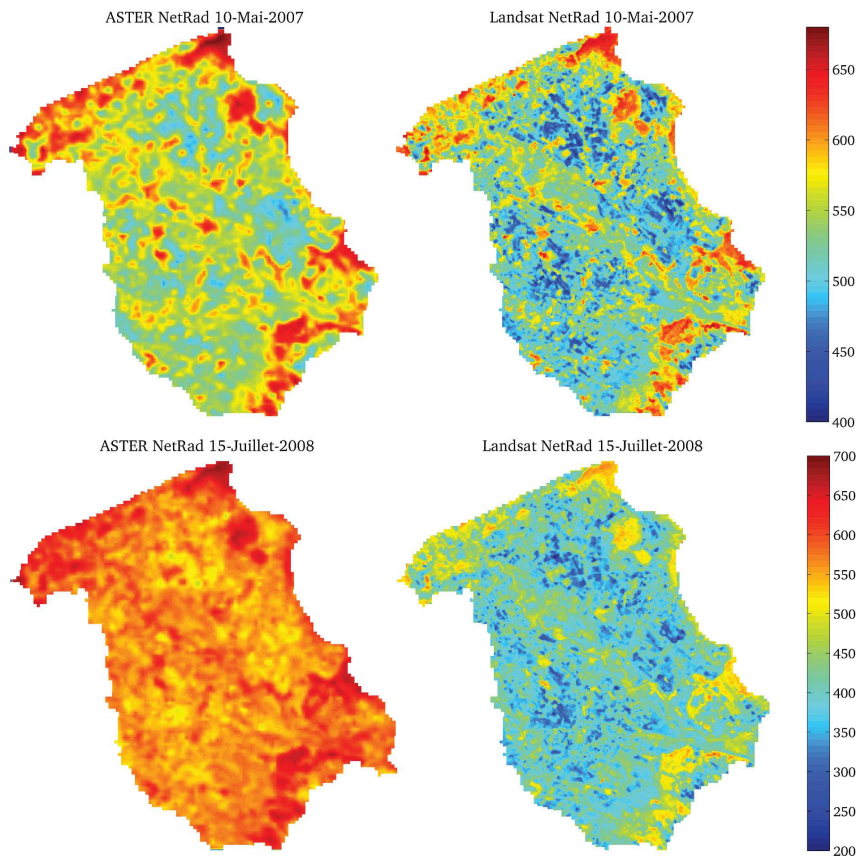


FIGURE 9.11 – Cartes de rayonnement net ( $W m^{-2}$ ) calculé avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour.

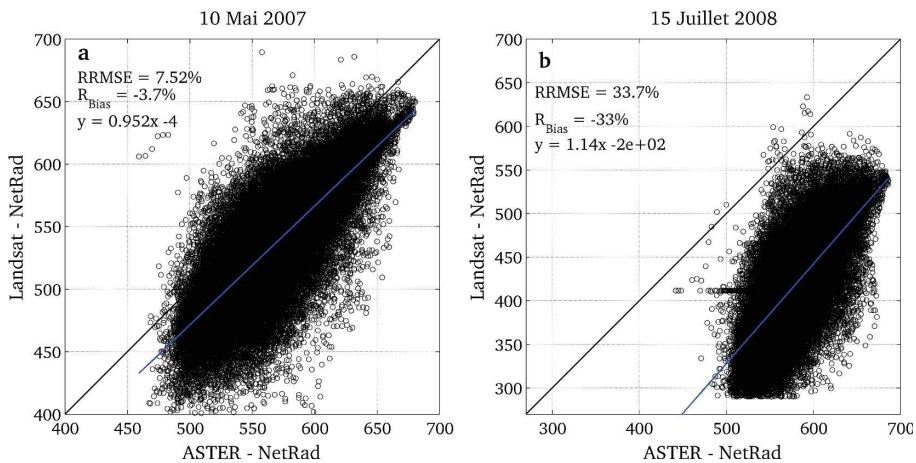


FIGURE 9.12 – Diagramme de dispersion entre les valeurs de rayonnement net ( $W m^{-2}$ ) calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire  $y = a.x + b$ .

**Flux de chaleur dans le sol** Le flux de chaleur dans le sol a été calculé par l'Éq. (9.5) pour les deux imageries. Les cartes obtenues sont montrées dans la Fig. 9.13. La première chose à prendre en compte c'est que la méthode estime le flux de chaleur dans le sol comme une fraction du rayonnement net pondéré par un indicateur de la couverture végétale. Si les résultats concernant l'estimation de la couverture végétale sont similaires (Figs. 9.5 et 9.6), cela suggère que le flux de chaleur du sol estimé sera fortement dépendant du rayonnement net.

Dans les cartes de la Fig. 9.13 et les diagrammes de dispersion de la Fig. 9.14 on observe une forte amplitude des valeurs Landsat par rapport à ASTER. On observe aussi des différences significatives entre les prédictions ASTER et Landsat, qui sont expliquées par les différences observées pour le rayonnement net et la couverture végétale.

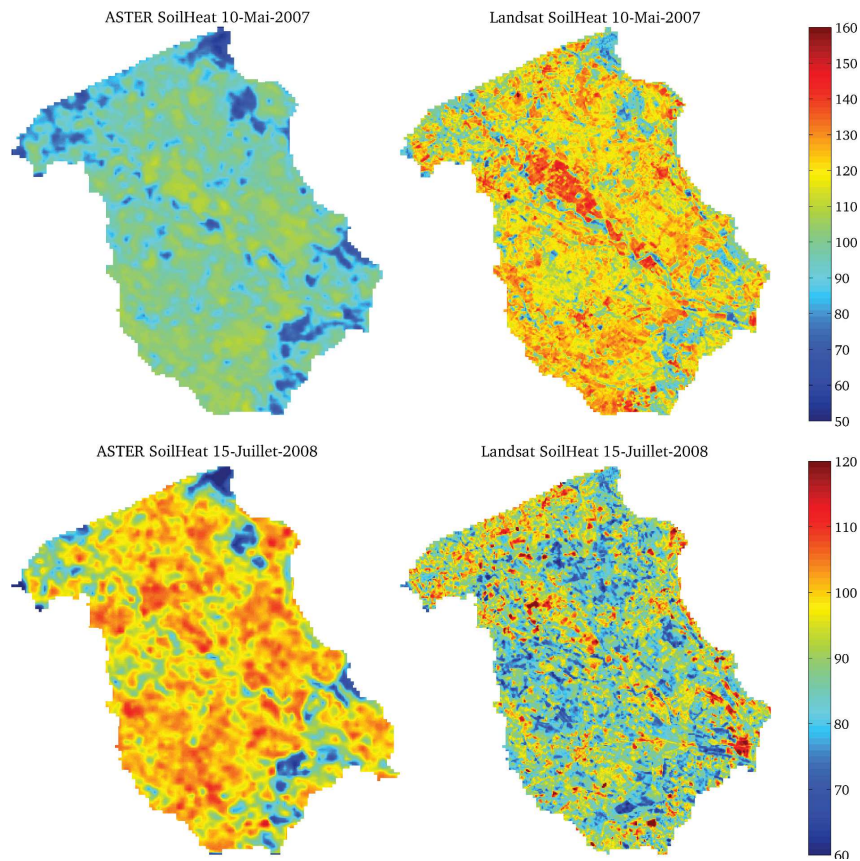


FIGURE 9.13 – Cartes de flux de chaleur dans le sol ( $\text{W m}^{-2}$ ) calculé avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour.



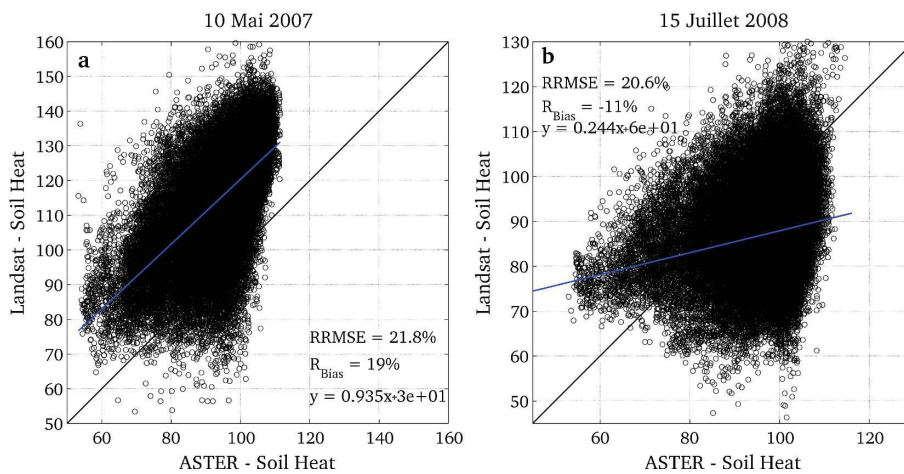


FIGURE 9.14 – Diagramme de dispersion entre les valeurs du flux de chaleur dans le sol ( $W m^{-2}$ ) calculées avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire  $y = a.x + b$ .

### 9.8.2 Variables de sortie de S-SEBI

**Fraction évaporative** Pour l'estimation de l'*ETR* journalière, la méthode S-SEBI implique le calcul de la fraction évaporative (i.e. le rapport entre le flux de chaleur latente et l'énergie disponible). Comme expliqué précédemment, le calcul de cette grandeur pour un pixel donné s'appuie sur l'analyse de la température de la surface de la région d'étude (Éq. 9.17). À partir des résultats obtenus pour l'estimation de la température de surface (Figs. 9.9 et 9.10), qui indiquent que les différences entre ASTER et Landsat s'apparentent à un biais, on peut anticiper un écart de température similaire pour un pixel dans les imageries ASTER et Landsat. Cela fait que la résolution de l'Éq. (9.17) donne des résultats similaires pour les deux instruments, malgré les différences en température de surface.

Les cartes de fraction évaporative obtenues avec ASTER et Landsat sont présentées dans la Fig. 9.15. On observe une bonne concordance entre les valeurs obtenues avec les deux capteurs et une structure spatiale similaire. Dans la Fig. 9.16 on observe aussi des valeurs similaires, mais avec une certaine surestimation des faibles valeurs par Landsat par rapport à ASTER, ce qui peut s'expliquer par la différence systématique entre la température ASTER et la température Landsat (Figure 9.10).

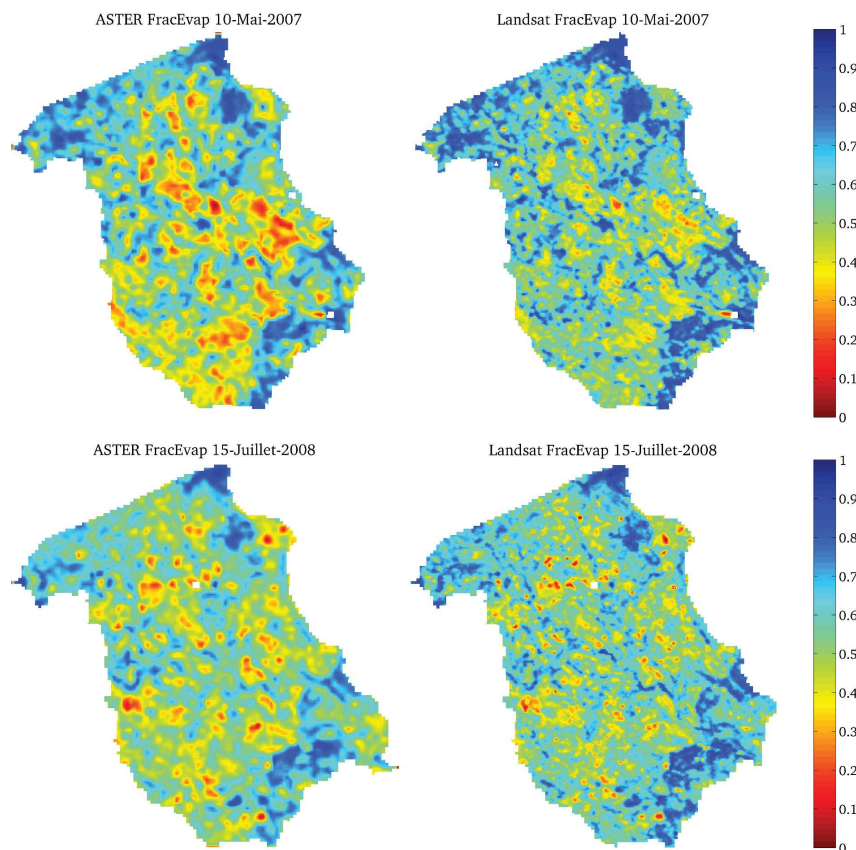


FIGURE 9.15 – Cartes de fraction évaporative calculée avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques.

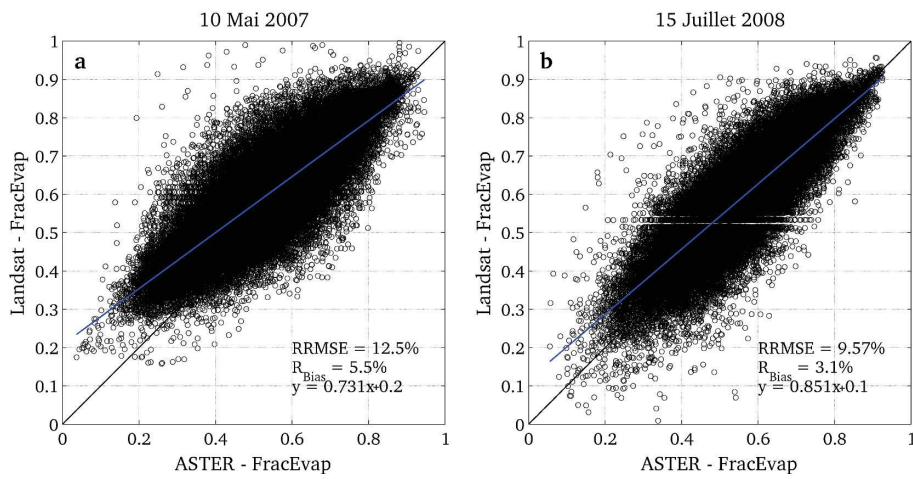


FIGURE 9.16 – Diagramme de dispersion entre les valeurs de fraction évaporative calculée avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire  $y = a.x + b$ .

**Evapotranspiration journalière** L'intercomparaison entre les résultats de l'application de la méthode S-SEBI sur ASTER et Landsat en termes d'évapotranspiration journalière est présentée dans la Fig. 9.17. En général, les deux images montrent une bonne concordance dans leur structure spatiale. Toutefois, on peut noter certaines différences entre les valeurs d'*ETR* estimées avec les deux capteurs.

Pour l'image du 10 mai 2007, l'*ETR* obtenue par Landsat est assez semblable à celle d'ASTER. Le diagramme de dispersion (Fig. 9.18a) montre une relation linéaire entre les estimations ASTER et Landsat, qui est proche de la droite 1:1. Un résultat similaire a été obtenu pour l'image du 15 septembre 2007, avec une bonne concordance entre capteurs (non montrée). Par contre, l'image du 15 juillet 2008 montre des différences entre les estimations des deux satellites (RRMSE = 22.3%). On peut voir que l'*ETR* estimée par Landsat est supérieure à celle estimée par ASTER de quelques mm (Fig. 9.18b). Comme il a été montré précédemment, les valeurs de fraction évaporative sont très similaires entre ASTER et Landsat (Figs. 9.15 et 9.16), mais celles du rayonnement net peuvent être différentes (Figs. 9.11 et 9.12), les estimations ASTER étant supérieures à celles de Landsat. La contribution du rayonnement net peut expliquer les valeurs plus élevées d'*ETR* obtenues par Landsat. Enfin, l'*ETR* calculée avec Landsat pour la dernière date (01 septembre 2008) est assez similaire à celle d'ASTER, mais avec une certaine surestimation (non montré).

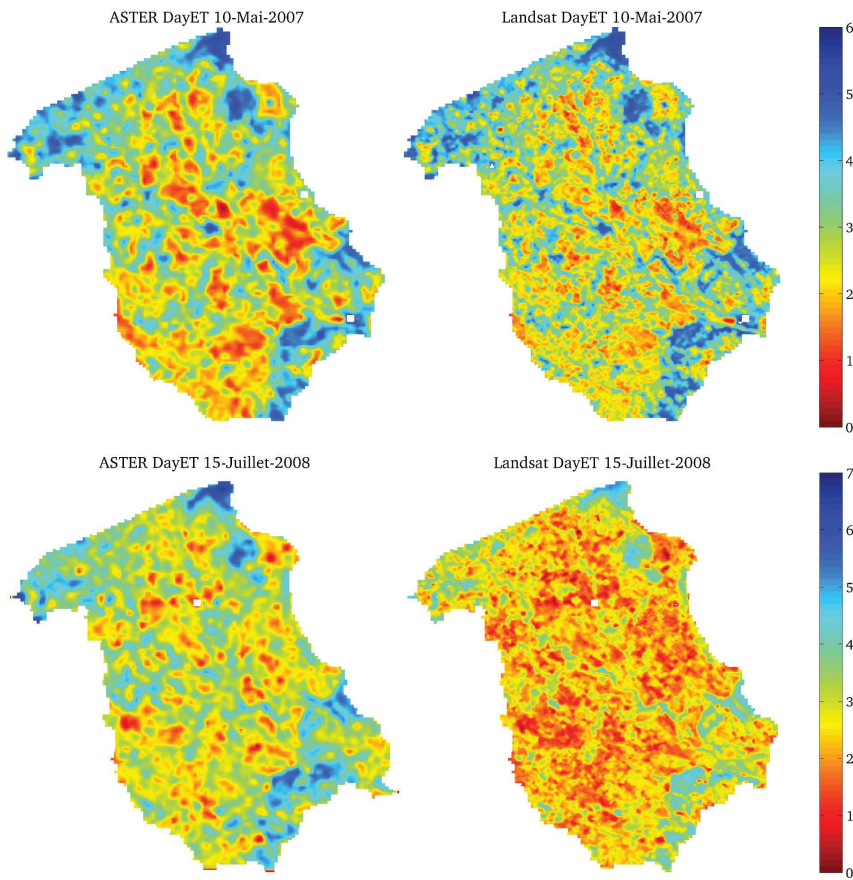


FIGURE 9.17 – Cartes d'évapotranspiration journalière ( $\text{mm j}^{-1}$ ) calculée avec des données ASTER (colonne de gauche) et Landsat (colonne de droite) pour deux exemples typiques. Afin de faciliter la visualisation des cartes, une échelle de valeurs différente est utilisée pour chaque jour.

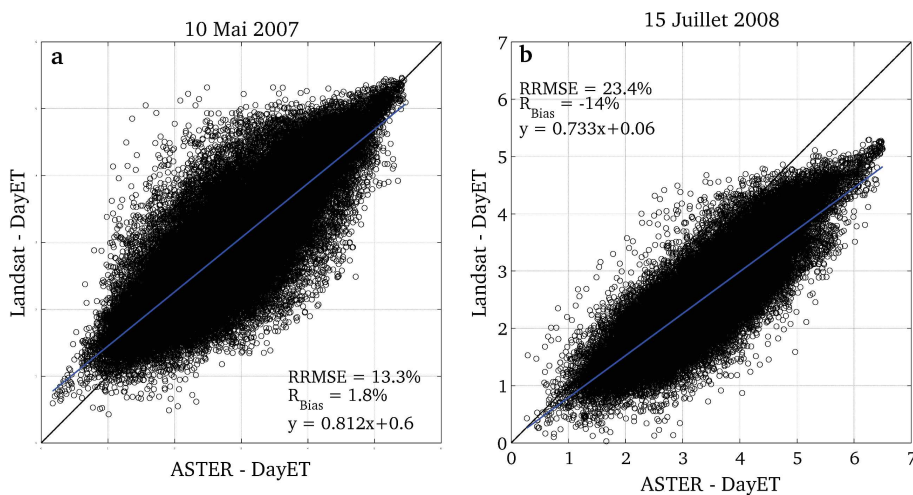


FIGURE 9.18 – Diagramme de dispersion entre les valeurs d'évapotranspiration journalière calculée avec ASTER et Landsat. La droite noire correspond à la droite 1:1. La droite bleue correspond à la régression linéaire  $y = a.x + b$ .

## 9.9 Discussion et conclusions

Malgré les différences instrumentales, l'utilisation du satellite Landsat pour estimer l'*ETR* avec la méthode S-SEBI a donné des résultats assez corrects dans l'intercomparaison avec les résultats d'ASTER précédemment validés par Galleguillos et al. (2011a,b).

Les différences dans les variables d'entrée pour l'approche S-SEBI peuvent être attribuées à plusieurs sources d'incertitudes. D'abord, la moins bonne qualité radiométrique de Landsat par rapport à ASTER peut conduire à une plus grande incertitude dans l'estimation des variables de surface et de l'*ETR* via S-SEBI. Ensuite, les différences en termes de configuration spectrale peuvent aussi induire des différences. À cet égard, l'albédo de surface a été obtenu en utilisant la même approche empirique proposée par Liang (2000) pour ASTER et Landsat. Mais pour ASTER, l'obtention de l'albédo considère 6 bandes spectrales, dont 4 dans le proche infrarouge. Pour Landsat, elle considère 5 bandes spectrales, dont 2 dans le proche infrarouge.

D'autre part, les variables de base que sont la réflectance et la température de brillance de surface ont été obtenues différemment. Pour le calcul de l'*ETR* S-SEBI avec ASTER, Galleguillos et al. (2011a,b) ont utilisé les produits officiels qui ont une bonne précision. Dans le présent travail, les images Landsat brutes ont été d'abord prétraitées, ce qui implique l'application d'une chaîne de traitements avant de calculer les variables de surface. Ces prétraitements correspondent notamment aux corrections atmosphériques des images dans les domaines solaire et thermique. La difficulté d'obtenir les observations locales (i.e. radiosondage de température et d'humidité) nécessaires pour appliquer les modèle 6S et MODTRAN fait que l'incertitude sur les résultats peut être plus élevée. De même, la différence de traitement de l'information disponible pour caractériser l'état de l'atmosphère peut induire des différences en réflectance et température de brillance.

L'*ETR* estimée par la méthode S-SEBI est une fonction des différences en température de surface pour une même classe d'albédo. En ce sens, bien que les variables intermédiaires montrent des différences, l'approche S-SEBI permet de les atténuer. Nous avons en effet obtenu des estimations d'*ETR* ASTER et Landsat assez similaires, malgré des différences en température de surface et albédo.

Pour finir, rappelons qu'ASTER est un satellite expérimental. Ainsi les images sont-elles collectées de façon ponctuelle selon le contexte scientifique et programmatique propre à cette mission spatiale. Le fait d'obtenir des résultats similaires avec un satellite opérationnel comme Landsat permet d'envisager l'utilisation de ce dernier qui collecte les données en routine depuis 30 ans.





# Chapitre 10

## Modélisation spatialisée de l'évapotranspiration réelle

### Sommaire

---

<b>10.1 Introduction</b>	<b>175</b>
<b>10.2 Méthodologie</b>	<b>177</b>
10.2.1 Démarche	177
10.2.2 Données <i>ETR</i> satellite et humidité du sol	178
10.2.3 Précipitation interpolée	181
<b>10.3 Résultats et discussion</b>	<b>182</b>
10.3.1 Calibration avec données <i>ETR</i> et humidité du sol	182
10.3.2 Calibration avec données d'humidité du sol	189
10.3.3 Calibration avec données d' <i>ETR</i>	193
10.3.4 Comparaison des paramètres	197
<b>10.4 Conclusions</b>	<b>199</b>

---

### 10.1 Introduction

Dans les chapitres précédents, l'estimation du bilan hydrique ( $ETR$  et  $\theta$ ) de la vigne, a été abordée au niveau local à travers la modélisation TSVa et au niveau spatial par télédétection. À l'échelle locale, le modèle a été validé et calibré avec des mesures d' $ETR$  par Eddy Covariance et d'humidité du sol ( $ETR$ ) par sonde neutronique, afin d'obtenir le bilan hydrique local en continu. Dans l'approche spatiale, l'estimation de l' $ETR$  est faite à partir des observations de température radiométrique ( $T_s$ ) et des estimations de l'albédo de surface afin d'obtenir l' $ETR$  journalière spatialisée à l'échelle du bassin versant pour les dates où les images satellite sont disponibles. Crow et al. (2008) notent que ces deux approches ont des potentialités mais aussi des limites, notamment lorsque l'on cherche à obtenir des estimations à la fois au niveau temporel et spatial. De plus, Crow et

al. (2005) indiquent que les erreurs dans les estimations des flux d'énergie par télédétection dans l'infrarouge thermique et la résolution du bilan hydrique sont statistiquement indépendants et cela peut être exploité en utilisant l'assimilation de données. Ainsi, la combinaison des approches modélisation et télédétection dans le cadre de l'assimilation de données permettrait d'améliorer la prévision des variables hydrologiques telles que la teneur en eau du sol (Jones et al., 1998; Schuurmans et al., 2003; Meijerink et al., 2005). Dans notre cas, cette approche permettrait aussi d'aborder la problématique liée aux incertitudes des résultats du modèle et aux estimations par satellite, en exploitant ces deux approches à travers leur combinaison avec des techniques numériques (Caparrini et al., 2004a,b; Pipunic et al., 2008; Schuurmans et al., 2011).

Comme il a été déjà présenté dans les chapitres 2 et 3, les estimations d' $ETR$  et  $\theta$  par modélisation peuvent être améliorées en utilisant l'assimilation de données télédétection, l'assimilation variationnelle et le filtre de Kalman étant les plus utilisées. En outre, d'autres auteurs ont utilisé les techniques multi-critère pour calibrer des modèles avec des données télédétection de  $T_s$  ou dans les microondes (*L-Band*) afin d'obtenir des séries temporelles d' $ETR$  ou  $\theta$ . À cet égard, quelques auteurs ont utilisé l' $ETR$  obtenue par télédétection pour calibrer des modèles du type TSVA sur des sites sans mesures directes d' $ETR$ , afin d'obtenir des estimations à l'échelle locale et spatiale (Crow et al., 2008; Jhorar et al., 2011). Franks et Beaven (1999) indiquent que la télédétection offre un certain potentiel pour mieux comprendre le comportement spatio-temporel de la surface à une échelle fine et permettre de bonnes mesures utilisables dans la paramétrisation des modèles TSVA. Ainsi, les méthodes multi-critère ont été appliquées dans le cadre de l'exportation des observations satellite dans la modélisation TSVA. Par exemple, la méthode MCIP a été appliquée par Demarty et al. (2004; 2005) pour calibrer une version étendue du modèle SiSPAT afin qu'il puisse être utilisé dans un contexte de télédétection (SiSPAT-RS) avec des données satellite dans différents domaines spectraux et ainsi faire le suivi saisonnier du bilan d'énergie et hydrique d'une surface agricole. En outre, Coudert et al. (2006) ont mis en valeur l'utilisation des données satellite dans l'infrarouge thermique (température radiométrique) pour calibrer un modèle TSVA dans différentes conditions environnementales. Aussi, Saux-Picart et al. (2009) ont calibré le modèle SEtHys\_Savannah avec des données distribuées afin de faire des estimations régionalisées du bilan d'énergie sur végétation éparse.

Dans ce chapitre, des estimations du bilan hydrique au niveau multi-local sur différentes parcelles du bassin versant de la Peyne sont réalisées par calage du modèle TSVA en utilisant l' $ETR$  estimée par satellite (S-SEBI) et l'humidité du sol mesurée au niveau local. Pour cela, l' $ETR$  ASTER et Landsat plus le profil d'humidité du sol mesuré sont utilisés pour calibrer le modèle sur chaque site en appliquant la méthode MCIP. Cette approche diffère de la pratique courante qui consiste à assimiler directement la température radiométrique dans un modèle de surface. Dans le cas actuel, c'est l' $ETR$  satellite qui est utilisée directement pour calibrer le modèle TSVA.

## 10.2 Méthodologie

### 10.2.1 Démarche

L'approche de spatialisation du bilan hydrique est basée sur l'application du modèle TSVA, développé et validé précédemment à l'échelle locale, sur un ensemble de six sites situés sur le bassin versant de la Peyne (Figure 10.1). Le but est d'obtenir des simulations du bilan hydrique en continu sur ces six sites pour la période juillet-2007 et septembre-2008, après le calage du modèle à partir des mesures de terrain et des estimations satellite.

Des données météorologiques et de végétation sont nécessaires pour le forçage du modèle. Sous l'hypothèse d'une faible variabilité spatiale dans le bassin versant, le même ensemble de données météorologiques de l'étape de validation du modèle a été utilisé (voir Chapitre 6). En outre, les mêmes caractéristiques de la vigne ont été utilisées dans le modèle (LAI, hauteur) et par conséquent les mêmes paramètres aérodynamiques. Certainement, cette hypothèse génère des incertitudes. Du fait de son importante variabilité spatiale, la précipitation a été estimée, par contre, sur chacun des six sites par interpolation des valeurs mesurées par un ensemble de pluviomètres, procédure expliquée dans la Section 10.2.3. En outre, pour trois des six sites de mesure d'humidité du sol le niveau de la nappe phréatique est monté au-dessus de la profondeur des racines (2 m). Par conséquent, les mesures piézométriques ont été utilisées comme entrée du modèle pour ces trois sites (Fig. 10.3).

Le calage du modèle TSVA est conduit sur chacune des six parcelles en appliquant la méthode MCIP. Le modèle est contraint avec  $\theta$  mesurée in situ et les estimations d'*ETR* obtenues via la méthode S-SEBI à partir des imageries ASTER et Landsat, en utilisant un pas de temps journalier.

Le modèle TSVA est calé selon trois scénarios suivant la disponibilité de données:

1. Calage du modèle à partir de mesures d'*ETR* et  $\theta$  (*ETR* +  $\theta$ )
2. Calage du modèle avec l'humidité du sol uniquement ( $\theta$ )
3. Calage du modèle avec l'*ETR* uniquement (*ETR*)

L'intérêt de considérer ces trois scénarios est de pouvoir caractériser la contribution des variables à la performance du calage du modèle et d'évaluer l'impact de la disponibilité de mesures satellite lorsque le modèle est calé sur l'*ETR*. Pour cette dernière nous considérons:

- les estimations ASTER qui sont principalement localisées pendant la période de croissance de la vigne,
- les estimations Landsat qui sont réparties régulièrement sur l'ensemble du cycle annuel.

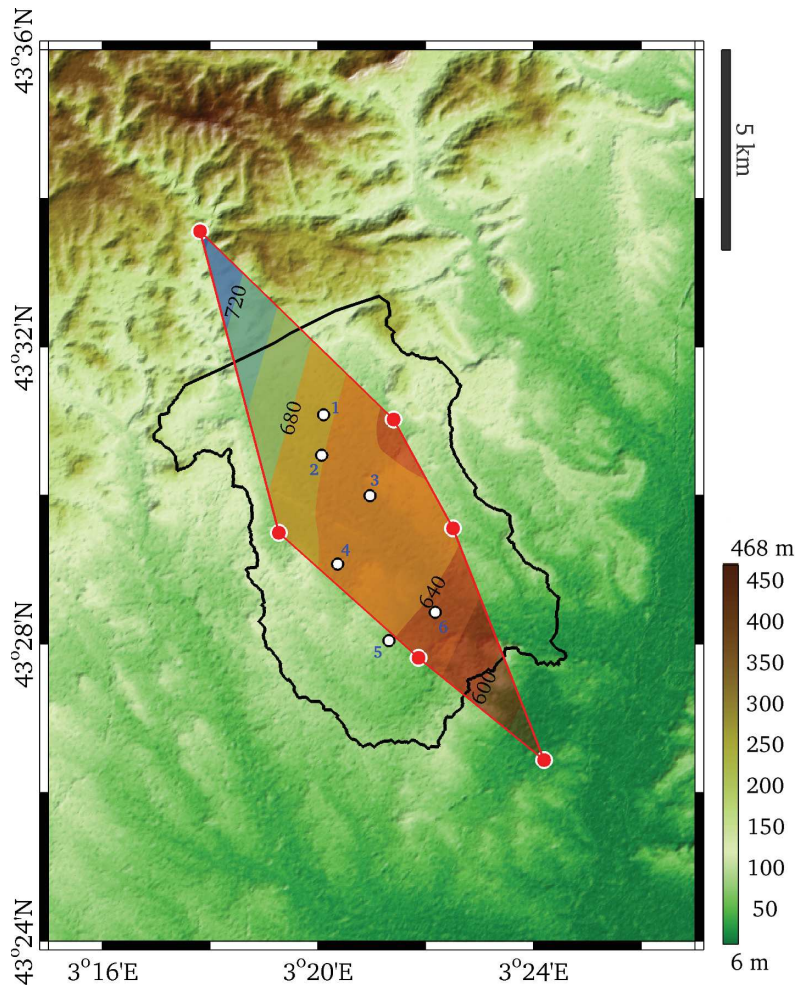


FIGURE 10.1 – Carte topographique montrant la position des six pluviomètres (cercles rouges) dans le bassin versant de la Payne (contour noir). Les cercles blancs correspondent aux points de mesure de l'humidité du sol où le modèle TSVA a été appliqué (1-6 correspond à la numérotation utilisée dans le texte). Le polygone rouge indique la zone d'interpolation des données de précipitation et les contours en couleur montrent la précipitation cumulée (mm) pendant la période d'étude (juillet-2007 à septembre-2008). Le point 5 étant hors du polygone d'interpolation, on a pris la pluie du point du polygone le plus proche.

### 10.2.2 Données *ETR* satellite et humidité du sol

La méthode S-SEBI a été appliquée sur un total de 22 images satellite disponibles entre juillet-2007 et septembre-2008. Pour ASTER, un total de dix images d'*ETR* journalière obtenues au cours des saisons de développement de la vigne (juin-octobre) en 2007 et 2008 sont disponibles. Ces dix cartes sont présentées dans la Fig. C.1 en annexe. Pour Landsat, un total de 12 images ont été acquies entre 2007 et 2008; ces cartes d'*ETR* sont présentées dans la Fig. C.2 en annexe. Il faut noter la présence de quelques valeurs

(pixels) manquantes pour les deux ensembles d'images, due principalement à la présence de nuages.

Dans la Fig. 10.2 on présente les valeurs d'*ETR* S-SEBI obtenues avec ASTER et Landsat pour les six sites. La première image ASTER (voir Fig. 7.5) n'est pas utilisée ici car elle a été acquise avant la première mesure de la teneur en eau du sol et utilisée en tant que condition initiale pour le modèle. La répartition temporelle des données des deux capteurs est assez différente: Landsat est disponible pendant toute la période de simulation, en couvrant la saison de croissance et l'hiver, mais les données ASTER ne sont disponibles que pour la saison de croissance. En raison des changements d'état de la surface au cours de l'année, cette information doit être prise en compte dans les résultats des simulations.

Un total de 21 mesures du profil d'humidité du sol par sonde neutronique a été acquis sur les six sites. Ces données sont montrées dans la Figure 10.3. On observe une forte augmentation de la teneur en eau du sol entre janvier 2007 et juin 2008 en raison de pluies importantes. Un fort contraste est également observé entre les sites 1, 3 et 6, et les sites 2, 4 et 5, le deuxième groupe étant relativement plus humide que le premier. À cet égard, dans la Fig. 10.3 on montre l'évolution de la profondeur de la nappe phréatique, laquelle est présente dans la zone racinaire de ces derniers sites au cours d'une période de l'année. Pour les différentes dates d'acquisition ASTER/Landsat, une complexité supplémentaire dans les simulations du bilan hydrique est introduite par la présence de la nappe phréatique. Bien qu'elle soit plutôt présente pendant les mois de repos végétatif de la vigne, elle est également présente dans les premiers mois de croissance.

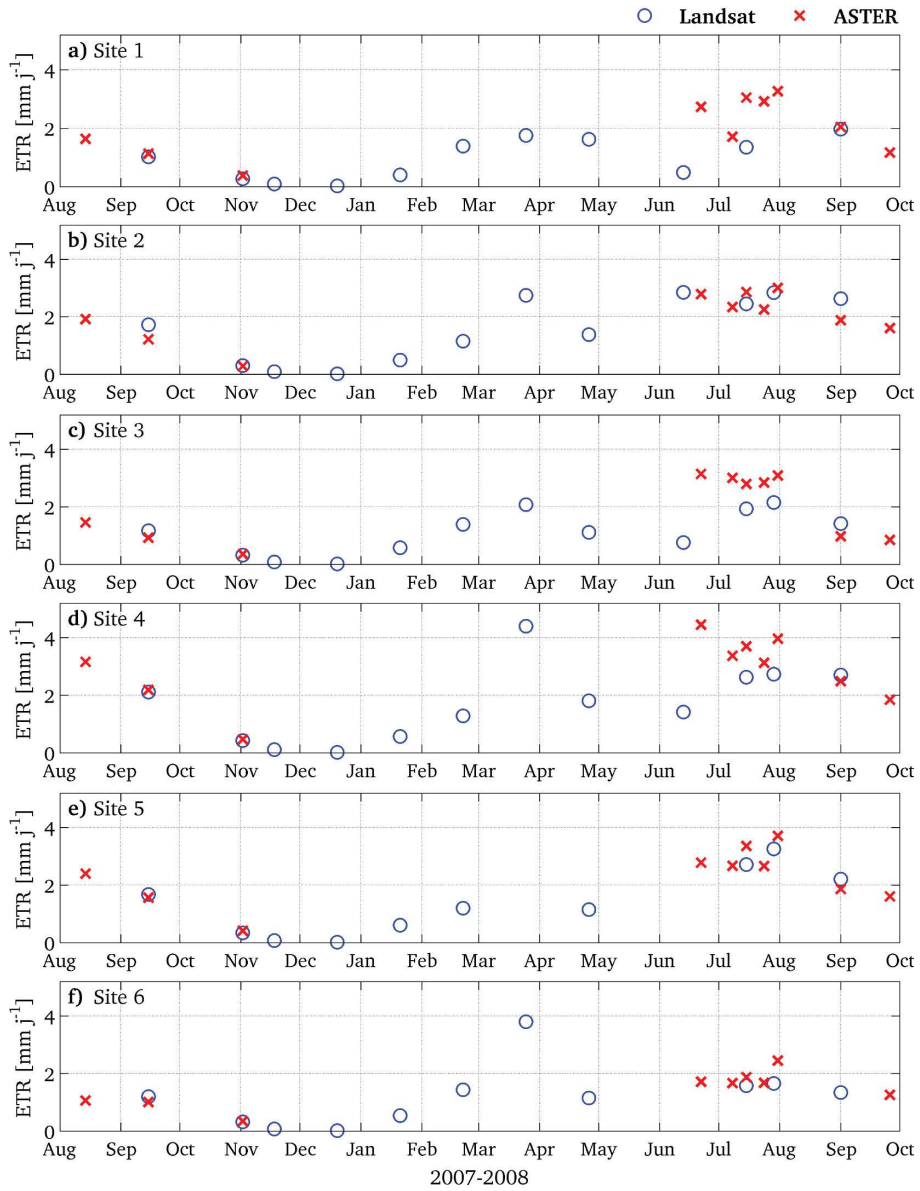


FIGURE 10.2 – Valeurs d' $ETR$  ASTER et Landsat ( $mm \cdot j^{-1}$ ) obtenues par la méthode S-SEBI et utilisées pour la calibration du modèle TSVA sur les six sites d'application.



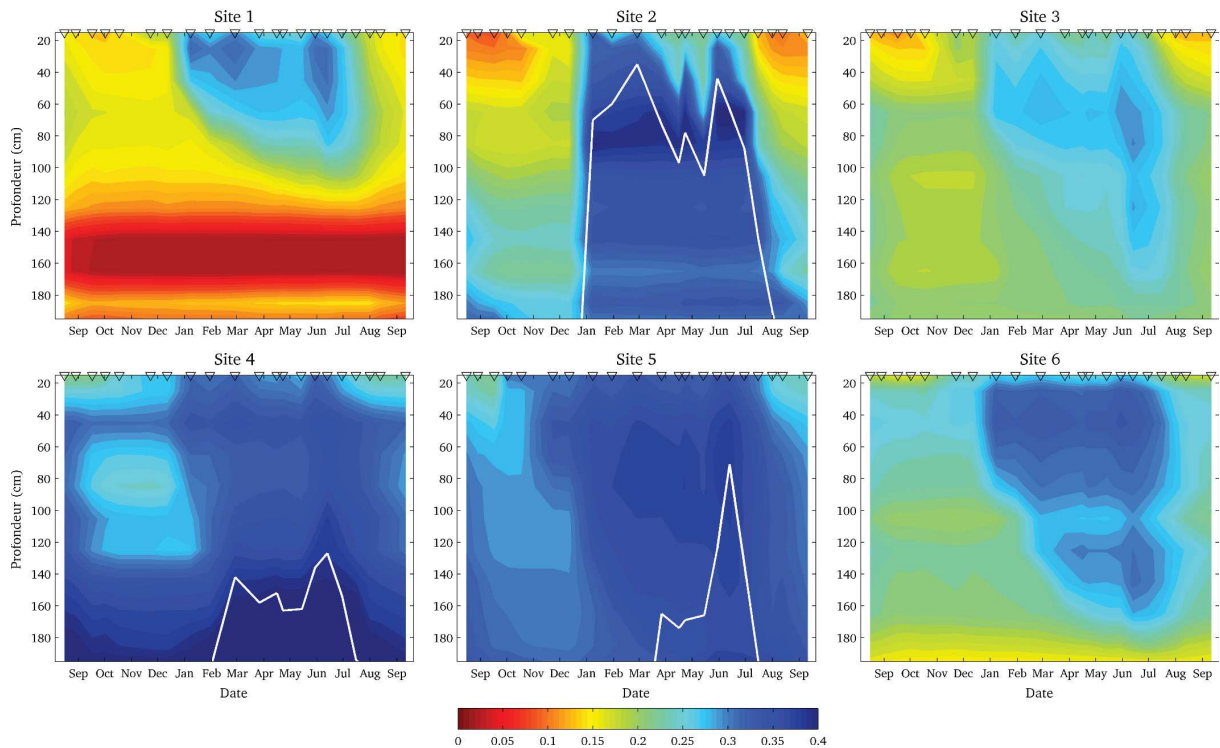


FIGURE 10.3 – Évolution temporelle du profil d’humidité volumique du sol (contours en  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) entre août 2007 et septembre 2008 pour les six sites de mesures. Les symboles  $\nabla$  au-dessus de chaque image indiquent les dates de mesure. La ligne blanche sur le profil des sites 2, 4 et 5 montre la profondeur du niveau phréatique.

### 10.2.3 Précipitation interpolée

La précipitation nécessaire pour le forçage du modèle a été obtenue à partir de l’interpolation des valeurs journalières mesurées par six pluviomètres installés sur la Peyne (Figure 10.1). La méthode d’interpolation *Natural Neighbor Interpolation* a été appliquée. Cette méthode, développée par Sibson (1981), est une méthode simple d’interpolation spatiale souvent utilisée en météorologie et considérée comme appropriée (Newlands et al., 2011). Elle est basée sur l’obtention successive de polygones de Voronoi (Thiessen): dans une première étape, ces polygones sont construits (triangulation de Delaunay) pour l’ensemble des pluviomètres en excluant les points où la précipitation sera interpolée. Dans une deuxième étape, les points d’interpolation sont alors ajoutés aux autres points (pluviomètres) pour créer un nouveau polygone. Les deux ensembles de polygones sont superposés et la proportion superposée entre les deux est utilisée comme facteur de pondération. Cette procédure a été effectuée en utilisant le modèle numérique de terrain ASTER  $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$ . D’autres méthodes plus complexes sont signalées comme plus précises pour l’interpolation de données de précipitation, comme par exemple le Krigeage (Hofstra et al., 2008), mais la faible densité de points de mesures disponibles sur la Peyne limite son utilisation.



La précipitation obtenue par interpolation est présentée dans la Figure 10.1. On montre le total cumulé sur la période de simulation entre juillet 2007 et septembre 2008. On observe un champ spatial de précipitation avec une tendance à l'augmentation vers les zones les plus élevées du bassin versant. On observe aussi que les six points d'interpolation, situés entre les contours 620 et 680 mm de pluie cumulée, représentent une différence du point de vue de l'eau disponible pour l'évapotranspiration.

Afin de mieux observer les différences entre les six points, on montre dans la Figure 10.4 l'évolution de la pluie cumulée pendant la période de simulation. On voit que pour le début de la période, ce sont les points de basse altitude qui ont la plus importante précipitation cumulée, et c'est l'inverse entre mai et septembre 2008, où c'est plutôt les points les plus élevés. Les courbes suggèrent également que, compte tenu de la taille du bassin versant, ce sont essentiellement les mêmes événements pluvieux qui se produisent sur les six sites.

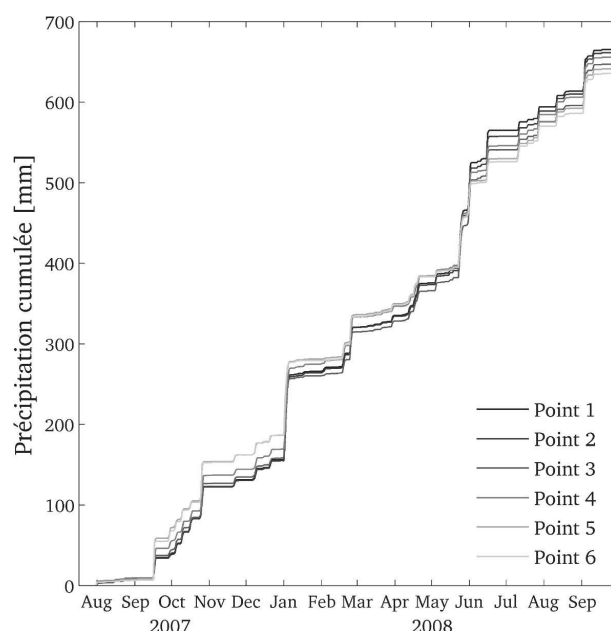


FIGURE 10.4 – Courbes de précipitation cumulée pour les six points d'interpolation entre juillet 2007 et septembre 2008.

## 10.3 Résultats et discussion

### 10.3.1 Calibration avec données *ETR* et humidité du sol

Dans cette section sont présentés les résultats obtenus après l'application du modèle TSVA au niveau multi-local calibré en utilisant l'*ETR* satellite et  $\theta$  mesuré. Les séries temporelles d'*ETR* et  $\theta$  simulées en différenciant les résultats issus des calages avec *ETR* ASTER et *ETR* Landsat sont montrées dans les Figs. 10.5 et 10.6. Pour les deux composantes du bilan hydrique, les courbes montrent une performance similaire à la fois pour

*ETR* et  $\theta$  avec les deux jeux de données satellite. Pour l'*ETR*, on observe une certaine surestimation par le modèle sur les sites 1, 2, 4 et 6 pour le cas Landsat, et inversement pour les sites 3 et 5. Par contre, la forme des deux courbes de  $\theta$  montre une évolution saisonnière très similaire pour les deux cas, avec des différences plus importantes sur le site 5 au début de la période de simulation (Fig. 10.6d).

Les Figs. 10.7 et 10.8 présentent les diagrammes de dispersion comparant les valeurs d'*ETR* journalière simulée et estimée par satellite pour la calibration ASTER et Landsat, respectivement. Afin de mieux observer la tendance générale des résultats, trois sites ont été choisis en rapport avec la performance du modèle en termes du RRMSE<sup>8</sup>: le meilleur résultat, un cas intermédiaire, le moins bon, et enfin les six sites. Pour la calibration ASTER (Fig. 10.7), en général on observe une bonne performance du modèle pour simuler l'*ETR*. La valeur moyenne du RRMSE (17.8%) suggère de bons résultats. La meilleure performance est observée pour le site 5, tandis que la moins bonne pour le site 2. D'autre part, la calibration Landsat montre des résultats moins bons (Fig. 10.8). Ici on observe des valeurs moyennes indiquant une performance relativement faible, avec le meilleur résultat pour le site 5 et le moins bon pour le site 1.

Les diagrammes de dispersion de l'humidité du sol sont montrés dans les Figs. 10.9 et 10.10 pour ASTER et Landsat, respectivement. Pour le cas ASTER, on observe une très bonne performance du modèle, avec un faible RRMSE moyen de 3.22%. Le meilleur résultat a été obtenu pour le site 3, et comme dans le cas de l'*ETR*, le moins bon pour le site 2. Des résultats très similaires ont été obtenus pour la calibration Landsat, avec un RRMSE moyen de 5.05%. Pour l'instant nous n'avons pas pu identifier pourquoi les résultats sont meilleurs pour le site 5.

Les résultats de cette section montrent une meilleure performance relative de la simulation ASTER pour retrouver l'*ETR* par rapport à Landsat lorsque le modèle est calibré à la fois par l'*ETR* satellite et  $\theta$  mesuré. Bien que l'*ETR* S-SEBI obtenue par les deux capteurs soit similaire (Chapitre 9), la disponibilité de données, plus élevée et bien distribuée pendant la période de simulation pour le cas Landsat, font que la calibration du modèle avec ce jeu de données est plus complexe. En effet, alors que la calibration ASTER est faite que pour la période de croissance de la vigne, celle avec Landsat est faite pour la période complète. De cette façon, pendant la période d'hiver, l'incertitude du modèle augmente, étant donné que les propriétés de la surface sont moins connues pour cette période. Comme l'on observe dans la Fig. 10.5, il y a une forte dispersion entre les courbes et les données *ETR* Landsat en hiver pour quelques dates. En outre, les mauvais résultats du calage observés avec Landsat sont pour l'instant expliqués par des estimations d'*ETR* irréalistes en période printanière (voir Fig. 10.2 les valeurs d'*ETR* entre 2 et 4 mm observées fin mars). Ces estimations irréalistes en période printanière sont attribuées à un manque de variabilité spatiale des conditions hydriques, ce qui induit la mise en défaut de l'approche S-SEBI.

Une très bonne performance du modèle a été obtenue pour les simulations de  $\theta$ . On observe des résultats très similaires avec les deux calibrations ASTER/Landsat, ce qui est dû à l'utilisation des mêmes mesures dans les deux cas. Un point important à

8. Erreur quadratique moyenne relative (Éq. 9.22)

prendre en compte correspond aux différentes profondeurs de la nappe phréatique pour les sites de mesure. Comme déjà mentionné, c'est le site 2 où les calages ont montré les performances les plus faibles, site qui correspond à la présence d'une nappe phréatique la plus élevée pendant la période la plus longue (Fig. 10.3b). Avec la présence de la nappe, les simulations deviennent plus complexes du point de vue du paramétrage de la remontée capillaire. Une évaluation plus approfondie de cet aspect du modèle serait nécessaire. Cette faible performance sur le site 2 a été aussi obtenue pour la simulation de l'*ETR*, ce qui peut être associé également à la présence de la nappe phréatique. À cet égard, Guix-Hébrard et al. (2007) déclarent que l'augmentation de la teneur en eau du sol en réponse à la présence d'une nappe peut avoir un impact important sur l'absorption d'eau par la vigne, et donc que sa contribution au bilan hydrique peut être significative.

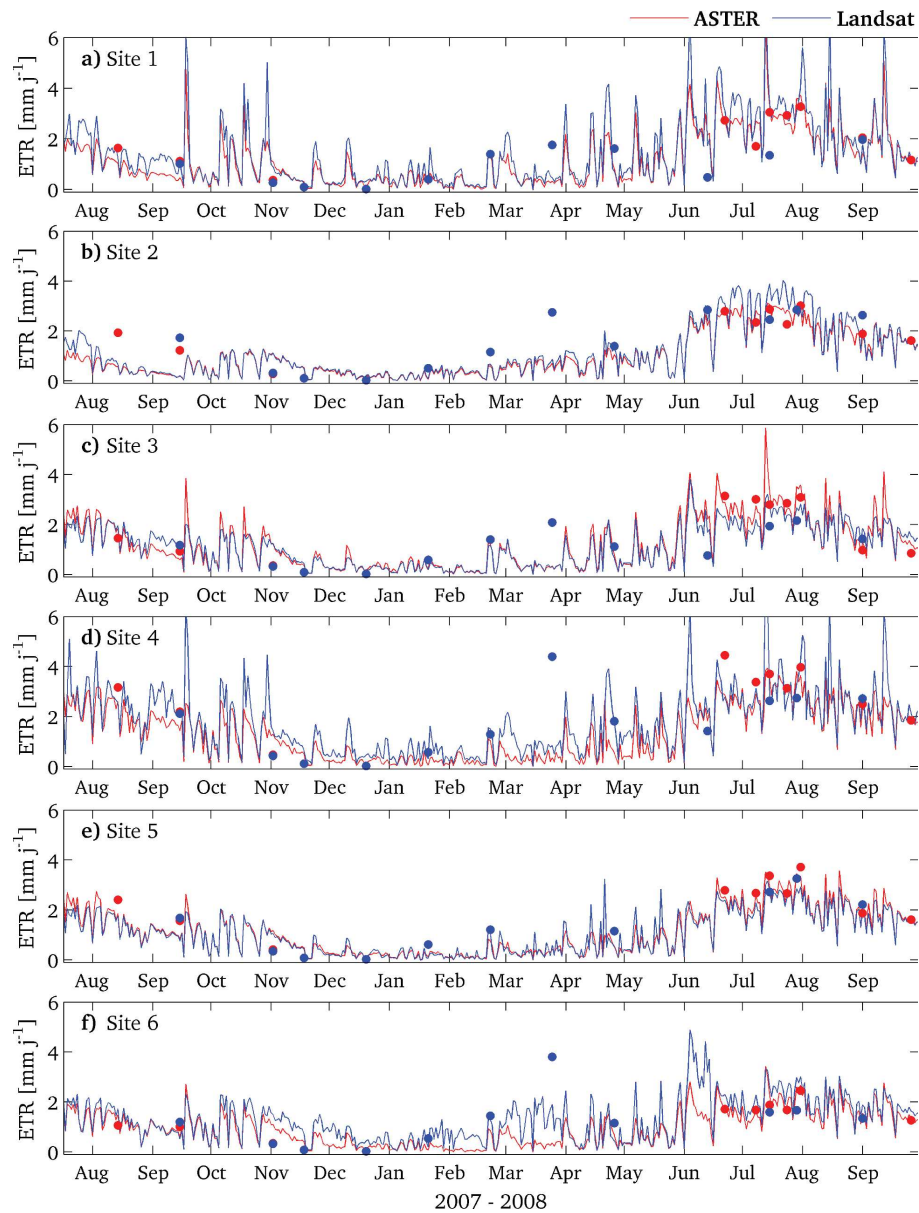


FIGURE 10.5 – Séries temporelles d' $ETR$  simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration  $ETR + \theta$ , et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu).

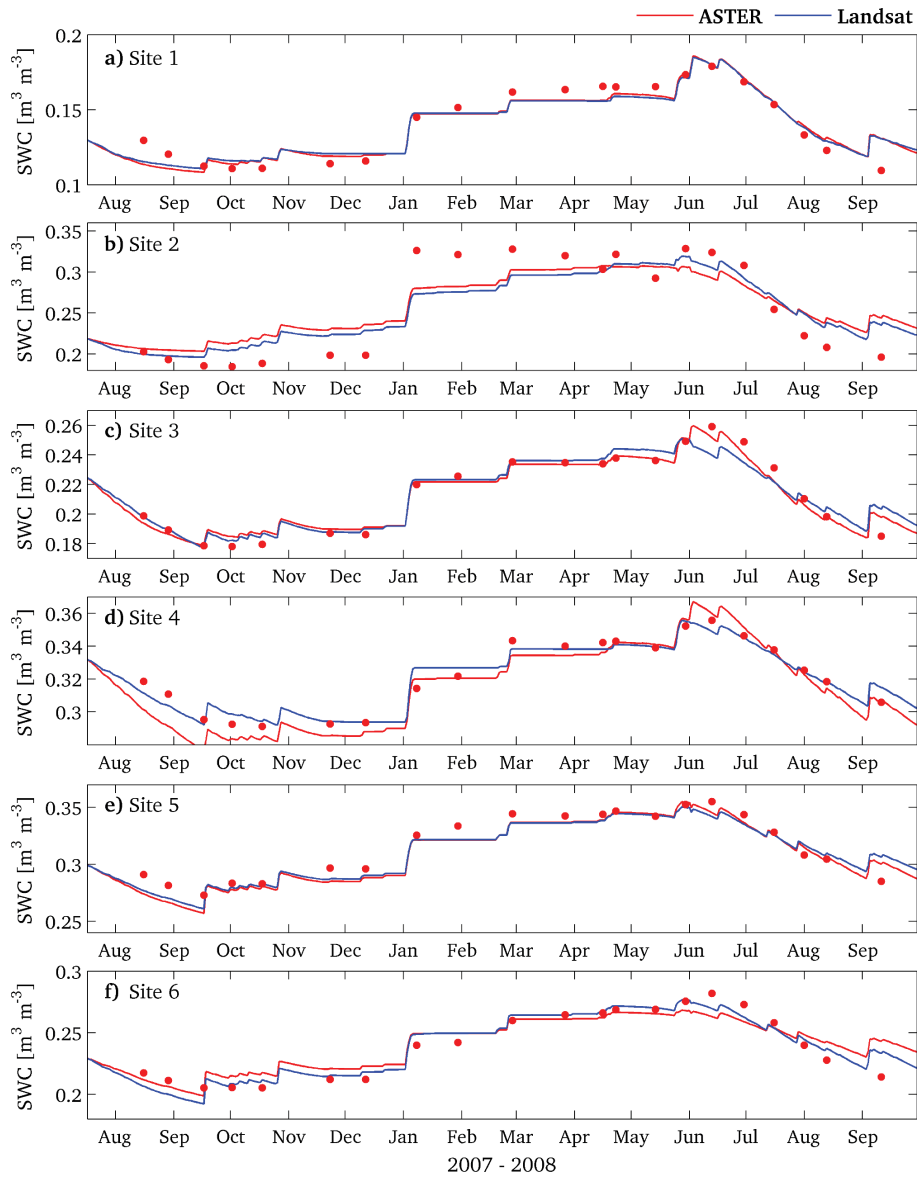


FIGURE 10.6 – Séries temporelles d'humidité du sol simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration  $ETR + \theta$ , et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu).

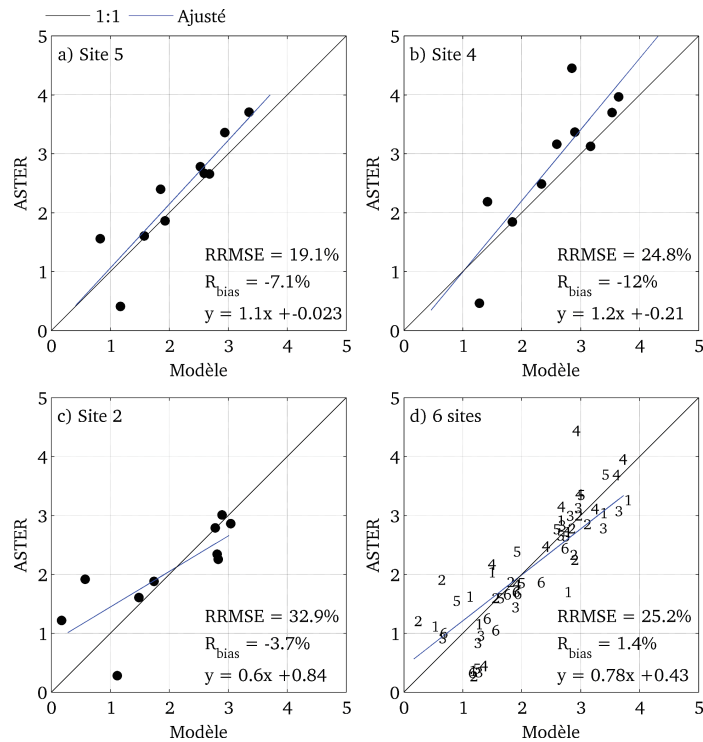


FIGURE 10.7 – Diagramme de dispersion entre  $ETR$  simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration  $ETR + \theta$  pour trois exemples typiques et l'ensemble de données.

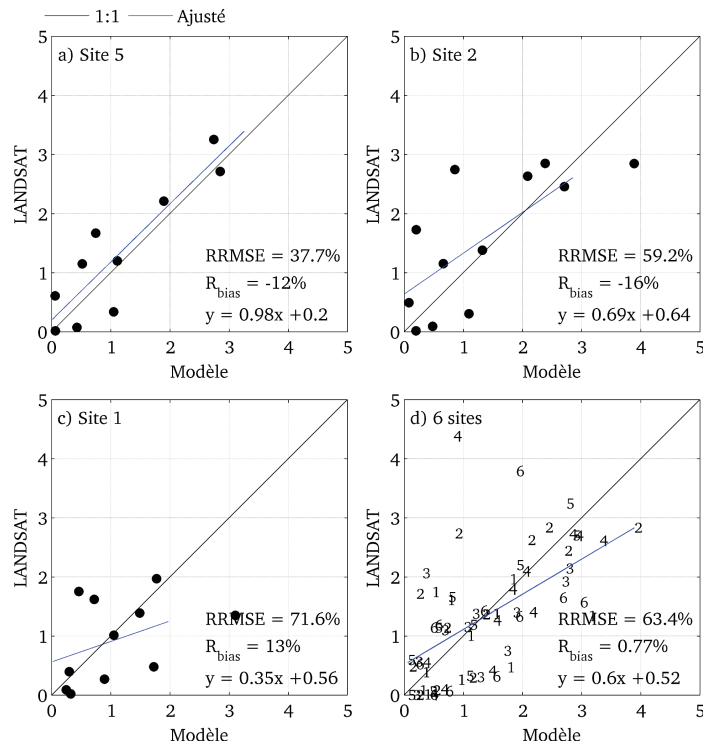


FIGURE 10.8 – Diagramme de dispersion entre  $ETR$  simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration  $ETR + \theta$  pour trois exemples typiques et l'ensemble de données.

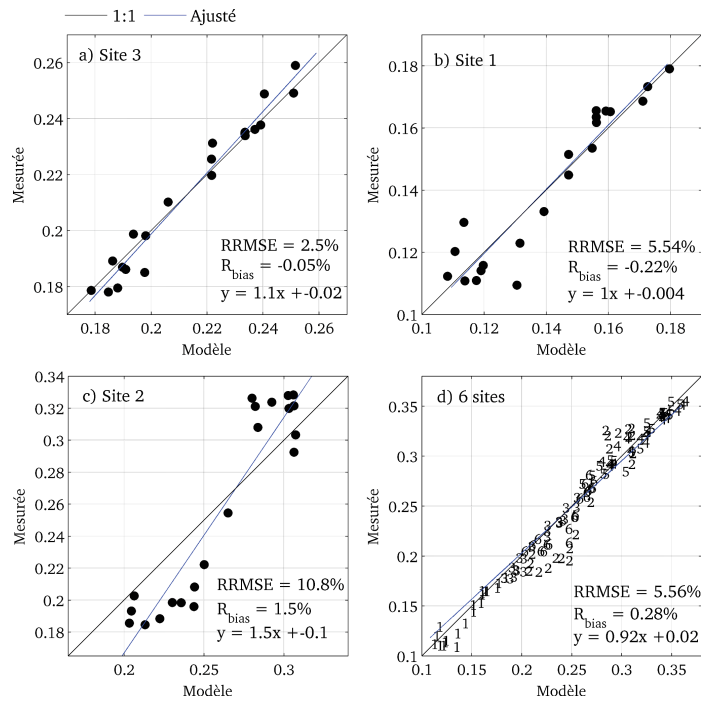


FIGURE 10.9 – Diagramme de dispersion entre  $\theta$  simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration  $ETR + \theta$  pour trois exemples typiques et l'ensemble de données.

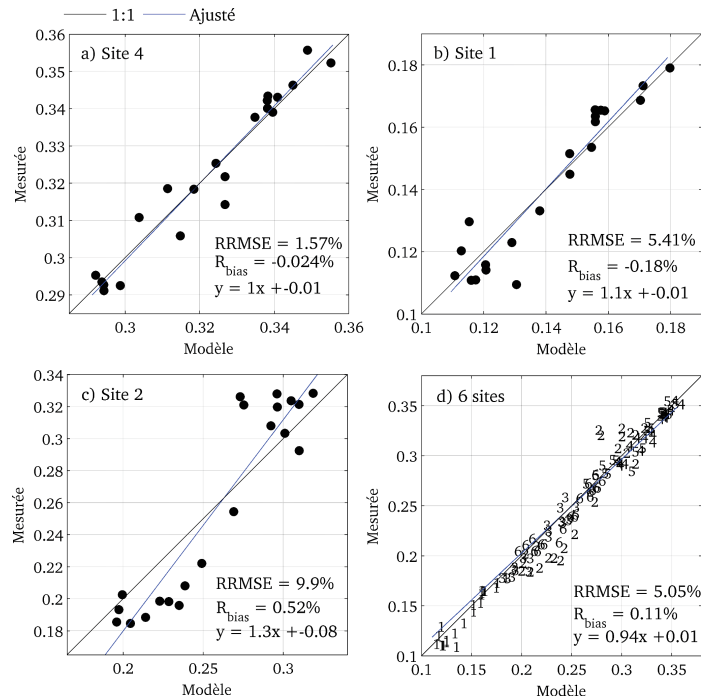


FIGURE 10.10 – Diagramme de dispersion entre  $\theta$  simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration  $ETR + \theta$  pour trois exemples typiques et l'ensemble de données.



### 10.3.2 Calibration avec données d'humidité du sol

Les résultats de la calibration du modèle TSVA en utilisant uniquement les données d'humidité du sol sont présentés dans cette section. Dans les Figs. 10.11 et 10.12, on présente les séries temporelles d' $ETR$  et  $\theta$  simulées, respectivement. On observe une performance qui varie fortement parmi les sites et qui en général suit la dynamique saisonnière obtenue dans le cas d'une calibration  $ETR + \theta$ . Les différences entre sites peuvent être mieux appréciées dans les diagrammes de dispersion présentés dans les Figs. 10.13 et 10.14 où on compare les valeurs d' $ETR$  journalières simulées par le modèle et mesurées par ASTER et Landsat, et  $\theta$  simulées et mesurées, respectivement. De nouveau, trois dates ont été sélectionnées, plus l'ensemble des six sites. La calibration ASTER (Fig. 10.13) montre des résultats relativement bons, mais certainement le modèle est moins performant que le cas précédent, avec une valeur moyenne générale du RRMSE de 62.4%. De plus, la calibration Landsat montre des résultats moins bons qu'avec ASTER (Fig. 10.14). L'ensemble des valeurs d' $ETR$  montre une faible performance, avec les moins bons résultats pour le site 1. En revanche, des bons résultats ont été obtenus pour la simulation de  $\theta$  (Fig. 10.15), qui sont très similaires au cas  $ETR + \theta$ , avec une valeur RRMSE ayant la même tendance pour tous les sites.

Les résultats de la calibration avec les mesures  $\theta$  montrent une dégradation claire de la performance du modèle TSVA en termes de l' $ETR$  simulée. Si l' $ETR$  simulée à partir des données ASTER est légèrement meilleure que celle simulée avec Landsat, cela correspond certainement à un effet de la période de simulation qui est plus longue avec Landsat. Étant donné que le modèle est forcé par les mêmes données météorologiques, il est logique d'obtenir les "mêmes" résultats pour les simulations de  $\theta$ , puisque l'algorithme MCIP optimise les paramètres pour le même ensemble d'observations. En outre, on observe une tendance similaire dans les résultats du modèle par rapport au calage  $ETR + \theta$ , où c'est le site deux qui a les moins bons résultats. Par rapport à  $ETR + \theta$ , le scénario de calage avec  $\theta$  uniquement montre une erreur résiduelle plus faible sur la teneur en eau du sol simulée. En revanche, nous observons des fortes différences d' $ETR$  entre mesures et simulations, et ce à la fois pour les  $ETR$  ASTER et Landsat.

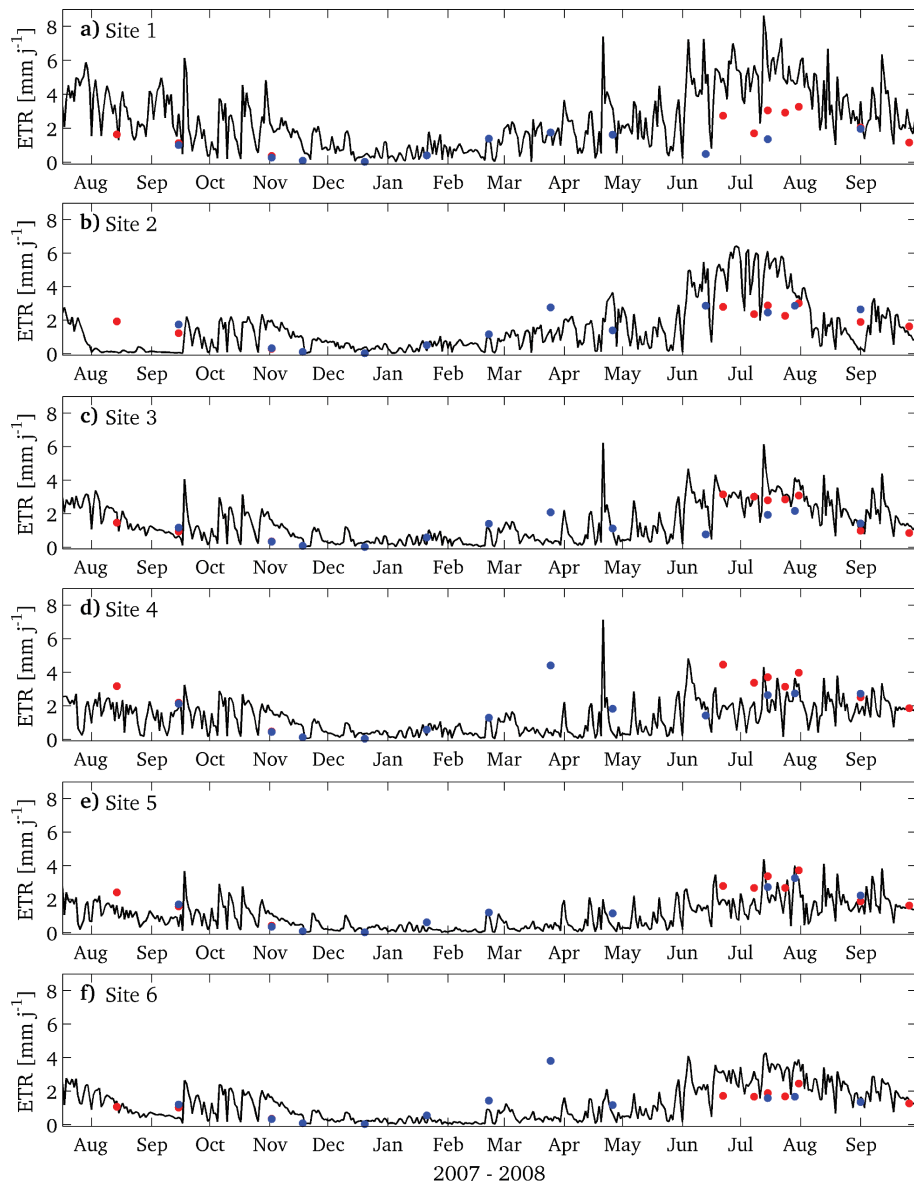


FIGURE 10.11 – Séries temporelles d'ETR simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration  $\theta$ . En rouge données ASTER et en bleu données Landsat.

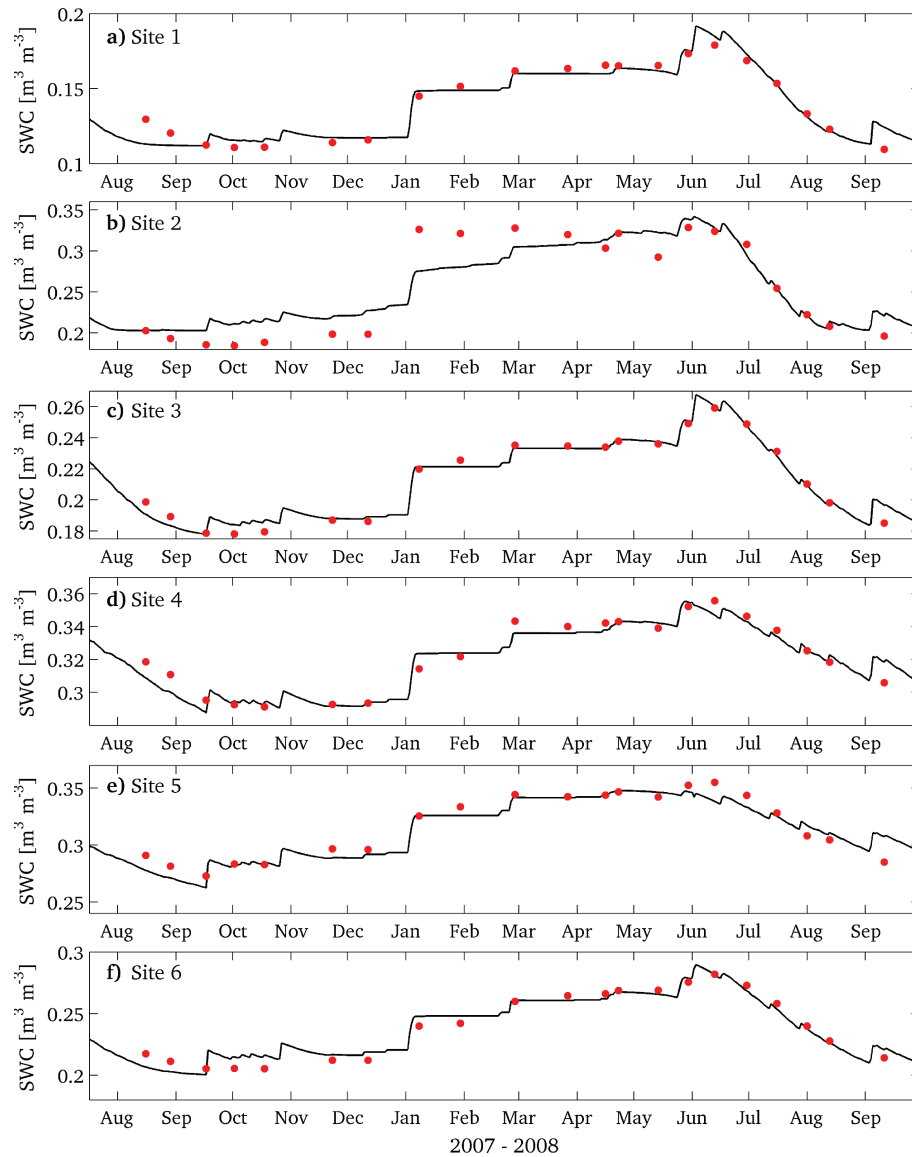


FIGURE 10.12 – Séries temporelles d'humidité du sol simulée (lignes) et mesurée (points) pour la calibration  $\theta$ .

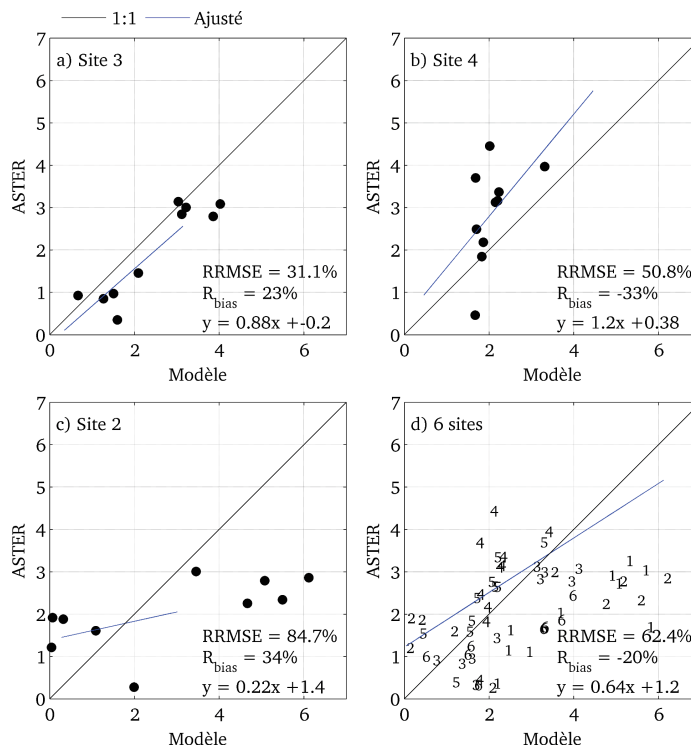


FIGURE 10.13 – Diagramme de dispersion entre  $ETR$  simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration  $\theta$ .

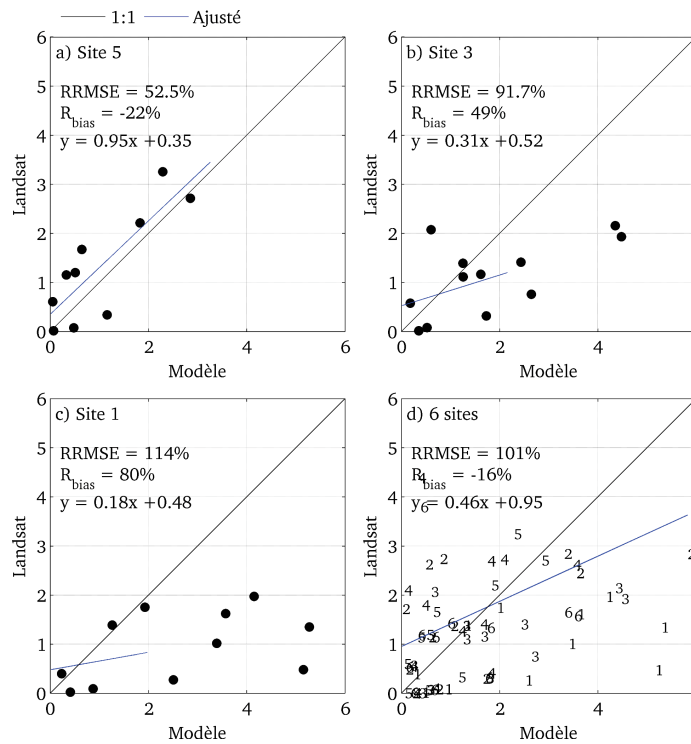
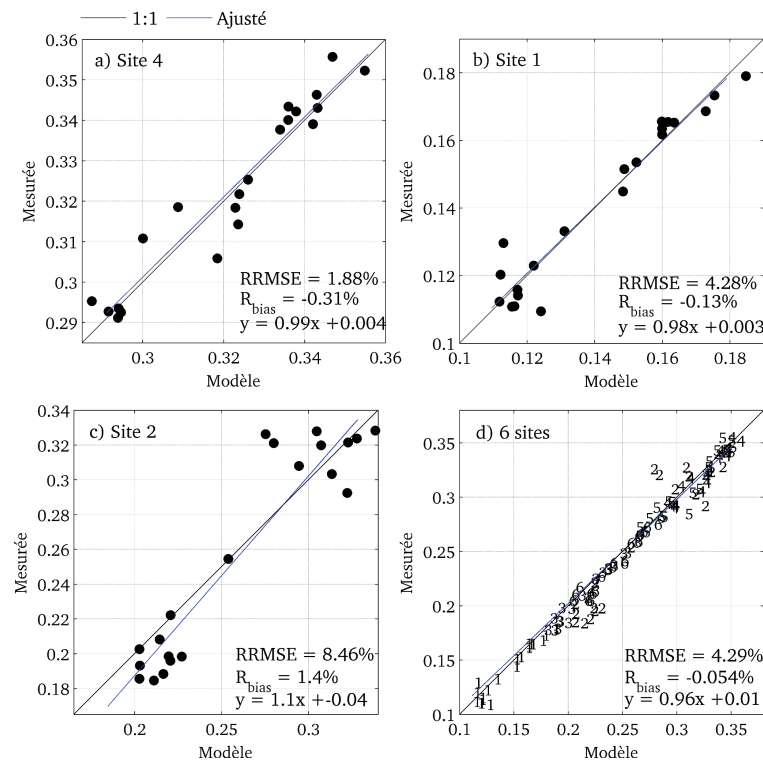


FIGURE 10.14 – Diagramme de dispersion entre  $ETR$  simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration  $\theta$ .

FIGURE 10.15 – Diagramme de dispersion entre  $\theta$  observée et simulée.

### 10.3.3 Calibration avec données d'*ETR*

Dans cette section sont présentés les résultats de la calibration faite uniquement en utilisant les données d'*ETR* S-SEBI. Les séries temporelles des simulations d'*ETR* et  $\theta$  sont montrées dans les Figs. 10.16 et 10.17, respectivement. En premier lieu, on observe sur quelques sites (1, 3 et 4) des résultats différents pour l'*ETR* simulée après calibration avec les deux capteurs; ceci est lié à des valeurs d'*ETR* S-SEBI différentes obtenues avec les deux capteurs sur ces trois sites (Fig. 10.2). D'autre part, et de façon similaire à la calibration avec  $\theta$  pour les *ETR*, de mauvais résultats ont été obtenus pour les simulations de  $\theta$ . Bien qu'il soit possible d'observer une meilleure performance d'ASTER ou Landsat pour quelques sites, il n'est pas possible de mettre en évidence une tendance claire dans leur performance relative.

Les diagrammes de dispersion comparant les valeurs d'*ETR* du modèle TSVA et de S-SEBI pour les deux capteurs sont montrés dans les Figs. 10.18 et 10.19. Les diagrammes concernant  $\theta$  ont été omis à cause de la forte dispersion des données. Ici on voit que la calibration ASTER donne de meilleurs résultats pour simuler l'*ETR*, avec un RRMSE global de 14.9% et similaire pour tous les sites. Pour le cas Landsat (Fig. 10.19), les résultats sont moins bons avec un RRSME global égal à 45.5%.

Les résultats avec la calibration *ETR* montrent une meilleure performance du modèle avec les données ASTER qu'avec les données Landsat. Comme dans la calibration *ETR*+ $\theta$ , ces différences sont associées à une disponibilité plus étendue des données Landsat, qui

complexifie les simulations, et aussi à la moins bonne performance de Landsat pendant le printemps. La faible performance du modèle pour retrouver l'humidité du sol suggère la nécessité d'utiliser de l'information sur l'état hydrique du sol afin de pouvoir estimer le bilan hydrique. En ce sens, Gupta et al. (1999) indiquent que la calibration ne considérant qu'une seule variable de sortie (e.g. l'*ETR*) ne permet pas d'obtenir de bons résultats pour d'autres variables (e.g. l'humidité du sol), de sorte que l'étalonnage basé sur au moins deux variables est nécessaire pour obtenir des résultats réalistes.

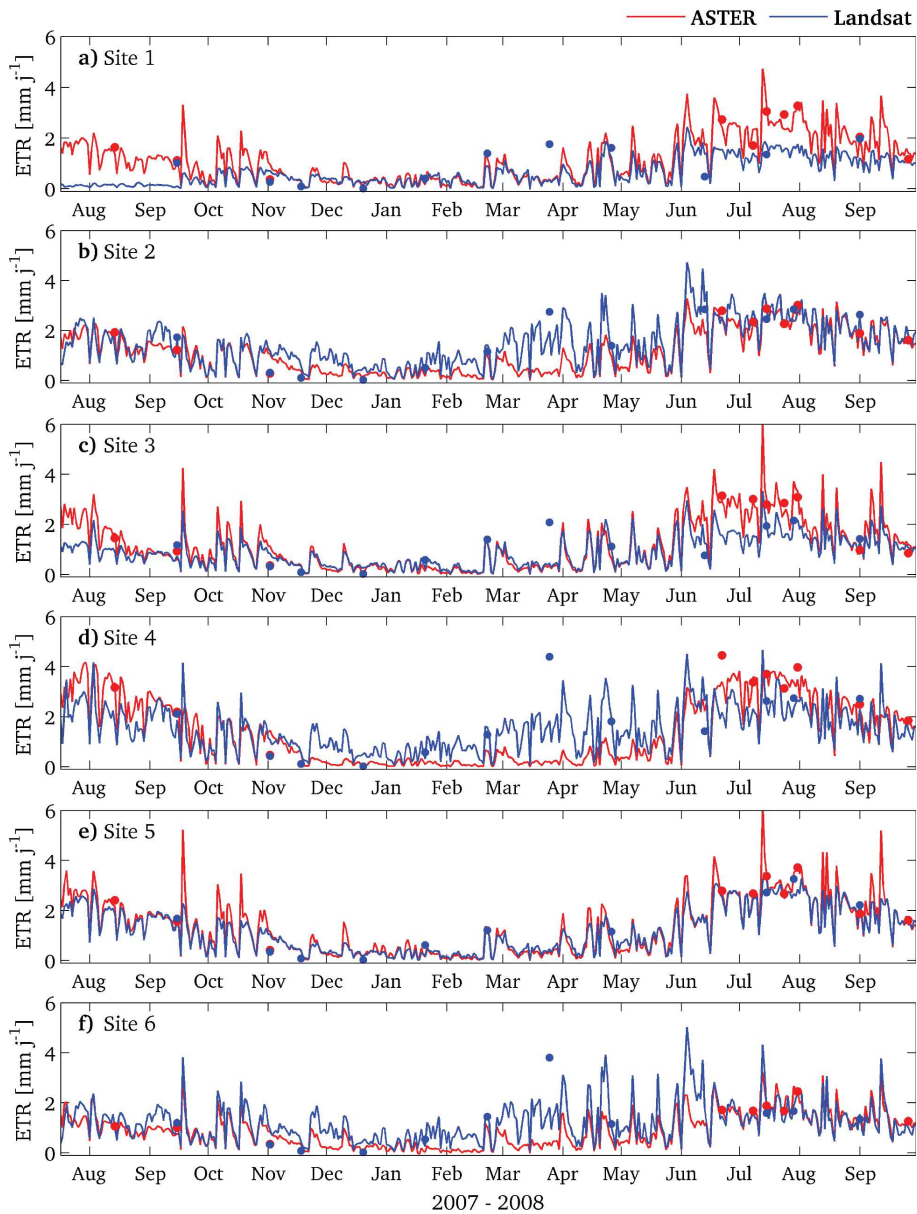


FIGURE 10.16 – Séries temporelles d'*ETR* simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration *ETR*, et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu).

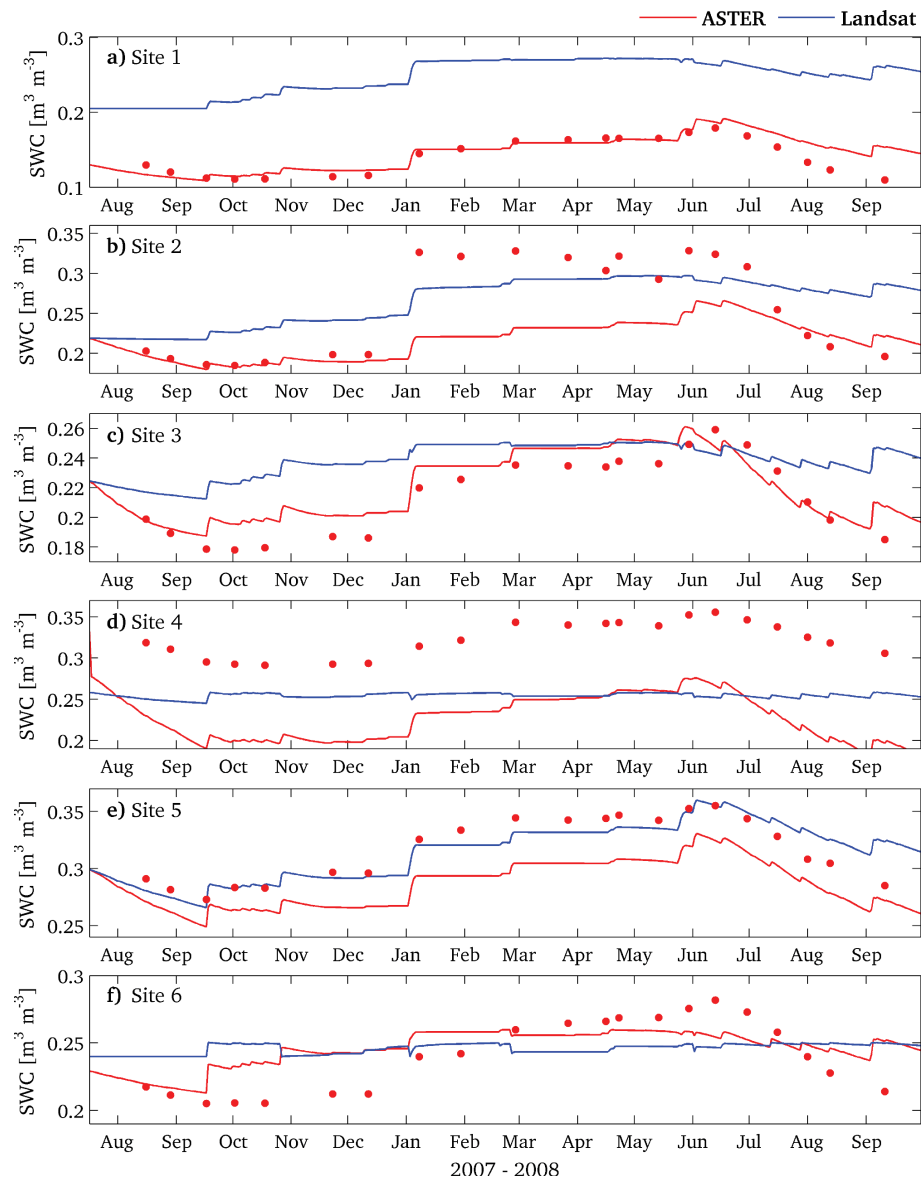


FIGURE 10.17 – Séries temporelles d’humidité du sol simulée (lignes) et satellite S-SEBI (points) pour la calibration *ETR*, et pour les cas ASTER (rouge) et Landsat (bleu).



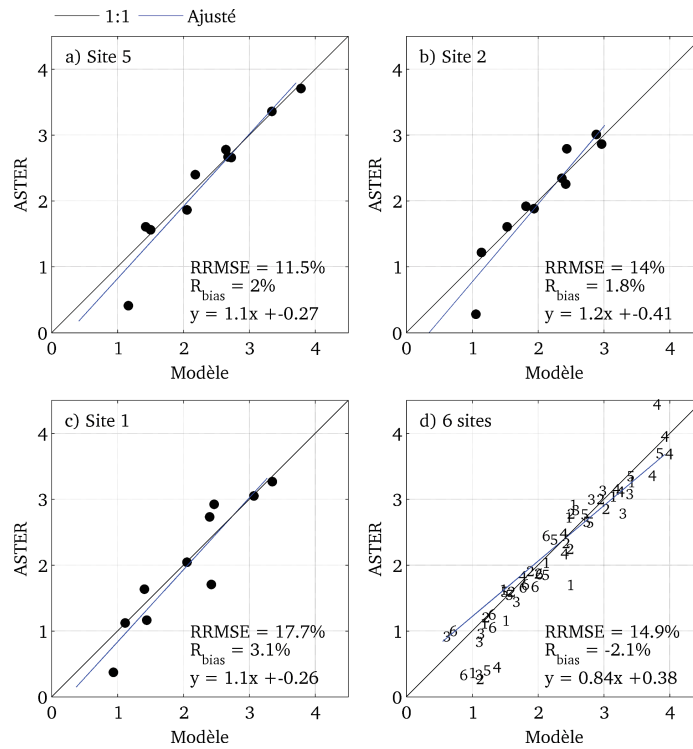


FIGURE 10.18 – Diagramme de dispersion entre  $ETR$  simulée et estimée ASTER S-SEBI: calibration  $ETR$ .

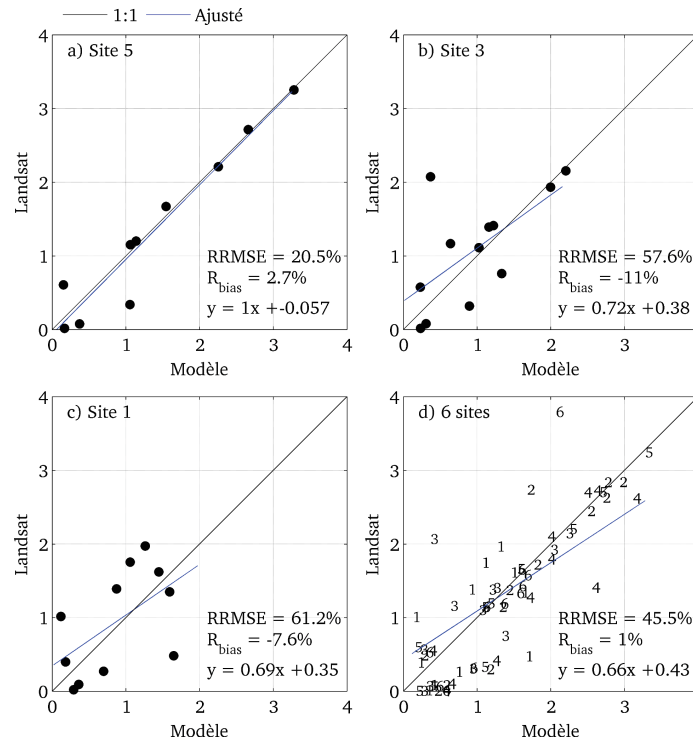


FIGURE 10.19 – Diagramme de dispersion entre  $ETR$  simulée et estimée Landsat S-SEBI: calibration  $ETR$ .

### 10.3.4 Comparaison des paramètres

L'approche de spatialisation adoptée dans cette partie de l'étude implique des variations dans les simulations liées aux différences dans les variables de forçage et dans les valeurs des paramètres du modèle après calibration. Alors que l'utilisation des mêmes valeurs pour les variables environnementales de forçage du modèle (à l'exception de la précipitation) correspond à une source d'incertitude qui peut être importante, les différences entre les simulations, pour un même scénario, doivent être associées principalement à des différences dans les valeurs des paramètres calibrés par l'approche multi-critère MCIP. Ainsi, une analyse générale et comparative des valeurs des paramètres obtenues pour les six sites, les trois scénarios de calibration et les deux capteurs (ASTER et Landsat) a été faite.

Dans les Figs. 10.20 et 10.21 sont présentées les valeurs des paramètres obtenues pour l'ensemble des simulations avec l'*ETR* ASTER et Landsat, respectivement. Toutes ces valeurs ont été normalisées par la gamme initiale de chaque paramètre (tableaux 9.1 et 9.2). Pour le cas ASTER (Fig. 10.20), en général on peut observer quelques correspondances entre les valeurs des calibrations  $ETR + \theta$  et  $ETR$  (lignes verte et bleue, respectivement), comme par exemple les résistances minimales du feuillage et de l'herbe  $r_{s,min}^f$  et  $r_{s,min}^{vs}$ , les paramètres de la résistance stomatique de la vigne  $K_1^f$ ,  $K_2^f$  et  $K_3^f$ , ou les paramètres définissant la capacité de stockage en eau du réservoir du sol profond  $\theta_{fc,3}$  et  $\theta_{f,wp}$ . Bien que la sensibilité du modèle aux différents paramètres change avec chaque itération MCIP, il faut noter que les paramètres mentionnés ci-dessus se trouvent parmi les plus sensibles du modèle (Chapitre 9).

D'autres paramètres, tels que l'albédo  $\alpha_{bs}$  ou la teneur en eau minimale du sol nu  $\theta_{n,1}$  se sont avérés plus variables parmi les six sites. Pour la simulation avec calibration  $\theta$ , les valeurs des paramètres ne suivent pas la même tendance qu'avec les calibrations précédentes; des valeurs différentes sont observées pour des paramètres de la végétation tels que  $K_1^f$  ou  $K_2^f$ , et du sol, tels que  $\theta_{fc,3}$ .

Pour les simulations avec Landsat (Fig. 10.21), une situation similaire à ASTER est observée mais certainement moins claire. Ici on doit de nouveau prendre en compte la complexité plus élevée des simulations avec Landsat. Dans ce cas, étant donné les changements d'état de la surface au cours de la période de simulation (e.g. présence et absence de feuillage de la vigne), une option à évaluer pourrait être d'effectuer une calibration pour chaque phase phénologique de la vigne. Cela a déjà été fait précédemment, par exemple en hydrologie, où des études ont montré que les valeurs des paramètres peuvent varier considérablement pour différentes périodes (e.g. Gharari et al., 2013).

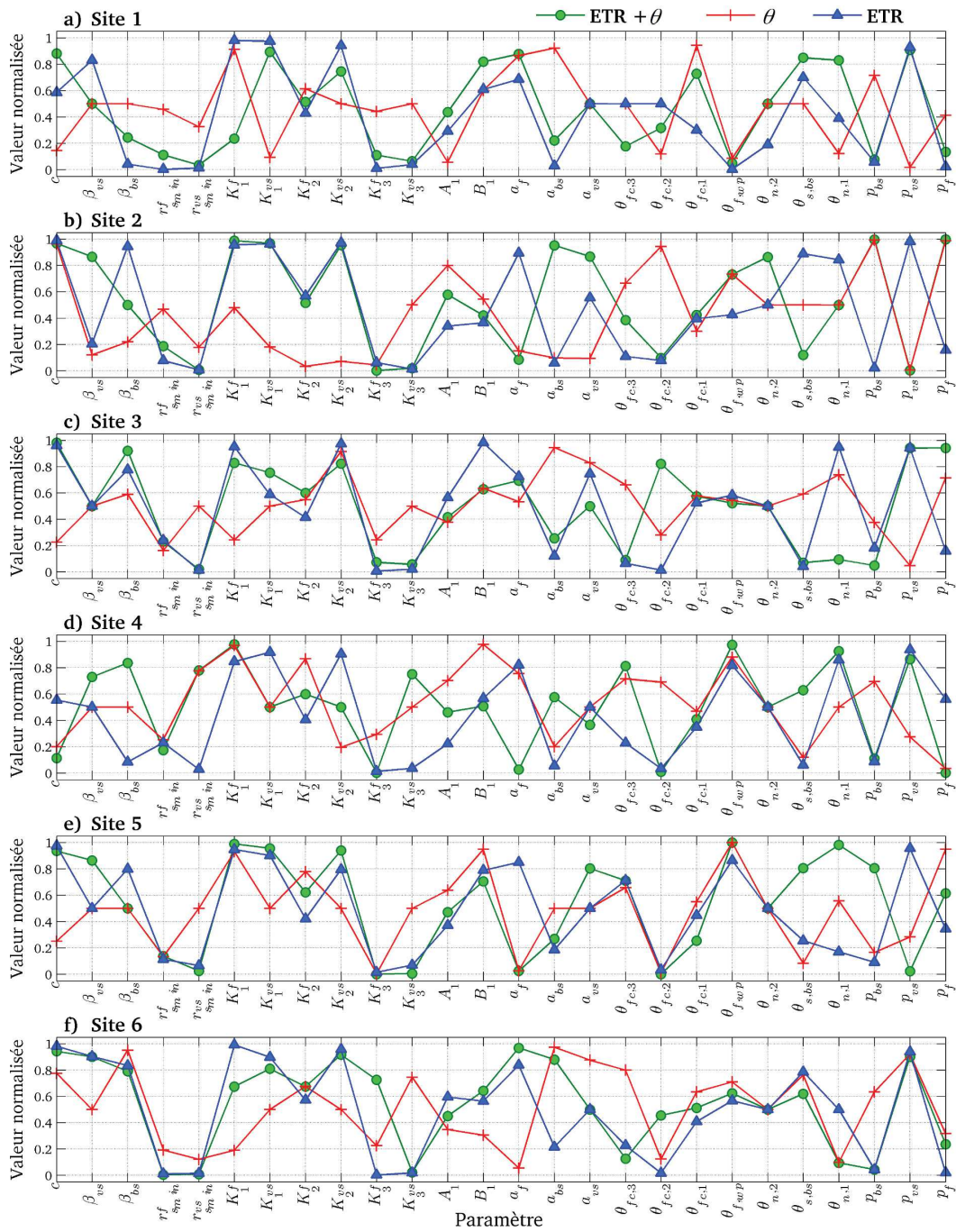


FIGURE 10.20 – Valeurs normalisées des paramètres pour les six sites: cas ASTER

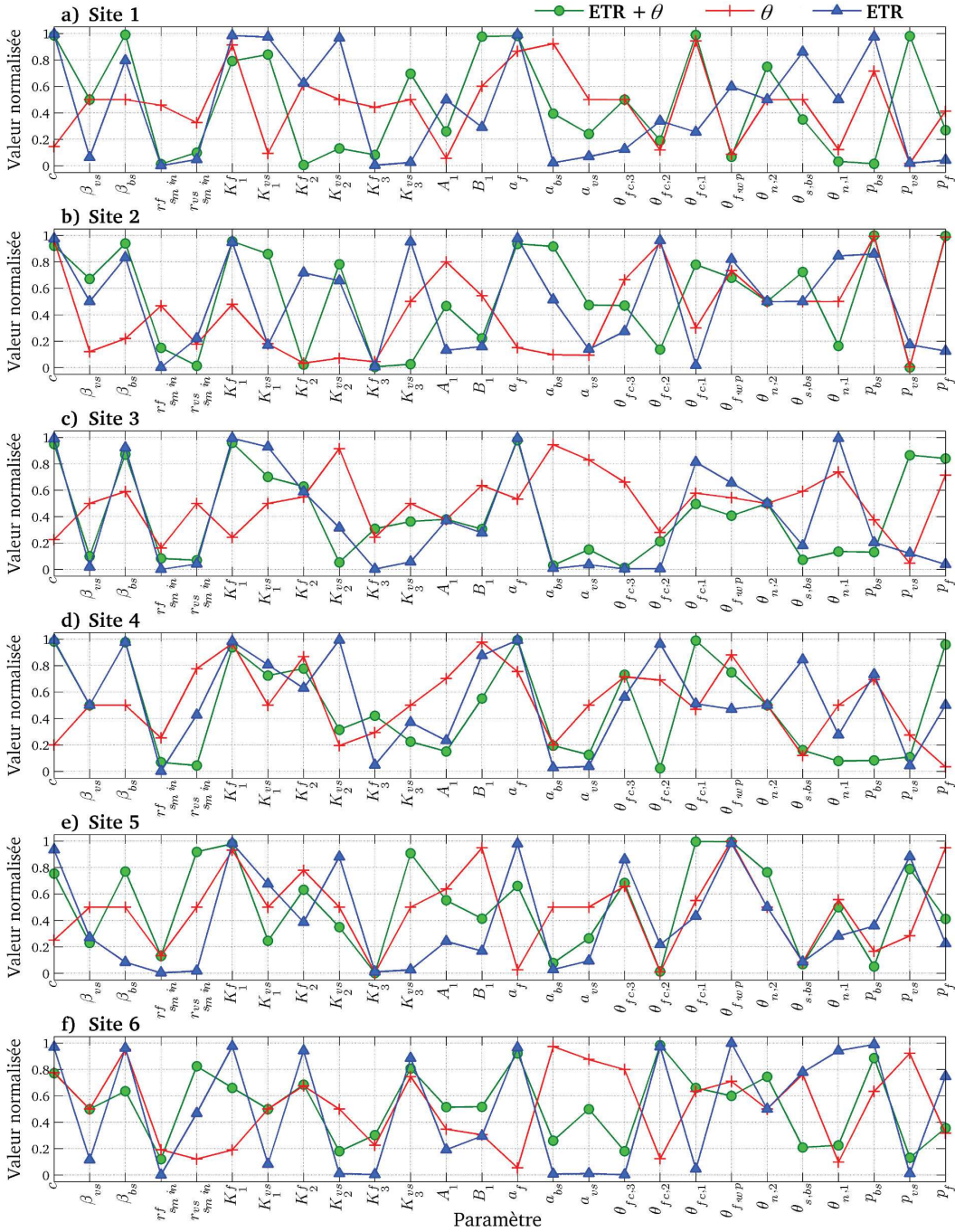


FIGURE 10.21 – Valeurs normalisées des paramètres pour les six sites: cas Landsat

## 10.4 Conclusions

Dans le présent chapitre, l'étalonnage du modèle TSVA avec des données d'humidité du sol mesurée et d'ETR estimée par satellite a été fait afin d'obtenir des séries temporelles



spatialisées du bilan hydrique. D'après les résultats, la performance du modèle est très dépendante des sources de données utilisées pour sa calibration. En fait, l'obtention de bonnes estimations du bilan hydrique dépend fortement de l'utilisation à la fois de l'*ETR* et de l'humidité du sol. En ce sens, le calage avec l'*ETR* et  $\theta$  a été le seul conduisant à des résultats réalistes pour ces deux variables.

Bien que dans des conditions méditerranéenne la dynamique de la teneur en eau du sol puisse être expliquée largement par celle de l'*ETR*, les mauvais résultats obtenus pour l'autre variable, avec le calage basé sur l'*ETR* ou  $\theta$  uniquement, peuvent être expliqués par l'approche du bilan d'énergie du modèle TSVA, où les flux  $G$  et  $H$  devraient aussi être contraints dans la calibration afin d'avoir des résultats réalistes.

Enfin, les résultats obtenus dans le chapitre 10 ont montré de faibles différences d'*ETR* et  $\theta$  pour les différentes dates d'acquisition des données ASTER et Landsat après calibration du modèle. Cependant, des différences significatives sur l'évapotranspiration simulée après calibration avec les données issues des deux capteurs ont été trouvées en réponse à la performance différente des capteurs pour retrouver l'*ETR* avec la méthode S-SEBI.

# Conclusion Générale

Les régions méditerranéennes se caractérisent par une faible pluviométrie annuelle avec une forte saisonnalité et par une saison sèche et chaude avec une forte énergie incidente et une faible humidité atmosphérique. La période estivale de forte demande évaporative coïncide avec la période de croissance des cultures et des espèces naturelles. Cela a pour effet une forte demande en eau d'irrigation, et les cultures pluviales telles que la vigne dépendent fortement de l'humidité accumulée dans le sol pour leur développement et production et ce malgré leur grande adaptation à ce type d'environnement. Dans de telles conditions environnementales, une grande partie de l'eau des précipitations retourne vers l'atmosphère sous forme d'évapotranspiration, ce qui en fait une composante majeure du bilan hydrologique. Si l'on considère les projections climatiques les plus probables pour les prochaines décennies, l'augmentation des températures et la diminution des pluies, largement documentées dans la littérature scientifique, entraîneront une probable modification des calendriers agricoles actuels avec des conditions de stress environnementaux accentués.

Dans le cadre du développement de nouveaux outils numériques pour la recherche et l'évaluation des ressources en eau dans les régions agricoles, ce travail de thèse avait pour but l'élaboration d'une approche de modélisation des échanges d'énergie et d'eau en environnement méditerranéen pour une couverture végétale complexe, dans un premier temps à l'échelle locale et puis à l'extension régionale à l'aide de l'imagerie satellitaire et des outils numériques de calibration multi-critère. Cette approche a permis d'élaborer un modèle de transferts sol-végétation-atmosphère (TSVA) simulant la dynamique journalière et saisonnière du bilan hydrique d'une vigne partiellement enherbée et d'implémenter une procédure de spatialisation en conditions pluviales méditerranéennes.

Avant l'élaboration du modèle TSVA proprement dit, une étape préalable de révision de la littérature a été conduite dans le but de sélectionner l'approche la mieux adaptée à nos conditions: culture en rangs avec une structure éparse et des racines profondes et pérennes. Les principaux formalismes existant dans la littérature pour simuler les échanges surface-atmosphère à partir de couverts complexes ont été revisités, en commençant par l'équation combinée du type Penman-Monteith. Un premier point a consisté en la description théorique du processus d'évaporation du feuillage en conditions sèches et partiellement mouillées et le développement d'équations combinées généralisées valables sous ces deux conditions. Ensuite, la question de la représentation correcte des processus de transfert dans des couverts épars avec des approches multi-source (2- et 3-sources) a été abordée. De nouvelles formulations ont été proposées pour l'évapotranspiration, pre-

nant en compte les différences générées par les caractéristiques stomatiques du feuillage (amphi- versus hypo-). Enfin, la possibilité d'étendre ces équations à un couvert de  $n$  composantes (sources) a été explorée et de nouvelles formulations ont été proposées à cet effet.

Une seconde étape a donné lieu à la mise au point du modèle TSVA proprement dit, permettant de simuler la dynamique journalière et saisonnière des composantes du bilan hydrique (évapotranspiration et teneur en eau du sol) d'une vigne partiellement enherbée dans le sud de la France. Ce modèle est basé sur le couplage d'un module aérien d'évaporation à trois sources avec un module sol de type réservoir. Après calibration des paramètres par une méthode multi-critère, un bon accord a été obtenu entre les simulations et les mesures de terrain pour deux saisons contrastées. Au-delà des bons résultats obtenus, certaines questions ont été soulevées concernant la représentation de processus tels que le transfert radiatif ou de quantité de mouvement dans un couvert en rangs, ainsi que les transferts ou l'absorption d'eau dans un sol avec un système racinaire complexe. Certainement, ces aspects des transferts SVA devront être abordés dans des travaux futurs de modélisation TSVA de couverts végétaux pérennes, avec une structure aérienne hétérogène et un système racinaire profond. En outre, l'application du modèle dans des conditions différentes, par exemple en conditions irriguées, pourrait certainement nécessiter des paramétrages plus sophistiqués, étant donné l'importance de la représentation correcte de la distribution d'eau dans le sol pour son forçage.

L'exploration du modèle TSVA à travers une analyse de sensibilité multi-critère a permis de hiérarchiser l'importance relative des processus mis en jeu: la régulation du flux d'eau par le feuillage de la vigne (résistance stomatique) et la capacité de stockage en eau du sol apparaissent comme les plus importants. D'où l'importance de bons paramétrages pour les processus en question. La calibration faite avec la méthode MCIP pour obtenir une simulation en continu sur deux saisons consécutives (2007 et 2008) a donné de bons résultats comparés aux observations de terrain. Elle a aussi montré l'importance de la période d'échantillonnage de données pour obtenir de bonnes simulations de l'évolution annuelle des différentes variables. On peut obtenir des très bons résultats en termes du bilan hydrique avec l'approche parcimonieuse adoptée, une fois que les valeurs de l'ensemble de paramètres ont été bien définies.

Le passage de la modélisation locale vers l'extension régionale a été fait à l'aide d'estimations journalières de l'évapotranspiration par satellite basées sur la méthode contextuelle S-SEBI. Cette approche avait été validée précédemment pour la région d'étude avec de l'imagerie ASTER. Elle a été appliquée dans le cas présent avec des données satellite Landsat, en utilisant les résultats d'ASTER comme référence pour sa validation. Les résultats ont montré que les différences instrumentales en termes de qualité radiométrique et composition spectrale d'une part, et les prétraitements appliqués aux images Landsat (corrections atmosphériques) d'autre part, conduisent à des performances différentes des deux capteurs dans la détermination des variables biophysiques utilisées comme entrées de la méthode S-SEBI (e.g. albédo, rayonnement net). Cependant, étant donné que la méthode est basée sur des écarts absolus en température de surface et albédo, ces différences ont été atténuées au moment du calcul de l'évapotranspiration et des résultats



---

similaires ont été obtenus lors de la comparaison des images pour les mêmes dates. Étant donné que Landsat est un instrument opérationnel, qui fournit de l'information régulière et à long terme ( $\sim 30$  ans), ces résultats nous permettent d'envisager l'exploitation de cet instrument afin de mener des études de suivi de l'évapotranspiration régionale, construire des séries temporelles à long terme et analyser leur variabilité interannuelle et tendance dans le contexte du changement climatique ou d'usage des sols.

Dans une dernière étape, les estimations spatialisées d'évapotranspiration effectuées avec l'imagerie ASTER et Landsat ont été utilisées conjointement avec l'humidité du sol mesurée pour appliquer le modèle TSVA-vigne sur les différents sites de mesures de la région d'étude, la méthode MCIP étant utilisée pour obtenir un jeu de paramètres optimisé et ainsi un suivi spatialisé du bilan hydrique. La comparaison des deux capteurs, avec des périodes d'acquisition de données différentes pendant la saison, a mis en évidence l'importance de l'utilisation conjointe de l'évapotranspiration et de l'humidité du sol pour calibrer correctement le modèle, et ce bien que l'évapotranspiration soit la composante la plus importante du bilan hydrique dans les conditions méditerranéennes. Dans un contexte de spatialisation du bilan hydrique, et en considérant la disponibilité des images ASTER et Landsat, cela peut être envisagé par un couplage avec des modèles hydrologiques distribués où à l'aide de l'imagerie microonde pour obtenir des estimations de l'humidité du sol à l'échelle régionale. Bien que l'information satellite dans le domaine des microondes permette seulement d'estimer l'humidité des premiers centimètres du sol, il a été montré que cette quantité est physiquement reliée à l'humidité de la zone racinaire par des processus de diffusion, laquelle peut être déduite par des méthodes comme l'assimilation de données.

En termes de perspectives futures, comme il a été déjà signalé, ce travail peut certainement être amélioré:

- À commencer d'abord par le modèle TSVA proprement dit, en développant une meilleure représentation physique de certains aspects liés à la structure en rangs de la vigne ou en reconsidérant certains paramètres auxquels le modèle est particulièrement sensible, mais tout en conservant son caractère parcimonieux.
- De plus, au-delà du coût de calcul élevé, la simulation du bilan hydrique pour une image satellite complète à haute résolution spatiale pourrait permettre d'estimer par inversion du modèle des paramètres physiques du sol, lesquels peuvent être comparés à des estimations obtenues par d'autres méthodes géostatistiques, mais aussi des paramètres de la végétation, vu que d'autres espèces que la vigne peuvent être considérées dans les simulations.
- Dans le cadre du développement d'une approche basée seulement sur la télédétection, l'exploration d'outils permettant d'estimer l'humidité du sol, tels que les données microondes, ouvrent des possibilités intéressantes pour la conception des missions futures. Certainement, des aspects tels que la vérification initiale des périodes de disponibilité des données optiques/infrarouge et microondes et de leur résolution spatiale est nécessaire. En outre, le couplage avec un modèle de transfert radiatif dans le visible-proche infrarouge et l'infrarouge thermique serait nécessaire afin d'obtenir les reflectances de surface correspondantes.
- D'un autre côté, les bons résultats obtenus en termes d'*ETR* avec l'approche

de modélisation permettent d'envisager de coupler le modèle TSVA, forcé avec des données *ETR* satellite, avec un modèle hydrologique distribué fournissant l'humidité du sol. Cela représente une perspective intéressante, de plus en plus explorée dans la recherche hydrologique actuelle.

- Dans une perspective des projections futures, des simulations utilisant un forçage climatique issu de scénarions futures pourraient être effectuées, après une définition correcte des paramètres au niveau spatial. Cela peut se faire en utilisant les anomalies des variables météorologiques (e.g.  $\Delta T$ ) obtenues sur le point de grille d'un modèle climatique correspondant au bassin de la Peyne. De cette façon on pourrait analyser la sensibilité de cultures telles que la vigne au changement climatique à long terme, au-delà de l'approche interannuelle développée dans le présent travail. Les projections futures concernant la réponse de la vigne en termes d'évapotranspiration en conditions pluviales pourraient être couplées avec un modèle de culture pour avoir de l'information sur les réponses en termes de production.

# Bibliographie

- Abrams, M. 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *Int. J. Remote Sens.* 21, 847–859.
- Abtew, W. and A. Melesse. 2013. Evaporation and evapotranspiration: measurements and estimations. Springer Science + Business Media, Dordrecht. 219p.
- Albertson, J.D., G.G. Katul and P. Wiberg. 2001. Relative importance of local and regional controls on coupled water, carbon, and energy fluxes. *Adv. Water Resour.* 24, 1103–1118.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration—guidelines for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome.
- Allen, R.G., M. Tasumi and R. Trezza. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) model. *J. Irrig. Drain. Eng.* 133, 380–394.
- Anderson, M.C. J.M. Norman, G.R. Diak, W.P. Kustas and J.R. Mecikalski. 1997. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 60, 195–216.
- Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes and A.A.M. Holtslag. 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land SEBAL. 1: formulation. *J. Hydrol.* 212–213, 198–212.
- Bastiaanssen, W.G.M., H. Pelgrum, J. Wang, Y. Ma, J. Moreno, G.J. Roerink and T. van der Wal. 1998b. The surface energy balance algorithm for land SEBAL. 2: validation. *J. Hydrol.* 212–213, 213–229.
- Bastidas, L.A., H.V. Gupta, S. Sorooshian, W.J. Shuttleworth and Z.L. Yang. 1999. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *J. Geophys. Res.* 104, 19481–19490.

- Bastidas, L.A., T.S. Hogue, S. Sorooshian, H.V. Gupta and W.J. Shuttleworth. 2006. Parameter sensitivity analysis for different complexity land surface models using multi-criteria methods. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 111, D20101, doi:10.1029/2005JD006377.
- Beal, D., F. Baret, C. Bacour and X.F. Gu. 2007. A method for aerosol correction from the spectral variation in the visible and near infrared. Application to the MERIS sensor. *Int. J. Remote Sens.* 28, 761–779.
- Berk, A., G.P. Anderson, P.K. Acharya, M.L. Hoke, J.H. Chetwynd, L.S. Bernstein, E.P. Shettle, M.W. Matthew and S.M. Adler-Golden. 2003. MODTRAN4 Version 3 Revision 1 USER'S MANUAL. In Hanscom Air Force Base. St, Bedford: Air Force Res. Lab.
- Best, M.J., M. Pryor, D.B. Clark, G.G. Rooney, R.L.H. Essery, C.B. Ménard, J.M. Edwards, M.A. Hendry, A. Porson, N. Gedney, L.M. Mercado, S. Sitch, E. Blyth, O. Boucher, P.M. Cox, C.S.B Grimmond and R.J. Harding. 2011. The joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description–Part 1: energy and water fluxes. *Geosci. Model Dev.* 4, 677–699.
- Beven, K.J. and A.M. Binley. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.* 6, 279–298.
- Beven, K.J. 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Water Resour.* 16, 41–51.
- Beven, K.J. 2005. On the concept of model structural error. *Water Sci. Technol.* 52, 167–175.
- Bonan, G.B. 2008. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science.* 320, 1444–1449.
- Boni, G., D. Entekhabi and F. Castelli. 2001. Land data assimilation with satellite measurements for the estimation of surface energy balance components and surface control on evaporation. *Water Resour. Res.* 37, 1713–1722.
- Boulet, G., A. Chehbouni, I. Braud and M. Vauclin. 1999. Mosaic versus dual source approaches for modelling the surface energy balance of a semi-arid land. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 3, 247–258.
- Boulet, G., A. Chehbouni, I. Braud, B. Douchemin and A. Lakhal. 2004. Evaluation of a two-stage evaporation approximation for contrasting vegetation cover. *Water Resour. Res.* Vol. 40, W12507, doi:10.1029/2004WR003212.
- Boulet, G., A. Olioso, E. Ceschia, O. Marloie, B. Coudert, V. Rivalland, J. Chirouze and G. Chehbouni. 2012. An empirical expression to relate aerodynamic and surface temperatures for use within single-source energy balance models. *Agr. Forest Meteorol.* 161,

Box, G.E.P. and G.M. Jenkins. 1976. Time series analysis: forecasting and control. Holden-Day, San Francisco, CA.

Boyle, D.P., H.V. Gupta and S. Sorooshian. 2000. Toward improved calibration of hydrologic models: combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resour. Res.* 36, 3663–3674.

Braud, I., A.C. Dantas-Antonino, M. Vauclin, J.L. Thony and P. Ruelle. 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J. Hydrol.* 166, 213–250.

Braud, I., F. Tilmant, R. Samié and I. Le Goff. 2013. Assessment of the SiSPAT SVAT model for irrigation estimation in South-East France. *Proc. Environ. Sci.* 19, 747–756.

Brenner, A.J. and L.D. Incoll. 1997. The effect of clumping and stomatal response on evaporation from sparsely vegetated shrublands. *Agr. Forest Meteorol.* 84, 187–205.

Brutsaert, W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.* 11, 742–744.

Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso and J.-P. Wigneron. 1998. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. For. Meteorol.* 92, 73–95.

Camporese, M., C. Paniconi, M. Putti and S. Orlandini. 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resour. Res.* Vol. 46, doi:10.1029/2008WR007536.

Caparrini, F., F. Castelli and D. Entekhabi. 2003. Mapping of land-atmosphere heat fluxes and surface parameters with remote sensing data. *Boun.-Lay. Meteorol.* 107, 605–633.

Caparrini, F., F. Castelli and D. Entekhabi. 2004a. Estimation of surface turbulent fluxes through assimilation of radiometric surface temperature sequences. *J. Hydrometeorol.* 5, 145–159.

Caparrini, F., F. Castelli and D. Entekhabi. 2004b. Variational estimation of soil and vegetation turbulent transfer and heat flux parameters from sequences of multisensor imagery. *Water Resour. Res.* Vol. 40, W12515, doi:10.1029/2004WR003358.

Cariboni J., D. Galtelli, R. Liska and A. Saltelli. 2007. The role of sensitivity analysis in ecological modelling. *Ecol. Model.* 203, 167–182.

- Carlson, T.N., W.J. Capehart and R.R. Gillies. 1995a. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sens. Environ.* 54, 161–167.
- Carlson, R., R. Gillies and T.J. Schmugge. 1995b. An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Agr. Forest Meteorol.* 77, 191–205.
- Cayrol, P., L. Kergoat, S. Moulin, G. Dedieu and A. Chehbouni. 2000. Calibrating a coupled SVAT-Vegetation growth model with remotely sensed reflectance and surface temperature—a case study for the HAPEX-Sahel grassland sites. *J. Appl. Meteorol.* 39, 2452–2472.
- Chandrasekhar, S. 1960. Radiative Transfer. Dover Publications Inc. p. 393.
- Chen, F. and J. Dudhia. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.* 129, 569–585.
- Chirouze, J., G. Boulet, L. Jarlan, R. Fieuzal, J.C. Rodriguez, J. Ezzahar, S. Er-Raki, G. Bigeard, O. Merlin, J. Garatuza-Payan, C. Watts and G. Chehbouni. 2014. Intercomparison of four remote-sensing-based energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 1165–1188.
- Choudhury, B.J. and J.L. Monteith. 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 114, 373–398.
- Choudhury, B.J., N.U. Ahmed, S.B. Idso, R.J. Reginato and C.S.T. Daughtry. 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indexes studied by model simulations. *Remote Sens. Environ.* 50, 1–17.
- Clapp, R.B. and G.M. Hornberger. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 14, 601–604.
- Cleugh, H.A., R. Leuning, Q. Mu and S.W. Running. 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sens. Environ.* 106, 285–304.
- Clothier, B. 1986. Estimation of soil heat flux from a net radiation during the growth of alfalfa. *Agr. Forest Meteorol.* 37, 319–329.
- Coudert, B., C. Ottlé, B. Boudevillain, J. Demarty and P. Guillevic. 2006. Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual-source SVAT model. *J. Hydrometeorol.* 7, 404–420.
- Coudert, B., C. Ottlé and X. Briottet. 2008. Monitoring land surface processes with thermal infrared data: calibration of SVAT parameters based on the optimisation of diurnal

---

surface temperature cycling features. *Remote Sens. Environ.* 112, 872–887.

Coulouma, G. 2008. Carte des sols de la basse vallée de la peyne, échelle 1/25000<sup>ème</sup>. Tech. rep., INRA, IRD, Montpellier Supagro.

Courault, D., B. Seguin and A. Olioso. 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrig. Drain. Syst.* 19, 223–249.

Courault, D., F. Jacob, V. Benoit, M. Weiss, O. Marloie, J.F. Hanocq, E. Fillol, A. Olioso, D. Dedieu, P. Gouaux, M. Gays and A. French. 2009. Influence of agricultural practices on micrometeorological spatial variations at local and regional scales. *Int. J. Remote Sens.* 30, 1183–1205.

Crosson, W.L., C.A. Laymon, R. Inguva and M.P. Schamschula. 2002. Assimilating remote sensing data in a surface flux-soil moisture model. *Hydrol. Process.* 16, 1645–1662.

Crow, W.T. and W.P. Kustas. 2005. Utility of assimilating surface radiometric temperature observations for evaporative fraction and heat transfer coefficient retrieval. *Boun.-Lay. Meteorol.* 115, 105–130.

Crow, W.T., F. Li and W.P. Kustas. 2005. Intercomparison of spatially explicit models for predicting surface energy flux patterns during the 2002 SMACEX field experiment. *J. Hydrometeorol.* 6, 941–953.

Crow, W.T., W.P. Kustas and J.H. Prueger. 2008. Monitoring root-zone soil moisture through the assimilation of a thermal remote sensing-based soil moisture proxy into a water balance model. *Remote Sens. Environ.* 112, 1268–1281.

Dai, Y., X. Zeng, R.E. Dickinson, I. Baker, G.B. Bonan, M.G. Bosilovich, A.S. Denning, P.A. Dirmeyer, P.R. Houser, G. Niu, K.W. Oleson, C.A. Schlosser and Z.-L. Yang. 2003. The Common Land Model. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 84, 1013–1023.

de Vos, N.J. and T.H.M. Rientjes. 2007. Multi-objective performance comparison of an artificial neural network and a conceptual rainfall-runoff model. *Hydrol. Sci. J.* 52, 397–413.

Deardorff, J. W. 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 83, 1889–1903.

Decharme, B., A. Boone, C. Delire and J. Noilhan. 2011. Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedo-transfer functions. *J. Geophys. Res.-Atmos.* Vol. 116, D20126, doi:10.1029/2011JD016002.

Demarty, J. 2001. Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de



la parcelle dans le cadre de l'expérience Alpilles ReSeDA. Thèse de Doctorat, Université Paris 7 – Denis Diderot. 220pp.

Demarty, J., C. Ottlé, I. Braud, A. Olioso, J.P. Frangi, L.A. Bastidas and H.V. Gupta. 2004. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *J. Hydrol.* 287, 214–236.

Demarty, J., C. Ottlé, I. Braud, A. Olioso, J.P. Frangi, H.V. Gupta and L.A. Bastidas. 2005. Constraining a physically based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resour. Res.* Vol. 41, W01011, doi:10.1029/2004WR003695.

Denmead, O.T. and E.F. Bradley. 1985. Flux-gradient relationships in a forest canopy. In: Hutchinson, B.A. and B.B. Hicks (Eds). *The Forest-Atmosphere Interaction*. pp. 421–442.

D'heygere, T., P.L.M. Goethals and N. De Pauw. 2006. Genetic algorithms for optimisation of predictive ecosystems models based on decision trees and neural networks. *Ecol. Model.* 195, 20–29.

Dijk, A.V., A. Moene and H.D. Bruin. 2004. The principle of surface flux physics: theory, practice and description of the ecpack library. Tech. rep., Internal Report 2004/1, Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands. 99p.

Duan, Q., S. Sorooshian and V.K. Gupta. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.* 28, 1015–1031.

Eagleson, P.S. 2002. *Ecohydrology: Darwinian expression of vegetation form and function*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K. 496 pp.

Efstratiadis, A. and D. Koutsoyiannis. 2010. One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: a review. *Hydrol. Sci. J.* 55, 58–78.

Entekhabi, D. 1994. A simple model of hydrologic cycle and climate: 1. Model construct and sensitivity to land surface boundary. *Adv. Water Resour.* 17, 79–91.

Esmaili, S., N.R. Thomson, B.A. Tolson, B.J. Zebarth, S.H. Kuchta and D. Neilsen. 2014. Quantitative global sensitivity analysis of the RZWQM to warrant a robust and effective calibration. *J. Hydrol.* 511, 567–579.

Famiglietti, J.S. and E.F. Wood. 1994. Multiscale modelling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res.* 30, 3061–3078.

Feng, M., J.O. Sexton, C. Huang, J.G. Masek, E.F. Vermote, F. Gao, R. Narasimhan, S. Channan, R.E. Wolfe and J.R. Townshend. 2013. Global surface reflectance products

---

from Landsat: Assessment using coincident MODIS observations. *Remote Sens. Environ.* 134, 276–293.

Finnigan, J.J. 1985. Turbulent transport in flexible canopies. In: Hutchinson, B.A. and B.B. Hicks (Eds). *The Forest-Atmosphere Interaction*. pp. 443–480.

Fisher, J.B., K.P. Tu and D.D. Baldocchi. 2008. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sens. Environ.* 112, 901–919.

Fischer, E., D. Lawrence and B. Sanderson. 2011. Quantifying uncertainties in projections of extremes—a perturbed land surface parameter experiment. *Clim. Dyn.* 37, 1381–1398.

Flores, A.N., R.L. Bras and D. Entekhabi. 2012. Hydrologic data assimilation with a hillslope scale-resolving model and L band radar observations: synthetic experiments with the ensemble Kalman filter. *Water Resour. Res.* Vol. 48, W08509, doi:10.1029/2011WR011500.

Francone, C., C. Cassardo, R. Richiardone and R. Confalonieri. 2012. Sensitivity analysis and investigation of the behaviour of the UTOPIA Land-Surface Process Model: A case study for vineyards in Northern Italy. *Boun.-Lay. Meteorol.* 144, 419–430.

Franks, S.W. and K.J. Beaven. 1999. Conditioning a multiple-patch SVAT model using uncertain time-space estimates of latent heat fluxes as inferred from remotely sensed data. *Water Resour. Res.* 35, 2751–2761.

French A.N., F. Jacob, M.C. Anderson, W.P. Kustas, W. Timmermans and A. Gieske. 2005. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sens. Environ.* 99, 55–65.

Galleguillos, M. 2010. Spatialisation du statut hydrique de la vigne sur un bassin versant méditerranéen par télédétection dans le domaine optique. Thèse de Doctorat, Montpellier SupAgro. 264 p.

Galleguillos, M., F. Jacob, L. Prévot, P. Lagacherie and S. Liang. 2011a. Mapping daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed. *IEEE T. Geosci. Remote.* 8, 168–172.

Galleguillos, M., F. Jacob, L. Prévot, P. Lagacherie and A. French. 2011b. Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. *Remote Sens. Environ.* 115, 1326–1340.

Garratt, J.R. 1994. *The atmospheric boundary layer*. New York: Cambridge University Press. 316pp.

- Gentine, P., D. Entekhabi, A. Chehbouni, G. Boulet and B. Duchemin. 2007. Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agr. Forest Meteorol.* 143, 13–29.
- Gharari, S., M. Hrachowitz, F. Fenicia and H.H.G. Savenije. 2013. An approach to identify time consistent model parameters: sub-period calibration. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 149–161.
- Gillespie, A., S. Rokugawa, T. Matsunaga, S. Cothorn, S. Hook and A. Kahle. 1998. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) images. *IEEE T. Geosci. Remote.* 36, 1113–1126.
- Gonzalez-Dugo, M.P., C.M.U. Neale, L. Mateos, W.P. Kustas, J.H. Prueger, M.C. Anderson and F. Li. 2009. A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration. *Agric. For. Meteorol.* 149, 1843–1853.
- Gowda, P.H., J.L. Chavez, P.D. Colaizzi, S.R. Evett, T.A. Howell and J.A. Tolck. 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrig. Sci.* 26, 223–237.
- Guillevic, P.C., J.L. Privette, B. Coudert, M.A. Palecki, J. Demarty, C. Ottlé and J.A. Augustine. 2012. Land Surface Temperature product validation using NOAA's surface climate observation networks—scaling methodology for the Visible Infrared Imager Radiometer Suite (VIIRS). *Remote Sens. Environ.* 124, 282–298.
- Guix-Hébrard, N. M. Voltz, W. Trambouze, F.G.J. Gaudillère and P. Lagacherie. 2007. Influence of watertable depths on the variation of grapevine water status at the landscape scale. *Eur. J. Agron.* 27, 187–196.
- Guo, J., J. Zhou, Q. Zou, Y. Liu and L. Song. 2013. A novel multi-objective shuffled complex differential evolution algorithm with application to hydrological model parameter optimization. *Water Res. Manage.* 27, 2923–2946.
- Gupta, H.V., S. Sorooshian and P.O. Yapo. 1998. Toward improved calibration of hydrologic models: multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resour. Res.* 34, 751–763.
- Gupta, H.V., L.A. Bastidas, S. Sorooshian, J.W. Shuttleworth and Z.L. Yang. 1999. Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. *J. Geophys. Res.* 104, 19491–19503.
- Guswa, A.J., M.A. Celia and I. Rodriguez-Iturbe. 2002. Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: a comparative study. *Water Resour. Res.* Vol. 38, NO. 9, 1166, doi:10.1029/2001WR000826.

---

Hofstra, N., M. Haylock, M. New, P. Jones and C. Frei. 2008. Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data. *J. Geophys. Res.* Vol. 113, D21110, doi:10.1029/2008JD010100.

Houser, P.R., G. De Lannoy and J.P. Walker. 2010. Land surface data assimilation. *In: Lahoz, W., B. Khatatov and R. Menard (Eds.). Data assimilation: making sense of observations.* Springer, The Netherlands, 2010, 732pp.

Ivanov, V.Y., R.L. Bras and E.R. Vivoni. 2008. Vegetation-hydrology dynamics in complex terrain of semiarid areas: 1. A mechanistic approach to modeling dynamic feedbacks. *Water Resour. Res.* Vol. 44, W03429, doi:10.1029/2006WR005588.

Jackson, R.D., R.J. Reginato and S.B. Idso. 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.* 13, 651–656.

Jacob, F. 2005. Spatialisation des flux d'énergie de surface par télédétection optique à haute résolution spatiale. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Toulouse III, 100 pages.

Jacob, F., A. Olioso, M. Weiss, F. Baret and O. Hautecoeur. 2002a. Mapping short-wave albedo of agricultural surfaces using airborne POLDER data. *Remote Sens. Environ.* 80, 36–46.

Jacob, F., T. Schmugge, K. Ogawa, J. French and J. Ritchie 2002b. The potentialities of ASTER to retrieve radiative properties over semi-arid regions. *In: J. Sobrino (ed.), Proceedings of the First International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, September 2002, Valencia, Spain, pp. 913–920.*

Jakeman A.J., R.A. Letcher and J.P. Norton. 2006. Ten iterative steps in development and evaluation of environmental models. *Environ. Model. Softw.* 21, 602–614.

Jhorar, R.K., A.A.M.F.R. Smit, W.G.M. Bastiaanssen and C.W.J. Roest. 2011. Calibration of a distributed irrigation water management model using remotely sensed evapotranspiration rates and groundwater heads. *Irrig. Drain.* 60, 57–69.

Jiménez, C., C. Prigent and F. Aires. 2009. Toward an estimation of global land surface heat fluxes from multisatellite observations. *J. Geophys. Res.* 114, D06305, doi.org/10.1029/2008JD011392.

Jones, A.S., I.C. Guch and T.H. von der Haar. 1998. Data assimilation of satellite-derived heating rates as proxy soil wetness data into a regional atmospheric model. Part: I: methodology. *Mon. Wea. Rev.* 126, 634–645.

Jones, H.G. 2014. Plants and microclimate: a quantitative approach to environmental plant physiology. (3rd edition). Cambridge University Press. 423pp.

- Juang, J.-Y., G.G. Katul, M.B. Siqueira, P.C. Stoy and H.R. McCarthy. 2008. Investigating a hierarchy of Eulerian closure models for scalar transfer inside forested canopies. *Boun.-Lay. Meteorol.* 128, 1–32.
- Kääb A., C. Huggel, F. Paul, R. Wessels, B. Raup, H. Kieffer and J. Kargel. 2003. Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications. Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, Bern. 2, 43-53.
- Kalma, J.D., T.R. McVicar and M.F. McCabe. 2008. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surv. Geophys.* 29, 421–469.
- Kalnay, and Co-authors, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 77, 437–471.
- Katul, G.G. and J.D. Albertson. 1999. Modeling CO<sub>2</sub> sources, sinks, and fluxes within a forest canopy. *J. Geophys. Res.* 104, 6081–6091.
- Katul, G.G., R. Oren, D. Ellsworth, C.I. Hsieh, N. Phillips and K. Lewin. 1997. A Lagrangian dispersion model for predicting CO<sub>2</sub> sources, sinks, and fluxes in a uniform loblolly pine (*Pinus taeda* L.) stand. *J. Geophys. Res.* 102, 9309–9321.
- Katul, G.G., R. Oren, S. Manzoni, C. Higgins and M. B. Parlange. 2012. Evapotranspiration: a process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *Rev. Geophys.* 50, 1–25.
- Khu, S.T. and H. Madsen. 2005. Multiobjective calibration with Pareto preference ordering: an application to rainfall-runoff model calibration. *Water Resour. Res.* Vol. 41, W03004, doi:10.1029/2004WR003041.
- Kirchner, J.W. 2006. Getting the right answers for the right reasons: linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resour. Res.* 42, W03S04, doi:10.1029/2005WR004362.
- Kuppel, S., P. Peylin, F. Chevallier, C. Bacour, F. Maignan and A.D. Richardson. 2012. Constraining a global ecosystem model with multi-site eddy-covariance data. *Biogeosciences.* 9, 3757–3776.
- Kustas, W.P. and J.M. Norman. 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrol. Sci. J.* 41, 495–516.
- Kustas, W.P., B.J. Choudhury, M.S. Moran, R.J. Reginato, R.D. Jackson, L.M. Gay and H.L. Weaver. 1989. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agr. Forest Meteorol.* 44, 197–216.

- 
- Lai, C.T., G.G. Katul, D. Ellsworth and R. Oren. 2000. Modelling vegetation-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange by a coupled Eulerian-Lagrangian approach. *Boun.-Lay. Meteorol.* 95, 91–122.
- Lhomme, J.P. 1988. A generalized combination equation derived from a multi-layer micrometeorological model. *Boun.-Lay. Meteorol.* 45, 103–115.
- Lhomme, J.P., A. Chehbouni and B. Monteny. 2000. Sensible heat flux–radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: Parameterizing  $B^{-1}$ . *Boun.-Lay. Meteorol.* 97, 431–457.
- Li, F., T.J. Jackson, W.P. Kustas, T.J. Schmugge, A.N. French, M.H. Cosh and R. Bindlish. 2004. Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote Sens. Environ.* 92, 521–534.
- Li, F., W.P. Kustas, M.C. Anderson, J.H. Prueger and R.L. Scott. 2008. Effect of remote sensing spatial resolution on interpreting tower-based flux observations. *Remote Sens. Environ.* 112, 337–349.
- Li, Z.-L., R. Tang, Z. Wan, Y. Bi, C. Zhou, B. Tang, G. Yan and X. Zhang. 2009. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors.* 9, 3801–3853.
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. I Algorithms. *Remote Sens. Environ.* 76, 213–238.
- Liang, S. 2004. Quantitative remote sensing of land surfaces. Hoboken, Wiley. 560 pp.
- Liu, Y., L.A. Bastidas, H.V. Gupta and S. Sorooshian. 2003. Impacts of a parameterization deficiency on off-line and coupled land-surface model simulations. *J. Hydrometeorol.* 4, 901–914.
- Liu, Y., H.V. Gupta, S. Sorooshian and L.A. Bastidas. 2004. Exploring parameter sensitivities of the land surface using a locally coupled land-atmosphere model. *J. Geophys. Res.* D21101, doi:10.1029/2004JD004730.
- Ludwig, R. and W. Mauser. 2000. Modelling catchment hydrology within a GIS based SVAT-model framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4, 239–249.
- Madsen, H. 2003. Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. *Adv. Water Resour.* 26, 205–216.
- Mahfouf, J.-F. and J. Noilhan. 1991. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in-situ data. *J. Appl. Meteorol.* 30, 1354–1365.



Mallick, K., A. Jarvis, J.B. Fisher, K.P. Tu, E. Boegh and D. Niyogi. 2013. Latent heat flux and canopy conductance based on Penman-Monteith, Priestley-Taylor equation, and Bouchet's complementary hypothesis. *J. Hydrometeorol.* 14, 419–442.

Margulis, S.A., J. Kim and T. Hogue. 2005. A comparison of the triangle retrieval and variational data assimilation methods for surface turbulent flux estimation. *J. Hydrometeorol.* 6, 1063–1072.

Massmann, C. and H. Holzmann. 2012. Analysis of the behavior of a rainfall-runoff model using three global sensitivity analysis methods evaluated at different temporal scales. *J. Hydrol.* 475, 97–110.

Mauser, W. and S. Schädlich. 1998. Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *J. Hydrol.* 212, 250–267.

McVicar, T.R., T.G. Van Niel, L. LingTao, L.F. Hutchinson, M. XingMin and L. Zhi-Hong. 2007. Spatially distributing monthly reference evapotranspiration and pan evaporation considering topographic influences. *J. Hydrol.* 338, 196–220.

Mecikalski, J.R., G.R. Diak, M.C. Anderson and J.M. Norman. 1999. Estimating fluxes on continental scales using remotely sensed data in an atmospheric-land exchange model. *J. Appl. Meteorol.* 38, 1352–1369.

Meijerink, A.M.J., A.S.M. Gieske and D. Vekerdy. 2005. Surface energy balance using satellite data for the water balance of a traditional irrigation wetland system in SW Iran. *Irrig. Drain. Syst.* 19, 89–105.

Menenti, M., W. Bastiaanssen, D. van Eick and M.A. Abd el Karim. 1989. Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map actual evaporation of groundwater. *Adv. Space Res.* 9, 165–176.

Menenti, M. and B.J. Choudhury. 1993. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. In: Bolle, H.J., R.A. Feddes and J.D. Kalma (Eds.) *Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales*. Yokohama, IAHS.

Merlin, O., J. Chirouze, A. Olioso, L. Jarlan, G. Chehbouni and G. Boulet. 2014. An image-based four-source surface energy balance model to estimate crop evapotranspiration from solar reflectance/thermal emission data (SEB-4S). *Agr. Forest Meteorol.* 184, 188–203.

Monsivais-Huertero, A., W.D. Graham, J. Judge and D. Agrawal. 2010. Effect of simultaneous state-parameter estimation and forcing uncertainties on root-zone soil moisture for dynamic vegetation using EnKF. *Adv. Water Resour.* 33, 468–484.



- 
- Montaldo, N. and J.D. Albertson. 2001. On the use of the Force–Restore SVAT model formulation for stratified soils. *J. Hydrometeorol.* 2, 571–578.
- Monteith, J. L. 1965. Evaporation and the environment, in: *The State and Movement of Water in Living Organisms* (Ed. Fogg, G.E.). 19th Symposium of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 205–234.
- Monteith, J.L. and M.H. Unsworth. 2008. *Principles of environmental physics*. Third Edition. Elsevier Inc., Burlington, MA, USA. 418pp.
- Montzka, C., V.R.N. Pauwels, H.-J.H. Franssen, X. Han and H. Vereecken. 2012. Multivariate and multiscale data assimilation in terrestrial systems: a review. *Sensors*. 12, 16291–16333.
- Moradkhani, H. and S. Sorooshian. 2008. General review of rainfall-runoff modeling: Model calibration, data assimilation, and uncertainty analysis. *In: Hydrological modeling and water cycle, coupling of the atmospheric and hydrological models*. Springer, Water Science and Technology Library, Volume 63, pp 1–23.
- Moradkhani, H., S. Sorooshian, H.V. Gupta and P.R. Houser. 2005. Dual state-parameter estimation of hydrological models using ensemble kalman filter. *Adv. Water Resour.* 28, 135–147.
- Newlands, N.K, A. Davidson, A. Howard and H. Hill. 2011. Validation and inter-comparison of three methodologies for interpolating daily precipitation and temperature across Canada. *Environmetrics*. 22, 205–223.
- Niu, G.-Y., Z.-L. Yang, K.E. Mitchell, F. Chen, M.B. Ek, M.J. Barlage, A. Kumar, K.W. Manning, D. Niyogi, E. Rosero, M. Tewari and Y. Xia. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 116, D12109, doi: 10.1029/2010JD015139.
- Noilhan, J. and S. Planton. 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.* 117, 536–549
- Norman, J.M., W.P. Kustas and K.S. Humes. 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agr. Forest Meteorol.* 77, 263–293.
- Norman, J.M., W.P. Kustas, J.H. Prueger and G.R. Diak. 2000. Surface flux estimation using radiometric temperature: a dual-temperature-difference method to minimize measurement errors. *Water Resour. Res.* 36, 2263–2274.

Norman, J.M., M.C. Anderson and W.P. Kustas. 2006. Are single-source, remote-sensing surface-flux models too simple?. *In: D'Urso, G., M.A. OsannJochum and J. Moreno (Eds.). Earth observation for vegetation monitoring and water management.* American Institute of Physics, Melville, New York, USA. pp. 170-177.

Olioso, A., H. Chauki, D. Courault and J.-P. Wigneron. 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sens. Environ.* 68, 341–356.

Olioso A., I. Braud, C. Chanzy, D. Courault, J. Demarty, L. Kergoat, E. Lewan, C. Ottlé, L. Prévot, W. Zhao, J.-C. Calvet, P. Cayrol, R. Jongschaap, S. Moulin, J. Noilhan and J.-P. Wigneron. 2002. SVAT modeling over the Alpilles-ReSeDA experiment: comparing SVAT models over wheat fields. *Agronomie.* 23, 651–668.

Olioso, A., Y. Inoue, S. Ortega-farias, J. Demarty, J.-P.Wigneron, I. Braud, F. Jacob, P. Lecharpentier, C. Ottlé, J.-C.Calvet and N. Brisson. 2005. Future directions for advanced evapotranspiration modeling: assimilation of remote sensing data into crop simulation models and SVAT models. *Irrig. Drain. Syst.* 19, 377–412.

Overgaard, J., D. Rosbjerg and M.B. Butts. 2006. Land-surface modelling in hydrological perspective—a review. *Biogeosciences.* 3, 229–241.

Pahlevan, N. and J.R. Schott. 2012. Characterizing the relative calibration of Landsat-7 (ETM+) visible bands with Terra (MODIS) over clear waters: the implications for monitoring water resources. *Remote Sens. Environ.* 125, 167–180.

Pellenq, J. and G. Boulet. 2004. A methodology to test the pertinence of remote-sensing data assimilation into vegetation models for water and energy exchange at the land surface. *Agronomie.* 24, 197–204.

Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. Lond. A.* 193, 120–146.

Pipunic, R.C., J.P. Walker and A. Western. 2008. Assimilation of remotely sensed data for improved latent and sensible heat flux prediction: a comparative synthetic study. *Remote Sens. Environ.* 112, 1295–1305.

Pitman, A.J. 2003. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *Int. J. Climatol.* 23, 479–510.

Pollacco, J.A.P., B.P. Mohanty and A. Efstratiadis. 2013. Weighted objective function selector algorithm for parameter estimation of SVAT models with remote sensing data. *Water Resour. Res.* Vol. 49, 1–20, doi:10.1002/wrcr.20554.

Qin, H. J. Zhou, Y. Lu, Y. Wang and Y. Zhang. 2010. Multi-objective differential evolu-

---

tion with adaptive Cauchy mutation for short-term multi-objective optimal hydro-thermal scheduling. *Energ. Convers. Manage.* 51, 788–794.

Raupach, M.R. 1989. Applying Lagrangian fluid mechanics to infer scalar source distributions from concentration profiles in plant canopies. *Agric. For. Meteorol.* 47, 85–108.

Raupach, M.R., O.T. Denmead and F.X. Dunin. 1992. Challenges in linking atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations to fluxes at local and regional scales. *Aust. J. Bot.* 40, 697–716.

Reichle, R.H. 2008. Data assimilation methods in the Earth sciences. *Adv. Water Resour.* 31, 1411–1418.

Reichle, R.H., D. Entekhabi and D.B. McLaughlin. 2001a. Downscaling of radio brightness measurements for soil moisture estimation: a four-dimensional variational data assimilation approach. *Water Resour. Res.* 37, 2353–2364.

Reichle, R.H., D.B. McLaughlin and D. Entekhabi. 2001b. Variational data assimilation of microwave radiobrightness observations for land surface hydrology applications. *IEEE T. Geosci. Remote.* 39, 1708–1718.

Richards, L. 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *J. Appl. Phys.* 1, 318–333.

Ridler, M.A., I. Sandholt, M. Butts, S. Lerer, E. Mougin, F. Timouk, L. Kergoat and H. Madsen. 2012. Calibrating a soil–vegetation–atmosphere transfer model with remote sensing estimates of surface temperature and soil surface moisture in a semi arid environment. *J. Hydrol.* 436–437, 1–12.

Rietkerk, M., V. Brovkin, P.M. van Bodegom, M. Claussen, S.C. Dekker, H.A. Dijkstra, S.V. Goryachkin, P. Kabat, E.H. van Nes, A.-M. Neutel, S.E. Nicholson, C. Nobre, V. Petoukhov, A. Provenzale, M. Scheffer and S.I. Seneviratne. 2011. Local ecosystem feedbacks and critical transitions in the climate. *Ecol. Complex.* 8, 223–228.

Roerink, G.J., Z. Su and M. Menenti. 2000. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth Pt. B.* 25, 147–157.

Rosenzweig, C. and F. Abramopoulos. 1997. Land-surface model development for the GISS GCM. *J. Climate.* 10, 2040–2054.

Rouse, J.W., R.H. Haas, J. Schell, D. Deering and J. Harlan. 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. Tech. rep., NASA/GSFC, Type III, Final Report, Greenbelt, MD, USA, pp. 1–371.

Sabater, J.M., L. Jarlan, J.-C. Calvet, F. Bouyssel and P. de Rosnay. 2007. From near surface to root zone soil moisture using different assimilation techniques. *J. Hydrometeo-*

rol. 8, 194–206.

Sabater, J., C. Rudiger, J.-C. Calvet, N. Fritz, L. Jarlan and Y. Kerr. 2008. Joint assimilation of surface soil moisture and LAI observations into a land surface model. *Agr. Forest Meteorol.* 148, 1362–1373.

Saltelli, A., S. Tarantola and F. Campolongo. 2000. Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Stat. Sci.* 15, 377–395.

Saltelli, A., P. Annoni, I. Azzini, F. Campolongo, M. Ratto and S. Tarantola. 2010. Variance based sensitivity analysis of model output: design and estimator for the total sensitivity index. *Comput. Phys. Commun.* 181, 259–270.

Santanello Jr., J.A. and M.A. Friedl. 2003. Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. *J. Appl. Meteorol.* 42, 851–862.

Saux-Picart, S., C. Ottlé, A. Perrier, B. Decharme, B. Coudert, M. Zribi, N. Boulain, B. Cappelaere and D. Ramier. 2009. SEtHyS Savannah: a multiple source landsurface model applied to Sahelian landscapes. *Agr. Forest Meteorol.* 149, 1421–1432.

Saux-Picart, S., C. Ottlé, B. Decharme, C. André, M. Zribi, A. Perrier, B. Coudert, N. Boulain, B. Cappelaere, L. Descroix and D. Ramier. 2009. Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *J. Hydrol.* 375, 287–295.

Schroeder, T.A., W.B. Cohen, C. Song, M.J. Canty and Z. Yang. 2006. Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon. *Remote Sens. Environ.* 103, 16–26.

Schuermans, J.M., P.A. Troch, A.A. Veldhuizen, W.G.M. Bastiaanssen and M.F.P. Bierkens. 2003. Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model. *Adv. Water Resour.* 26, 151–159.

Schuermans, J.M., F.C. van Geer and M.F.P. Bierkens. 2011. Remotely sensed latent heat fluxes for model error diagnosis: a case study. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 759–769.

Seguin, B. and B. Itier. 1983. Using midday surface temperatures to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.* 4, 371–383.

Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud and A. Dalcher. 1986. A Simple Biosphere Model (SIB) for use within General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.* 43, 505–531.

Sellers, P.J., R.E. Dickinson, D.A. Randall, A.K. Betts, F.G. Hall, J.A. Berry, G.J. Collatz, A.S. Denning, H.A. Mooney, C.A. Nobre, N. Sato, C.B. Field and A. Henderson-Sellers. 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the

---

atmosphere. *Science*. 275, 502–509.

Senay, G.B., M. Budde, J.P. Verdin and A.M. Melesse. 2007. A coupled remote sensing and simplified energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields special issue: remote sensing of natural resources and the environment. *Sensors*. 7, 979–1000.

Senay, G.B., M. Budde and J.P. Verdin. 2011. Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) approach for estimating landscape ET: validation with the METRIC model. *Agric. Water Manage.* 98, 606–618.

Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky and A.J. Teuling. 2010. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: a review. *Earth Sci. Rev.* 99, 125–161.

Shi, Y., K.J. Davis, F. Zhang, C.J. Duffy and X. Yu. 2014. Parameter estimation of a physically based land surface hydrologic model using the ensemble Kalman filter: a synthetic experiment. *Water Resour. Res.* 50, 706–724.

Shuttleworth, W.J. and J.S. Wallace. 1985. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 839–855.

Shuttleworth, J. and R. Gurney. 1990. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 116, 497–519.

Sibson, R. 1981. A brief description of natural neighbour interpolation. In: Barnett, V. *Interpreting multivariate data*. pp. 21–36. John Wiley and Sons, Chichester, UK.

Singh, V.P. 1995. Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, Highlands Ranch, Colorado.

Singh, A. and B.S. Minsker. 2008. Uncertainty-based multiobjective optimization of groundwater remediation design. *Water Resour. Res.* 44, W02404, doi:10.1029/2005WR004436.

Sini, F., G. Boni, F. Caparrini and D. Entekhabi. 2008. Estimation of large-scale evaporation fields based on assimilation of remotely sensed land temperature. *Water Resour. Res.* Vol. 44, W06410, doi:10.1029/2006WR005574.

Sorooshian, S., Q. Duan and V. K. Gupta. 1993. Calibration of rainfall-runoff models: application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model. *Water Resour. Res.* 29, 1185–1194.

Spear, R.C., T.M. Grieb and N. Shang. 1994. Parameter uncertainty and interaction in complex environmental models. *Water Resour. Res.* 30, 3159–3169.

- Stewart, J.B., W.P. Kustas, K.S. Humes, W.D. Nichols, M.S. Moran and H.A.R. de Bruin. 1994. Sensible heat flux–radiometric surface temperature relationships for eight semi–arid areas. *J. Appl. Meteorol.* 33, 1110–1117.
- Stoy, P.C., G.G. Katul, M.B. Siqueira, J.Y. Juang, H.R. McCarthy, H.S. Kim, A.C. Oishi and R. Oren. 2005. Variability in net ecosystem exchange from hourly to inter-annual time scales at adjacent pine and hardwood forests: a wavelet analysis. *Tree Physiol.* 25, 887–902.
- Tang, H. and Z.-L. Li. 2014. Quantitative remote sensing in thermal infrared: theory and applications. Springer Remote Sensing/Photogrammetry, Springer–Verlag Berlin Heidelberg, 298p.
- Tang, Y., P. Reed and T. Wagener. 2006. How effective and efficient are multiobjective evolutionary algorithms at hydrologic model calibration?. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 289–307.
- Tang, R., Z.-L. Li and B. Tang. 2010. An application of the Ts-VI method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sens. Environ.* 114, 540–551.
- Teixeira, A.D.C., W.G.M. Bastiaanssen, M.D. Ahmad and M.G. Bos. 2009. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Sao Francisco River basin, Brazil: Part A: calibration and validation. *Agr. Forest Meteorol.* 149, 462–476.
- Temblay, M. and D. Wallach. 2004. Comparison of parameter estimation methods for crop models. *Agronomie.* 24, 351–365.
- Thom, A.S. 1971. Momentum absorption by vegetation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 97, 414–428.
- Timmermans, W.J., W.P. Kustas, M.C. Anderson and A.N. French. 2007. An intercomparison of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sens. Environ.* 108, 369–384.
- Trambouze, W. and M. Voltz. 2001. Measurement and modelling of the transpiration of a Mediterranean vineyard. *Agric. For. Meteorol.* 107, 153–166.
- Troufleau, D., J.P. Lhomme, B. Monteny and A. Vidal. 1997. Sensible heat flux and radiometric temperature over sparse Sahelian vegetation. 1: An experimental analysis of the  $kB^{-1}$  parameter. *J. Hydrol.* 188–189, 815–838.
- Van de Griend, A.A. and M. Owe. 1993. On the relationship between thermal infrared emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for natural surfaces. *Int. J. Remote Sens.* 14, 1119–1131.



- 
- van Heerwaarden, C.C., J. Vilà-Guerau de Arellano, A.F. Moene and A.A.M. Holtslag. 2009. Interactions between dry-air entrainment, surface evaporation and convective boundary-layer development. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135, 1277–1291.
- Vermonte E.F., D. Tanre, J.L. Deuze, M. Herman and J.J. Morcrette. 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview. *IEEE T. Geosci. Remote.* 35, 675–686.
- Verhoef, A. and S.J. Allen. 2000. A SVAT scheme describing energy and CO<sub>2</sub> fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian savannah. *Ecol. Model.* 127, 245–267.
- Verstraeten, W.W., F. Veroustraete and J. Feyen. 2008. Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors.* 8, 70–117.
- Vrugt, J.A., H.V. Gupta, L.A. Bastidas, W. Bouten and S. Sorooshian. 2003. Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models. *Water Resour. Res.* 39, 1214.
- Wagener, T., D.P. Boyle, M.J. Lees, H.S. Wheater, H.V. Gupta and S. Sorooshian. 2001. A framework for development and application of hydrological models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 5, 13–26.
- Wang, Y.P., R. Leuning, H.A. Cleugh and P.A. Coppin. 2001. Parameter estimation in surface exchange models using nonlinear inversion: how many parameters can we estimate and which measurements are most useful?. *Global Change Biol.* 7, 495–510.
- Wang, K., P. Wang, Z. Li, M. Cribb and M. Sparrow. 2007. A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature. *J. Geophys. Res.* Vol. 112, D15107, doi:10.1029/2006JD008351.
- Weiss, M., F. Baret, M. Leroy, A. Bégué, O. Hautecoeur and R. Santer. 1999. Hemispherical reflectance and albedo estimates from the accumulation of across-track sun-synchronous satellite data. *J. Geophys. Res.* 104, 221–232.
- Weiss, M., D. Troufleau, F. Baret, H. Chauki, L. Prévot, A. Olioso, N. Bruguier and N. Brisson. 2001. Coupling canopy functioning and radiative transfer models for remote sensing data assimilation. *Agr. Forest Meteorol.* 108, 113–128.
- Wigneron, J.-P., A. Chanzy, J.-C. Calvet, A. Olioso and Y. Kerr. 2002. Modeling approaches to assimilating L band passive microwave observations over land surfaces. *J. Geophys. Res.* Vol. 107, doi:10.1029/2001JD000958.
- Williams, M., A.D. Richardson, M. Reichstein, P.C. Stoy, P. Peylin, H. Verbeeck, N.



Carvalhais, M. Jung, D.Y. Hollinger, J. Kattge, R. Leuning, Y. Luo, E. Tomelleri, C.M. Trudinger and Y.P Wang. 2009. Improving land surface models with FLUXNET data. *Biogeosciences*. 6, 1341–1359.

Wilson, K.B., D.D. Baldocchi, M. Aubinet, P. Berbigier, C. Bernhofer, H. Dolman, E. Falge, C. Field, A. Goldstein, A. Granier, A. Grelle, T. Halldor, D. Hollinger, G. Katul, B.E. Law, A. Lindroth, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Oechel, J. Tenhunen, R. Valentini, S. Verma, T. Vesala and S. Wofsy. 2002. Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. *Water Resour. Res.* Vol. 38, No. 12, 1294, doi:10.1029/2001WR000989.

Xia, Y., A.J. Pitman, H.V. Gupta, M. Leplastrier, A. Henderson-Sellers and L.A. Bastidas. 2002. Calibrating a land surface model of varying complexity using multicriteriamethodsand the Cabauw dataset. *J Hydrometeorol.* 3, 181–194.

Xu, T., S. Liang and S. Liu. 2011. Estimating turbulent fluxes through assimilation of geostationary operational environmental satellites data using ensemble Kalman filter. *J. Geophys. Res.* Vol. 116, D09109, doi:10.1029/2010JD015150.

Yang, Y. and S. Shang. 2013. A hybrid dual-source scheme and trapezoid framework-based evapotranspiration model (HTEM) using satellite images: algorithm and model test. *J. Geophys. Res.* 118, 2284–2300.

Yapo, P.O., H.V. Gupta and S. Sorooshian. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *J. Hydrol.* 204, 83–97.

Yuan, W.P., S. Liu, G. Yu, J.-M. Bonnefond, J. Chen, K. Davis, A.R. Desai, A.H. Goldstein, D. Gianelle, F. Rossi, A.E. Suyker and S.B. Verma. 2010. Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sens. Environ.* 114, 1416–1431.

Zhang, X., R. Srinivasan and M.V. Liew. 2010. On the use of multi-algorithm, genetically adaptive multi-objective method for multi-site calibration of the SWAT model. *Hydrol. Process.* 24, 955–969.

Zhu, L., J.M. Chen, Q. Qin, J. Li and L. Wang. 2009. Optimization of ecosystem model parameters using spatio-temporal soil moisture information. *Ecol. Model.* 220, 2121–2136.

## Annexe A

# Generalized combination equations for canopy evaporation under dry and wet conditions



## Generalized combination equations for canopy evaporation under dry and wet conditions

J. P. Lhomme and C. Montes

IRD (UMR LISAH), 2 Place Viala, 34060 Montpellier, France

Correspondence to: J. P. Lhomme (jean-paul.lhomme@ird.fr)

Received: 7 August 2013 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 20 August 2013

Revised: 24 January 2014 – Accepted: 12 February 2014 – Published: 26 March 2014

**Abstract.** The formulation of canopy evaporation is investigated on the basis of the combination equation derived from the Penman equation. All the elementary resistances (surface and boundary layer) within the canopy are taken into account, and the exchange surfaces are assumed to be subject to the same vapour pressure deficit at canopy source height. This development leads to generalized combination equations: one for completely dry canopies and the other for partially wet canopies. These equations are rather complex because they involve the partitioning of available energy within the canopy and between the wet and dry surfaces. By making some assumptions and approximations, they can provide simpler equations similar to the common Penman–Monteith model. One of the basic assumptions of this down-grading process is to consider that the available energy intercepted by the different elements making up the canopy is uniformly distributed and proportional to their respective area. Despite the somewhat unrealistic character of this hypothesis, it allows one to retrieve the simple formulations commonly and successfully used up to now. Numerical simulations are carried out by means of a simple one-dimensional model of the vegetation–atmosphere interaction with two different leaf area profiles. In dry conditions and when the soil surface is moist (low surface resistance), there is a large discrepancy between the generalized formulation and its simpler Penman–Monteith form, but much less when the soil surface is dry. In partially wet conditions, the Penman–Monteith-type equation substantially underestimates the generalized formulation when leaves are evenly distributed, but provides better estimates when leaves are concentrated in the upper half of the canopy.

### 1 Introduction

The combination equation, which expresses the evaporation from natural surfaces, has certainly been one of the most successful breakthroughs in our understanding of evaporation. It is obtained by combining the energy balance equation with expressions of the convective fluxes of sensible and latent heat. The first equation of this type is the original Penman formula, initially derived to estimate the evaporation from a completely wet surface such as open water (Penman, 1948). It was extended by Monteith (1963) to describe the rate of evaporation from a dry surface characterized by a surface resistance ( $r_s$ ) to vapour transfer added to the resistance of the air ( $r_a$ ). The surface resistance is opposed to the transfer of water vapour between the level where evaporation takes place and the interface with the open air (source or sink of sensible heat). Provided both levels are at the same temperature, the Penman–Monteith equation is written as

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)}, \quad (1)$$

where  $A$  is the available energy of the surface and  $D_a$  the vapour pressure deficit of the air. A familiar example is a thin dry layer covering a wet soil or a single leaf with its epidermis exchanging sensible heat and its stomatal cavities acting as a source of water vapour. Equation (1) simplifies into Penman equation when  $r_s = 0$ .

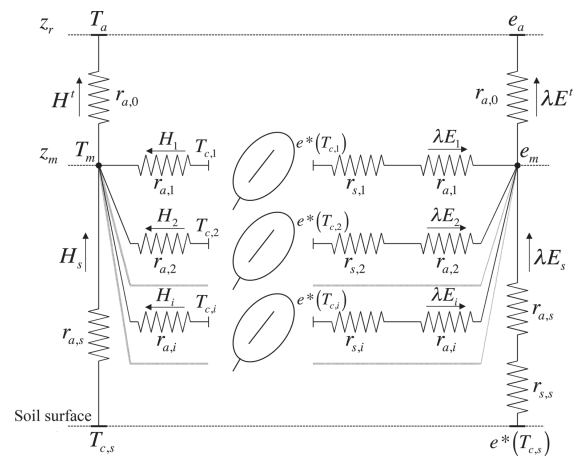
Monteith (1963, 1965) extended Eq. (1) to a stand of vegetation assuming the canopy to exchange sensible and latent heat with the atmosphere from a theoretical surface located at the same level as the effective sink of momentum:  $z_m = d + z_0$  ( $d$ : displacement height;  $z_0$ : roughness length). The aerodynamic resistance  $r_a$  (assumed to be the same for sensible and latent heat) is calculated between this level and

the reference height, where  $D_a$  is measured. The original idea of Monteith to place the source surface at level  $z_m$  is a priori questionable, because no real theoretical basis supports it. Thom (1972) showed that the transfer of heat and mass encounters greater aerodynamic resistance than momentum; therefore, the effective source of sensible and latent heat should be located at a lower level:  $d + z_{0h}$  with  $z_{0h} < z_0$  (e.g. Garrat and Hicks, 1973). The excess resistance ( $r_{a,ex}$ ), associated with the boundary-layer resistances for the transfer of water vapour and sensible heat, is commonly expressed as  $B^{-1}/u^*$ , where  $B^{-1}$  is a dimensionless bulk parameter and  $u^*$  is the friction velocity:  $B^{-1}$  is linked to  $z_{0h}$  by  $B^{-1} = \ln(z_0/z_{0h})/k$ . According to Monteith (1965), the surface resistance ( $r_s$ ) is expected to be a plant factor depending on the stomatal resistance of individual leaves and on foliage area (soil evaporation being neglected). It is interpreted as the effective stomatal resistance of all the leaves acting as resistances in parallel (Shuttleworth, 1976b):

$$\frac{1}{r_s} = \sum_i \frac{1}{r_{s,i}}, \quad (2)$$

$r_{s,i}$  being the stomatal resistance of an individual leaf  $i$ . The Penman–Monteith equation is often called “big-leaf model” because the whole canopy is assimilated to a big leaf located at level  $d + z_0$  and with stomatal resistance  $r_s$ . The transfer processes through the air surrounding the leaves, supposedly negligible, are not taken into account or indirectly through the excess resistance. The lack of theoretical foundation of Eq. (1) applied to a canopy of leaves was apparent in a controversy which occurred in the 1970s about the formulation of evaporation from partially wet canopies (Shuttleworth, 1976a, 1977; Monteith, 1977). The Penman–Monteith equation was considered not to be able to represent the transition between dry and wet canopies, because the definition of canopy resistance according to Penman–Monteith (Eq. 2) implies that, if only a small part of the canopy is wet ( $r_{s,i} = 0$ ), the canopy resistance  $r_s$  should be equal to zero, which is unrealistic.

In this context, the main objectives of the paper are to investigate, under dry and wet conditions, the theoretical foundations of the combination equation applied to a canopy of leaves and concurrently to examine the different ways of aggregating the in-canopy resistances (surface and air) in a general single-source formulation of canopy evaporation. The basic principles used in the study are similar to those established by Shuttleworth (1978) in his simplified description of the vegetation–atmosphere interaction: the whole canopy (soil surface included) is assumed to be subject to the same vapour pressure deficit  $D_m$  at the mean source height  $z_m (d + z_0)$ , as in the original Penman–Monteith model and in two-source models (Shuttleworth and Wallace, 1985). Our investigation follows up previous works made on the formulation of evaporation from heterogeneous and sparse canopies (Lhomme et al., 2012, 2013). We show that the generalized formulation derived by Lhomme et al. (2013, Eq. 12)



**Fig. 1.** Resistance network and potentials for a canopy represented by its elementary exchange surfaces (see list of symbols). All the component fluxes (sensible heat  $H_i$  and latent heat  $\lambda E_i$ ) converge at canopy source height ( $z_m$ ).  $T_{c,s}$  is soil surface temperature.

for multi-component canopies can be applied to a simple canopy, where the individual leaves and soil surface constitute the different components, and can be rewritten in a form similar to a combination equation. Different levels of approximation are identified to transform the general formulation of evaporation into the common Penman–Monteith equation. In this way, a bridge is established between a complex multi-source representation and the common practice based on the Penman–Monteith model with two bulk resistances (air and surface). The question of the “excess” resistance, linked to the exact location of the canopy source height, is also indirectly dealt with. Finally, the errors made when applying simple equations of the Penman–Monteith type instead of the more general ones are numerically assessed.

## 2 Evaporation from a dry canopy

### 2.1 General formulation

The canopy exchanges sensible and latent heat with the atmosphere through its leaf area and its soil surface. The modelling framework describing this interaction is similar to the one used by Lhomme et al. (2013) to derive the formulation of evaporation from a canopy made of  $n$  different components; however, the individual components or elements are represented here by the different leaves of the canopy and the soil surface, as shown in Fig. 1. The elementary evaporation ( $\lambda E_i$ ) per unit area of exchange surface (each side of a leaf being considered separately) is calculated from an equation of the Penman–Monteith type. It involves the saturation deficit of the air at canopy source height ( $D_m$ ) and the available energy ( $A_i$ ) for element  $i$  within the canopy (Lhomme

et al., 2012):

$$\lambda E_i = \frac{\Delta A_i + \rho c_p D_m / r_{a,i}}{\Delta + \gamma(1 + r_{s,i}/r_{a,i})}. \quad (3)$$

In Eq. (3), for the canopy leaves,  $A_i$  is the net radiation per unit area of leaf,  $r_{s,i}$  the leaf stomatal resistance (one side) per unit area of leaf and  $r_{a,i}$  the corresponding leaf boundary-layer resistance for sensible and latent heat. For the soil surface symbolized by subscript  $i=s$ ,  $A_s$  is the net radiation minus the soil heat flux per unit area of soil,  $r_{s,s}$  being the soil surface resistance to evaporation and  $r_{a,s}$  the air resistance between the soil surface and the canopy source height ( $z_m$ ), defined by integrating the reciprocal of the appropriate eddy diffusivity (Choudhury and Monteith, 1988). Canopy leaf area index (LAI) being noted  $L_t$ , the total exchange surface area per unit area of soil is  $S_t = 2L_t + 1$  and total evaporation is obtained by summing the contributions of each individual exchange surface (soil and leaves):

$$\lambda E^t = \sum_{i \in S_t} \lambda E_i. \quad (4)$$

The vapour pressure deficit ( $D_m$ ) in Eq. (3) is calculated from the vapour pressure deficit at reference height ( $D_a$ ) (Shuttleworth and Wallace, 1985; Lhomme et al., 2013):

$$D_m = D_a + [\Delta A - (\Delta + \gamma)\lambda E^t] r_{a,0} / (\rho c_p), \quad (5)$$

where  $A$  is the available energy of the whole canopy and  $r_{a,0}$  the aerodynamic resistance between the mean source height ( $z_m$ ) and the reference height ( $z_r$ ). Defining

$$R_i = r_{s,i} + \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma}\right) r_{a,i}, \quad (6)$$

and introducing Eq. (5) into Eq. (3) and Eq. (3) into Eq. (4) leads to

$$\lambda E^t = \frac{\Delta \left[ A + (R_c / r_{a,0}) \sum_{i \in S_t} (A_i r_{a,i} / R_i) \right] + \rho c_p D_a / r_{a,0}}{\Delta + \gamma(1 + R_c / r_{a,0})}, \quad (7)$$

where  $R_c$  is expressed as

$$\frac{1}{R_c} = \sum_{i \in S_t} \frac{1}{R_i}. \quad (8)$$

Equations (7) and (8) represent a kind of generalized combination equation, where all the within-canopy resistances (air and surface) are taken into account.  $R_c$  defines a bulk canopy resistance which includes the surface resistances (leaves and soil) and the air resistances within the canopy. The temperature of each exchange surface can be determined from the above equations, as detailed in Appendix B.

If the boundary-layer resistances ( $r_{a,i}$ ) within the canopy are neglected, assuming they are small compared to their

stomatal counterpart (which is the assumption made in the Penman–Monteith equation), Eqs. (7) and (8) can be easily simplified. Excluding the soil component and putting  $r_{a,i} = 0$ , the summation in the right-hand term of Eq. (8) defines the canopy stomatal resistance in the sense of Monteith denoted by  $r_{s,c}$ :

$$\frac{1}{R_c} = \frac{1}{r_{s,c}} = \sum_{i \in 2L_t} 1/r_{s,i} \approx \frac{2L_t}{\langle r_{s,l} \rangle}, \quad (9)$$

where  $\langle r_{s,l} \rangle$  is the harmonic mean of leaf stomatal resistances (per unit one-sided leaf area). The different leaves of the canopy acting as parallel resistors for the transfer of sensible heat and water vapour, harmonic means should be chosen when combining the elementary resistances (whereas arithmetic means would be used if conductances were considered). For a hypostomatous canopy,  $2L_t$  should be replaced by  $L_t$ . Hence Eq. (7) becomes

$$\lambda E^t = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / r_{a,0}}{\Delta + \gamma(1 + r_{s,c} / r_{a,0})}. \quad (10)$$

Equation (10) is the well-known Penman–Monteith equation, which appears now as a particular case of a more general equation (Eq. 7), when all the air resistances within the canopy are set to zero and soil surface is neglected.

The case of a completely wet canopy can also be inferred from Eq. (7). When all the exchange surfaces (leaves and soil surface) are wet, the surface resistances ( $r_{s,i}$ ) are nil and  $R_i = (1 + \Delta/\gamma)r_{a,i}$ . Noting that  $\sum_{i \in S_t} A_i = A$  and after some manipulations, Eq. (7) transforms into a Penman-type equation:

$$\lambda E^t = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_{a,0} + r_{a,c})}{\Delta + \gamma}, \quad (11)$$

where

$$\frac{1}{r_{a,c}} = \sum_{i \in S_t} \frac{1}{r_{a,i}} \approx \frac{2L_t}{\langle r_{a,l} \rangle} + \frac{1}{r_{a,s}}, \quad (12)$$

$\langle r_{a,l} \rangle$  being the harmonic mean of leaf boundary-layer resistances and  $r_{a,s}$  the air resistance between the soil surface and the canopy source height. There is no surface resistance in the denominator of Eq. (11), as in the original Penman equation, but an additional air resistance ( $r_{a,c}$ ) is added to the common aerodynamic resistance above the canopy ( $r_{a,0}$ ). This additional resistance is the parallel sum of individual air resistances and encapsulates the bulk canopy resistance to heat and water vapour transfer from the wet exchange surfaces (leaves and soil) to the canopy source height.

## 2.2 Penman–Monteith-type formulation

The general combination equation derived above (Eq. 7) does not follow the exact form of the Penman–Monteith equation since an additional term mixing resistances with available energy partitioning is added to the total available energy ( $A$ ). This section investigates under which conditions

and approximations this general formula of canopy evaporation can be put in the simplified form of a Penman–Monteith equation, without neglecting the air resistances within the canopy. The approximations made below are essentially dictated by the result we aim at: i.e. the common form of the Penman–Monteith equation with bulk resistances expressed in a simple way.

The variable  $A_i$  giving the partition of available energy within the canopy is assumed to be in the form  $A_i = A\Phi(i)$ , where  $A$  is the total available energy for the whole canopy and  $\Phi(i)$  is a function resulting from the radiative transfers within the canopy and depending on canopy structure and leaf area distribution. Beer's law, which is commonly used to express the attenuation of net radiation within the canopy, is typically a function of this kind. This assumption on the repartition of available energy is certainly a crude approximation. It is required, however, to mathematically derive a Penman–Monteith-type equation from the generalized form of Eq. (7), which means that the former implicitly includes this assumption. Consequently, after some manipulations, it can be shown that canopy evaporation (Eq. 7) can be written as

$$\lambda E^t = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_{a,0} + r_{a,c})}{\Delta + \gamma [1 + r_{s,c} / (r_{a,0} + r_{a,c})]}, \quad (13)$$

where the bulk resistances  $r_{a,c}$  and  $r_{s,c}$  are defined as

$$r_{a,c} = R_c \sum_{i \in S_t} \Phi_i \frac{r_{a,i}}{R_i}, \quad (14)$$

$$r_{s,c} = R_c \left[ 1 - \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \sum_{i \in S_t} \Phi_i \frac{r_{a,i}}{R_i} \right]. \quad (15)$$

The resistances defined above involve air and surface resistances and the distribution function of available energy within the canopy. In order to get simpler formulations, some approximations are made substituting average values to summations. Introducing the harmonic mean of surface resistances per unit area of exchange surface  $\langle r_{s,i} \rangle$  and the corresponding harmonic mean of leaf boundary-layer resistances noted  $\langle r_{a,i} \rangle$ , Eq. (8) can be written as

$$\frac{1}{R_c} \approx \frac{S_t}{\langle R_i \rangle}. \quad (16)$$

Summation in Eqs. (14) and (15) can be approximated using means denoted by angle brackets:

$$\sum_{i \in S_t} \Phi_i \frac{r_{a,i}}{R_i} \approx \left\langle \frac{\Phi_i r_{a,i}}{R_i} \right\rangle S_t \approx \frac{S_t}{\langle R_i \rangle} \langle \Phi_i r_{a,i} \rangle. \quad (17)$$

Substituting Eqs. (16) and (17) into Eqs. (14) and (15) leads to the following approximate expressions for bulk canopy resistances:

$$r_{a,c} \approx \langle \Phi_i r_{a,i} \rangle, \quad (18)$$

$$r_{s,c} \approx \frac{\langle R_i \rangle}{S_t} - \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \langle \Phi_i r_{a,i} \rangle. \quad (19)$$

These expressions still depend upon available energy partitioning, but it is interesting to note that if available energy is equally distributed within the canopy (soil included), i.e.  $\Phi_i = 1/S_t$ , the bulk air and surface resistances reduce to simple expressions independent of available energy. Although this assumption is not really realistic and constitutes a priori a strong approximation, it has been used by Shuttleworth (1978) in his “simplified general model”. Using this assumption and separating the soil and leaves components ( $S_t = 2L_t + 1$ ), the bulk canopy resistances can be rewritten in a way similar to Eqs. (12) and (9):

$$\frac{1}{r_{a,c}} \approx \frac{S_t}{\langle r_{a,i} \rangle} = \frac{2L_t}{\langle r_{a,l} \rangle} + \frac{1}{r_{a,s}}, \quad (20)$$

$$\frac{1}{r_{s,c}} \approx \frac{S_t}{\langle R_i \rangle - \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \langle r_{a,i} \rangle} = \frac{S_t}{\langle r_{s,i} \rangle} = \frac{2L_t}{\langle r_{s,l} \rangle} + \frac{1}{r_{s,s}}, \quad (21)$$

where  $\langle r_{a,l} \rangle$  and  $\langle r_{s,l} \rangle$  are the harmonic means of leaf boundary-layer resistances and stomatal resistances respectively. If the canopy is hypostomatous and if the average stomatal resistance  $\langle r_{s,l} \rangle$  applies to the lower side of the leaves,  $2L_t$  should be replaced by  $L_t$  in Eq. (21). Equation (13) appears now as a typical Penman–Monteith equation with its bulk resistances defined in the conventional way. The canopy surface resistance ( $r_{s,c}$ ) accounts for all surface resistances, including leaves and soil. The “extra” resistance ( $r_{a,c}$ ), added to the common aerodynamic resistance above the canopy ( $r_{a,0}$ ), accounts for the air resistances opposed to heat and water vapour transfer within the canopy and can be perceived as similar to the excess resistance ( $B^{-1}/u^*$ ) introduced by Thom (1972) in the formulation of canopy evaporation.

### 3 Evaporation from a partially wet canopy

The partially wet canopy is taken here in the sense of “double canopy limit” described by Shuttleworth (1976b, 1978), all the individual elements being considered either totally dry or totally wet. It is opposed to the “single canopy limit”, where the distribution of surface water resembles that of stomata, as when droplets of fog and mist impact the leaves. The “double canopy” is the most realistic case applicable to canopies which are drying out or in the process of wetting up by rainfall.

#### 3.1 General formulation

The whole canopy is divided into two parts assumed to be independent: one is dry (with exchange surface  $S_d$ ) and the



other wet (with exchange surface  $S_w$ ) and  $S_t = S_d + S_w$ . The assumption of independence is certainly questionable, but, as expressed by Shuttleworth (1978, p. 8): “such an assumption is certainly essential if theoretical progress is to be made in this field”. Consequently, Eq. (4) can be rewritten in the following way:

$$\lambda E^t = \lambda E^d + \lambda E^w = \sum_{i \in S_d} \lambda E_i + \sum_{i \in S_w} \lambda E_i. \quad (22)$$

After substituting the expression of  $D_m$  (Eq. 5) into Eq. (3), elementary evaporation can be rewritten as

$$\lambda E_i = \left[ \frac{\Delta}{\gamma} (r_{a,i} A_i + r_{a,0} A) + \left( \frac{\rho c_p}{\gamma} \right) D_a - \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) r_{a,0} \lambda E^t \right] / R_i, \quad (23)$$

where  $R_i$  is given by Eq. (6). Bulk canopy resistances for the dry and wet parts of the canopy will be respectively defined as

$$\frac{1}{R_{c,d}} = \sum_{i \in S_d} \frac{1}{R_i} \quad \text{and} \quad \frac{1}{R_{c,w}} = \sum_{i \in S_w} \frac{1}{r_{a,i}}. \quad (24)$$

With these definitions, the evaporation from the dry part of the canopy can be written as

$$\begin{aligned} \lambda E^d &= \frac{\Delta}{\gamma} \left( \frac{r_{a,0}}{R_{c,d}} A + \sum_{i \in S_d} \frac{r_{a,i} A_i}{R_i} \right) \\ &+ \frac{\rho c_p}{\gamma} \cdot \frac{D_a}{R_{c,d}} - \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \frac{r_{a,0}}{R_{c,d}} \lambda E^t, \end{aligned} \quad (25)$$

and the contribution of the wet part is

$$\lambda E^w = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left( \frac{r_{a,0}}{R_{c,w}} A + \sum_{i \in S_w} A_i \right) + \frac{\rho c_p}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{D_a}{R_{c,w}} - \frac{r_{a,0}}{R_{c,w}} \lambda E^t. \quad (26)$$

After some rearrangement, putting  $A_w = \sum_{i \in S_w} A_i$  and defining a bulk canopy resistance for a partially wet canopy as

$$\frac{1}{R_{c,pw}} = \frac{1}{R_{c,d}} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{1}{R_{c,w}}, \quad (27)$$

Eq. (22) becomes

$$\lambda E^t = \frac{\Delta \left\{ A + \frac{R_{c,pw}}{r_{a,0}} \left[ \left( \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) A_w + \sum_{i \in S_d} \frac{r_{a,i} A_i}{R_i} \right] \right\} + \rho c_p \frac{D_a}{r_{a,0}}}{\Delta + \gamma (1 + R_{c,pw}/r_{a,0})}. \quad (28)$$

The contribution of each part of the canopy (wet and dry) to total evaporation is obtained by replacing  $\lambda E^t$  by its expression in Eqs. (25) and (26). As could be expected, the limit of Eq. (28) when the canopy becomes completely dry is Eq. (7), and it is Eq. (11) when it becomes entirely wet. Consequently, Eq. (28) constitutes a kind of generalized combination equation applicable in all conditions (dry, wet or partially wet canopy). It is also a different and simpler writing of the single-source limit of the general model developed by

Shuttleworth (1976b, 1978). It is worthwhile noting that neglecting the air resistances within the canopy (i.e.  $r_{a,i} = 0$ ) would lead to an inconsistency, as is the case for the Penman–Monteith equation applied in partially wet conditions. The bulk resistance  $R_{c,pw}$  would become zero and Eq. (28) would turn into a simple Penman equation, which is not realistic.

### 3.2 Penman–Monteith-type formulation

This section examines under which conditions and approximations the general evaporation formula for partially wet canopies (Eq. 28) can be put in a form similar to the Penman–Monteith equation with simply defined resistances. Considering an amphistomatous canopy, the same assumptions as those made by Shuttleworth (1978) to derive the “Double Canopy Limit of the Simplified General model” are used here: (i) soil surface is neglected; (ii) a proportion  $W$  of the canopy is taken as wet, which means that  $S_w = WS_t$  and  $S_d = (1 - W)S_t$  with  $S_t = 2L_t$ ; (iii) as discussed above, available energy is assumed to be equally distributed amongst the exchange surfaces, which implies that the available energy of each part (wet and dry) is proportional to its area:  $A_w = AW$  and  $A_d = A(1 - W)$ . Substituting average values to summations, Eq. (24) can be approximated by

$$\frac{1}{R_{c,w}} \approx \frac{2WL_t}{\langle r_{a,1,w} \rangle}, \quad (29)$$

where  $\langle r_{a,1,w} \rangle$  represents the average value of leaf boundary-layer resistances for the wet part of the canopy, and

$$\frac{1}{R_{c,d}} \approx \frac{2(1 - W)L_t}{\langle r_{s,1,d} \rangle + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \langle r_{a,1,d} \rangle}, \quad (30)$$

where  $\langle r_{a,1,d} \rangle$  and  $\langle r_{s,1,d} \rangle$  represent the average values of leaf resistances (air and surface) for the dry part of the canopy. Two bulk air resistances ( $r_{a,c,w}$  and  $r_{a,c,d}$ ), respectively for the wet and dry parts of the canopy, and a bulk surface resistance ( $r_{s,c,d}$ ) for the dry part, are defined in the following way:

$$\frac{1}{r_{a,c,w}} = \frac{2WL_t}{\langle r_{a,1,w} \rangle}, \quad (31)$$

$$\frac{1}{r_{a,c,d}} = \frac{2(1 - W)L_t}{\langle r_{a,1,d} \rangle}, \quad (32)$$

$$\frac{1}{r_{s,c,d}} = \frac{2(1 - W)L_t}{\langle r_{s,1,d} \rangle}. \quad (33)$$

Consequently, Eq. (27) can be rewritten as a function of the bulk resistances defined above:

$$\frac{1}{R_{c,pw}} = \frac{r_{s,c,d} + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) (r_{a,c,w} + r_{a,c,d})}{\left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) r_{a,c,w} \left[ r_{s,c,d} + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) r_{a,c,d} \right]}. \quad (34)$$



The assumption on the equal distribution of available energy ( $A_i = A/(2L_t)$ ) leads to

$$\sum_{i \in S_d} \frac{r_{a,i} A_i}{R_i} \approx \frac{A}{2L_t} \cdot \frac{\langle r_{a,l,d} \rangle}{\langle r_{s,l,d} \rangle + (1 + \frac{\Delta}{\gamma}) \langle r_{a,l,d} \rangle} \cdot 2(1-W)L_t$$

$$= \frac{A(1-W)r_{a,c,d}}{r_{s,c,d} + (1 + \frac{\Delta}{\gamma})r_{a,c,d}}. \quad (35)$$

The generalized equation in partially wet conditions (Eq. 28) can be rewritten in a form similar to the Penman–Monteith equation as

$$\lambda E^t = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_{a,0} + r_{a,pw})}{\Delta + \gamma \left[ 1 + \frac{r_{s,pw}}{r_{a,0} + r_{a,pw}} \right]}, \quad (36)$$

where the parameters  $r_{a,pw}$  and  $r_{s,pw}$  have the dimension of resistance and are defined as

$$r_{a,pw} = \frac{r_{a,c,w} \left[ W r_{s,c,d} + (1 + \frac{\Delta}{\gamma}) r_{a,c,d} \right]}{r_{s,c,d} + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) (r_{a,c,d} + r_{a,c,w})}, \quad (37)$$

$$r_{s,pw} = \frac{\left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) (1-W) r_{a,c,w} r_{s,c,d}}{r_{s,c,d} + \left( 1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) (r_{a,c,d} + r_{a,c,w})}. \quad (38)$$

Equation (36), however, has not the strict form of the Penman–Monteith equation, where an air resistance divides  $D_a$  in the numerator and where the ratio between a surface resistance and an air resistance appears in the denominator, because  $r_{a,pw}$  includes a surface resistance ( $r_{s,c,d}$ ) and consequently is not a “pure” air resistance. Additional assumptions should be made if we want to derive a strict Penman–Monteith equation. First, the mean (harmonic) leaf boundary-layer resistance should be assumed to be the same for the dry and wet parts of the canopy and equal to that of the whole canopy, which means that the bulk resistances can be rewritten as  $r_{a,c,w} = r_{a,c}/W$  and  $r_{a,c,d} = r_{a,c}/(1-W)$  with  $r_{a,c}$  the bulk air resistance of the whole canopy (defined as in Eq. (20) without the soil component). Second, the mean (harmonic) leaf surface resistance for the dry part of the canopy should be assumed to be equal to that of the whole canopy, which leads to  $r_{s,c,d} = r_{s,c}/(1-W)$  with  $r_{s,c}$  the bulk surface resistance of the whole canopy (defined as in Eq. (21) without the soil component). Under these conditions,  $r_{a,pw}$  simplifies into  $r_{a,c}$ , and  $r_{s,pw}$  can be rewritten in a simpler way as

$$r_{s,pw} = \frac{(1-W)r_{a,c}r_{s,c}}{r_{a,c} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} W r_{s,c}}. \quad (39)$$

Equation (36) becomes

$$\lambda E^t = \frac{\Delta A + \rho c_p D_a / (r_{a,0} + r_{a,c})}{\Delta + \gamma \left[ 1 + \frac{r_{s,pw}}{r_{a,0} + r_{a,c}} \right]}. \quad (40)$$

Equation (40) has now the typical form of a Penman–Monteith equation, because  $r_{a,0} + r_{a,c}$  is a “pure” air resistance. Equation (39), which represents the canopy surface resistance in partially wet conditions, was initially derived by Shuttleworth (1978, Eq. 32; 2007, Eq. 16) using a different procedure, but with similar assumptions (those specified above and “intrinsic” resistances being disregarded). When  $W = 1$  (totally wet canopy),  $r_{s,pw} = 0$  and Eq. (40) reduces to a Penman-type equation (Eq. 11), as could be expected. When  $W = 0$  (totally dry canopy),  $r_{s,pw} = r_{s,c}$  and Eq. (40) reduces to the Penman–Monteith equation defined by Eq. (13).

#### 4 Numerical simulations

In order to illustrate the different equations developed above and to assess the errors made when using simplified equations instead of the more comprehensive ones, numerical simulations were undertaken. Table 1 summarizes the different formulations or methods and specifies the corresponding equations and their notations. The simulations are based upon a simple one-dimensional model describing the vegetation–atmosphere interaction.

##### 4.1 The simulation process

In the modelling approach, the crop canopy is considered as horizontally homogeneous with a mean height  $z_h$ . It is divided into several parallel layers (width  $\Delta z_i$ ) counted from 1 to  $n$  from the top of the canopy to the soil surface. The different components or unit exchange surfaces ( $i$ ) of the system are represented here by the different layers of vegetation making up the canopy plus the soil surface. This modelling approach is different from the traditional multi-layer approach (Waggoner and Reifsnnyder, 1968) in the sense that each layer is subject to the same saturation deficit ( $D_m$ ) without the inclusion of aerodynamic resistances in relation to the vertical transfer of sensible heat and water vapour. The parameterizations used for the microclimatic profiles, leaf area distribution, air and surface resistances are given in Appendix C. The available energy for each layer (see Eq. C2) is expressed as

$$A_i = c R_{n,a} \exp(-c L_i) \Delta L_i, \quad (41)$$

where  $L_i$  is the cumulative leaf area above layer  $i$ ,  $R_{n,a}$  the net radiation of the whole canopy and  $\Delta L_i = l(z_i) \Delta z_i$  the leaf area of the corresponding layer,  $l(z_i)$  being the leaf area density at height  $z_i$ . Component air and stomatal resistances (amphistomatous case) are expressed as

$$r_{a,i} = \frac{r_{a,l}(z_i)}{2 \Delta L_i} \quad \text{and} \quad r_{s,i} = \frac{r_{s,l}(z_i)}{2 \Delta L_i}, \quad (42)$$

where  $r_{a,l}(z_i)$  and  $r_{s,l}(z_i)$  are respectively the leaf boundary layer resistance and the leaf stomatal resistance (per

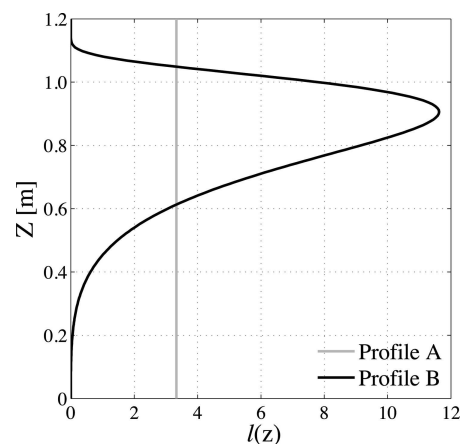
**Table 1.** Methods used in the numerical simulations to calculate canopy total evaporation with their corresponding equations and their symbol.

Method	Equations	Symbol
Dry canopy		
General equation without any assumption	Eq. (7) with $R_c$ given by Eq. (8)	$GE_d$
Simplified equation: available energy is equally distributed (soil surface included).	Eq. (13) with resistances given by Eqs. (20) and (21)	$SE_d$
Common Penman–Monteith equation without soil surface contribution	Eq. (10) with surface resistance given by Eq. (9)	$PM_d$
Partially wet canopy		
General equation without any assumption	Eq. (28) with $R_{c,pw}$ given by Eq. (27)	$GE_w$
Penman–Monteith-type equation without soil surface contribution	Eq. (40) with surface resistance given by Eq. (39)	$PM_w$

unit area of leaf) at each height within the canopy, given by Eqs. (C5) and (C8) respectively. The soil surface resistance  $r_{s,s}$  has a fixed value depending on soil surface moisture, and the corresponding air resistance  $r_{a,s}$  (between the soil surface and the canopy source height) is given by Eq. (C7). Calculations are made for an amphistomatous canopy with  $z_h = 1.2$  m and  $L_t = 4$  under the following weather conditions at a reference height  $z_r = 3$  m: incoming solar radiation  $R_{s,a} = 700$  W m<sup>-2</sup>, air temperature  $T_a = 25$  °C, vapour pressure deficit  $D_a = 10$  hPa, and wind speed  $u_a = 2$  m s<sup>-1</sup>. Two types of leaf area profile are considered, as detailed in Appendix C and shown in Fig. 2: a profile constant with height (noted A) and another with a high leaf area density in the top layers and a lower density in the bottom layers (B). The canopy is divided into 20 layers plus the soil surface.

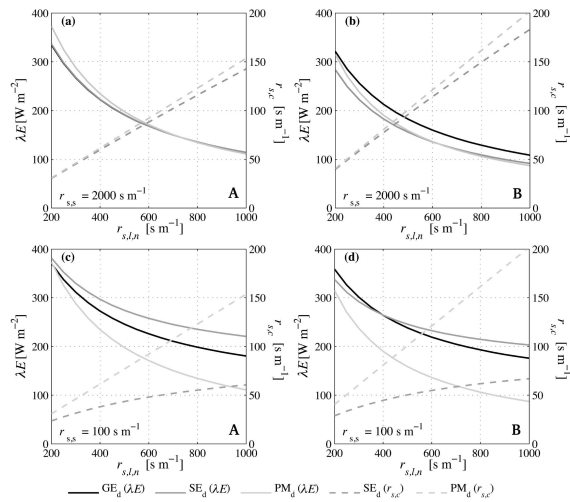
#### 4.2 Numerical results

The differences among the predictions in relation to different formulations are assessed. In Fig. 3, the generalized combination equation giving canopy evaporation in dry conditions ( $GE_d$ ) is compared with two simplified formulations (see Table 1):  $SE_d$  derived assuming available energy to be equally distributed amongst the exchange surfaces and the common Penman–Monteith equation ( $PM_d$ ). The comparison is made as a function of canopy water stress for two leaf area profiles (A and B). In parallel, the figure shows the variation of canopy surface resistance  $r_{s,c}$  calculated with methods  $SE_d$  and  $PM_d$ . When the soil surface is dry ( $r_{ss} = 2000$  s m<sup>-1</sup>), the simplified equations for canopy evaporation ( $SE_d$  and  $PM_d$ ) approximate fairly well the complete formulation: for LAI profile A, the three estimates are practically mingled and the two surface resistances are very close to each other; for profile B, there is a slight underestimation of the simplified formulations  $SE_d$  and  $PM_d$  (Fig. 3a, b). This clearly

**Fig. 2.** Profiles of leaf area density considered in the simulation process: (A) constant profile and (B) profile adapted from a gamma function with a higher leaf area density in the top layers.

justifies the use of the Penman–Monteith equation in such conditions. However, when the soil surface becomes wetter ( $r_{s,s} = 100$  s m<sup>-1</sup>) (Fig. 3c, d), there is a large discrepancy between the formulations: the common Penman–Monteith equation ( $PM_d$ ) clearly underestimates canopy evaporation ( $GE_d$ ), as could be anticipated, and  $SE_d$  tends to overestimate it. In parallel, the surface resistances depart from each other with a departure greater for leaf area profile B.

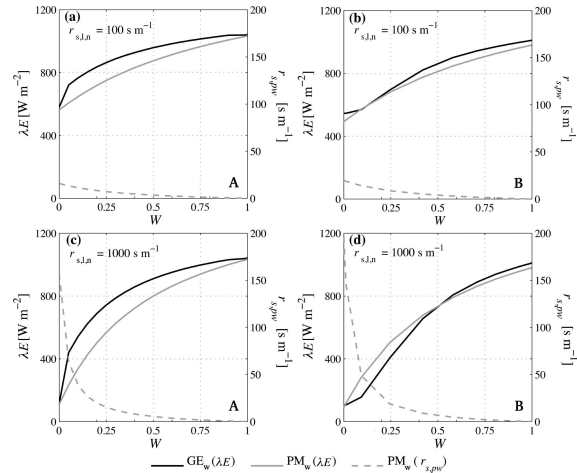
In Fig. 4, the generalized combination equation established in partially wet conditions ( $GE_w$ ) is compared with its simpler form ( $PM_w$ ) based upon a series of simplifying assumptions. This comparison is made as a function of the fractional surface wetness  $W$ , assuming the wetting process begins by the top layers, as generally occurs during



**Fig. 3.** For a dry canopy, latent heat flux ( $\lambda E$ ) and canopy surface resistance ( $r_{s,c}$ ) as a function of minimal stomatal resistance ( $r_{s,l,n}$ ) (Eq. C8) representing the canopy water stress. Comparison of three methods ( $GE_d$ ,  $SE_d$ ,  $PM_d$ ) for two profiles of leaf area density (A and B) and two different values of soil surface resistance: (a) and (b)  $r_{s,s} = 2000 \text{ s m}^{-1}$  (dry soil); (c) and (d)  $r_{s,s} = 100 \text{ s m}^{-1}$  (moist soil).

rainy events. With leaf area profile A, the Penman–Monteith-type equation ( $PM_w$ ) underestimates the true evaporation rate ( $GE_w$ ) by up to  $200 \text{ W m}^{-2}$  for a water stressed canopy (Fig. 4c), and the discrepancy decreases when the canopy becomes wetter ( $W$  close to 1). With leaf profile B, where most of the leaves are concentrated in the upper half of the canopy, the agreement is better:  $PM_w$  overestimates or underestimates  $GE_w$  depending on surface wetness ( $W$ ) and canopy water status ( $r_{s,l,n}$ ). A reason for this relative agreement could be that leaf profile B is closer to the “big-leaf” model represented by the Penman–Monteith equation. Canopy surface resistance rapidly decreases with the wetting process: when  $W = 0.5$ ,  $r_{s,c}$  is already close to zero for both profiles.

As previously noticed, the “extra” resistance ( $r_{a,c}$ ) (Eq. 20), added to the aerodynamic resistance ( $r_{a,0}$ ) in the Penman–Monteith form of the combination equations (Eqs. 13 and 40), plays the same role as the excess resistance ( $r_{a,ex} = B^{-1}/u^*$ ) introduced by Thom (1972) and mentioned in the introduction. The dimensionless parameter  $B^{-1}$  can be estimated by equating  $r_{a,c}$  to  $r_{a,ex}$ :  $kB^{-1} = \ln(z_0/z_{0h}) = ku^* \cdot r_{a,c}$ . In Fig. 5a the extra resistance  $r_{a,c}$  is plotted vs. wind speed at reference height for different LAI using leaf area profile A;  $r_{a,c}$  is also compared with the rough approximation based on  $B^{-1} = 4$ , which is a typical value for permeable vegetation (Thom, 1972). The extra resistance  $r_{a,c}$  is a decreasing function of wind speed (as could be anticipated) and also of LAI, with values close to the ones predicted by Thom’s approximation ( $r_{a,ex} = 4/u^*$ ). In Fig. 5b,

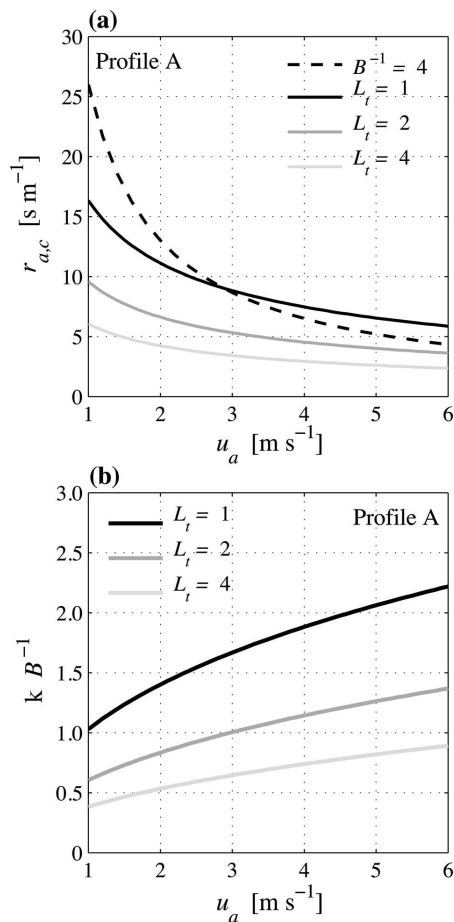


**Fig. 4.** Latent heat flux ( $\lambda E$ ) from a partially wet canopy as a function of its fractional surface wetness ( $W$ ). Comparison of two formulations ( $GE_w$  and  $PM_w$ ) for two profiles of leaf area density (A and B) and two different values of minimal stomatal resistance  $r_{s,l,n}$  representing canopy water stress: (a) and (b)  $r_{s,l,n} = 100 \text{ s m}^{-1}$  (unstressed canopy); (c) and (d)  $r_{s,l,n} = 1000 \text{ s m}^{-1}$  (stressed canopy). Soil surface resistance  $r_{s,s}$  is set to  $500 \text{ s m}^{-1}$ .

$kB^{-1}$  appears as an increasing function of wind speed and a decreasing function of LAI with values ranging approximately from 0.5 to 2. Compared with the values given by Garrat (1992, Fig. 4.4) for different surface types, our results exhibit a slight underestimation. The same figures drawn using leaf area profile B provide almost identical results (results not shown): this should mean that different leaf area profiles do not lead to substantial change in bulk canopy air resistance. In interpreting these results, it is necessary to keep in mind that (i) the fact of representing canopy elements by layers necessarily restricts the theoretical space; (ii) the model used for simulating the vegetation–atmosphere interaction is itself relatively crude; (iii) the evaluation was done without addressing sensitivity to assumed canopy conditions; (iv) the equation defining  $r_{a,c}$  (Eq. 20) is a simplified version of a more complex one (Eq. 18); and (v) the  $kB^{-1}$  concept itself is questionable and not really physically based (Verhoef et al., 1997).

## 5 Conclusions

The present paper sets a theoretical framework for canopy evaporation through the development of two generalized combination equations – one for completely dry canopies (Eq. 7) and the other for partially wet canopies (Eq. 28) – the former being included in the latter. These general equations are derived assuming that all the exchange surfaces are subject to the same vapour pressure deficit at canopy source



**Fig. 5.** (a) The additional aerodynamic resistance ( $r_{a,c}$ ) given by Eq. (20) is plotted as a function of wind speed at reference height ( $u_a$ ) for different LAI ( $L_t$ ) and compared with the rough estimate based on  $B^{-1} = 4$  (leaf area profile A); (b) the bulk parameter  $kB^{-1}$  (inferred from the value of  $r_{a,c}$ ) is plotted as a function of wind speed ( $u_a$ ) for different LAI ( $L_t$ ) and the same profile of LAI.

height. In this sense, as already said, the modelling approach is different from the common multi-layer approach, where the whole canopy is divided into parallel layers, each one subject to a different air saturation deficit, with an additional aerodynamic resistance in relation to the vertical transfer of heat and mass. Comprehensive combination equations have been derived using this approach (Lhomme, 1988a, b), but they are more complex than the equations derived here. Despite their relative simplicity, the present generalized combination equations cannot be easily applied in an operational way, since the available energy partition (within the canopy and between wet and dry surfaces) is required as input. To provide equations easier to handle, assumptions and approximations can be made. In this down-grading process, one of

the basic assumptions is to consider that the available energy is equally distributed amongst the exchange surfaces. This hypothesis appears to be rather unrealistic, both in dry and wet conditions, but it leads to simple formulations of the Penman–Monteith type (Eqs. 13 and 40, respectively), which have been successfully used up to now. The numerical simulations, based on a simple one-dimensional model with two types of leaf area profile, confirm that the Penman–Monteith equation performs well in dry conditions, when the soil surface does not evaporate. In partially wet conditions, a discrepancy with the comprehensive formulation exists, but it tends to be less when the leaves are concentrated in the upper part of the canopy.

*Acknowledgements.* The authors are very grateful to two anonymous reviewers for their useful comments and constructive suggestions.

Edited by: M. Weiler

## References

- Choudhury, B. J. and Monteith, J. L.: A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 114, 373–398, 1988.
- Garrat, J. R.: *The Atmospheric Boundary Layer*, CUP, Cambridge, UK, 1992.
- Garrat, J. R. and Hicks, B. B.: Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 99, 680–687, 1973.
- Inoue, E.: On the turbulent structure of air flow within crop canopies, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 41, 317–326, 1963.
- Lhomme, J. P.: Extension of Penman’s formulae to multi-layer models, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 42, 281–291, 1988a.
- Lhomme, J. P.: A generalized combination equation derived from a multi-layer micrometeorological model, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 45, 103–115, 1988b.
- Lhomme, J. P., Rocheteau, A., Ourcival, J. M., and Rambal, S.: Non-steady state modeling of water transfer in a Mediterranean evergreen canopy, *Agr. Forest Meteorol.*, 108, 67–83, 2001.
- Lhomme, J. P., Montes, C., Jacob, F., and Prévot, L.: Evaporation from heterogeneous and sparse canopies: on the formulations related to multi-source representations, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 144, 243–262, 2012.
- Lhomme, J. P., Montes, C., Jacob, F., and Prévot, L.: Evaporation from multi-component canopies: generalized formulations, *J. Hydrol.*, 486, 315–320, 2013.
- Monteith, J. L.: Gas exchange in plant communities, in: *Environmental Control of Plant Growth*, edited by: Evans, L. T., Academic Press, New York, 95–112, 1963.
- Monteith, J. L.: Evaporation and the environment, *Symp. Soc. Experiment. Biol.*, 19, 205–234, 1965.
- Monteith, J. L.: Resistance of a partially wet canopy: whose equation fails?, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 12, 379–383, 1977.
- Penman, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. R. Soc. London Ser. A*, 193, 120–145, 1948.

- Shuttleworth, W. J.: Experimental evidence for the failure of the Penman-Monteith equation in partially wet conditions, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 10, 91–94, 1976a.
- Shuttleworth, W. J.: A one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 10, 273–302, 1976b.
- Shuttleworth, W. J.: Comments on “Resistance of a partially wet canopy: whose equation fails?”, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 12, 385–386, 1977.
- Shuttleworth, W. J.: A simplified one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 14, 3–27, 1978.
- Shuttleworth, W. J.: Putting the “vap” into evaporation, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 210–244, doi:10.5194/hess-11-210-2007, 2007.
- Shuttleworth, W. J. and Wallace, J. S.: Evaporation from sparse crops – an energy combination theory, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 111, 839–855, 1985.
- Thom, A. S.: Momentum, mass and heat exchange of vegetation, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 98, 124–134, 1972.
- Verhoef, A., de Bruin, H. A. R., and van den Hurk, B. J. J. M.: Some practical notes on the parameter  $kB^{-1}$  for sparse vegetation, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 560–572, 1997.
- Waggoner, P. E. and Reifsnyder, W. E.: Simulation of the temperature, humidity and evaporation profiles in a leaf canopy, *J. Appl. Meteorol.*, 7, 400–409, 1968.

## Appendix A

Table A1. List of symbols.

$A$	Available energy for the whole canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$A_i$	Available energy for the unit area of exchange surface $i$ ( $\text{W m}^{-2}$ )
$R_{s,a}$	Incoming solar radiation ( $\text{W m}^{-2}$ )
$R_{n,a}$	Net radiation of the whole canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$G$	Soil heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ )
$H^t$	Sensible heat flux from the whole canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$H_i$	Sensible heat flux from the unit area of exchange surface $i$ ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\lambda E^t$	Latent heat flux from the whole canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\lambda E^d$	Latent heat flux from the dry part of the canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\lambda E^w$	Latent heat flux from the wet part of the canopy ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\lambda E_i$	Latent heat flux from the unit area of exchange surface $i$ ( $\text{W m}^{-2}$ )
$D_a$	Vapour pressure deficit at reference height ( $e^*(T_a) - e_a$ ) (Pa)
$D_m$	Vapour pressure deficit at canopy source height ( $e^*(T_m) - e_m$ ) (Pa)
$e_a$	Vapour pressure at reference height (Pa)
$e_m$	Vapour pressure at canopy source height (Pa)
$e^*(T)$	Saturated vapour pressure at temperature $T$ (Pa)
$T_a$	Air temperature at reference height ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_m$	Air temperature at canopy source height ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_{c,i}$	Surface temperature of the unit area of exchange surface $i$ ( $^{\circ}\text{C}$ )
$u_a$	Wind speed at reference height ( $\text{m s}^{-1}$ )
$u^*$	Friction velocity ( $\text{m s}^{-1}$ )
$k$	von Karman's constant (0.41)
$c_p$	Specific heat of air at constant pressure ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$\rho$	Air density ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\gamma$	Psychrometric constant ( $\text{Pa K}^{-1}$ )
$\Delta$	Slope of the saturated vapour pressure curve ( $\text{Pa K}^{-1}$ )
Canopy physical characteristics :	
$d$	Zero plane displacement height (m)
$L_t$	Leaf area index of the whole canopy ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )
$S_t$	Canopy exchange surface area per unit area of soil ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )
$\Delta L_i$	Leaf area of the vegetation layer $i$ with width $\Delta z_i$ ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )
$r_{a,0}$	Aerodynamic resistance between the source height and the reference height ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,i}$	Boundary-layer resistance for sensible heat and water vapour of the unit area of exchange surface $i$ ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,i}$	Surface resistance per unit area of exchange surface ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,l}$	Boundary-layer resistance for sensible heat and water vapour of the unit area of leaf (one side) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,l}$	Leaf stomatal resistance per unit area of leaf (one side) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,l,n}$	Minimal leaf stomatal resistance (Eq. C8) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,s}$	Air resistance between the soil surface and the canopy source height ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,s}$	Soil surface resistance to evaporation per unit area of soil ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,c}$	Bulk air resistance of the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,c,d}$	Bulk air resistance for the dry part of the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{a,c,w}$	Bulk air resistance for the wet part of the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,c}$	Bulk surface resistance of the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,c,d}$	Bulk surface resistance for the dry part of the canopy ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{s,pw}$	Canopy surface resistance in partially wet conditions defined by Eq. (39) ( $\text{s m}^{-1}$ )
$W$	Wet proportion of the canopy expressed as a fraction of 1
$z_r$	Reference height (m)
$z_h$	Mean canopy height (m)
$z_m$	Mean canopy source height ( $= d + z_0$ ) (m)
$z_0$	Canopy roughness length for momentum (m)
$z_{0h}$	Canopy roughness length for sensible and latent heat (m)

### Appendix B

#### Expressing the temperature of exchange surfaces ( $T_{c,i}$ )

The basic equations for the transfer of sensible heat are

$$H_i = \frac{\rho c_p (T_{c,i} - T_m)}{r_{a,i}} \quad \text{with} \quad H_i = A_i - \lambda E_i, \quad (\text{B1})$$

$$H^t = \frac{\rho c_p (T_m - T_a)}{r_{a,0}} \quad \text{with} \quad H^t = A - \lambda E^t. \quad (\text{B2})$$

Surface temperature is inferred from Eqs. (B1) and (B2):

$$T_{c,i} = T_a + \frac{(A_i - \lambda E_i) r_{a,i}}{\rho c_p} + \frac{(A - \lambda E^t) r_{a,0}}{\rho c_p}. \quad (\text{B3})$$

Elementary flux  $\lambda E_i$  is given by Eq. (3) with  $D_m$  expressed by Eq. (5). Substituting and rearranging gives the following expression of  $T_{c,i}$  as a function of  $\lambda E^t$  (Eq. 7):

$$T_{c,i} - T_a = \frac{1}{\rho c_p} \left\{ [(A - \lambda E^t) r_{a,0} + A_i r_{a,i}] \left( 1 - \frac{\Delta r_{a,i}}{\gamma R_i} \right) \right\} + \frac{r_{a,i}}{R_i} \left( \frac{\lambda E^t r_{a,0}}{\rho c_p} - \frac{D_a}{\gamma} \right). \quad (\text{B4})$$



## Appendix C

## Parameterizations used in the simulation process

Solar radiation  $R_s$  and net radiation  $R_n$  are assumed to decrease within the canopy as exponential functions of the cumulative leaf area index  $L(z)$  (Beer's law) counted from the top of the canopy

$$R_s(z) = R_{s,a} \exp[-cL(z)], \quad (C1)$$

$$R_n(z) = R_{n,a} \exp[-cL(z)]. \quad (C2)$$

The attenuation coefficient is assumed to be the same for both profiles:  $c = 0.60$ . Net radiation above the canopy  $R_{n,a}$  is calculated as 60% of global radiation  $R_{s,a}$  and soil heat flux  $G$ , as half the net radiation reaching the soil surface. The profile of wind speed within the canopy is given by

$$u(z) = u(z_h) \exp[-\beta L(z)], \quad (C3)$$

where  $u(z_h)$  is the wind speed at canopy height  $z_h$  (inferred from wind speed  $u_a$  at reference height  $z_r$  using a simple logarithmic profile) and  $\beta = 0.5$  (Inoue, 1963). Two profiles of leaf area density  $l(z)$  are considered: one is constant with height  $l(z) = L_t/z_h$  (profile A) and the other (profile B) uses a gamma-type function to represent a canopy with a higher leaf area density in the top layers, as frequently occurs,

$$l(z) = \Lambda_0 u^{\gamma-1} \exp(-u) \quad \text{with} \quad u = \frac{z_h}{z} - 1. \quad (C4)$$

The shape parameter  $\gamma$  is taken equal to 4 and  $\Lambda_0$  is determined as  $L_t/\int_0^{z_h} l(z) dz$  to obtain a canopy LAI equal to  $L_t$ . Leaf boundary-layer resistance (per unit one-sided leaf area) is calculated as a function of wind speed and leaf width  $w$  (0.01 m) as (Choudhury and Monteith, 1988)

$$r_{a,l}(z) = \alpha [w/u(z)]^{1/2}, \quad (C5)$$

with  $\alpha = 200$  in SI units. For the sake of convenience, the aerodynamic resistance above the canopy is expressed as a simple function of wind speed without stability correction:

$$r_{a,0} = \frac{1}{ku^*} \ln\left[\frac{z_r - d}{z_0}\right], \quad (C6)$$

where  $u^* = ku_a/\ln[(z_r - d)/z_0]$  with  $d = 0.63z_h$  and  $z_0 = 0.13z_h$ . The air resistance between the soil surface and the canopy source height is given by Choudhury and Monteith (1988):

$$r_{a,s} = \frac{z_h \exp(\omega)}{\omega K(z_h)} \left\{ \exp[-\omega z_{0,s}/z_h] - \exp[-\omega(d+z_0)/z_h] \right\}, \quad (C7)$$

where  $K(z_h) = k^2 u_a (z_h - d)/\ln[(z_r - d)/z_0]$  is the value of eddy diffusivity at canopy height,  $\omega = 2.5$  (dimensionless) and  $z_{0,s} = 0.01$  m. The profile of leaf stomatal resistance (per unit one-sided leaf area) is made a function of solar radiation within the canopy following a Jarvis-type formulation:

$$r_{s,l}(z) = \frac{r_{s,l,n}}{1 - \exp[-\nu R_s(z)]}, \quad (C8)$$

where  $r_{s,l,n}$  is a minimal stomatal resistance, which depends on available soil water, and  $\nu = 0.009$  with  $R_s$  expressed in  $W m^{-2}$  (Lhomme et al., 2001).

## Annexe B

Convergence des valeurs des paramètres  
après l'application de la méthode MCIP

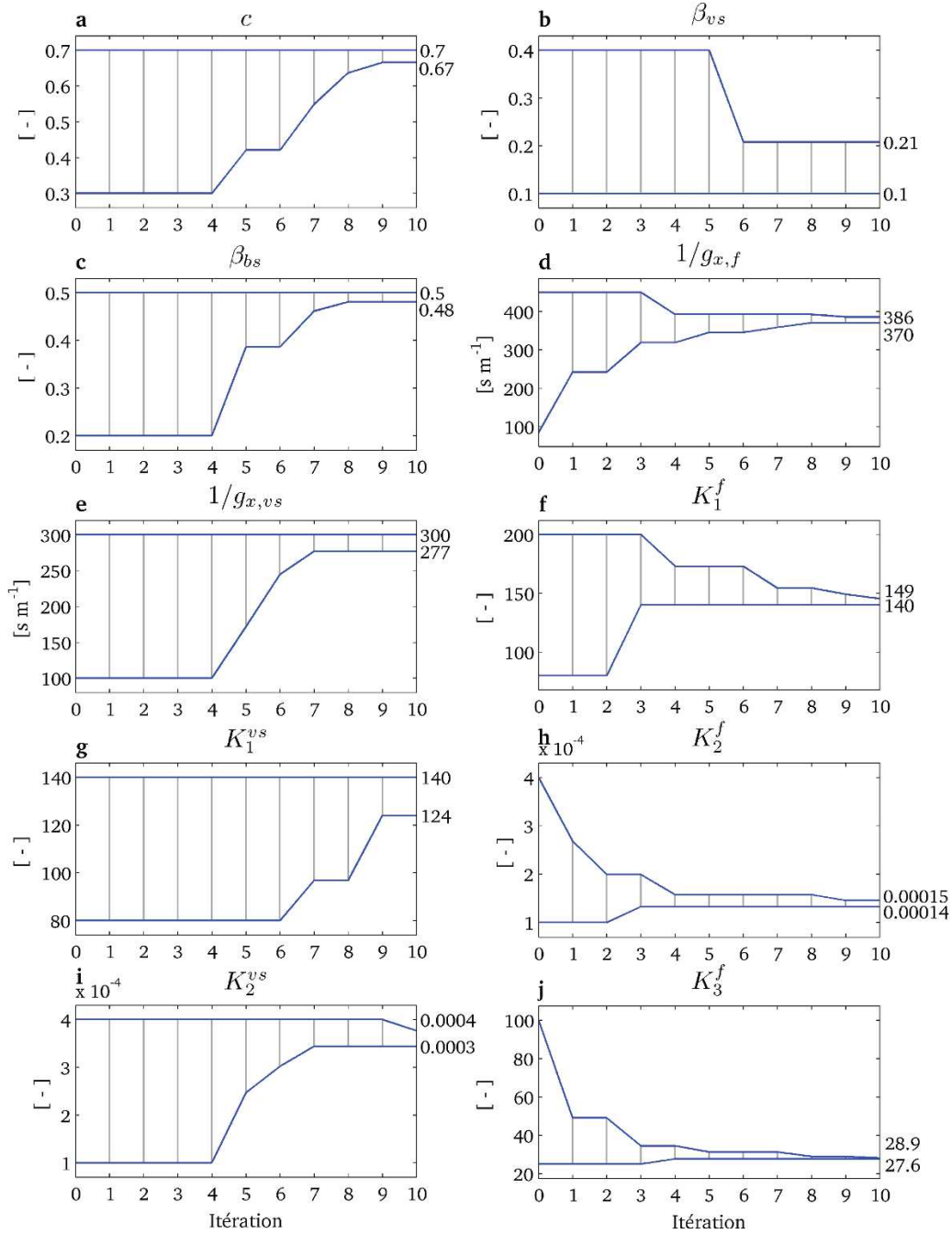


FIGURE B.1 – Gamme de convergence des paramètres pour les 10 itérations de la méthode MCIP. Voir tableaux 8.1 et 8.2 pour la définition des paramètres.

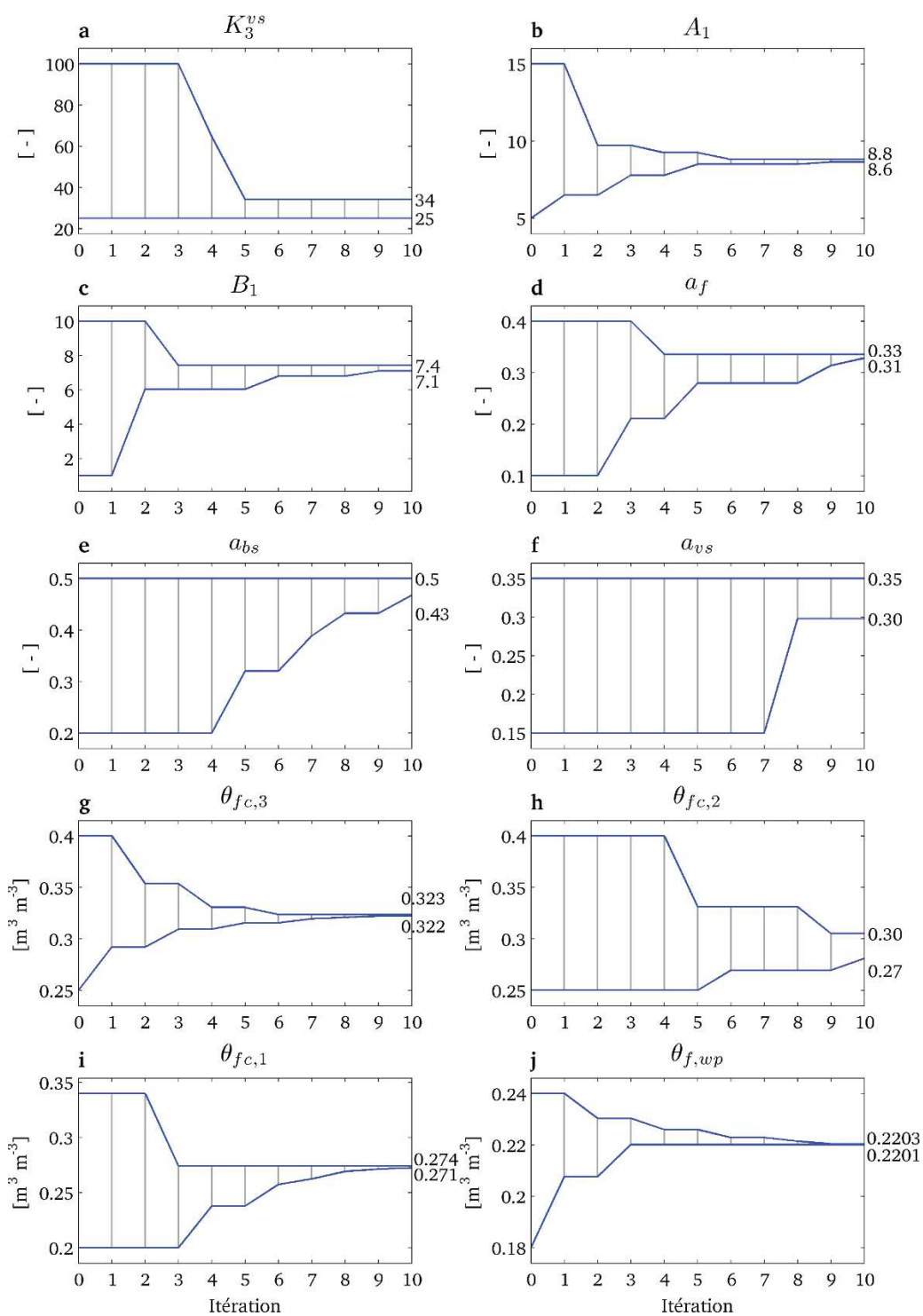


FIGURE B.2 – Suite.

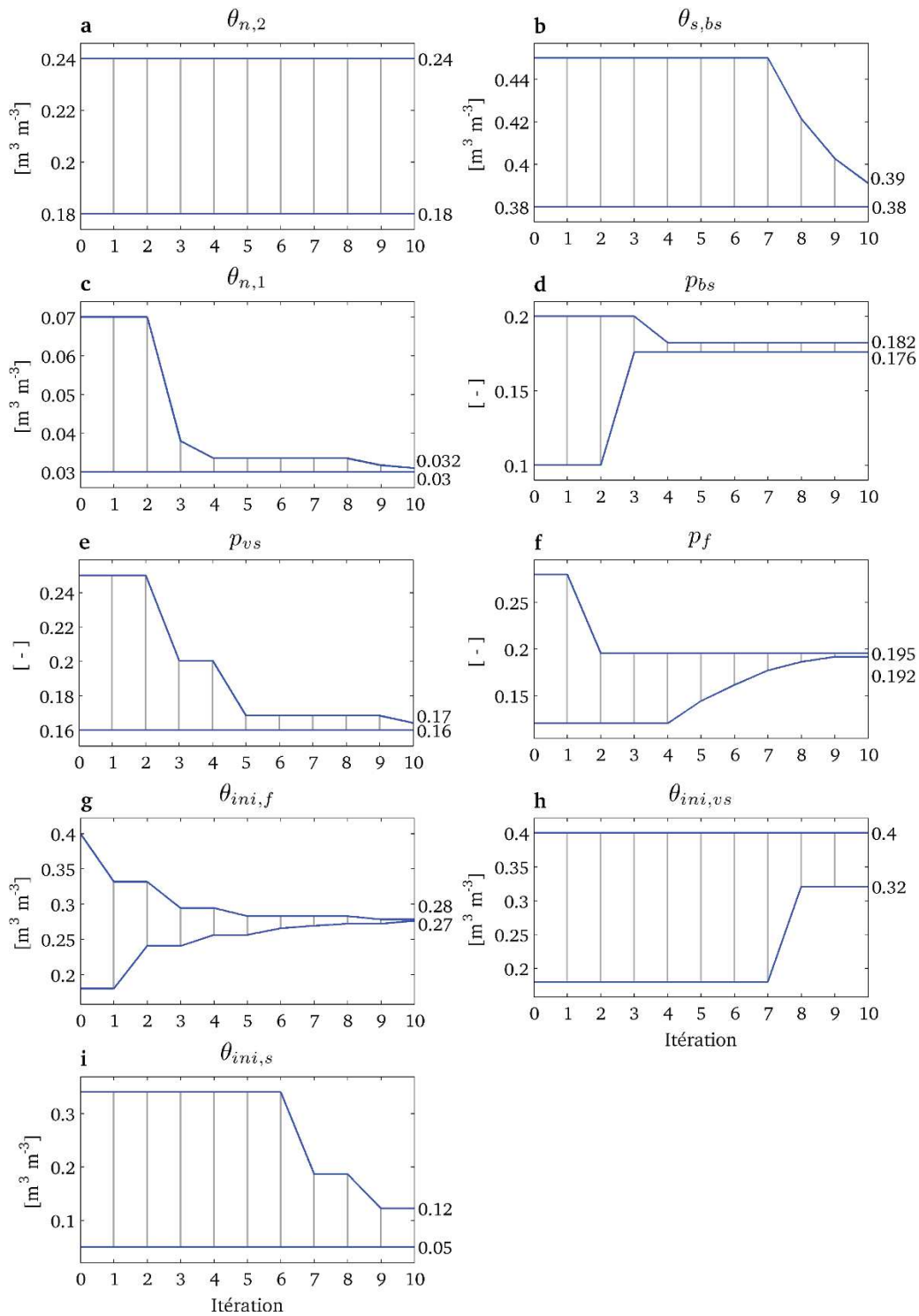


FIGURE B.3 – Suite.

## Annexe C

# Cartes d'évapotranspiration ASTER et Landsat



FIGURE C.1 – Cartes d'ETR S-SEBI ASTER ( $\text{mm j}^{-1}$ ) obtenues par la méthode S-SEBI et utilisées pour la calibration du modèle TSVA. Les signes + représentent les parcelles d'application du modèle. Une échelle de couleurs différentes a été utilisée pour chaque carte afin de mieux apprécier la distribution spatiale de l'ETR



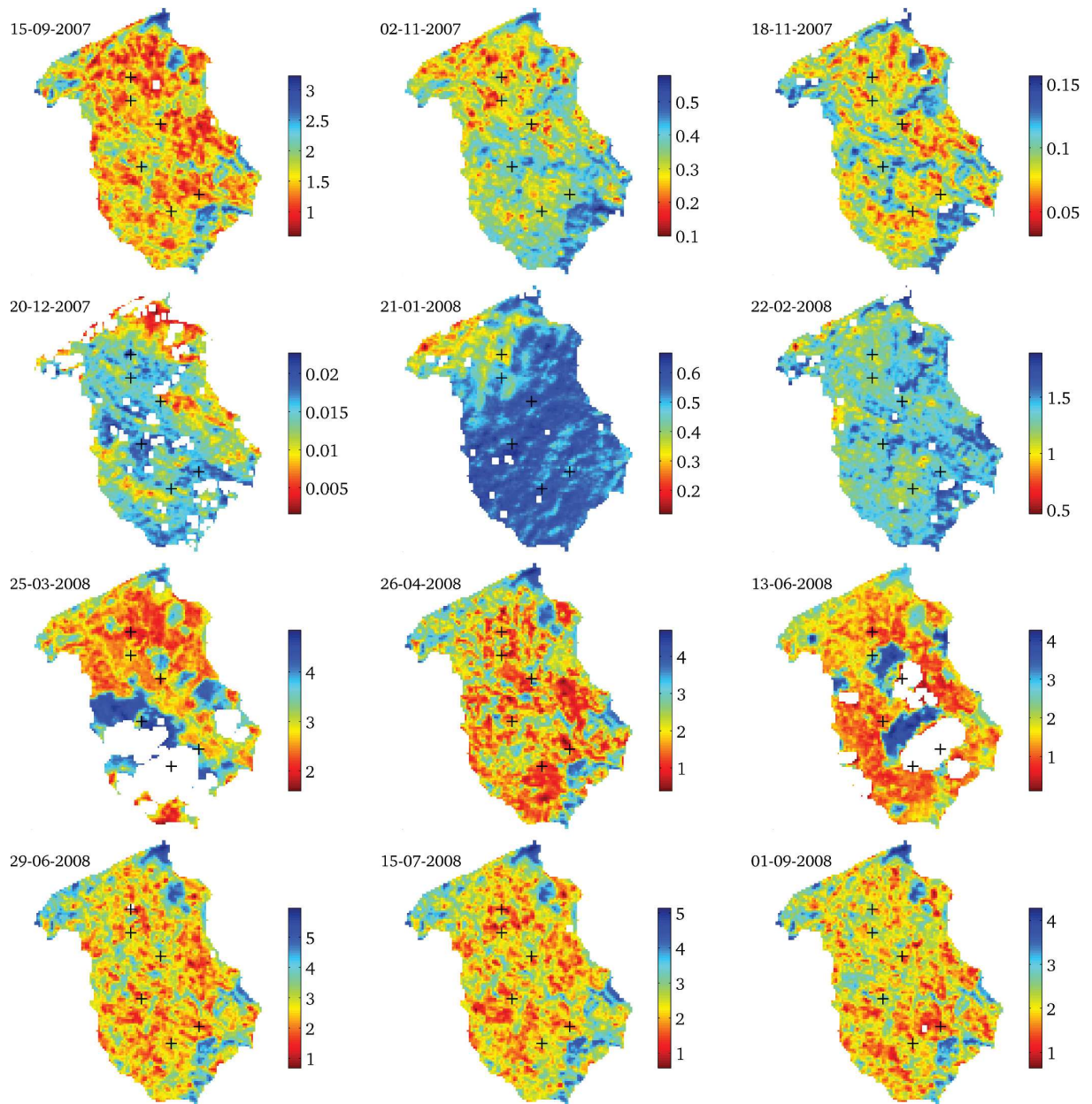


FIGURE C.2 – Cartes d’ETR S-SEBI Landsat ( $\text{mm j}^{-1}$ ) obtenues par la méthode S-SEBI et utilisées pour la calibration du modèle TSVA. Les signes + représentent les parcelles d’application du modèle. Une échelle de couleurs différentes a été utilisée pour chaque carte afin de mieux apprécier la distribution spatiale de l’ETR



## Résumé

Le développement d'outils pour la prise de décision en vue d'améliorer la gestion de l'eau exige des connaissances sur la dynamique spatio-temporelle des échanges d'eau et d'énergie entre la surface continentale et l'atmosphère, en particulier dans les régions méditerranéennes où l'évapotranspiration est la principale composante du cycle hydrologique. Les progrès récents en termes d'outils d'observations, de modélisation et de télédétection, principalement à l'échelle locale, permettent d'envisager des avancées vers l'extension régionale sur des surfaces végétales complexes telles que les cultures en rangs. Ce travail propose une approche de modélisation des transferts dans le continuum sol-végétation-atmosphère (TSVA) applicable au niveau d'une région viticole à l'aide de méthodes d'optimisation de paramètres et de la télédétection optique et infrarouge. Dans un premier temps, à partir d'une analyse et révision de la littérature sur les modèles d'évaporation de couverts complexes, un modèle à vocation régionale a été développé afin de simuler le bilan hydrique d'une vigne partiellement enherbée. Le modèle a été validé avec des mesures de terrain acquises sur le bassin versant de la Peyne (sud de la France) dans le cadre de l'observatoire OMERE. Des méthodes multi-critère ont été utilisées afin de faire une analyse de sensibilité et une calibration du modèle sur les années 2007-2008 dans une perspective de spatialisation. Dans un deuxième temps, des données de télédétection ont été utilisées pour estimer l'évapotranspiration du bassin versant avec la méthode contextuelle S-SEBI à partir de l'imagerie Landsat. Ces estimations ont été validées par comparaison avec des estimations obtenues avec le capteur ASTER. Enfin, les estimations d'évapotranspiration satellite et des mesures d'humidité du sol ont été utilisées de façon conjointe pour calibrer le modèle TSVA et obtenir des simulations spatialisées du bilan hydrique de la vigne sur un ensemble de parcelles viticoles.

**Mots-clés:** Modélisation numérique, surface continentale, modélisation TSVA, extension régionale, évapotranspiration, région méditerranéenne, vigne enherbée.

## Abstract

The development of decision-making tools to improve water management requires the knowledge about the spatial and temporal dynamics of water and energy exchanges between the land surface and the atmosphere, in particular in Mediterranean regions where evapotranspiration is the main component of the hydrological cycle. Recent advances in terms of observations, modeling and remote sensing tools, mainly at the local scale, allow considering the regional extent over complex surfaces such as row crops. This work proposes a modeling approach of soil-vegetation-atmosphere transfers (SVAT) that can be used at the level of a viticultural region, combined with a parameter optimization procedure and optical and infrared remote sensing methods. Initially, based on literature analysis and review of the evaporation models adapted to complex canopies, a model with regional focus was developed to simulate the water balance of a partially grassed vineyard. The model was validated using ground-based data obtained in the la Peyne watershed (southern France), which is part of the OMERE observatory. Multi-criteria methods were used in order to perform a sensitivity analysis and calibrate the model for the years 2007-2008 in a spatialization perspective. Secondly, remote sensing data were used in order to estimate watershed evapotranspiration by using the S-SEBI contextual approach with Landsat imagery. The evapotranspiration data were validated by comparison with estimates inferred from ASTER imagery. Finally, satellite estimates of evapotranspiration and soil moisture measurements were used jointly in order to calibrate the SVAT model and to obtain spatialized simulations of the water balance on a set of vineyard plots.

**Keywords:** Numerical modeling, land surface, SVAT modeling, regional extent, evapotranspiration, Mediterranean region, grassed vineyard.

