

Dédicaces

A mes chers Parents

A ma chère femme

A mon fils Chahine

A ma petite Lina

A mes frères et sœurs

A tous ceux qui me sont chers

Fiche présentative de la thèse

- Nom et prénom de l'auteur : **M. Abdellatif Ayyoub**

- Intitulé du travail : Contribution à l'étude des transferts d'eau et d'énergie à l'interface sol-plante-atmosphère : Evapotranspiration et processus de captation de l'humidité atmosphérique.

- Nom-Prénom des directeurs de thèse :

- Salah ER-RAKI: Professeur d'Enseignement Supérieur, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad, Marrakech,
- Saïd Khabba : Professeur d'Enseignement Supérieur, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, Marrakech.
- Ahmed Bahlaoui : Professeur d'Enseignement Supérieur, Faculté Polydisciplinaire de Beni Mellal, Université Sultan Moulay Slimane

Formation doctorale : Ressources Naturelles, Environnement et Santé

Laboratoire où les travaux ont été réalisés :

-Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche en Sciences et Techniques (LIRST), Faculté polydisciplinaire de Beni Mellal.

-Laboratoire mixte International LMI TREMA « Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-Aride » <http://trema.ucam.ac.ma/>, salle 26, Center Geber, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, Marrakech.

- Date de commencement de thèse : **Janvier 2015**

- Rapporteurs autres que l'encadrant (nom, prénom, grade, institution) :

- Chehouani Hassan, PES à la Faculté des Sciences et Techniques de Marrakech
- Jarlan Lionel, DR à l'Institut de Recherche pour le Développement, France
- Mabrouki Mustapha, PES à la Faculté des Sciences et Techniques de Beni-Mellal

- Ce travail a donné lieu aux résultats suivants (communications, publications,...) :

Articles dans des revues internationales à comité de lecture

1. **Ayyoub, A.**, Er-Raki, S., Khabba, S., Merlin, O., Ezzahar, J., Rodriguez, J.C., Bahlaoui, A., Chehbouni, A. 2017. A simple and alternative approach based on reference

evapotranspiration and leaf area index for estimating tree transpiration in semi-arid regions. *Agricultural Water Management*. 188, 61-68.

2. **Ayyoub, A.**, Khabba, S., Er-Raki, S., Merlin, O., Bahlaoui, A. 2017. Calibration and validation of the Penman-Monteith model for estimating evapotranspiration of an orange orchard in semi-Arid region. *Acta Horticulturae*. 1150, 15-22.
3. Lakhal, E. K., and **Ayyoub, A.** 2015. Effect of Air Relative Humidity Harvest on Soil Moisture Content under Moroccan Climatic Conditions. *International Journal of Engineering Research and Applications*, 5 (2015), 74-82
4. Lakhal, E. K., **Ayyoub, A.**, Tiba, Z. 2015. Effect of Harvest of Air Relative Humidity on Water and Heat Transfer in Soil With Crops Under Arid Climatic Conditions. *International Journal of Engineering Research and Applications*, 5 (2015), 55-62.
5. Er-Raki, S., Amazirh, A., **Ayyoub, A.**, Khabba, S., Merlin, O., Ezzahar, J., Chehbouni, A. 2018. Integrating Thermal Surface Temperature into PenmanMonteith Model for estimating evapotranspiration and crop water stress of orange orchard in semi-arid region. *Acta Horticulturae*. 1197, 89-96.

Communications dans des colloques nationaux et internationaux

1. **Ayyoub, A.**, Er-Raki, S., Khabba, S., Merlin, O., Rodriguez, J.C., Ezzahar, J., Bahlaoui, A., Chehbouni, A. 2016. On the stability of the relationship between reference evapotranspiration and single tree transpiration: test and validation over several irrigated tree orchards. European Geosciences Union. EGU General Assembly 2016, 17-22 April 2016, Vienna, Austria.
2. Er-Raki, S., **Ayyoub, A.**, Khabba, S., Abdelhakim, A. Amazirh, Merlin, O, Ezzahar, J., Chehbouni, A. 2016. Integrating thermal surface temperature into Penman-Monteith model for estimating crop water stress and evapotranspiration of an orange orchard in semi-arid region. ISHS Symposium 2016 "Sensing Plant Water Status" Methods and Applications in Horticultural Science, 05-07 October 2016, Potsdam, Germany.
3. **Ayyoub, A.**, Khabba, S., Er-Raki, S., Merlin, O., Bahlaoui, A. 2015. Calibration and validation of the Penman-Monteith model for estimating evapotranspiration of an orange orchard in semi-arid region. VIII International Symposium on Irrigation of Horticultural Crops, 08-11 June, 2015, Lleida, Spain

Remerciements

La réalisation d'une thèse est le fruit d'un travail qui n'est jamais individuel. Plusieurs personnes ont contribué avec leurs idées ou conseils et même avec leur chaleureux soutien de façon très différente à l'accomplissement de ce travail. C'est de tout mon cœur que je souhaite remercier ces personnes. Messieurs les Professeurs : Er-Raki Salah, Khabba Said, Bahlaoui Ahmed ainsi que Lakhel ElKhadir qui ont bien voulu diriger ma recherche convenablement en m'accordant de longues heures de discussions et d'encouragements adéquats pour obvier à tous les inconvénients susceptibles de m'entraver dans la marche sérieuse et appropriée que j'ai entreprise. Je me sens donc pénétré de reconnaissance et de gratitude pour toute leur bonté et leurs sacrifices innombrables. Personnellement, je n'aurais pas prétendu à l'obtention de l'enjeu visé sans l'apport solide de leur soutien considéré comme un atout de fruits inestimables.

Je remercie également les personnes qui m'ont fait l'honneur de participer au jury de thèse, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail: Monsieur Lakhel ElKhadir, Professeur à la Faculté des Sciences Semlalia Marrakech pour en avoir accepté la présidence; les rapporteurs: Messieurs Chehouani Hassan, Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques de Marrakech, Jarlan Lionel, Directeur de recherche à l'Institut de Recherche pour le Développement, France et Mabrouki Mustapha, Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques de Beni-Mellal ; Mes encadrants en tant qu'examineurs : Messieurs Er-Raki Salah, Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques de Marrakech, Khabba Said, Professeur à la Faculté des Sciences Semlalia Marrakech, Bahlaoui Ahmed, Professeur à la Faculté Polydisciplinaire de Beni Mellal.

Je remercie ainsi tous les membres du Laboratoire Mixte International LMI TREMA « Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-Aride, <https://www.lmi-trema.ma/> » de m'avoir accueilli, de m'avoir apporté leurs aides chaleureuses et de m'avoir donné l'accès aux différentes données utilisées pour la réalisation de mes travaux de recherches.

Un grand merci à mes amis et aux membres de ma famille qui m'ont épaulé ces dernières années et qui ont été disponibles à tout moment, et avec qui j'ai partagé mes joies et mes difficultés.

Résumé

Le présent travail de cette thèse a un double objectif. Le premier consiste à la modélisation de l'évapotranspiration d'un verger d'oranger à l'aide d'un modèle physique basé sur l'équation de Penmann-Monteith. La difficulté de ce modèle réside dans la détermination de la résistance du couvert (r_c), qui dépend de plusieurs facteurs : climatiques, végétaux, sol, ... Pour cela, nous avons corrélé (r_c) avec une autre résistance appelée "résistance critique, r^* ", qui ne dépend que des conditions météorologiques. Cette relation a été établie pour deux gammes de rayonnement : faibles rayonnements ($R_n < (250 \text{ W. m}^{-2})$) et forts rayonnements ($R_n > 250 \text{ W. m}^{-2}$) pour une année (2007) et validée sur trois autres années (2008, 2009, 2010). En parallèle, nous avons développé et testé une approche simple qui relie la transpiration des arbres normalisée par l'indice foliaire (LAI) et l'évapotranspiration de référence (ET₀) pour l'estimation des besoins en eau des cultures. L'avantage de cette approche est qu'elle permet d'éliminer l'effet de la taille et la géométrie de l'arbre sur l'estimation de la transpiration. La pente trouvée de cette relation est d'environ 0,349, qui coïncide exactement à l'inverse de LAI du gazon (i.e., 2.88^{-1}), considéré comme surface de référence pour le calcul de ET₀.

Le deuxième objectif de cette thèse est l'étude du processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique dans des régions caractérisées par des humidités relatives de l'air contrastées. Les résultats obtenus ont montré que la variation de l'humidité dans le sol ainsi, la quantité d'eau stockée (notamment dans les couches superficielles), le bilan hydrique, et l'évapotranspiration sont très liées au gradient de l'humidité relative de l'air ($RH_{\max} - RH_{\min}$). Ces résultats ont montré aussi que la quantité d'eau captée à partir de l'humidité relative par le processus d'adsorption peut couvrir les besoins en eau des cultures cultivées dans des régions à humidité relative élevée (ex. la région côtière de Sidi Abed Doukkala).

Abstract

The objective of this thesis is two-folds. The first one is to apply a simple model based on Penman-Monteith approach for estimating evapotranspiration of orange orchards, by using a simple relationship linking the canopy resistance (r_c) and the critical resistance, r^* (depending only on standard meteorological variables). This relationship has been established and tested for two ranges of net radiation (low $R_n < 250 \text{ W. m}^{-2}$ and high $R_n > 250 \text{ W. m}^{-2}$) during 2007 and then validated for other growing seasons (2008, 2009, 2010). In the same context, a simple relationship relating the normalized transpiration by leaf area index and reference evapotranspiration (ET_0) has been established for estimating crop water requirements. The advantage of this simple approach is to eliminate the effect of canopy size on the transpiration rates. The slope of this relationship is about 0.349, which corresponds to the inverse of the hypothetical leaf area of the reference grass surface, i.e., 2.88^{-1} .

The second objective of this thesis is to analyze the effect of the air relative humidity harvest on soil water content and water storage under different climatic conditions. The obtained results showed that the soil moisture variation, water soil storage, evapotranspiration depend with the relative humidity amplitude ($RH_{\max} - RH_{\min}$). The water adsorbed by harvest of relative air humidity contributes to the soil a significant amount of water which may fulfill the water needed of vegetation especially in the regions having the high relative humidity (e.g. sidi Abed Doukkala).

Table des matières

Dédicaces	i
Fiche présentative de la thèse	ii
Résumé	v
Abstract.....	vi
Introduction générale	1
Chapitre I. Revue bibliographique sur les différentes méthodes de la gestion de l'eau d'irrigation 7	
I.1 Méthodes de calcul et de mesure de l'évapotranspiration.....	8
I.1.1 Modèles d'estimation de l'évapotranspiration.....	8
I.1.2 Mesure de l'évapotranspiration.....	19
I.2 Méthodes de captation de vapeur d'eau atmosphérique	24
I.3 Conclusion.....	28
Chapitre II. MATERIELS ET METHODES.....	29
II.1 Sites d'études et données expérimentales	30
II.1.1 Description des sites d'études	30
II.1.2 Mesures expérimentales	35
II.2 Modèles utilisés	38
II.2.1 Description du modèle de Penman-Monteith	38
II.2.2 Description du modèle SiSPAT	44
II.3 Conclusion	45
Chapitre III. Modélisation de l'évapotranspiration à l'aide du modèle modifié de Penman-Monteith	46
Article 1.....	49
Chapitre IV. Développement d'une approche simple pour l'estimation de la transpiration des arbres.....	50
Article 2.....	53
Chapitre V. Etude Numérique et Expérimentale de l'Écoulement d'Eau dans un Milieu Agricole sous les Conditions de Captation de l'Humidité Atmosphérique	54
Article 3.....	57
Article 4.....	58
Conclusions générales et perspectives.....	59
Références Bibliographiques	63

Liste des figures

Figure 1. 1. Composantes du bilan d'énergie dans le système sol-plante-atmosphère: flux de chaleur sensible (H), flux de chaleur latente (LE), Rayonnement net (Rn) flux conductif dans le sol (G)..	10
Figure 1. 2. Représentation schématique des bilans d'énergie de jour et de nuit au niveau de la surface (D'après Guyot, 1999). Les flèches indiquent le sens des flux et leur longueur l'importance relative de chaque composante.....	10
Figure 1. 3. Phénomène d'évapotranspiration.....	11
Figure 1. 4. Représentation schématique, par analogie électrique, des échanges des flux turbulents (H et LE) à l'interface sol-plante/atmosphère par l'intermédiaire des résistances de surface (r_s) et aérodynamique (r_a) (Allen et al., 1998).....	14
Figure 1. 5. Différents Schémas résistifs décrivant les échanges d'eau et d'énergie entre un couvert végétal et l'atmosphère.	17
Figure 1. 6. Schéma d'une cuve lysimétrique.....	20
Figure 1. 7. Système d'éddy covariance pour la mesure de flux turbulents (H et LE).....	21
Figure 1. 8. Différentes techniques de mesure de flux de sève : a) : méthode basée sur le bilan d'énergie (Energy or Heat Balance, Dynagage), b) : méthode de Granier, c) méthode par impulsion de chaleur HRM (d'après Saurin et al., 2014).....	22
Figure 1. 9. Photos des anciens condenseurs passifs: a) Le condenseur de Zibold à Féodosia (Crimée, Ukraine) et b) le condenseur de A. Knapen à Trans-en-Provence (France) dans son état actuel (Lekouch, 2010).	26
Figure 1. 10. Exemple d'un filet pour collecter l'eau de brouillard. Photo © FogQuest / Tony Makepeace.	27
Figure 2. 1. Localisation des différents sites d'étude localisés dans deux régions : la plaine du Haouz et la plaine de Dokkala.	31
Figure 2. 2. Site d'oranger d'Agafay.	32
Figure 2. 3. Site d'olivier d'Agdal (site Sud et site Nord) vu par une image Quickbird.	33
Figure 2. 4. Parcelle d'olivier de R3.	34
Figure 2. 5. Photos de différents sites d'études avec la tour des instruments aériens : a) olivier d'Agdal, b) olivier de R3 et c) oranger d'Agafay.....	37

Liste des tableaux

Tableau 1. 1. Classification des méthodes de mesure et d'estimation de l'évapotranspiration.	23
Tableau 2. 1. Différents paramètres mesurés ainsi que les instruments de mesure utilisés.	35

Introduction générale

La croissance démographique mondiale a entraîné des demandes croissantes et intensives sur la quantité et la qualité des ressources en eau. Dans les zones arides et semi-arides, les ressources en eaux sont soumises à la pression des changements climatiques et anthropiques (Plan bleu, 2009; IPCC, 2011). Dans ces zones, la pénurie d'eau est susceptible de devenir dans un futur proche l'un des enjeux majeurs pour de nombreux pays (IPCC, 2009).

Dans la région sud-Méditerranéenne en particulier, la consommation d'eau a considérablement augmenté au cours des dernières décennies, alors que les ressources en eau disponibles se raréfient (Bolle, 2002; Plan bleu, 2011). D'ailleurs, la rive sud-Méditerranéenne est déjà déclarée comme un «hot spot» du changement climatique (Giorgi, 2006; Driouech et al., 2013).

Au Maroc, l'irrigation est très consommatrice en eau; il est estimé qu'environ 85% des ressources disponibles est consommée par l'agriculture avec une efficacité inférieure à 50% (Chehbouni et al., 2008; Plan Bleu, 2009). La région de Tensift Al-Haouz, typique des bassins de la méditerranée du sud, se caractérise par un climat semi-aride (l'évapotranspiration potentielle est d'environ 1600 mm/an contre une pluviométrie moyenne annuelle de 250 mm). Dans ces conditions, l'irrigation est inévitable pour la bonne croissance et le bon développement des cultures.

L'agriculture irriguée marocaine, qui n'occupe que 15% de la surface agricole utile totale, contribue à environ 45% de la valeur ajoutée agricole en année climatique moyenne, et jusqu'à 70% en année sèche. Ainsi, elle produit environ 75% des exportations agricoles (MAPM, 2016). Cela témoigne en claire l'importance de ce levier «irrigation» dans la stratégie de développement agricole, en particulier, et de l'économie marocaine, en général.

Le climat du Maroc est caractérisé par de longues périodes de stress et grande variabilité interannuelle des précipitations (quantité et distribution) (Bolle 2002) conduisant à une large disparité de production d'une année à l'autre. Par ailleurs, une baisse de la pluviométrie accompagnée de l'accroissement de la demande en eau des différents secteurs ont fait que le Maroc ne dispose actuellement que d'un

volume d'eau mobilisable de 17 milliards de m³/an, soit environ 580 m³/habitant/an, et 437 m³/habitant/an en 2020 selon les projections du Haut Commissariat aux Eaux, Forêts et la Lutte contre la Désertification, ce qui le met dans une situation de stress hydrique structurel (FAO, 2004).

Devant cette situation, et pour la préservation des ressources en eaux déjà limitées, une gestion rationnelle et durable de l'eau d'irrigation s'avère nécessaire. Ceci nécessite impérativement : (1) la connaissance adéquate des besoins en eau des cultures; en fonction du climat, de la nature du sol et des stades phénologiques, (2) la recherche d'autres ressources en eaux exploitables pour l'irrigation, telle que l'eau du brouillard, et (3) le développement des outils robustes d'aide à la gestion de l'eau d'irrigation.

Le besoin en eau des cultures est souvent considéré équivalent à l'eau perdue par évapotranspiration (Allen et al., 1998 ; Rana et al., 2005). Pour cela, une large panoplie de méthodes et techniques ont été développées pour une meilleure estimation de l'évapotranspiration (Jensen and Wright, 1978 ; Allen et al., 2011). Ainsi, on trouve soit :

- des méthodes expérimentales qui sont généralement basées sur le bilan hydrique (ex. lysimètre) ou sur des méthodes micro-météorologiques basées sur le bilan d'énergie de la surface du couvert végétal (ex. eddy covariance) (e.g. Tanner, 1967; Aboukhaled et al., 1982 ; Granier, 1985; Tanner, 1988 ; DeBruin, 2008).
- soit des modèles numériques qui sont souvent de type SVAT (Soil-Vegetation-Atmospher-Transfert) et qui décrivent les échanges d'eau et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère. Ils sont classés selon leur niveau de complexité, l'importance de la physique qu'ils incorporent, et leur échelle d'application. Les modèles complexes de type SVAT utilisent un réseau de résistances pour simuler les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère. La complexité physique de ces modèles leur offre à priori l'avantage d'être applicables sur une grande variété de couverts. Cependant, ils présentent des inconvénients tels que la gourmandise dans la demande d'un grand nombre de paramètres d'initialisation et de

calibration, qui ne sont pas toujours disponibles, surtout aux grandes échelles de temps et d'espace (e.g.: Dunin and Aston 1984; Choudhury et al., 1994; Anderson et al., 2005; Allen et al., 1998; Ezzahar et al., 2012; Ayyoub et al., 2017a,b; Diarra et al., 2017).

- soit des approches de la télédétection basée sur la combinaison de l'imagerie multi-bandes et multi-spectrale (e.g.: Bastiaanssen et al., 1998; Kustas and Norman, 1999; Moran, 2000; Kustas et al., 2003; Duchemin et al., 2008; Allen et al., 2007; Irmak et al., 2011; Jarlan et al., 2015; Amazirh et al., 2017).

Concernant l'exploitation de l'eau du brouillard pour l'irrigation, la méthode triviale classiquement utilisée est la condensation des brouillards dans les régions caractérisées par un taux d'humidité élevé (Lekouch, 2010). Cette technique ne peut donc être envisagée que dans des régions très particulières où des brouillards épais se forment fréquemment comme les trois sites de notre étude qui sont soit des régions côtières soient montagneux et être propices à la formation de brouillards pendant de longues périodes. Ce procédé, connu depuis les temps anciens, a commencé à être redécouvert et mis en œuvre dans plusieurs régions en pénurie d'eau (ex. El Tofo au Chili, Sidi Ifni au Maroc, le Népal, Oman et l'Afrique du sud,...). En plus de l'irrigation, l'eau du brouillard captée a généralement une bonne qualité et peut ainsi être utilisée par d'autres secteurs; tel que l'eau potable.

Depuis 2002, les études réalisées sur la végétation dans le cadre du programme SudMed (Chehbouni et al., 2008) et du Laboratoire Mixte International LMI-TREMA (Khabba et al., 2013; Jarlan et al., 2015) sont focalisées sur les différentes cultures irriguées dominantes dans la plaine de Tensift. Il s'agit du blé (Hadria et al., 2006, 2007 et 2010; Er-Raki et al., 2010; Le Page et al., 2014; Toumi et al., 2016; Aouade et al., 2017), de l'olivier (Er-Raki et al., 2007, 2009a et 2010; Ezzahar et al., 2007 et 2012) et de l'oranger (Khabba et al., 2009; Er-Raki et al., 2009b et 2012;).

Dans le cadre du présent travail, nous nous sommes intéressés, dans un premier lieu, à la modélisation de l'évapotranspiration d'un verger d'oranger à l'aide d'un modèle physique basé sur l'équation de Penman-Monteith (Penman, 1948). Ce

modèle robuste est basé sur l'équation du bilan d'énergie à la surface sol-plante-atmosphère. Egalement, il tient en compte de l'ensemble des variables météorologiques locales. Par ailleurs, ce modèle est considéré par la FAO comme la référence fiable et universelle pour estimer l'évapotranspiration de référence (ET_0) et pour évaluer les besoins en eau des cultures (Allen et al., 1998). Cependant, la difficulté majeure de ce modèle réside dans la détermination de la résistance du couvert (r_c). En effet, cette résistance n'est pas constante au cours du cycle végétatif (références). Elle varie fortement selon les conditions climatiques, la géométrie et le type du couvert végétal, les stades phénologiques, type de sol,...(Perrier, A., 1975a; Katerji, N., Perrier, A., 1983). Vu cette complexité, nous proposons dans le cadre de ce travail de substituer cette résistance (r_c) par la résistance critique (r^*) (Perrier, 1975b). Cette résistance (r^*) est définie comme étant la résistance r_c pour laquelle l'évapotranspiration est indépendante de la vitesse du vent. L'avantage de r^* est qu'elle ne dépend que du climat du site d'étude.

Dans le même contexte d'évapotranspiration des cultures, nous proposons une nouvelle approche simple qui relie la transpiration des arbres normalisée par l'indice foliaire (LAI: Leaf Area Index) et l'évapotranspiration de référence (ET_0). L'avantage de cette approche est qu'elle permet d'éliminer l'effet de la taille et la canopée de l'arbre sur l'estimation de la transpiration.

Egalement, nous avons traité, dans le cadre de cette thèse, le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique dans deux régions caractérisées par des humidités relatives de l'air contrastées.

Ainsi, le présent rapport est organisé comme suit :

Après une brève introduction générale, le premier chapitre est consacré à une étude bibliographique sur les différentes méthodes de la gestion d'eau d'irrigation. Il s'agit soit d'optimiser le besoin en eau des cultures, soit d'exploiter d'autres ressources en eau, notamment la condensation de l'eau des brouillards, pour répondre en particulier aux besoins croissants en eaux d'irrigation.

Dans le deuxième chapitre nous avons présenté les sites d'étude, le dispositif expérimental installé, les modèles numériques utilisés ainsi que la méthodologie suivie. Les chapitres 3, 4 et 5, dédiés aux résultats obtenus, font l'objet de quatre articles de recherche publiés. Les articles scientifiques en anglais sont associés à des résumés détaillés en français. Enfin, le manuscrit est bouclé par une conclusion générale et des perspectives.

**Chapitre I. Revue bibliographique sur les
différentes méthodes de la gestion de l'eau
d'irrigation**

La revue bibliographique présentée dans ce chapitre se décompose en deux parties. La première consiste à lister les différentes méthodes et techniques essentielles pour la détermination du besoin en eau des cultures, équivalent au terme **évapotranspiration**. La deuxième partie rappelle des méthodes, connues depuis les temps anciens, pour capter l'eau du brouillard atmosphérique, utilisée comme un complément d'eau d'irrigation.

I.1 Méthodes de calcul et de mesure de l'évapotranspiration

I.1.1 Modèles d'estimation de l'évapotranspiration

Déterminer les besoins en eau des cultures revient dans la pratique à déterminer les quantités d'eau perdues par **évapotranspiration (ET)**. Ce terme est un processus extrêmement complexe; faisant intervenir des paramètres aérodynamiques, météorologiques et biophysiques dans la plus part des cas difficiles à déterminer (Allen et al., 2011 ; Er-Raki et al., 2013). Il est également utile à la bonne compréhension du fonctionnement des systèmes agronomiques, hydrologiques et climatiques, ainsi qu'au suivi et à la prévision de leurs évolutions. Autrement, la modélisation du fonctionnement du couvert est un moyen privilégié pour réaliser cette analyse puisqu'elle permet de décrire les interactions entre les caractéristiques des couverts (aussi bien physiques que physiologiques) et celles de l'environnement (atmosphère et sol). Vu cette importance, des modèles ont été ainsi développés pour estimer l'ET en utilisant différentes approches (Jackson et al., 1977 ; Anderson et al., 1997; Bastiaanssen et al., 1998; Noilhan & Planton, 1989 ; Allen et al., 1998). D'une manière générale, on trouve deux catégories de modélisation de l'ET: celles basées sur le bilan hydrique et d'autres basées sur le bilan énergétique.

a) Modèles basés sur le bilan d'énergie

La compréhension du fonctionnement du système sol-plante-atmosphère s'avère essentielle pour une meilleure évaluation du bilan énergétique, tout en passant nécessairement par la détermination des flux de surface (figure 1.1). Ces flux

de surfaces jouent un rôle important pour le forçage des modèles de prévision météorologique. En climatologie, ces modèles permettent la compréhension et la prédiction des processus planétaires. Dans le domaine de l'agriculture, les applications concernent le suivi des besoins en eau des plantes ainsi que l'estimation des rendements des cultures.

En négligeant les termes d'advection et de stockage de la chaleur dans la couche de végétation (Brutsaert, 1982), l'expression du bilan d'énergie du système sol-plate-atmosphère s'écrit sous la forme suivante :

$$R_n = G + H + LE \quad (W/m^2) \quad (1.1)$$

Avec: R_n , le rayonnement net à la surface (sol-plante), G est le flux de chaleur conductif dans le sol, H est le flux de chaleur sensible et LE représente le flux de chaleur latente (évapotranspiration). Ce bilan d'énergie schématisé d'une manière générale sur la figure 1.2 représente les échanges énergétiques pendant le jour et la nuit. Pendant le jour, les apports énergétiques correspondent au rayonnement net, et les pertes d'énergie sont dues au flux de chaleur latente dans l'air (évapotranspiration), au flux de chaleur sensible (convection) et au flux de chaleur par conduction dans le sol. Pendant la nuit, les pertes de chaleur sont principalement dues au rayonnement net qui est alors négatif. Les apports énergétiques correspondent au flux convectif de chaleur dans l'air (qui est souvent plus chaud que la surface), au flux de chaleur latente en cas de condensation (rosée) et au flux de chaleur par conduction dans le sol (les couches profondes du sol se trouvent plus chaudes que la surface). Ce phénomène de condensation est généralement connu dans les régions caractérisées par un taux d'humidité trop élevé et des températures nocturnes de l'air qui sont inférieures aux températures du point de rosée. Par conséquent, il est possible d'exploiter cette eau de rosée, pour l'irrigation par exemple. Ce phénomène de condensation est traité parmi les uns des objectifs de cette thèse (voir chapitre 5).



Figure 1. 1. Composantes du bilan d'énergie dans le système sol-plante-atmosphère: flux de chaleur sensible (H), flux de chaleur latente (LE), Rayonnement net (Rn) flux conductif dans le sol (G).

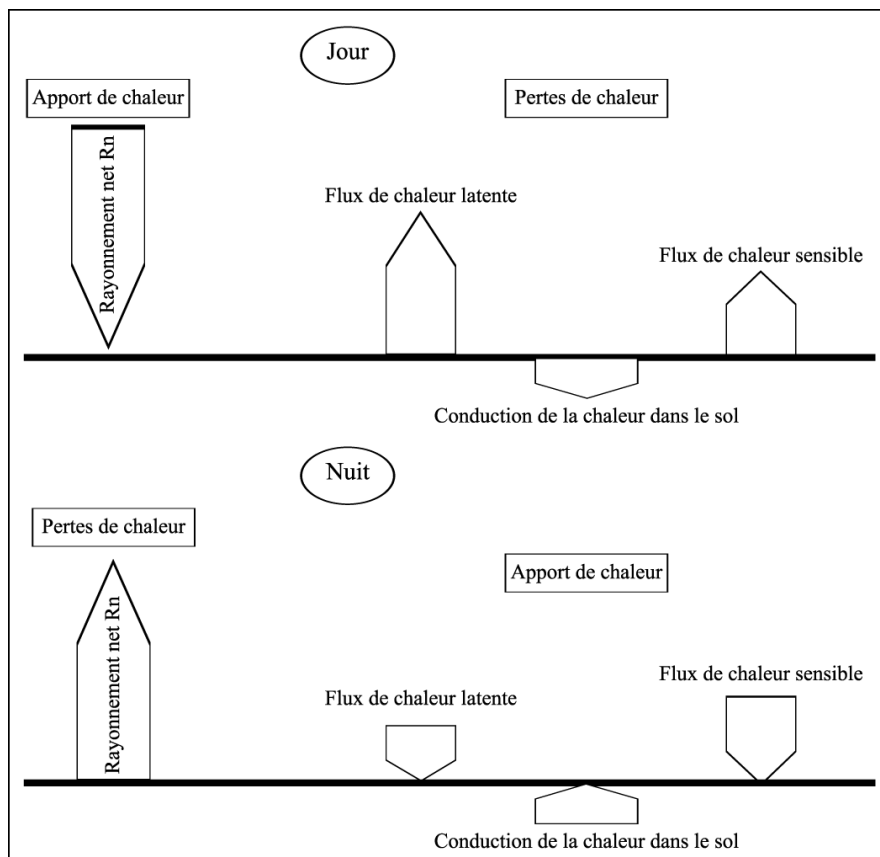


Figure 1. 2. Représentation schématique des bilans d'énergie de jour et de nuit au niveau de la surface (D'après Guyot, 1999). Les flèches indiquent le sens des flux et leur longueur l'importance relative de chaque composante.

La détermination des flux de surface: chaleur sensible (H) et chaleur latente (LE), est d'une importance cruciale pour la gestion de l'eau d'irrigation, en particulier

dans les régions arides et semi-arides. L'évapotranspiration, équivalente au flux de chaleur latente (figure 1.3), est la quantité de vapeur d'eau transférée dans l'atmosphère par transpiration des plantes, et par évaporation de l'eau du sol et de l'eau interceptée par le feuillage.

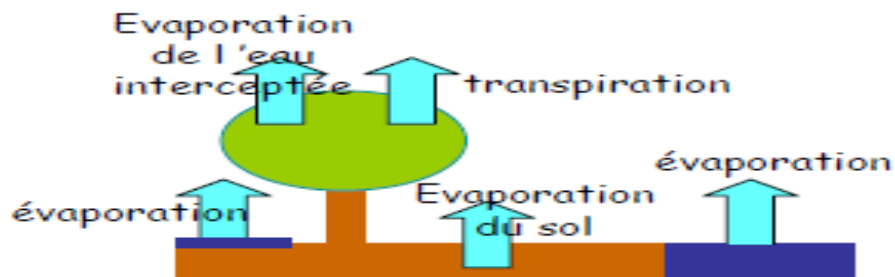


Figure 1. 3. Phénomène d'évapotranspiration.

L'évapotranspiration joue un rôle essentiel pour réguler la température de la surface sol-végétation. Cette température a un impact majeur sur les activités biologiques du sol et éco-physiologiques de la plante (Jackson et al., 1977). Par ailleurs, une fraction limitée de l'évapotranspiration est utilisée par la plante pour la photosynthèse ; c'est-à-dire l'eau réellement utilisée pour la fabrication de la matière sèche. Ce processus est motorisé en effet par le rayonnement solaire absorbé par la végétation. L'énergie consommée par la photosynthèse est généralement négligée dans l'expression du bilan d'énergie (eq.1.1) (Guyot, 1999).

➤ Rayonnement net (R_n)

Le flux de rayonnement net (R_n) est le bilan de l'ensemble des échanges de rayonnement de courte et de grande longueur d'onde au niveau de la surface sol-végétation. Pendant la journée, ce flux est généralement dominé par le rayonnement solaire (R_s) et par conséquent R_n est positif. Inversement, pendant la nuit, R_n est négatif et relativement faible. De cela, la surface «sol-végétation» est réchauffée pendant la journée, alors qu'elle se refroidit pendant la nuit, surtout sous des conditions de ciel clair.

Le rayonnement net R_n s'exprime en fonction des composantes électromagnétiques courtes et grandes longueurs d'onde (respectivement domaine solaire et domaine thermique). La résolution du bilan radiatif fournit le rayonnement

net disponible au niveau de la surface considérée. Le formalisme qui décrit le bilan radiatif se base sur les lois de l'électromagnétisme et son expression dépend des caractéristiques géométriques, optiques et biophysiques de la surface. Le rayonnement net (R_n) représente donc le bilan des rayonnements incident et réfléchi de courtes longueurs d'onde et des rayonnements de grandes longueurs d'onde incident et réfléchi ou émis par la surface. Les courtes longueurs d'ondes appartiennent au domaine du visible et du proche infrarouge tandis que les grandes longueurs d'ondes sont celles de l'infrarouge thermique. Ainsi, le bilan radiatif de la surface s'écrit comme suit :

$$R_n = SW_{in} - SW_{out} + LW_{in} - LW_{out} \quad (1.2)$$

Avec :

SW_{in} : Rayonnement incident de courtes longueurs d'onde;

SW_{out} : Rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde;

LW_{in} : Rayonnement incident de grandes longueurs d'onde (venant de la voute céleste);

LW_{out} : Rayonnement réfléchi et émis par la surface en grandes longueurs d'onde.

R_n représente aussi la somme du rayonnement solaire R_s incident et réfléchi par la surface (caractérisée par son albédo α_s) dans le domaine des courtes longueurs d'onde, du rayonnement tellurique incident dans les grandes longueurs d'onde (rayonnement atmosphérique R_a) et du rayonnement émis par la surface dans les grandes longueurs d'onde, dépendant directement de la température de la surface (T_s).

Au final, l'équation du bilan radiatif s'écrit :

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + (1 - \rho_s)R_a - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (1.3)$$

Avec :

α_s : Albédo de la surface, en général pour les sols $\alpha_s \in [0.1, 0.3]$;

R_s : Rayonnement solaire incident global ($\frac{W}{m^2}$) ;

ρ_s : Coefficient de réflexion thermique de la surface ;

R_a : Rayonnement thermique incident de grande longueur d'onde, émis par l'atmosphère ($\frac{W}{m^2}$) ;

ε_s : Émissivité de la surface ;

σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($= 5.6698 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$) ;

T_s : Température radiative de la surface (K).

➤ Le flux de chaleur conductif dans le sol (G)

Les transferts thermiques dans le sol sont gouvernés par des échanges de chaleur par conduction. D'après l'équation de Fourier, le flux de chaleur (G) est proportionnel au gradient vertical de température et à la conductivité thermique du sol k (W/m/K). Il est donné par l'expression :

$$G = -k \frac{dT}{dz} \quad (1.4)$$

Selon l'équation de Fourier, le flux de chaleur par conduction dans le sol (G) est proportionnel au gradient de température entre une profondeur de référence (T_r) et la surface du sol (T_{sol}), et à la conductivité thermique du sol.

$$G = k * (T_{sol} - T_r) \quad (1.5)$$

A noter que G est négatif pendant la journée et correspond à un réchauffement du sol sous l'effet de l'apport énergétique du soleil, tandis que la nuit, il est dirigé de la profondeur du sol vers la surface.

➤ Les flux turbulents : chaleur sensible (H) et chaleur latente (LE)

Les flux turbulents (H et LE) s'expriment en fonction des gradients de température et de pression partielle de vapeur dans la couche limite atmosphérique selon l'analogie électrique. Les transferts de chaleur sensible et de chaleur latente ont lieu entre deux hauteurs de potentiels énergétiques de référence (température et pression en vapeur d'eau, respectivement) et sont contrôlés par un réseau de

résistances dont les valeurs dépendent des propriétés statiques et dynamiques du milieu (figure 1.4).

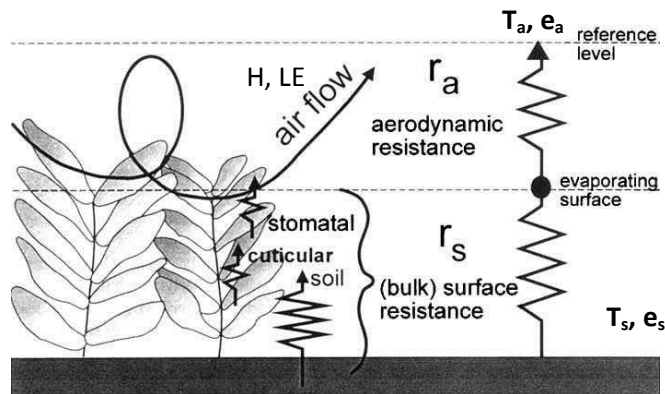


Figure 1. 4. Représentation schématique, par analogie électrique, des échanges des flux turbulents (H et LE) à l'interface sol-plante/atmosphère par l'intermédiaire des résistances de surface (r_s) et aérodynamique (r_a) (Allen et al., 1998).

Les échanges turbulents correspondent à des transferts d'énergie ou de masse par déplacement de l'air entre la surface (sol-végétation) et les couches atmosphériques basses. Il existe trois régimes de convection: la convection forcée qui correspond aux mouvements par les seuls effets dynamiques (vent), la convection libre correspond aux mouvements verticaux de l'air générés par les différences de densité (flottabilité) liées aux différences de température et la convection mixte qui combine les deux processus (libre et forcé).

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

Les transferts de masse correspondent au déplacement et au mélange d'air à des concentrations différentes comme les flux de vapeur d'eau liés à l'évapotranspiration (flux de chaleur latente). En général, les flux de chaleur sensible (H) et latente (LE) sont calculés par:

$$H = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (1.6)$$

$$LE = \rho C_p \frac{e_s - e_a}{\gamma(rs + r_a)} \quad (1.7)$$

Avec :

r_a : Résistance aérodynamique de l'air ($s.m^{-1}$) ;

r_s : Résistance d'un couvert végétal "sol+végétation" ($s.m^{-1}$) ;

T_a : Température de l'air ($^{\circ}K$) ;

T_s : Température de surface ($^{\circ}K$) ;

γ : Constante psychrométrique ($kPa.^{\circ}K^{-1}$) ;

e_s : Pression de vapeur saturante (kPa) ;

e_a : Pression de vapeur réelle (kPa) ;

$e_s - e_a$: Déficit de pression de vapeur de l'eau dans l'air (kPa) ;

C_p : Capacité calorifique de l'air ($J.^{\circ}K^{-1}m^{-1}$) ;

ρ : Masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$).

Généralement, les modèles utilisés pour estimer H et LE et qui décrivent les échanges d'eau et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère sont des modèles de type SVAT (Soil-Vegetation-Atmospher-Transfert) (figure1.4). Ces modèles sont généralement utilisés par les météorologues et les climatologues, particulièrement pour la partition de l'énergie disponible à la surface ($R_n - G$) entre chaleur sensible (H) et chaleur latente (LE). Les modèles SVAT sont généralement classés selon leurs niveaux de complexité, l'importance de la physique qu'ils incorporent, et leur échelle d'application. Les modèles complexes de type SVAT utilisent un réseau de résistances pour simuler les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère. La complexité physique de ces modèles leur offre a priori l'avantage d'être applicables sur une grande variété de couverts végétaux. Cependant, ils présentent des inconvénients tels que la gourmandise en paramètres et variables d'entrée et de calibration, qui ne sont pas toujours

disponibles, surtout aux grandes échelles de temps et d'espace (Er-Raki, 2014). Dans la littérature, les modèles SVAT sont classés en trois grandes catégories (figure 1.5), selon le nombre de couches utilisées pour modéliser le sol et la végétation (Krinner et al., 2005):

- Des modèles à une seule source « 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'introduction d'une résistance additionnelle de surface fonction des caractéristiques de la végétation (figure. 1.5-a). Cette approche est appelée mono-couche « ou big leaf », car elle ne fait pas la distinction entre le sol et la végétation. C'est cette approche qu'on a utilisée dans le cadre de ce travail et elle sera présentée en détail dans le chapitre suivant.

- L'approche bi-sources, qui est une extension de l'approche mono-source, distingue entre le sol et la végétation et applicable à des couverts moins denses. C'est souvent le cas de la végétation développée dans des régions semi-arides, où l'humidité du sol est le facteur limitant affectant la structure et la dynamique de la végétation. Ce type de modèle est représenté de façon générique dans la figure. 1.5-b. Ce modèle, dit bicouche, a été formalisé initialement, entre autre, par Thom (1972), Deardorff (1978) suivis par Shuttleworth et Wallace (1985). Il est largement utilisé par la suite sous des formes plus ou moins semblables (Choudhury et Monteith, 1988; Shuttleworth et Gurney, 1990; Lafleur et Rouse, 1990; Ham et Heilman, 1991; Nichols, 1992; Lhomme et al., 1994; Bonan, 1996 ; Noilhan et Mafhouf, 1989).

- L'approche multi-sources qui discrétise la végétation et le sol en plusieurs couches (figure 1.5-c), considère que l'énergie disponible pour les flux turbulents est distribuée entre les sources en fonction de la structure des éléments de surface. Chaque source est représentée par une résistance spécifique. Cette approche consiste

à découper le couvert verticalement en un certain nombre de strates ou couches représentant chacune une source potentielle de chaleur, sensible et latente, et reliées entre elles par un réseau de résistances. Dans ce cas, les flux sont calculés pour chaque source d'échange afin d'obtenir un flux total intégré sur le profil de végétation (Lhomme, 1988; Brenner et Incoll, 1997). Comme montré sur la figure. 1.5-c, une résistance aérodynamique additionnelle est ajoutée entre chaque couche afin de prendre en compte la résistance de l'air au transfert vertical. Ce type de modèles est basé souvent sur une description fine de la canopée et des processus de transferts de chaleur et de masse au sein du continuum sol-plante-atmosphère. Ils sont ainsi considérés surtout comme modèles "références". Leur importance a incité nombreux chercheurs pour le développement des modèles multi-source de différentes complexités. On peut citer, par exemple, le modèle SEBI (Surface Energy Balance Index), développé par Menenti et Choudhury (1993), et ses dérivés tels que S-SEBI (Roerink et al., 2000), SSEB (Senay et al., 2007), SEBAL (Bastiaanssen et al. 1998a,b). Egalement, on peut citer le Modèle Agrométéorologique d'Evaporation et de Température MAGRET (Lagouarde, 1991; Courault et al., 1996), dérivé du modèle EARTH (Choisnel, 1977), le modèle Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere «ISBA» (Noilhan & Planton, 1989; Noilhan & Mahfouf, 1996), le modèle Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer «SiSPAT» (Braud; Demarty et al., 2002; Ji et al., 2009), le modèle Interactive CANopy Radiation Exchange «ICARE» (Gentine et al., 2007) et l'approche à double coefficient cultural de la FAO-56 (Allen et al., 1998).

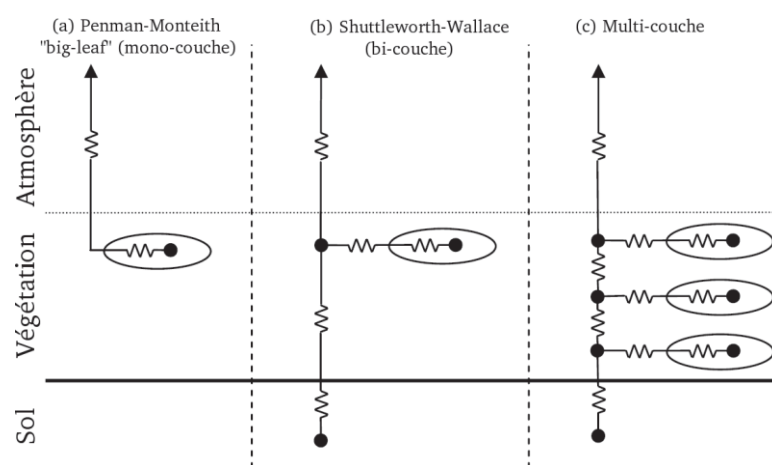


Figure 1. 5. Différents Schémas résistifs décrivant les échanges d'eau et d'énergie entre un couvert végétal et l'atmosphère.

Comme alternative aux modèles complexes décrits en haut, les modèles simples et robustes comme le modèle FAO-56 «coefficient simple» (Allen et al., 1998), sont largement utilisés comme outils d'aide à la décision, en général, et pour la gestion de l'eau d'irrigation, en particulier (Er-Raki et al., 2007; 2009 ; 2010 ; Belaqziz et al., 2013 ; Le Page et al., 2014). L'avantage fort de ces modèles est qu'ils sont moins gourmands en paramètres d'entrées, facile à spatialiser, simple à manipuler par les gestionnaires. Une brève description de ce modèle sera présentée dans le chapitre suivant.

b) Modèles basés sur le bilan hydrique

La compréhension du fonctionnement du système sol-plante-atmosphère s'avère essentielle pour une meilleure évaluation des bilans hydriques tout en passant nécessairement par la détermination du terme évapotranspiration. Généralement, ce sont les hydrologues qui s'intéressent plus au bilan hydrique, particulièrement dans l'estimation de l'évapotranspiration et des transferts de masse à l'interface et dans le sol, dans le but d'une meilleure gestion de l'irrigation et du stock d'eau.

La méthode du bilan hydrique est une méthode résiduelle, dans le sens qu'elle se base sur l'équation du bilan hydrique et sur la déduction de l'évapotranspiration à partir de la détermination des autres termes :

$$ET = I + P - R - D \pm \Delta SW \quad (1.8)$$

Les termes à droite représentent respectivement l'irrigation (I), la pluie (P), le ruissellement (R), le drainage (D) et la variation de la quantité d'eau contenue dans le sol (ΔSW). Tous ces paramètres sont en (mm/jour).

Ainsi, toute étude du bilan hydrique d'une culture passe nécessairement par le contrôle des termes apport (pluie et irrigation) et les termes perte (évapotranspiration, infiltration et ruissellement). Le ruissellement reste généralement le moins important est le peu documenté (Guyot, 1999). En revanche, l'infiltration et surtout l'évapotranspiration sont les plus étudiées et pour lesquelles

un grand nombre de modèles sont développés; pour estimer l'évapotranspiration et/ou sa partition en évaporation du sol et transpiration de plante. On distingue en général deux grandes classes de modèles de bilan hydrique : les modèles dits "mécanistes" et les modèles dits "analogues" (ou modèles réservoir). Dans l'approche mécaniste, le flux d'eau dans le sol est contrôlé par l'existence d'un gradient de potentiel d'eau dans le sol, régi par la loi de Darcy. Les méthodes de résolution des équations impliquent toutes le fractionnement du sol en plus ou moins petites couches (De Jong, 1981; Feddes et al., 1988). La complexité dans la mise en œuvre de cette méthode réside dans la précision de la fonction pédotransfert utilisée pour le transfert de l'eau dans le sol et dans les procédures pour l'estimation des conditions aux limites du système sol-plante-atmosphère. Parmi ces modèles, on cite par exemple : HYDRUS-1D /2D (Simunek et al., 2008), SALTMED (Ragab, 2002) et BILHYNA (Tuzet et al., 1992).

Dans l'approche analogue, le sol est traité comme une succession de réservoirs, remplis par les eaux de pluie et d'irrigation, et vidés par l'évapotranspiration et le drainage. Ces modèles réservoirs sont basés principalement sur la détermination de la capacité de stockage de l'eau dans le sol, ΔS , en fonction de la profondeur du sol et de la zone racinaire (Lhomme & Katerji, 1991). Parmi ces modèles on cite, entre autres, le modèle AQUACROP (Steduto et al., 2007), FAO-56 (Allen et al., 1998; ISBA (Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf, 1996), SiSPAT (Braud et al., 1996, 2005). Ces modèles permettent l'estimation de l'évapotranspiration et/ou l'évaporation du sol et la transpiration des plantes séparément en fonction du développement des cultures, l'évolution de réserves d'eau dans le sol.

I.1.2 Mesure de l'évapotranspiration

Il existe une grande variété de méthodes de mesure de l'évapotranspiration. Certaines d'entre elles sont plus convenables que d'autres pour des questions de précision ou de coût financier, ou sont particulièrement adaptées à des échelles d'espace et de temps données. On trouve principalement trois approches : approche

hydrologique, approche micro-météorologique et l'approche physiologique. Les approches hydrologiques sont basées généralement sur le bilan hydrique et le terme évapotranspiration se calcule comme terme résiduel de l'équation de bilan hydrique (Equation 1. 8). L'exemple le plus historique de ce genre d'instruments est le lysimètre. Le principe de ce dispositif est d'isoler un bloc du sol de quelques mètres-carrés de surface, qui englobe la zone racinaire, du reste de la parcelle étudiée. Cet échantillon de terrain est drainé à sa base et on enregistre les débits sortant par les drains. En surface, un collecteur fait le tour de la parcelle et récupère les eaux de ruissellement dont le débit est également enregistré. Les apports d'eau par la pluie P sont mesurés avec un pluviomètre. Enfin, l'évaluation du stock d'eau R contenu dans la case se fait, soit par une mesure à la sonde à neutron des teneurs en eau dans le sol, soit en montant la case sur un système de bascule. Un bilan très simple permet d'évaluer l'évapotranspiration.

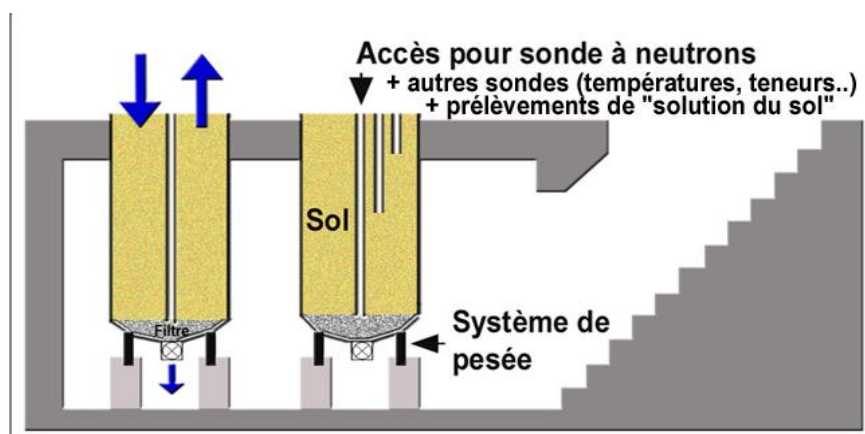


Figure 1. 6. Schéma d'une cuve lysimétrique.

Pour les approches micro-météorologique, on trouve plusieurs techniques de mesure de L'ET qui sont basées sur les flux turbulents des surfaces et qui sont soit des méthodes directes ou indirectes. On peut citer par exemple la méthode du rapport de Bowen (Bowen, 1926), la méthode aérodynamique (Stanhill, 1969) et la méthode d'Eddy corrélation (Tanner, 1993 ; Van Dijk et al. 2004). Dans ce travail, on s'intéressera à cette dernière méthode considérée comme une méthode de référence du fait qu'elle permet une mesure directe des flux verticaux de chaleur sensible et latente avec une grande précision. Dans cette méthode, les flux turbulents (quantité de mouvement, chaleur sensible, chaleur latente) sont calculés directement comme la

covariance entre les fluctuations de la vitesse vertical du vent (w') et les fluctuations de la grandeur considérée (T' pour la température et q' pour la vapeur en eau) mesurées par un anémomètre sonique et un infrared gas analyzer (van Dijk et al. 2004) (figure 1.7). La densité de flux de chaleur sensible H_{ec} et latente LE_{ec} , est donnée respectivement par :

$$H_{ec} = \rho C \overline{w'T'} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (1.9)$$

$$LE_{ec} = \rho \overline{w'q'} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (1.10)$$

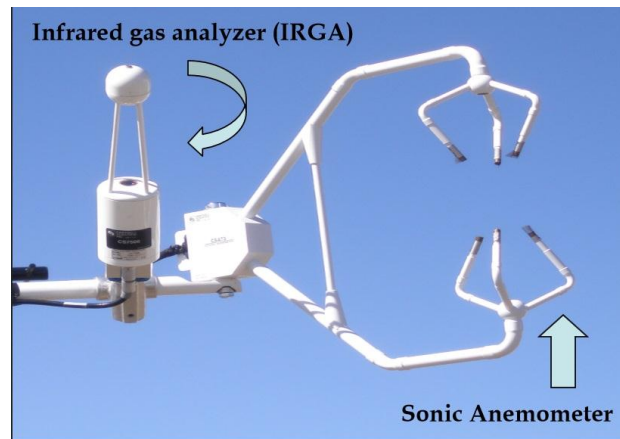


Figure 1. 7. Système d'éddy covariance pour la mesure de flux turbulents (H et LE).

Pour les approches physiologies, elles consistent à mesurer le flux de sève ascendant et par la suite l'eau perdue par transpiration. Cette méthode est basée sur la mesure du flux de sève circulant dans le tronc des plantes.

Il existe différentes méthodes de mesure de flux de sève (figures 1.8) qui sont toutes basées sur des principes thermiques. Un élément chauffant apporte de l'énergie au système et les pertes de chaleur sont mesurées à l'aide de thermocouples. Les principales méthodes utilisées sont la méthode du bilan de chaleur (Energy or Heat Balance, Dynagage, Sakuratani, 1981; Baker and Van Bavel, 1987), la méthode de dissipation de chaleur dite méthode de Granier ou HPV (Heat Pulse velocity, Granier, 1987) et la méthode par impulsion de chaleur appelé aussi HRM (Heat Ratio Method, Burgess et al., 2001), qui est une modification de la méthode Heat Pulse Velocity (HPV) (Marshall 1958; Edwards et al., 1996). Dans notre étude, nous avons utilisé la première et deuxième méthode pour la mesure du flux de sève des cultures

arborées : les oliviers et les orangers dans la région de Tensift au Maroc et le noix de pécan au Mexique.

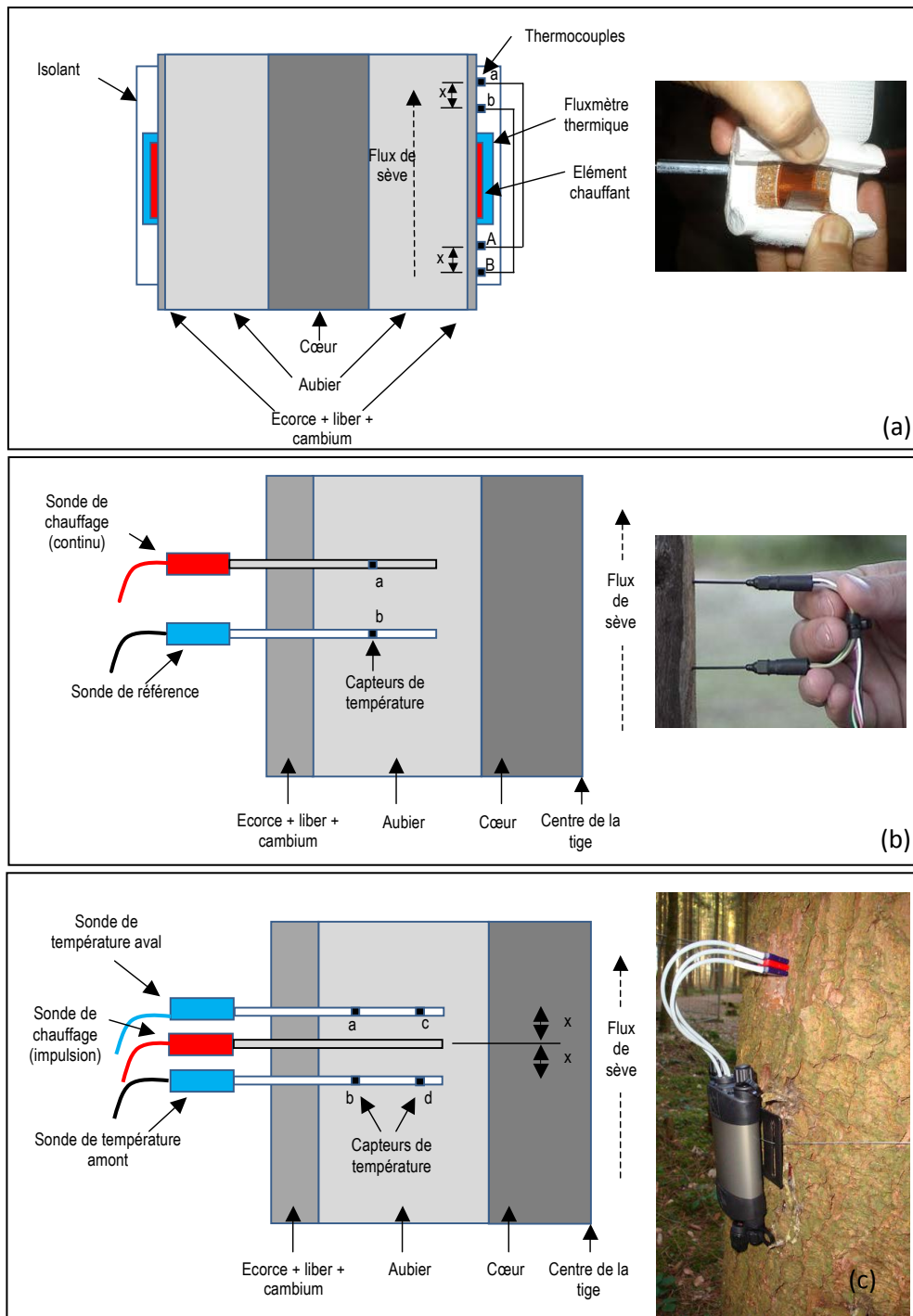


Figure 1. 8. Différentes techniques de mesure de flux de sève : a) : méthode basée sur le bilan d'énergie (Energy or Heat Balance, Dynagage), b) : méthode de Granier, c) méthode par impulsion de chaleur HRM (d'après Saurin et al., 2014).

En analysant les différentes méthodes et techniques de détermination de l'évapotranspiration citées en haut, on peut constater que la majorité de ces méthodes

sont basées sur le bilan hydrique ou le bilan énergétique. Le tableau 1.1 résume les méthodes de mesure et d'estimation de l'évapotranspiration (Rana et Katerji, 2000 ; Allen et al. 2011 ; Er-Raki et al. 2013).

Tableau 1. 1. Classification des méthodes de mesure et d'estimation de l'évapotranspiration.

	Approches	Méthodes
Mesure de l'évapotranspiration	Approche hydrologique	-Bilan hydrique -Lysimètre
	Approche micro-météorologique	-Bilan d'énergie et rapport de Bowen -Méthode aérodynamique -Eddy covariance
	Approche physiologique-végétale	-Méthode du flux de Sève
Estimation de l'évapotranspiration	Approche analytique Approche empirique Approche de la télédétection	-Méthode de Penman-Monteith -Méthode de coefficient cultural (Kc) -Méthode du bilan hydrique -Bilan d'énergie -Activité physiologique des plantes

Après avoir présenté une revue exhaustive sur les différents modèles et techniques d'estimation et de mesure des flux turbulents (chaleur sensible et latente)

qui jouent un rôle important dans la gestion de l'eau d'irrigation, nous discutons dans la section suivante d'autres méthodes qui consistent à récupérer de l'eau condensée des brouillards afin de l'utiliser comme source d'eau pour l'irrigation.

I.2 Méthodes de captation de vapeur d'eau atmosphérique

L'objectif de ce paragraphe est de lister les différentes techniques permettant de récupérer de l'eau présente dans l'air (brouillard, rosée) de manières active ou passive (c'est-à-dire avec ou sans apport d'énergie) et d'en estimer les principaux avantages et inconvénients (Beysens et Milimouk, 2000).

En milieu aride et semi-aride qui souffre de la rareté d'eau, il est possible de s'orienter vers d'autres ressources hydriques alternatives qui ne sont pas négligeables comme la récupération du vapeur d'eau atmosphérique. La rosée est une ressource renouvelable sous forme vapeur dans l'atmosphère. Elle est très largement distribuée, avec les meilleurs potentiels en milieu aride et en saison sèche. A titre d'exemple, Mileta et al., (2004, 2006) ont trouvé en Croatie que la ressource rosée peut atteindre 30 à 40% de la pluviométrie mensuelle et jusqu'à 121% en été. Les nuages ou la pluie et le brouillard se trouvent sous forme condensée mais ne sont récupérables que dans des endroits caractérisés par des conditions atmosphériques bien déterminés (humidité relative élevée, température est inférieure à celle de rosée,...).

Cette ressource alternative est à chercher tout simplement dans l'air où nous possédons de très grandes réserves d'eau non maîtrisées. Le constat est aisé, mais il faut pouvoir et savoir extraire cette eau sous forme liquide et de la façon la plus économique possible. Cette ressource en vapeur d'eau, très peu exploitée, peut être condensée en eau liquide douce par l'utilisation de condenseurs passifs refroidis par dissipation radiative d'énergie. Ce procédé, connu depuis les temps anciens (Le Roy, 1751), a commencé à être redécouvert et mis en œuvre dans plusieurs régions en pénurie d'eau (ex. El Tofo au Chili (Schemenauer et al. 1992), Sidi Ifni au Maroc (Lekouch, 2010), le Népal, Oman et l'Afrique du sud,...).

Plusieurs voies sont explorées à ce jour pour exploiter cette ressource. La vapeur d'eau atmosphérique peut être condensée en eau liquide par l'utilisation de condenseurs passifs (ou actifs) de rosée refroidis par dissipation radiative d'énergie. Selon une revue bibliographique exhaustive sur les différents condenseurs documentée par Lekouch (2010) et Muselli (2007), le premier condenseur de rosée (figure 1.9) a été construit en 1912 par un ingénieur Russe, F.I. Zibold en Crimée (Ukraine), sous forme d'une coupe d'environ 20 m de diamètre et chargée de galets de 15 à 40 cm de diamètre. Les galets étaient entassés suivant une forme de cône tronqué présentant une dépression conique au sommet (figure 1.9-a). La hauteur du cône était d'environ 6 m pour un diamètre au sommet de 8 m (Nikolayev et al., 1996; Beysens and Mylymuk, 2005). En 1931, Joukov a testé ce condenseur et il a trouvé un rendement de 360 litres sur un événement de rosée. Toutefois, Nikolayev et al. (1996) ont montré que la structure massive du condenseur construit par Zibold n'est pas adéquate pour la diminution de la température en dessous de celle du point de rosée. Par la suite en 1930, l'ingénieur Belge Knapen (1929) imagina une version modifiée de ces condenseurs. Il fit construire une tour évidée de 12 m de haut pour 12 m de large à la base à Trans-en-Provence (France), la tour existe toujours (figure 1.9-b). Cependant, le rendement n'excéda jamais 12 litres par nuit. Ces deux tentatives furent considérées comme non performantes (Gioda and Acosta-Baladon, 1991). Par la suite, Gindel (1965) a testé en Israël un condenseur léger composé d'un film de polyéthylène de 3 m² et placé en position inclinée d'environ 25°. Les rendements ont été relevés à 0,86 et 3,63 L.m⁻²/mois sur trois sites. Depuis 1994 et après trois mois de test d'un condenseur radiatif par Nilsson (1994) en Tanzanie puis en Suède, le gisement quantitatif de rosée a été expérimenté dans de nombreux sites, un « réseau » de mesure se regroupant pour l'essentiel au sein de l'International Organization for Dew Utilisation « OPUR » ou Organisation Pour l'Utilisation de la Rosée. Trois sites ont été instrumentés en France (Grenoble, dès 1995, Ajaccio en 1999 et Bordeaux en 2000), ainsi que Wageningen (Pays-Bas) et Jérusalem (Israël). Les tests, standardisés sur un condenseur léger de 1 m², se sont alors étendus à la Croatie (Zadar, Komiza, Bisevo), l'Ethiopie (Bahir Dahr), l'Inde (Kothara, région du Kutch, état du Gujarat), l'Arabie Saoudite (Dharam), la Polynésie Française (Tikehau, Tahiti)

et au Maroc (Mirleft). Une orientation nouvelle a aussi été prise, car ces recherches ont été mises à profit pour développer l'ensemble des outils et connaissances pour la réalisation de condenseurs opérationnels de grande superficie (toitures, usines de rosée,...).



a)



b)

Figure 1. 9. Photos des anciens condenseurs passifs: a) Le condenseur de Zibold à Féodosia (Crimée, Ukraine) et b) le condenseur de A. Knapen à Trans-en-Provence (France) dans son état actuel (Lekouch, 2010).

Ainsi on peut distinguer deux grandes catégories de condenseurs de rosée :

- Les condenseurs passifs basés sur la mise en œuvre du refroidissement radiatif, phénomène naturel passif (sans apport d'énergie), appliqué

aux surfaces de condenseurs-collecteurs de vapeur d'eau atmosphérique. Les condenseurs passifs peuvent être naturels ou artificiels, et l'intensité de la condensation est fonction des conditions météorologiques notamment la température de l'air, la température de rosée (liée à l'humidité relative), la couverture nuageuse et la vitesse du vent. Les condenseurs artificiels sont généralement des filets à brouillard ou des collecteurs de rosée (figure 1.10) qui ne nécessitent aucune énergie et font, pour cette raison, l'objet de développements dans le cadre de projets humanitaires cités auparavant. La condensation de la vapeur d'eau peut se produire aussi naturellement sur le couvert végétal sans l'intervention de l'homme. C'est ce type de condensation qu'on a essayé de caractériser sur différents sites au Maroc.



Figure 1. 10. Exemple d'un filet pour collecter l'eau de brouillard. Photo © FogQuest / Tony Makepeace.

- les condenseurs actifs sont des surfaces froides pour accélérer le phénomène de condensation de l'eau atmosphérique (Clus, 2007). La condensation de vapeur d'eau sur ces surfaces froides (par refroidissement radiatif naturel ou par apport d'énergie), peut se caractériser comme une perte de chaleur, au sens thermodynamique, dans un changement de phase Gaz-Liquide, tel que la diminution de l'agitation moléculaire qui se traduit par une transition de phase vers

de l'eau condensée (Monteith et Unsworth, 1990). Le passage de l'état liquide à l'état gazeux nécessite un apport de chaleur, de sorte que le fluide en se vaporisant refroidit les surfaces au contact desquelles il se trouve. Le phénomène de condensation se produit quand la température du condenseur devient inférieure à la température de rosée. Les travaux faits jusqu'au aujourd'hui pour la réalisation des condenseurs dédiés à la récupération de l'eau atmosphérique sont très rares. Le premier protocole expérimental d'estimation de la ressource vapeur d'eau atmosphérique mis en place est ceux décrit par Muselli (2007) et Beysens and Mylymuk, (2005)

Ces méthodes de récupération de l'eau atmosphérique exigent certaines conditions climatiques particulières (ex. présence du brouillard, humidité relative de l'air élevée) qui ne sont pas régulières tout au long de l'année, d'où une nécessité de conserver l'eau (problème de pollution, bactérie...).

En plus des techniques citées en haut pour la récupération de l'eau atmosphérique, plusieurs modèles, permettant de calculer des quantités d'eau condensée à partir de données météorologiques, ont été décrits dans la littérature (Goudriaan, 1977 ; Weiss, 1990 ; Janssen et Römer, 1991 ; Gleason et al., 1994 ; Nilsson, 1996 ; Kounouhewa et Awanou, 1999; Madeira et al., 2002). Ces modèles sont généralement basés sur les échanges de chaleur entre les condenseurs et l'air atmosphérique (Pedro et Gillespie, 1982 ; Nikolayev et al. 1996).

I.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté une revue bibliographique sur les deux parties de recherche traitées dans cette thèse. Dans la première partie, qui s'intéresse à la détermination du besoin en eau des cultures (équivalent à l'évapotranspiration), nous avons listé et discuté les différentes méthodes et techniques essentielles pour traiter ce volet. La deuxième partie rappelle les différentes méthodes de captation de l'humidité atmosphérique ainsi que les avancés dans le développement des condenseurs de rosé. Les différentes données nécessaires ainsi que les modèles utilisés seront présentés dans le chapitre suivant.

Chapitre II. MATERIELS ET METHODES

Dans ce chapitre, nous allons présenter les modèles ainsi que les sites d'études qui ont été utilisés au cours de ce travail. Le modèle utilisé est dit modèle physique mono-couche basé sur l'équation de Penman-Monteith. Les données expérimentales utilisées ont été réalisées dans le cadre du projet SudMed (Chehbouni et al., 2008) et le Laboratoire Mixte International TREMA (<http://lmi-trema.ma>), installés à Marrakech depuis 2002 et 2011, respectivement (Khabba et al., 2013; Jarlan et al., 2015). Deux principales arboricultures (olivier et oranger) de la région d'étude (Tensift AlHaouz) ont été suivies. Nous avons traité aussi le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique dans deux régions caractérisées par une humidité relative de l'air contrastée. Il s'agit d'une région côtière (Sidi Abed Doukkala) à 40 km sud-ouest de la ville d'Eljadida caractérisée par une humidité relative élevée et de la plaine du Haouz située dans la région de Tensift Al Haouz caractérisée par une humidité de l'air moyenne avec une variabilité saisonnière remarquable.

II.1 Sites d'études et données expérimentales

II.1.1 Description des sites d'études

Les sites d'étude se trouvent dans deux plaines: la plaine du Haouz incluse dans le bassin versant du Tensift qui entoure la ville de Marrakech au Maroc et la plaine de Doukkala (figure 2.1) qui constitue la limite littorale du bassin versant d'Oum Er-Rabia.

➤ Plaine du Haouz

La plaine du Haouz couvre une superficie d'environ 6000 km². Elle a un climat semi-aride avec une pluviométrie faible et irrégulière de l'ordre de 250 mm/an. La température est très élevée en été (37.7°C en moyenne des maximas) et basse en hiver (4.9°C comme moyenne des minimas). L'humidité relative de l'air est faible en été (42% en moyenne des minimas) et élevée en hiver (74% comme moyenne des maximas). L'évapotranspiration de référence est très élevée ($ET_0=1600$ mm/an). Ces

caractéristiques climatiques générales limitent tous les plans d'amélioration et de diversification de la production agricole et montrent l'importance d'une gestion rationnelle des eaux d'irrigation dans cette région. Afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des cultures dans la région. Plusieurs sites expérimentaux ont été identifiés et instrumentés (figure 2.1).

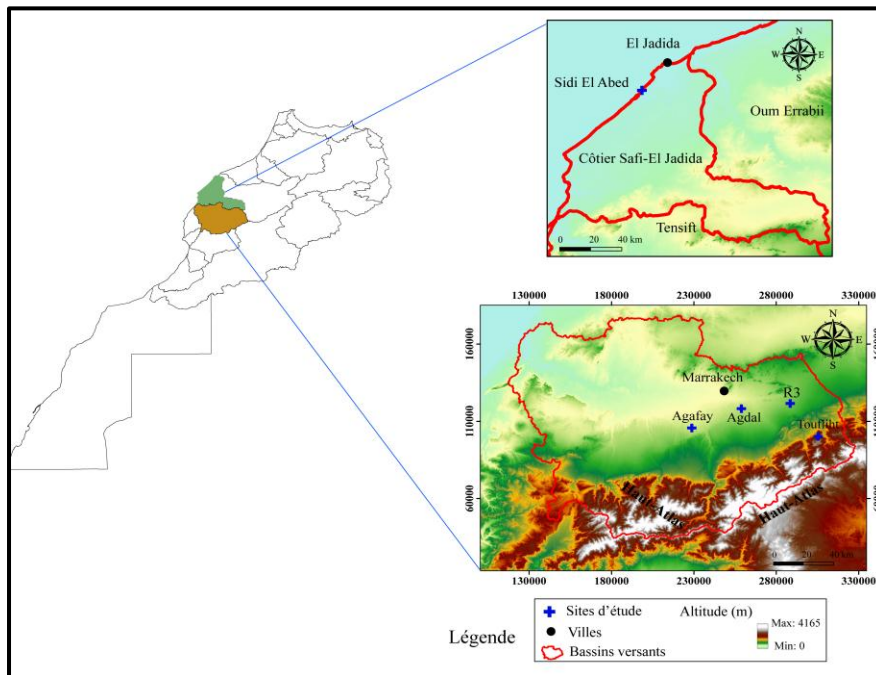


Figure 2. 1. Localisation des différents sites d'étude localisés dans deux régions : la plaine du Haouz et la plaine de Dokkala.

Les données expérimentales utilisées dans ce travail sont issues de différentes expériences réalisées sur plusieurs sites expérimentaux couvrant les cultures dominantes de la région. Le premier site concerne l'oranger d'Agafay qui se situe à 30 km au sud-ouest de Marrakech. Il s'agit d'un verger de mandarine adulte (*variété Afourar*) planté en juillet 2000. Il s'étale sur une superficie de 38.1 ha. La parcelle est divisée en trois secteurs, et chaque secteur est divisé en plusieurs carrés (Figure 2.2). Les coordonnées GPS de la tour principale de l'installation sont : 31°29'59.4'' N et 008°14'42.8'' W. Le mode d'irrigation utilisé est le goutte-à-goutte : deux tuyaux par rang (de part et d'autre des arbres), espacés de 1.5 m. La distance entre deux goûteurs consécutifs sur un même tuyau est de 1m.

Le verger entier s'irrigue en 24 heures, les parcelles de chaque secteur s'irriguent en même temps pendant 8 heures. La densité de plantation est en moyenne (4 m x 6 m).

Les orangers ont des tailles pratiquement similaires. La fraction du couvert est de l'ordre de 35% en plein développement végétatif. La texture du sol est sableux-limoneux (50% sable, 32% limon et 18% argile).

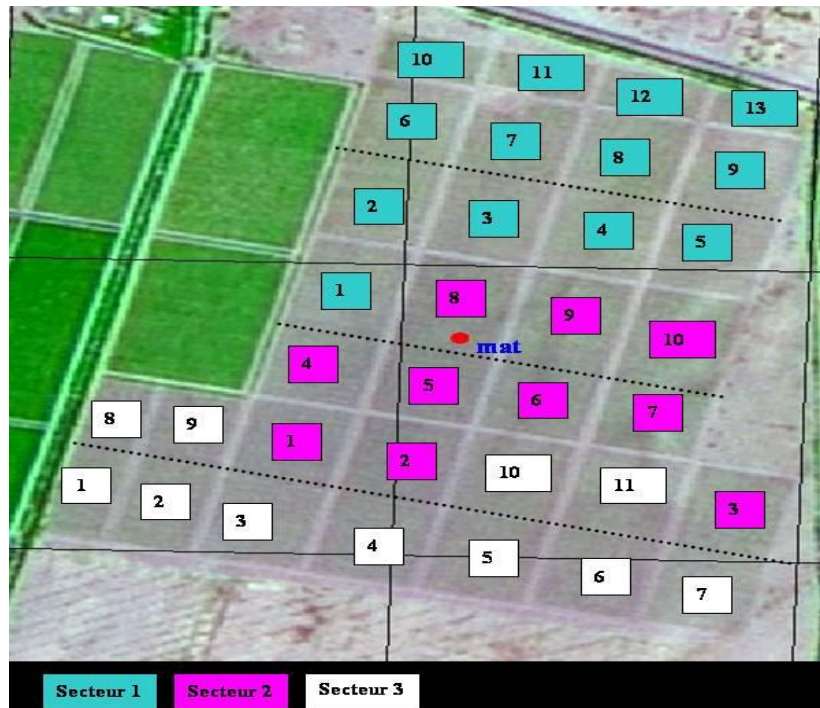


Figure 2. 2. Site d'oranger d'Agafay.

Le deuxième site est le jardin d'Agdal qui se trouve au sud de Marrakech. Il s'étale sur une superficie de 515 ha dont 275 ha plantés en oliviers et entourée de parcelles d'agrumes. Le site choisi contient deux parcelles (Nord et Sud) d'olivier d'hétérogénéité contrastée de point de vue caractéristiques biophysiques : hauteur de végétation, longueur de rugosité, fraction du couvert, ... (figure.2.3). Dans cette étude, nous nous sommes intéressés uniquement à la parcelle sud pour laquelle nous disposons de mesures de flux de sève.



Figure 2. 3. Site d'olivier d'Agdal (site Sud et site Nord) vu par une image Quickbird.

La majorité des arbres d'oliviers sont âgés d'environ 250 ans. Certains d'entre eux ont vieilli et ainsi remplacés par de jeunes arbres ou coupés et repoussés à nouveau. On trouve alors différents types d'arbres d'oliviers : des gros arbres ayant un seul tronc, des arbres ayant plusieurs troncs et des jeunes arbres. En général, les arbres sont plantés avec une densité 6 x 6 mètres, leur hauteur est de l'ordre de 6 mètres et la fraction de couvert d'environ 60%. La strate inférieure (herbe sauvage) est globalement peu développée, mais très hétérogène. Les arbres sont périodiquement irrigués par la technique gravitaire. Chaque arbre est entouré d'un petit bassin. La quantité d'irrigation estimée pour chaque apport est de l'ordre de 100 mm. La texture du sol est sableux-argileux (44% en sable, 30% en argile et 26% en limon).

Le troisième site est un verger d'olivier qui se trouve dans le secteur R3, situé à environ 40 km à l'est de Marrakech. Il s'étale sur une superficie de 24 ha. Les coordonnées GPS au milieu (position principale de l'installation des capteurs) sont: 31°40'11.9" N et 007°36'01.6" W (figure 2.4). Les arbres sont plantés en lignes espacées de 5m. La distance entre deux arbres voisins du même rang est de 1.5m, soit une densité de plantation de 1330 pieds/ha. Ce site contient 3 variétés (figure 2.4) : Arbequina, Arbosona et Koroneiki. Elles sont plantées comme suit : 4 rangs successifs de variétés Arbequina, suivit de deux rangs de variétés Koroneiki, puis 4

rangs de variété Arbequina, suivit cette fois ci par deux rangs de variétés Arbosona. La variété Arbequina est plantée en avril 2004 et les deux autres variétés en avril 2005. Les différences entre leurs tailles sont claires : les arbres anciens ont une hauteur d'environ 2.5m, une couronne de diamètre d'environ 1.8m et un diamètre de tige entre 4 et 5cm. Pour les arbres plus jeunes, ces caractéristiques sont environ de 1.1m, 0.8m et 1.5-2cm respectivement. La technique d'irrigation pratiquée est le goûte à goûte; le système d'irrigation est contrôlé par un compteur général de 24 vannes qui correspondent chacune à environ 1 hectare. Au cours de la période de mesure, il n'y avait pas de cultures en inter-rang. Cependant, nous avons remarqué le développement de la mauvaise herbe surtout au printemps. L'olivier occupe environ 25% de la surface totale. La texture du sol de ce site est argileux-limoneux (46% argile, 34% limon et 20% sable).



Figure 2. 4. Parcelle d'olivier de R3.

Le quatrième site étudié dans la plaine du Haouz est appelé le site de Touflihet ($7^{\circ} 26' N$, $31^{\circ} 28' W$) (figure 2 .1) sur le versant nord du haut Atlas à 70 km au sud-est de Marrakech; sur la route principale reliant Marrakech à Ouarzazate. Ce site est un site montagneux caractérisé par une humidité d'air significativement élevée par rapport à la plaine.

➤ **Région côtière (Sidi Abed Doukkala)**

En plus du site de Touflihte, nous avons travaillé sur un autre site appelé Sidi Abed, pour explorer le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique. Ce site est situé dans la région de Doukkala (figure 2.1) à environ 40 km de la ville d'El Jadida, entre $32^{\circ}15'N$ et $33^{\circ}15'N$ latitude et $7^{\circ}55'W$ et $9^{\circ}20'W$

longitude. La région de Doukkala constitue la partie aval du bassin hydraulique d'Oum Er-Rabia caractérisée par un climat semi-aride, doux et tempéré en hiver, chaud et sec en été. Généralement, la température moyenne annuelle est de 18°C avec un minimum de 4°C et un maximum de 30°C à 40°C. Les pluies sont caractérisées par une grande variabilité inter et intra-annuel qui est de l'ordre de 318 mm/an en moyenne. Comme le site de Sidi Abed est situé dans une région côtière, il est caractérisé par une humidité de l'air constamment élevée avec une moyenne annuelle de 85 % du fait de la présence des brumes et des brouillards tout le temps. Ceci favorise le développement de la végétation existante dans ces zones en raison des pluies disponibles et de l'eau adsorbée par le sol à partir de l'atmosphère.

II.1.2 Mesures expérimentales

Chaque site de notre étude, décrit en haut, a été équipé de tours de mesures et de fosses sol pourvues de capteurs électroniques pour le suivi des principaux termes des bilans hydrique et énergétique au pas de temps demi-horaire (figures 2.5): flux conductif, radiatif et convectif du système sol-plante. Une station météorologique classique pour la mesure des données météorologiques (température et humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnement global et précipitation) a été installée dans chaque site sur une surface de gazon. Ces données sont utilisées en particulier pour calculer l'évapotranspiration de référence (ET_0) par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). Les différents paramètres mesurés ainsi que les instruments de mesure associés sont résumés dans le Tableau 2.1.

Tableau 2. 1. Différents paramètres mesurés ainsi que les instruments de mesure utilisés.

Paramètre	Instrument de mesure
Climat	
Rayonnement solaire global (R_g)	Pyranomètre CM3, Radiomètre CNR1
Rayonnement net (R_n)	Radiomètre Net REBS Q6 et Q7, Radiomètre CNR1

Température de l'air (T_a)	HMP45C, Vaisala
Humidité Relative de l'air (HR)	HMP45C, Vaisala
Vitesse du vent (U)	Anémomètre, A100R
Précipitations (P)	Rain gauge, FSS500
Sol	
Température dans le sol (T_s)	Thermistances CTN
Humidité dans le sol (θ)	TDR (Time Domain Reflectometry), théta probe, gravimétrie
Flux conductif dans le sol (G)	Plaquette de flux HPF01
Flux turbulents	
Flux de chaleur sensible (H)	Anémomètre sonique CSAT3, anémomètre Ultrasonique modèle 81000
Flux de chaleur latente (LE)	Open-path infrared gas analyzer (Li7500, Licor Inc.), Krypton
Transpiration	Flux de la sève
Végétation	
Température de végétation (T_v)	Thermo radiomètre infrarouge
Fraction du couvert (f_c)	Photo hémisphérique
Indice foliaire (LAI, Leaf Area Index)	Allométrie (mesure des surfaces des feuilles)



(a)



(b)



(c)

Figure 2. 5. Photos de différents sites d'études avec la tour des instruments aériens : a) olivier d'Agdal, b) olivier de R3 et c) oranger d'Agafay.

II.2 Modèles utilisés

Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser un modèle monocouche qui est le modèle de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Le choix de ce modèle est justifié par les raisons suivantes:

- C'est un modèle simple source (ou simple couche) et considère le couvert végétal comme une entité suffisamment homogène,
- C'est un modèle physique (non empirique) basé sur le bilan d'énergie à la surface sol-végétation. Il peut être utilisé sous différentes conditions météorologiques,
- Il s'utilise à la fois pour calculer l'ET0 et l'ET réelle ou standard,
- C'est un modèle adaptable aux différentes cultures. Cela passe évidemment par une modélisation de la résistance du couvert est suffisante
- Il est adopté par la FAO (Allen et al., 1998) comme modèle référence pour le calcul de l'ET0, nécessaire pour l'utilisation du modèle FAO-56. Ce dernier constitue, selon la FAO, la méthode universelle "référence" pour évaluer les besoins en eau des cultures.

Nous avons utilisé aussi le modèle SiSPAT(Braud et al.,1996; 2005) pour étudier le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique dans le sol. Une brève description de ce modèle sera présentée dans la section II.2.2.

II.2.1 Description du modèle de Penman-Monteith

La chaleur latente (évapotranspiration) (λET) est calculée par ce modèle selon l'équation suivante :

$$\lambda ET = \frac{\Delta A + \frac{\rho c_p D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (2.1)$$

Avec $A = R_n - G$ est l'énergie disponible ($W m^{-2}$) à la surface sol-végétation, ρ est la

densité de l'air (kg m^{-3}), Δ est la pente de la courbe de la pression de la vapeur saturante à la température de l'air (kPa C^{-1}), γ est la constante psychrométrique (kPa C^{-1}), C_p est la chaleur spécifique de l'air ($\text{J kg}^{-1} \text{C}^{-1}$), $D = e_s - e_a$ est le déficit de pression de la vapeur d'air (kPa), r_c est la résistance du couvert (s m^{-1}) et r_a est la résistance aérodynamique en (s m^{-1}).

L'utilisation de ce modèle (équation 2.1) nécessite la détermination des deux résistances r_a et r_c .

a) *Résistance aérodynamique r_a*

La résistance aérodynamique r_a est calculée à un point de référence z situé dans la couche limite au-dessus du couvert par (Perrier, 1975 a, b) :

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{(z-d)}{(h_c-d)} \right]}{k \cdot u^*} \quad (2.2)$$

Avec d , la hauteur de déplacement du plan de référence (m), estimée par $d = 0.67 h_c$, où h_c est la hauteur moyenne des arbres (m). $k (=0.4)$ est la constante de Van Kármán et u^* est la vitesse du frottement (m s^{-1}). Cette dernière est éliminée de l'équation précédente en introduisant l'approche logarithmique de la vitesse du vent à un point de référence z au-dessus du couvert végétal:

$$u_z = \frac{u^*}{k} \ln \frac{(z-d)}{z_0} \quad (2.3)$$

Avec z_0 est la longueur de la rugosité (m) de la surface sol-végétation, estimée par $z_0 = 0.13 h_c$ (Kustas et al., 1989; Armbrust and Bilbro, 1997) . La formule finale de la résistance aérodynamique devient :

$$r_a = \frac{\ln \left(\frac{z-0.67h_c}{0.13h_c} \right) \ln \left(\frac{z-0.67h_c}{h_c-0.67h_c} \right)}{0.16u_z} \quad (2.4)$$

b) *Résistance du couvert r_c*

La résistance du couvert r_c n'est pas constante, mais elle change selon l'énergie

disponible et le déficit de la pression de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Egalement, r_c dépend des variables biophysiques du couvert (la fraction du couvert, l'indice foliaire, l'humidité de la surface, la fraction du sol mouillée, ...). Dans cette étude, nous proposons d'utiliser un modèle linéaire pour calculer r_c (Katerji et Perrier, 1983) :

$$\frac{r_c}{r_a} = a \frac{r^*}{r_a} + b \quad (2.5)$$

a et b sont des coefficients d'ajustement et r^* ($m s^{-1}$) est la résistance critique. Cette résistance représente r_c pour laquelle la valeur de λET est indépendante de r_a ($d\lambda ET/dr_a = 0$).

Le développement du calcul montre que r_c ne dépend que des variables météorologiques:

$$r^* = \frac{(\Delta + \gamma)}{\Delta \gamma} \cdot \frac{(\rho c_p (e_s - e_a))}{R_n - G} \quad (2.6)$$

Signalons que pour des raisons pratiques, on ne se place jamais au moment du lever ou du coucher du soleil, car lorsque le rayonnement net tend vers zéro, la résistance critique r^* n'a plus de sens.

La résistance r^* est liée à la résistance isotherme ($r_i = \rho c_p D / \gamma H$) utilisée pour la première fois par Monteith (1965). Elle peut être considérée comme résistance climatique, par ce qu'elle dépend seulement des paramètres météorologiques. r^* représente le seuil entre la situation $r_c < r^*$, pour laquelle λET augmente avec la vitesse du vent, et la situation $r_c > r^*$, pour laquelle λET diminue lorsque la vitesse du vent augmente.

c) Méthodologie de calcul de r_c

La résistance r_c est calculée par ajustement du modèle de Penman-Monteith (équation 2.1). Pour que les valeurs obtenues de r_c tiennent compte des conditions météorologiques des différents mois de l'année, nous avons considéré dans cet ajustement les données complètes de l'année 2007. Les valeurs de λET_{ec} utilisées sont

celles mesurées par Eddy covariance. Egalement, les autres termes de l'équation (2.1), à savoir R_n , G , D , r_a et Δ , sont déduits des mesures météorologique et/ou micro-météorologiques *in situ* du verger d'oranger au cours de 2007. Les valeurs de r_c calculées sont utilisées pour déterminer les coefficients empiriques a et b de l'équation (2.5). Après, les données qui restent, relatives aux deux années 2008 et 2009, sont utilisées pour valider l'équation linéaire obtenue par ajustement et introduite dans le modèle de Penman-Monteith (équation 2.1).

Modèle FAO-56

Le deuxième modèle utilisé dans ce travail est le modèle FAO-56 (Allen et al., 1998). Ce modèle permet d'estimer trois types d'évapotranspiration :

- La première c'est l'évapotranspiration de référence (ET_0) qui est définie comme l'ensemble des pertes d'eau par évaporation et par transpiration d'une surface étendue de gazon bien alimentée en eau, ayant une hauteur uniforme de 8 à 15 cm, en pleine période de croissance, couvrant complètement le sol. L'équation (2.7) du calcul de l' ET_0 est basée sur le modèle de Penman-Monteith (équation 2.1), en remplaçant r_c et r_a par leurs valeurs relatives au gazon (Allen et al., 1998) :

$r_c=70 \text{ s.m}^{-1}$ et $r_a=208/u_2$ avec u_2 est la vitesse du vent mesurée à 2m de la surface du sol. Ainsi, ET_0 est exprimée par :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2.7)$$

Devant la difficulté de respecter les conditions standards pour le calcul de ET_0 , différentes formules empiriques ont été développées pour estimer ET_0 . Ces formules, souvent empiriques, peuvent être classées en deux groupes: les méthodes de température (Blaney and Criddle, 1950; Hargreaves and Samani, 1985) et les méthodes de rayonnement (Makkink, 1957; Turc, 1961; Priestly and Taylor, 1972). Leur utilisation est basée sur plusieurs considérations comme le type du climat et la disponibilité des paramètres nécessaires. L'utilisation de formules empiriques non

adéquates peut surestimer ou sous-estimer ET_0 (Saeed, 1986; Jensen et al., 1990; Kashyap and Panda, 2001; Droogers and Allen, 2002). Dans ce travail, nous avons utilisé, en plus de l'approche FAO- Penman-Monteith (équation 2.7), la méthode de Hargreaves-Samani (équation 2.8). Le choix de cette méthode alternative est dicté par sa parcimonie en demande paramètres; elle utilise uniquement la température de l'air. De plus, Cette méthode a montré sa robustesse pour l'estimation de ET_0 dans notre région d'étude Tensift Al-Haouz (Er-Raki et al., 2010).

$$ET_0_{HARG} = 0.408 * a (T_a + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (2.8)$$

Avec :

R_a : Rayonnement extraterrestre ;

T_{max} : Température de l'air maximale (°C) ;

T_{min} : Température de l'air minimale (°C) ;

a : Paramètre empirique égal à 0.0023.

La valeur 0.408 qui figure dans les deux équations précédentes représente l'inverse de la chaleur latente de vaporisation ($\lambda=2.45 \text{ Mj/m}^2$).

- La deuxième est l'évapotranspiration sous des conditions standards ET_c appelée aussi évapotranspiration maximale. Elle est définie à différents stades de développement d'une culture donnée sous des conditions agronomiques optimales; c'est-à-dire sans stress ni hydrique ni nutritionnel ni sanitaire. ET_c est reliée à ET_0 par l'intermédiaire d'un coefficient K_c appelé coefficient cultural qui tient compte de la différence physique et physiologique entre la surface de référence et la culture donnée : $ET_c = K_c * ET_0$
- Enfin la dernière c'est l'évapotranspiration sous des conditions non standards appelée aussi évapotranspiration réelle (ETR) qui est définie comme la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et la végétation à un stade de développement physiologique donné et un état hydrique réel (avec stress

hydrique...). ETR est reliée aussi à ET_c par un coefficient K_s appelé coefficient de stress hydrique, ainsi :

$$ETR = K_s * ET_c = K_s * K_c * ET_0 \quad (2.9)$$

Deux approches ont été développées pour la détermination du K_c : une approche à coefficient cultural simple et une autre à coefficient cultural double. Dans la première approche, le coefficient cultural simple K_c regroupe l'évaporation du sol et la transpiration de la plante. Dans la deuxième approche, K_c est divisé en deux termes:

- K_e qui tient compte uniquement de l'évaporation du sol ;
- K_{cb} qui tient compte de la transpiration de la plante.

Le paramètre K_c ou K_{cb} représente l'effet intégral de plusieurs caractéristiques qui distinguent une végétation donnée du gazon de référence. Sa valeur est largement affectée par plusieurs facteurs: les facteurs aérodynamiques liés à la hauteur et à la densité de la végétation, les facteurs biologiques liés à la croissance et la sénescence des feuilles, les facteurs physiques liés principalement à l'évaporation du sol, les facteurs physiologiques liés à la conductance des xylèmes et à la réponse des stomates à la demande climatique et aux facteurs agronomiques liés aux pratiques culturales (système d'irrigation, fréquence des pluies et d'irrigation...). Le coefficient cultural est donc toujours établi expérimentalement au début, pour une région et une culture données, puis ensuite confiné dans des tables pour une utilisation ultérieure dans la même région ou dans d'autres régions à climats similaires.

Dans ce travail, nous nous sommes intéressés uniquement par la détermination de la transpiration des plantes. Pour cela, nous avons utilisé l'approche double de la méthode FAO-56. Cette approche a été utilisée aussi pour tester la performance de l'approche alternative développée qui relie la transpiration des arbres normalisée par l'indice foliaire (LAI : Leaf Area Index) et l'évapotranspiration de référence (ET_0). La transpiration de la plante (TR) calculée par l'approche double du modèle FAO-56 est donnée par :

$$TR = (K_s \cdot K_{cb}) \cdot ET_0 \quad (2.10)$$

Le calcul du coefficient du stress (K_s) est basé sur le bilan hydrique dans la zone racinaire (Allen et al., 1998).

La deuxième méthode utilisée pour la détermination de la transpiration est basée sur le LAI et la mesure de flux de sève. En condition d'humidité du sol non limitante, le flux de sève (FS) d'un arbre isolé est montré proportionnel à LAI et ET_0 (Pereira et al., 2006).

II.2.2 Description du modèle SiSPAT

Comme tous les modèles de type SVAT, le modèle SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer) a pour vocation de simuler les échanges de chaleur et de masse dans le continuum Sol-Végétation-Atmosphère. Il vise à une meilleure compréhension du fonctionnement des couverts végétaux, et plus précisément des zones agricoles. Ce modèle se caractérise par un traitement fin des transferts hydriques et thermiques dans le sol et une description du bilan d'énergie de surface en deux couches (surface du sol et végétation). Il a été développé au Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de Grenoble par Braud et al. (1995). La description complète du modèle pourra être trouvée dans Braud et al. (1995) et Braud (2000 ; <http://www.lthe.hmg.inpg.fr>). Le modèle SiSPAT est articulé en trois modules:

- le module sol décrivant les transferts de chaleur et de masse sur le profil de sol discrétisé ;
- le module interface sol-plante-atmosphère décrivant l'ensemble des processus physiques et biologiques agissant à ces interfaces ;
- le module sol-plante caractérisant l'évolution temporelle du système racinaire et calculant l'extraction hydrique totale associée.

Comme l'objectif de cette étude est d'utiliser le modèle SiSPAT pour étudier l'effet de nombreux paramètres climatiques (ex. l'humidité relative de l'air et la température

de l'air) sur le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique notamment l'humidité dans le sol, nous nous sommes intéressés uniquement au module sol basé sur le formalisme de Milly (1982) et Passerat de Silans (1986). Ce formalisme conduit à l'expression d'un système d'équations basé sur les principes de conservation de la masse et de la chaleur dans un milieu non saturé. Il se compose de deux équations non linéaires aux dérivées partielles de température et de potentiel matriciel, qui s'écrivent comme suit :

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) - \frac{S}{\rho_w} \quad (2.11)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{Ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{CT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) \quad (2.12)$$

où S est le terme d'extraction racinaire ($\text{kg.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$). C_h et C_T représentent respectivement les coefficients de stockage de la masse et de la chaleur, communément appelés capacité capillaire et capacité thermique volumique. L'ensemble des autres termes (symbole D) représentent les coefficients de transport relatifs à l'équation de conservation de la masse (indice m) et de la chaleur (indice c).

La teneur en eau du sol (θ) est exprimée en fonction du potentiel hydrique (ψ) et la conductivité hydraulique $K(\theta)$ par les formules de Van Genuchten (1980) et Brooks

and Correy (1964) : $\frac{\theta}{\theta_s} = \left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_g} \right)^n \right]^{1 - \left(\frac{2}{n} \right)}$ avec $K = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta$

II.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les différentes données expérimentales, les sites d'études ainsi que les modèles utilisés dans de ce travail. Les données exploitées sont issues de deux régions d'étude : la région de Tensift AlHaouz et la région côtière de Sidi Abed Doukkala. Les modèles utilisées dans ce travail sont de deux types : ceux qui estiment l'évapotranspiration ainsi que la transpiration des arbres et d'autres qui traitent le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique. Les résultats relatifs à l'application de ces modèles seront présentés dans les chapitres qui suivent.

Chapitre III. Modélisation de l'évapotranspiration à l'aide du modèle modifié de Penman-Monteith

Les résultats de ce chapitre sont issus de l'article publié:

Ayyoub, A., Khabba, S., Er-Raki, S., Merlin, O., Bahlaoui, A.

" Calibration and validation of the Penman-Monteith model for estimating evapotranspiration of an orange orchard in semi-Arid region "

Acta Horticulturae, 1150 (2017), 15-22.

Ce chapitre présente les résultats relatifs à la modélisation de l'évapotranspiration réelle (ET) d'un verger d'oranger, irrigué par goutte-à-goutte et situé dans la plaine du Haouz. La modélisation de ET est basée sur l'équation de Penman-Monteith (équation 1_article 1). La difficulté de ce modèle réside dans la détermination de la résistance du couvert (r_c). En effet, r_c n'est pas constante au cours du cycle végétatif; elle change selon l'énergie disponible (R_n-G), le déficit de la pression de la vapeur d'eau dans l'air ($D=e_s-e_a$). Dans cette étude, nous proposons d'utiliser une relation linéaire (équation 3_article 1) entre r_c et la résistance critique r^* . Cette dernière représente r_c pour laquelle la chaleur latente (ET) est indépendante de la résistance aérodynamique (r_a) (c.à.d. $dET/dr_a = 0$).

Bien que l'idée de traduire la variation de r_c/r_a en fonction de r^*/r_a paraisse à priori réduisante, elle se heurte néanmoins à la complexité des interactions entre biologie et climat. A titre d'exemple, pour vérification expérimentalement l'éventuelle relation entre r_c et r^* , nous présentons sur la figure 3 de l'article l'évolution des rapports r_c/r_a et r^*/r_a au cours d'une journée. Sur cette figure on constate que le rapport r_c/r_a est minimal au milieu de la journée et relativement élevé le matin et surtout l'après-midi. De même r^*/r_a varie dans le même sens que r_c/r_a : il est élevé le matin, prend des valeurs minimales en milieu de la journée et augmente fortement dans l'après-midi. Les résultats ont montré aussi que pour la même valeur de r^*/r_a , le rapport r_c/r_a observé à 13h est trois fois supérieur à celui obtenu vers 8h 30 min. De cela, il s'avère donc important de distinguer, dans la calibration du modèle, entre les valeurs obtenues en conditions de faibles rayonnements ($R_n < 250 \text{ W m}^{-2}$), qui font intervenir une régulation de type photique (climatique), et celles obtenues en conditions de forts rayonnements ($R_n > 250 \text{ W m}^{-2}$) pour lesquelles le comportement biologique de la plante domine sa transpiration.

La calibration du modèle de Penman-Monteith est faite par l'ajustement du rapport r_c/r_a pour que l' ET_{mod} , estimée par le modèle, est en bon accord avec celle mesurée par l'Eddy covariance ET_{ec} , durant l'année 2007. Les figures 4a et 4b de l'article présentent la variation du rapport r_c/r_a en fonction de r^*/r_a pour les valeurs demi-horaires obtenues dans les conditions de faibles et forts rayonnements,

respectivement. A partir de ces résultats, on remarque bien l'existence d'une bonne relation (équations 5 et 6 de l'article) entre la résistance du couvert (r_c) et celle critique (r^*) avec un effet remarquable de l'intensité du rayonnement.

Ces deux relations linéaires obtenues (entre r_c/r_a et r^*/r_a) pour 2007 ont été introduites dans le modèle de Penman-Monteith. Après, ce modèle a été utilisé pour calculer l'évapotranspiration demi-horaire ET_{mod} , pour les trois ans 2008-2010. A signaler que les trois ans 2008-2010 avaient des pluviométries contrastées. Ainsi, le jeu de données relatif constitue un bon test du modèle et surtout les relations développées entre r_c/r_a et r^*/r_a (équations 5 et 6). Les figures 5a et 5b de l'article présentent la comparaison entre l'évapotranspiration demi-horaire estimée par le modèle ET_{mod} et celle mesurée par le système d'Eddy covariance ET_{ec} relatives aux données de 2009 (comme exemple). Les résultats obtenus, pour les trois ans 2008-2010 et aux deux échelles demi-horaire et journalière, montrent de bonnes relations entre ET_{mod} et ET_{ec} , pour les deux gammes de R_n . L'ajustement linéaire de cette relation conduit à des droites très proches de la première bissectrice. Les pentes et les constantes sont très proches de 1 et de 0, respectivement. Dans les différents cas, le coefficient de détermination R^2 est supérieur à 0.8. Ces résultats sont considérés très encourageants connaissant l'inertie thermique importante de la surface (le sol en particulier) qui peut conduire à un certain déphasage entre la demande climatique et la réponse de la surface.

A l'issue de ce travail, on peut conclure que la résistance du couvert végétal (r_c) est liée de manière satisfaisante à la résistance critique (r^*). Les relations linéaires obtenues montrent que l'effet climatique l'emporte sur l'effet biologique dans le processus d'évapotranspiration. Ce résultat est souvent rencontré pour les cultures non stressées. Après la calibration de r_c , le modèle de Penman-Monteith a montré une bonne aptitude à reproduire l'évapotranspiration mesurée, pour les deux gammes de rayonnements nets (faibles $R_n < 250 \text{ W/m}^2$ et forts $R_n > 250 \text{ W/m}^2$).

Article 1

Calibration and validation of the Penman-Monteith model for estimating evapotranspiration of an orange orchard in semi-arid region

A. Ayyoub¹, S. Khabba², S. Er-Raki^{2,a}, O. Merlin³ and A. Bahlaoui¹

¹University Sultan Moulay Sliman, Beni Mellal, Morocco; ²Cadi Ayyad University, Marrakech, Morocco; ³Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), Toulouse, France.

Abstract

This work presents an experimental and modelling study of the evapotranspiration (ET) of an orange orchard, irrigated by drip system. The experimental work consists in controlling the different fluxes (mainly latent heat) exchanged within the soil-plant-atmosphere continuum. The modelling of ET is based on the modified Penman-Monteith equation by introducing a critical resistance (which depends on the climate only) through a linear relationship between this resistance and canopy resistance. The model's performance was evaluated by comparison with the measurement of ET with eddy covariance system during four cropping seasons. The obtained results showed good estimates of ET by the model with less than 10% relative error.

Keywords: evapotranspiration, Penman Monteith, orange orchard, semi-arid region, Morocco

INTRODUCTION

Global population growth has led to an explosion of water demand in the world. Water scarcity is likely to be exacerbated in the near future under the combined effect of the alteration of the hydrological cycle, climate change and increasing water demand for agriculture, urban and industry (IPCC, 2009).

In the southern Mediterranean region as well as other arid and semi-arid regions in the world, water consumption has significantly increased in recent decades, while the available water resources are becoming increasingly scarce. Moreover, the southern region of the Mediterranean is already declared as a hot spot of climate change (IPCC, 2009).

In Morocco, irrigation is very water consuming; it has been estimated that about 85% of available water resources is used by agriculture with an efficiency lower than 50% (Plan Bleu, 2009). The Tensift Al Haouz region, which is considered as a typical basin of the South Mediterranean, is characterized by a semi-arid climate. Under these conditions, irrigation is inevitable for crop growth and development, and a good irrigation management requires an accurate quantification of crop water requirements equivalent to evapotranspiration (ET).

During the last decades, several studies have been investigated for estimating ET of citrus trees (Hoffman et al., 1982; Jones et al., 1984; Smajstrla et al., 1986; Fares and Alva, 1999; Rana et al., 2005; Er-Raki et al., 2009, 2012). However, in most of these investigations, ET has been estimated based on the soil water balance method. As reported by Rana et al. (2005), the use of the soil water balance method to determine ET is not ideal, especially in the case of discontinuous crops, such as orchards, and in regions subjected to semi-arid Mediterranean climates (Rana et al., 2005). In this context, we propose to apply a simple model based on Penman-Monteith approach for estimating ET, but using a simple relationship between the canopy resistance and a critical resistance (depending only on standard meteorological variables). The calibration and the validation of this model are also discussed in this study.

^aE-mail: s.erraki@gmail.com



MATERIALS AND METHODS

Site description

The experiment was conducted over an orange orchard in the Tensift AlHaouz region. This area has a semi-arid Mediterranean climate, characterized by low and irregular rainfall with an annual average of about 240 mm; against an ETo of 1600 mm year⁻¹. The study site is located in the Haouz plain, approximately 44 km southwest of Marrakech city, Morocco. The experiment was carried out during 2007-2010 growing season in a mandarin orchard. The trees ('Afourer') were planted in a regular square pattern (4×6 m), which means an average cover fraction of about 40%. The crop was maintained in well-watered conditions, by drip irrigation, supplied every day. The soils have high sand and low clay contents (18% clay, 32% silt, and 50% sand). More details about the site description can be found in Er-Raki et al. (2012).

Data description

Since April 2006, the site is equipped with all the necessary sensors for measuring different fluxes (water and heat) exchanged between soil, vegetation and atmosphere. It is composed of:

- Eddy covariance (EC) system that controls the sensible (H_{EC}) and latent (λET_{EC}) heat flux (Figure 1a);
- Net radiometer (CNR1), which measures the net radiation over the soil-vegetation surface (R_n) (Figure 1a);
- Flow plates (HPF01, Campbell Sci), buried at 5 cm, to measure the heat flux in the soil (G) (Figure 1b);
- Complete weather station that measures the different climatic parameters such as: incoming solar radiation (CNR1, Kipp & Zonen, The Netherlands), temperature and air humidity (VaisalaOyj, model HMP45AC, Helsinki, Finland), wind speed and direction (A100R anemometer, R.M young Company, USA) and rainfall (rain gauge).

A detailed description of EC measurements can be found in Er-Raki et al. (2012). Note that only the data from four years (2007 to 2010) are used in this study.

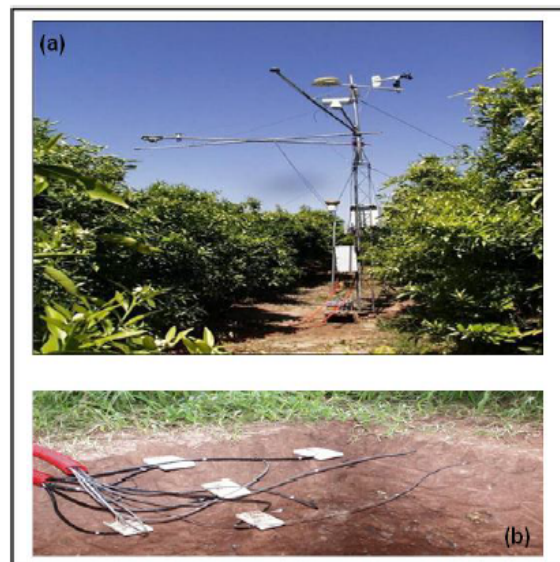


Figure 1. (a) Eddy Covariance and radiometry, (b) Heat plates flux in the soil.

Evapotranspiration modelling

The actual latent heat flux (λET_{mod}) of the orange orchard was modelled by using the Penman-Monteith model. λET_{mod} is then calculated by the following equation;

$$\lambda ET_{mod} = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho c_p D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (1)$$

In this equation, all parameters are deduced from the meteorological variables, measured by the automatic meteorological station.

The use of this model requires the determination of the aerodynamic resistance (r_a) and bulk canopy resistance (r_c). r_a is calculated, at a reference point z in the boundary layer above the orchard, by:

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z - 0.67h_c}{0.13h_c}\right) \ln\left(\frac{z - 0.67h_c}{h_c - 0.67h_c}\right)}{0.16u_z} \quad (2)$$

where h_c and u_z are the canopy height and wind speed, respectively.

The canopy resistance r_c , for irrigated crops, is not assumed to be constant. It changes according to available energy and to vapor pressure deficit ($D=e_s-e_a$). In this study, we propose to use a linear relationship to calculate r_c (Katerji et al., 1986):

$$\frac{r_c}{r_a} = a \frac{r^*}{r_a} + b \quad (3)$$

where a and b are the adjusted coefficients and r^* ($m\ s^{-1}$) the critical resistance. This latter is the canopy resistance r_c for which λET is independent of r_a ($d\lambda ET/dr_a = 0$). The resistance r^* is expressed as follows:

$$r^* = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta \gamma} \frac{\rho c_p D}{R_n - G} \quad (4)$$

Note that for practical reasons, we never consider the time of sunrise or sunset, because when net radiation tends to zero, the critical resistance r^* has no physical meaning. Critical resistance r^* is considered as a climate resistance, because it depends only on meteorological variables. It represents the threshold between two situations for which: i) λET increases with wind speed ($r_c < r^*$) and ii) λET decreases when wind speed increases ($r_c > r^*$).

In this study, the resistance r_c is calculated by adjusting the Penman-Monteith model (Equation 1). This adjustment is achieved by using the data of 2007. The λET values used are those measured by the Eddy Covariance system. The other terms figurate in Equation 1, R_n , G , D , r_a and Δ , are deduced from the microclimate of studied site. Then, the calculated values of r_c are used to determine the empirical coefficients a and b of Equation 3. The latter relationship is then introduced into the Penman-Monteith model. This model is finally validated, by the data for the other three years (2008-2010).

RESULTS AND DISCUSSION

Energy balance closure

The closure of the energy balance at the surface is an important indicator of the reliability of heat flux measurements at the soil-vegetation-atmosphere interface. By neglecting the energy storage in the canopy on a daily scale (Testi et al., 2004), the closure of

the energy balance is defined by the quality of the balance $R_n-G-(H_{EC}+\lambda ET_{EC})=0$. To check this closure during the study period, we compared the available energy at the surface (R_n-G) with the sum of turbulent fluxes ($H_{EC}+\lambda ET_{EC}$) at two scales, half-hourly and daily for the four years of study (2007-2010).

The quality of the correlation between (R_n-G) and ($H_{EC}+\lambda ET_{EC}$) was evaluated by the regression line and the determination coefficient R^2 . Figure 2 shows an example of energy closure for daily data during 2007. The results show that the closure of the energy balance is well verified by comparison with other studies (Testi et al., 2004; Ezzahar et al., 2012). The results of energy balance closure (not shown here) are similar for the other three years and for two time scales (half-hourly and daily) considered. The regression lines are very close to the line $Y=X$ and R^2 values are generally close to 1.

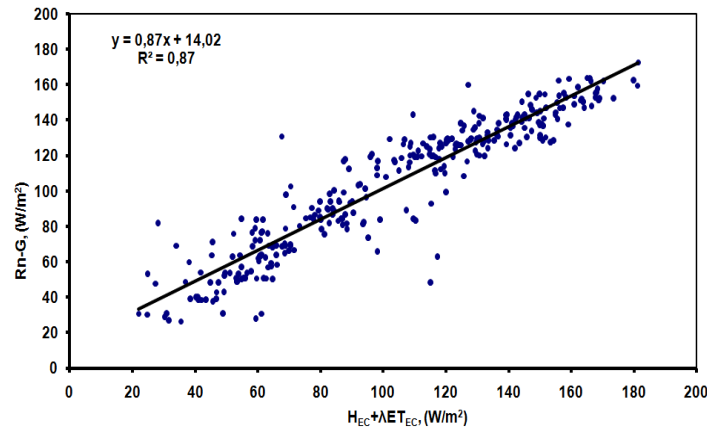


Figure 2. Comparison between daily available energy (R_n-G) and turbulent fluxes ($H_{EC}+\lambda ET_{EC}$), measured by Eddy Covariance (example data for 2007).

The difference obtained between (R_n-G) and ($H_{EC}+\lambda ET_{EC}$) is explained by the combination of several factors. For example, the underestimation of the fluxes measured by the EC system could be due to the attenuation of turbulence at low or high frequency signals (Ezzahar et al., 2012). Also, the difference between the sensor source area has a very important impact on the energy balance closure. In fact, the surface area of the sensors measuring the available energy (net radiation and soil heat flux) is very small compared to that of EC system, which can quickly change depending on wind speed and direction and surface conditions. Moreover, the energy absorbed by the biomass has not been considered in the energy balance. In this context, Scott et al. (2003) evaluated the storage in the biomass to about 5-10% of the available energy, which could explain a part of the not perfect closure of the surface energy balance.

Evapotranspiration modeling

In this study, we recall that the ET modelling is based on the Penman-Monteith model. Before discussing the results of the calibration and validation of this model, the experimental verification of the relationship between canopy resistance r_c and critical resistance r^* is firstly analyzed.

Experimental verification

Although the idea of translating changes in r_c/r_a to changes in r^*/r_a seems beforehand reducing, it is nevertheless hampered by the complex interactions between biology and climate. As an example, we present in Figure 3 the evolution of r_c/r_a and r^*/r_a during one day. According to this figure, we note that:

- r_c/r_a is minimal at mid-day and relatively high in the morning and afternoon;
- r^*/r_a and r_c/r_a have a same trend: they are high in the morning, take minimum values

in the mid-day and increase sharply in the afternoon. However, we note that the difference between the two ratios is relatively high between 11h 30 min and 16h 30 min.

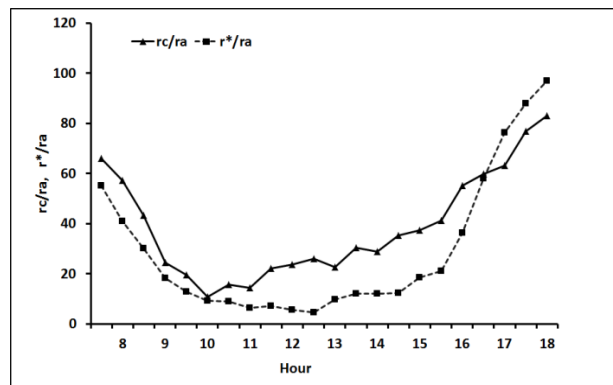


Figure 3. Example of the daily evolution of both r_c/r_a and r^*/r_a for orange with drip irrigation (June 29, 2010).

For the same value of r^*/r_a , r_c/r_a observed at 13 h is about three times higher than that observed at 8 h 30 min. It is therefore important to distinguish, in the model calibration and validation, between the values obtained in low radiation ($R_n < 250 \text{ W m}^{-2}$), which involves photic regulation (Khabba et al., 2013), and that obtained in high values of radiation ($R_n > 250 \text{ W m}^{-2}$).

Calibration of Penman-Monteith model

The calibration of the Penman-Monteith model is based on adjusting the values of a and b parameters in Equation 3. This adjustment was performed by obtaining a good correlation between λET_{mod} estimated by the model and λET_{EC} measured by the Eddy Covariance during 2007. Figure 4a and b show the variation of the ratio r_c/r_a versus r^*/r_a for half-hourly values obtained under low and high radiation, respectively. These results show a good relationship between the canopy resistance (r_c) and the critical resistance (r^*) with a clear effect of radiation. For the two ranges of low and high net radiation, correlations are:

$$\frac{r_c}{r_a} = 0.81 \frac{r^*}{r_a} + 7.18 \quad (R^2=0.72) \text{ for } R_n < 250 \text{ W/m}^2 \quad (5)$$

$$\frac{r_c}{r_a} = 1.15 \frac{r^*}{r_a} + 8.24 \quad (R^2=0.81) \text{ for } R_n > 250 \text{ W/m}^2 \quad (6)$$

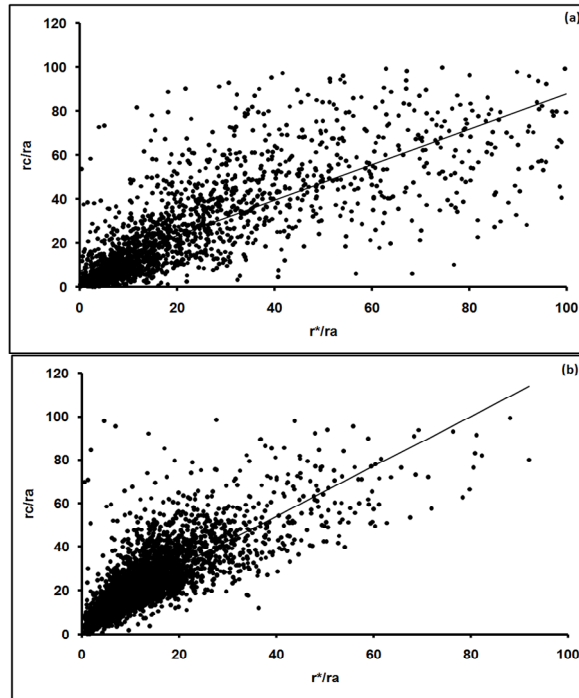


Figure 4. Relationship between r_c/r_a and r^*/r_a . r_c/r_a is calculated by adjusting Penman-Monteith model on the 2007 data. (a) low radiations $R_n < 250 \text{ W m}^{-2}$, (b) high radiation $R_n > 250 \text{ W m}^{-2}$.

Regarding the results at the morning, both r^*/r_a and r_c/r_a are very small. This is due to the dew phenomena occurring in winter and spring when the temperature is below 0. Finally, note that the relationships between r_c/r_a and r^*/r_a are not perfect when the ET is very low.

Validation of Penman-Monteith model

The data collected during the other three years 2008-2010 from the experimental site were used for validation of the proposed model. By using the calibrated parameters (Equations 5 and 6), the half-hourly ET λET_{mod} calculated, by using the Penman-Monteith model is compared to the one measured by EC. As the three years 2008-2010 had a contrasting rainfall amount, the validation of the model on these data is a good test for further evaluation. Figure 5a and b show a comparison of the half-hourly evapotranspiration estimated by the model (λET_{mod}) and that measured by Eddy Covariance system (λET_{EC}), for 2009 data (as an example). For the other three years 2008-2010 and for both half-hourly and daily scales, the obtained result shows very good relationships between λET_{mod} and λET_{EC} , for the two ranges of R_n . These correlations are very close to the line $Y=X$. The slopes and the intercept of the regression equation are very close to 1 and 0, respectively. In different cases, the coefficient of determination R^2 is higher than 0.78. These results are considered very promising, considering the important thermal inertia of the surface (soil in particular), which may lead to a time lag between the climatic demand and the surface response.

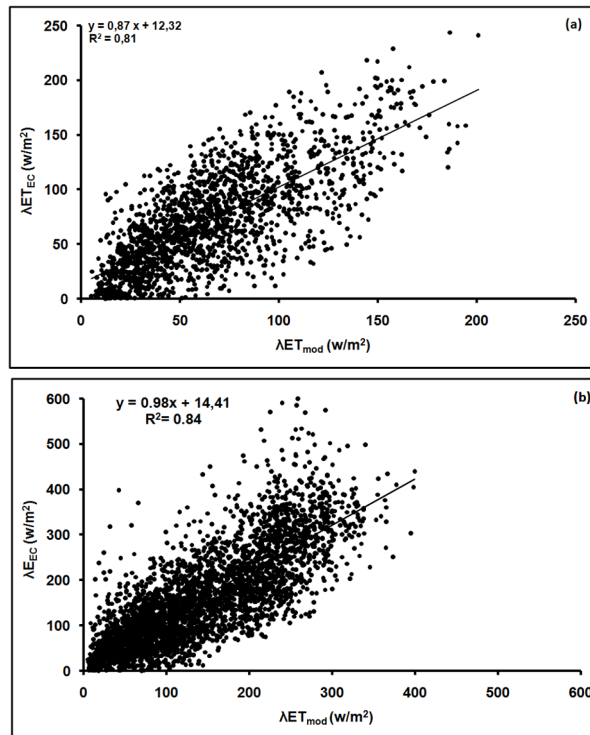


Figure 5. Comparison between λET_{mod} estimated by the calibrated Penman-Monteith model and λET_{EC} measured by Eddy Covariance system for 2009. (a) $R_n < 250 \text{ W m}^{-2}$ and (b) $R_n > 250 \text{ W m}^{-2}$.

CONCLUSION

Following this study, we can conclude that the canopy resistance of the orange orchard (r_c) is well related to the critical resistance (r^*). The obtained linear relationships showed that the climate effect dominates the biological effect in the evapotranspiration process. After the r_c calibration, the Penman-Monteith showed a good ability to reproduce the observed evapotranspiration for the two ranges of net radiation (low $R_n < 250 \text{ W m}^{-2}$ and high $R_n > 250 \text{ W m}^{-2}$).

In perspective, the stability of the relationship between r_c and r^* should be more tested on the orange as well as on the other tree's orchards, in the region, with different biophysical characteristics.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was conducted within the International Joint Laboratory-TREMA (<http://trema.ucam.ac.ma>). The authors would like to thank the project ANR AMETHYST-ANR-12-TMED-0006-01, and the project RS/2011/09 financed by the CNRST-Morocco. Additional funding was provided by PHC Maghreb 32592VE.

Literature cited

- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Guemouria, N., Ezzahar, J., Khabba, S., Boulet, G., and Hanich, L. (2009). Citrus orchard evapotranspiration: comparison between eddy covariance measurements and the FAO 56 approach estimates. *Plant Biosyst.* 143 (1), 201–208 <http://dx.doi.org/10.1080/11263500802709897>.
- Er-Raki, S., Khabba, S., Erraji, T., Ezzahar, J., Jarlan, L., Lepage, M., Chehbouni, A., and Hanich, L. (2012). Evaluation of the sap flow measurements determined with Heat Balance Method for citrus orchards in semi-arid region. *Acta Hort.* 951, 259–267 <http://dx.doi.org/10.17660/ActaHortic.2012.951.31>.
- Ezzahar, J., Er-Raki, S., Merah, H., Khabba, S., Amenzou, N., and Chehbouni, G. (2012). Coupling soil-vegetation-atmosphere-transfer model with energy balance model for estimating energy and water vapor fluxes over an olive orchard in semi-arid region. *Global Changes* 1, 1–8.

- Fares, A., and Alva, K. (1999). Estimation of citrus evapotranspiration by soil water mass balance. *Soil Sci.* 164 (5), 302–310 <http://dx.doi.org/10.1097/00010694-199905000-00002>.
- Hoffman, G.J., Oster, J.D., and Alves, W.J. (1982). Evapotranspiration of mature orange trees under drip irrigation in an arid climate. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 25 (4), 992–996 <http://dx.doi.org/10.13031/2013.33653>.
- IPCC. (2009). Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). <http://www.ipcc.ch/>.
- Jones, J.W., Allen, L.H., Shih, S.F., Rogers, J.S., Hammond, L.C., Smajstrla, A.G., and Marstolf, J.D. (1984). Estimated and Measured Evapotranspiration for Florida Climate, Crops and Soils. Bull. 840 (Tech.) (Gainesville, FL, USA: Inst. Food Agric. Sci. Univ. Fla.).
- Katerji, N., Hallaire, M., Menoux-Boyer, Y., and Durand, B. (1986). Modelling diurnal patterns of leaf water potential in field conditions. *Ecol. Modell.* 33 (2-4), 185–203 [http://dx.doi.org/10.1016/0304-3800\(86\)90040-2](http://dx.doi.org/10.1016/0304-3800(86)90040-2).
- Khabba, S., Jarlan, L., Er-Raki, S., Le Page, M., Ezzahar, J., Boulet, G., Simonneaux, V., Kharrou, M.H., Hanich, L., and Chehbouni, G. (2013). The SudMed program and the Joint International Laboratory TREMA: a decade of water transfer study in the soil-plant-atmosphere system over irrigated crops in semi-arid area. *Procedia Environ. Sci.* 19, 524–533 <http://dx.doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.059>.
- Plan Bleu. (2009). Etat de L'environnement et du Développement en Méditerranée, Rapport d'activités régionales PNUD/PAM 2009, pp.208.
- Rana, G., Katerji, N., and de Lorenzi, F. (2005). Measurement and modelling of evapotranspiration of irrigated citrus orchard under Mediterranean conditions. *Agric. For. Meteorol.* 128 (3-4), 199–209 <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.11.001>.
- Scott, R.W.C., Garatuza-Payan, J., Edwards, E., Goodrich, D.C., Williams, D.G., and Shuttleworth, W.J. (2003). The understory and overstory partitioning of energy and water fluxes in an open canopy, semi-arid woodland. *Agric. For. Meteorol.* 114 (3-4), 127–139 [http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00197-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00197-1).
- Smajstrla, A.G., Parson, L.R., Zazueta, F.S., Vellidis, G., and Aribi, K. (1986). Water use and growth of young citrus trees. Paper presented at: Am. Soc. Agric. Eng., summer meeting (San Luis Obispo, CA, USA).
- Testi, L., Villalobos, F.J., and Orgaz, F. (2004). Evapotranspiration of a young irrigated olive orchard in southern Spain. *Agric. For. Meteorol.* 121 (1-2), 1–18 <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2003.08.005>.

Chapitre IV. Développement d'une approche simple pour l'estimation de la transpiration des arbres

Les résultats de ce chapitre sont issus de l'article publié:

Ayyoub, A., Er-Raki, S., Khabba, S., Merlin, O., Ezzahar, J., Rodriguez, J.C., Bahlaoui, A., Chehbouni, A.

" A simple and alternative approach based on reference evapotranspiration and leaf area index for estimating tree transpiration in semi-arid regions "

Agricultural Water Management, 188 (2017), 61-68.

Ce chapitre consiste à développer une approche simple qui relie la transpiration des arbres normalisée par l'indice foliaire (LAI : Leaf Area Index) et l'évapotranspiration de référence (ET₀). Pour le calcul d'ET₀, nous avons utilisé deux méthodes : la méthode FAO-Penman-Monteith (FAO-PM, équation 1 de l'article) qui tient en compte tous les paramètres climatiques (rayonnement solaire, température et l'humidité relative de l'air, vitesse du vent) et la méthode de Hargreaves-Samani (HARG, équation 2 de l'article) qui utilise uniquement la température de l'air. La transpiration des plantes a été mesurée à l'aide de deux techniques de flux de sève dépendamment de l'anatomie de la tige de l'arbre: la première appelée Dynagage basée sur le bilan d'énergie (Energy or Heat Balance, Dynagage, Sakuratani, 1981; Baker and Van Bavel, 1987) et la deuxième appelée HRM (Heat Ratio Method, Burgess et al., 2001) qui est une modification de la méthode Heat Pulse Velocity (HPV) (Marshall 1958; Edwards et al., 1996). L'avantage de la dernière méthode est qu'elle permet d'estimer des faibles flux de la sève. Une description détaillée de ces méthodes ainsi que le protocole expérimental a été présentée dans l'article.

L'approche développée a été testée sur trois types d'arbres sous deux conditions climatiques. Il s'agit des oliviers et des orangers dans la région de Tensift au Maroc et la noix de pécan au Mexique. Les résultats obtenus ont montré que la transpiration normalisée (L/LAI jour) est linéairement corrélée avec l'ET₀-FAO-PM (mm/jour) (tableau 1 de l'article). Le coefficient de détermination (R²) et la pente de cette régression linéaire varient entre 0,71 et 0,97 et entre 0,30 et 0,35, respectivement, selon le type de plante. Pour la méthode HARG d'estimation de ET₀, la relation entre les deux termes est également linéaire, mais avec plus de dispersion (R² = 0,7) (figure 3 de l'article).

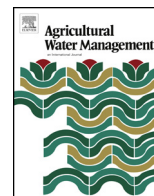
La moyenne de la pente de cette relation pour tous les arbres est d'environ 0,349. Cette valeur correspond exactement à l'inverse de LAI du gazon, considéré comme surface de référence pour le calcul de ET₀, c'est-à-dire $2.88^{-1} = 0.347$. Ceci peut indiquer que le flux de sève normalisé basé sur LAI est très similaire à ET₀ normalisée par LAI du gazon qui vaut 2.88. L'avantage de cette méthode est qu'elle

permet d'éliminer l'effet de la taille et la géométrie de l'arbre sur l'estimation de la transpiration. Après normalisation de l'ET0 par le LAI du gazon, le tracé de la transpiration normalisée (L/LAI jour) en fonction de l'ET0 normalisée montre une bonne concordance entre les deux termes (figure 4 de l'article). Le coefficient de détermination R^2 et la pente de la corrélation sont proches de 1.

Après avoir testé l'approche développée, nous avons comparé sa performance avec l'approche double de la méthode FAO-56 (équation 4 de l'article) pour l'estimation de la transpiration. La figure 7 de l'article illustre la comparaison de simulation de ces deux approches avec les mesures terrain. On remarque bien que les deux approches reproduisent correctement la transpiration mesurée avec précision relativement meilleure de la méthode proposée.

Selon les résultats obtenus, la relation établie entre le flux de sève normalisé et l'ET0 peut être considérée comme un outil simple et robuste pour l'estimation des besoins en eau des plantes. Comme cette approche ne nécessite que ET0 et LAI, elle peut être considérée comme une approche alternative des autres méthodes traditionnelles (ex. FAO-56) pour l'estimation des besoins en eau d'irrigation.

Article 2



Research Paper

A simple and alternative approach based on reference evapotranspiration and leaf area index for estimating tree transpiration in semi-arid regions



A. Ayyoub^a, S. Er-Raki^{b,*}, S. Khabba^c, O. Merlin^d, J. Ezzahar^f, J.C. Rodriguez^e, A. Bahlaoui^a, A. Chehbouni^d

^a University Sultan Moulay Sliman, Beni Mellal, Morocco

^b LP2M2E, Département de Physique Appliquée, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco

^c LMME, Département de Physique, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco

^d CESBIO, Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère, Toulouse, France

^e Universidad de Sonora, Hermosillo, Mexico

^f MTI, ENSA, Ecole Nationale des Sciences Appliquées, Université Cadi Ayyad, Safi, Morocco

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 April 2016

Received in revised form 14 March 2017

Accepted 10 April 2017

Keywords:

Sap flow

Reference evapotranspiration

Transpiration

Leaf area index

Tree orchards

Semi-arid

ABSTRACT

The present work aims to develop a simple approach relating normalized daily sap flow (liters per unit of leaf area) and daily reference evapotranspiration (ET_0) (mm/day). Two methods (FAO-Penman-Monteith (FAO-PM) and Hargreaves-Samani (HARG)) of the calculation of ET_0 were tested in order to examine their impact on the established relationships. The data sets used for developing this approach are taken over well irrigated orchards from three experimental sites (olive trees, cv. “*Olea europaea L.*”, olive trees, cv. “*Arbequino*” and citrus trees cv. “*Clementine Afourar*”) conducted in the Tensift region around Marrakech (center of Morocco) and one experimental site (pecan orchard, cv. “*Carya illinoensis, Wangenh. K. Koch*”) conducted in the Yaqui Valley, northwest of Mexico.

The results showed that the normalized daily sap flow was linearly correlated with ET_0 (mm per day) calculated by FAO-PM method. The coefficient of determination (R^2) and the slope of this linear regression varied between 0.71 and 0.97 and between 0.30 and 0.35, respectively, depending on the type of orchards. For HARG method, the relationship between both terms is also linear but with more discrepancy ($R^2 = 0.7$). This was somehow expected since this method is known to underestimate ET_0 values in the semi-arid areas. Afterward, the validation of the developed linear relationship was performed over an olive orchard (“*Olea europaea L.*”) where the measurements of sap flow were available for another cropping season (2004). The scatter plot between the normalized measured and estimated sap flow based on FAO-PM method reveals a very good agreement (slope = 1, and RMSE = 0.14 L/m² leaf area). However, for the estimation of normalized sap flow based on HARG method, the correlation is relatively more scattered (slope = 0.95, and RMSE = 0.35 L/m² leaf area). A further validation was performed using the measurements of evapotranspiration (ET) by eddy correlation system and the results showed that the correlation between normalized measured ET and estimated normalized sap flow is best when using FAO-PM method (RMSE = 0.33 L/m² leaf area) for estimating ET_0 than when using HARG method (RMSE = 0.51 L/m² leaf area).

Finally, the performance of the developed approach was compared to the traditional dual crop coefficient scheme for estimating plant transpiration. Cross-comparison of these two approaches with the measurements data gave satisfactory results with an average value of RMSE equal to about 0.37 mm/day for both approaches.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author at: LP2M2E, Département de Physique Appliquée, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad, B.P. 549, Av. Abdelkarim El khattabi, Guéliz Marrakech, Morocco.

E-mail addresses: s.erraki@gmail.com, s.erraki@uca.ma (S. Er-Raki).

1. Introduction

Water availability is a major limitation for crop production in arid and semi-arid regions. Accurate estimation of crop water need constitutes a very important part of irrigation system planning

and designing. Good irrigation management requires an accurate quantification of plant water consumption equivalent to the transpiration. The most accurate method for determining plant transpiration (T) directly is the measurements of sap flow (Kool et al., 2014). Several techniques have been developed to measure sap flow, and can be classified principally into three general groups: heat pulse (Burgess et al., 2001), heat balance (Sakuratani, 1981), and thermal dissipation techniques (Granier, 1987). A literature review with advantages and challenges of these techniques can be found in detail in Allen et al. (2011) and Er-Raki et al. (2013). The most challenge of these techniques is the scaling-up of the measurements from the stem and/or branch to the tree and after to the orchard level transpiration (Jones, 2004). The scaling-up procedure with its experimental protocol depends mainly on the characteristics of the stand (Smith and Allen, 1996; Oren et al., 1999; Rana et al., 2005; Er-Raki et al., 2010a). Among these procedures, the relationship between sap flow measurements and different morphological parameters of the crop such as leaf area index (LAI), stem diameter and surface area is extensively used (Smith and Allen, 1996; Valancogne, 1996; Rana et al., 2005; Er-Raki et al., 2009). However, these methods are not accurate enough, expensive, difficult, destructive and very time-consuming (Steppe et al., 2010; Allen et al., 2011; Kool et al., 2014).

Sap flow rates are largely controlled by physiology and anatomy of the species (Smith and Allen, 1996). Also, transpiration is influenced by climate conditions such as humidity, solar radiation, saturation vapor pressure deficit (Oren et al., 1999; Pataki et al., 2000) and therefore reference evapotranspiration (ET_0) (Er-Raki et al., 2009), that integrates all meteorological factors. Thus, changes in sap flow can occur without changes in stomatal aperture. Sap flow rates can vary between trees due to the difference in tree size and LAI, but a similar sensitivity to environmental conditions and to water status can occur (Eastham and Gray, 1998). Several works (e.g. Fernández et al., 2001; Nicolas et al., 2005; Pereira et al., 2006; Er-Raki et al., 2009) found that sap flow measurements in each tree, was linearly related to ET_0 . It also has been shown that under the same ET_0 conditions, the sap flow of irrigated trees is a positive function of the total LAI (Hatton et al., 1998; Pereira et al., 2006). To eliminate the effect of canopy size on the sap flow rates, it is clear to divide by LAI and then sap flow is solely controlled by climate demand (ET_0). In this context, Pereira et al. (2006) have obtained a linear relationship between normalized sap flow (liters per unit leaf area) and ET_0 (mm) for many irrigated trees (apple, olives, grapevines, kiwifruit and an isolated walnut). The slope of this relationship is about 0.349, which corresponds to the inverse of the hypothetical leaf area of the reference grass surface, i.e., $2.88^{-1} = 0.347$. This can indicate that the normalized sap flow based on LAI is very similar notwithstanding of the plant canopy size, and equal to the normalized ET_0 (per unit of grass leaf area).

In the work of Pereira et al. (2006), ET_0 is calculated by using the FAO Penman–Monteith (FAO-PM) equation in order to develop this simple approach for estimating daily plant transpiration without any site specific calibration. However, the use of the FAO-PM equation requires the measurement of several climatic variables such as air temperature, relative humidity, solar radiation and wind speed (Allen et al., 1998, 2006). Unfortunately, there are a limited number of sites over the world (especially for developing countries) where complete meteorological stations are installed for routine measurements of these climatic variables. This lack of meteorological data leads to the development of simpler approaches to estimate ET_0 that require only air temperature which is the most available variable. Allen et al. (1998) proposed the use of the Hargreaves–Samani (HARG) equation (Hargreaves and Samani, 1985) as an alternative to estimate ET_0 . In this regard, several studies have shown that this equation may provide reasonable estimates of ET_0 (Jensen et al.,

1990; Hargreaves, 1994; Droogers and Allen, 2002; Dinpashoh, 2006; Er-Raki et al., 2010b).

In this context, the present study aims to estimate the daily plant transpiration of several orchards by using a simple approach which does not require a large number of input parameters that are not readily available. The proposed approach is based on the relationship between transpiration and ET_0 . Herein, two methods are used to estimate ET_0 : FAO-PM and HARG methods. As far as we know HARG method has never been tested before for this kind of study. Then, the performance of this proposed approach was compared to the traditional dual crop coefficient scheme for estimating plant transpiration. The advantage of this simple approach is to eliminate the effect of canopy size on the sap flow rates, and to make it only dependent on climate conditions without using a crop coefficient.

2. Materials and methods

2.1. Sites description and measurements

The data used for this research are taken from three experimental site operated in the Tensift region around Marrakech (centre of Morocco) and one experimental site in the Yaqui Valley (north-west of Mexico). The Tensift region is characterized by a semi-arid Mediterranean climate, i.e. the atmosphere is very dry, with an average relative humidity of 56%. The evaporative demand is very high [around 1600 mm/yr according to reference evapotranspiration estimates (Allen et al., 1998)], greatly exceeding the annual rainfall ranging from 190 to 250 mm year. Most of the precipitation falls during winter and spring, from the beginning of November until the end of April. Major irrigated vegetation types in the region include wheat, olive and orange. The irrigation uses either ground water or the water stored in the dams.

For the Yaqui Valley site, it is located in the Costa de Hermosillo which is the lower part of Sonora river watershed in northwest Mexico. This is mainly a flat agricultural area of 169,593 ha, where the annual and perennial crops occupy around 53,000 ha every year, irrigated using water from some 500 deep wells. The climate of the region is arid with an annual rainfall of around 200 mm. The rainy season is from July to September (with about 70% of the annual rainfall) and there is a very dry season with almost no rainfall from March to June. The mean daily temperature ranges from about 17 °C in January to 31 °C in summer (July–August), with sporadic frosts in the winter and temperatures that are frequently above 40 °C from the end of spring into summer.

Two data sets are from an experiment carried out during 2003 and 2004, in the Agdal olive (*Olea europaea L.*) orchard located in the Tensift region (31.601 N, 7.974 W). The experimental field is almost flat, planted with 240-year old olive trees, grown in an orchard of about 275 ha. The density of olive trees was about 225 trees per hectare, which corresponds to an area of about 45 m² occupied by each tree. Leaf Area Index (LAI) of the trees, where the sap flow measurements were taken, was measured using a LICOR 2000 plant canopy analyser, and was equal to about 2.5 m²/m². The orchard was periodically surface-irrigated through level basin flood irrigation. Each tree is bordered by a small earthen levy that retains the irrigation water. Heat-pulse sap flow sensors (Heat Ratio Method, HRM, Burgess et al., 2001) were used to measure xylem sap flux on eight olive trees. In addition to sap flow measurements, total evapotranspiration (ET) was measured by eddy covariance system installed over the canopy. More details about the site description, the sap flow and eddy covariance measurements are given in Williams et al. (2004) and Er-Raki et al. (2008, 2009, 2010a).

One data set came from the study carried out during 2010, in the citrus orchard (*Afourar variety*) which was planted in July 2000. It is located approximately 30 km southwest of Marrakech city,

Morocco (31°50' 27"N, 008°25' 02"W). The trees were planted in a regular square pattern (4 × 6 m), which is about 35% of cover fraction. The crop was maintained in well watered conditions, by drip irrigation, supplied every day. Sap flow measurements were taken by using the heat balance method (Baker and van Bavel, 1987). Equipments and methods were supplied by Dynamax (Huston, TX, USA). It involves wrapping a heating wire around an entire branch segment. The measurements have been taken in the branches with different diameters. The branches, where the sensors have been installed, were selected after a frequency analysis. This analysis was based on the measurements of the diameters, at the same level, of all branches of random Clementine trees. The installation of the sap flow gauges sensors SGA19, SGA25, SGA35 and SGA50 is based on the diameter size. During the experimental period, a total of 15 branches of the tree with an estimated LAI of 2.3m²/m² are used and randomly gauged. A detailed description of the experiment protocol is given in Er-Raki et al. (2012).

Another data set is from 24 ha experiment conducted during 2006 within an orchard planted with 3 years old olive trees, cv. "Arbequino", in R3 site located about 40 km east of Marrakesh. The plant density of olive trees was 1.5 m × 5 m, which means to about 20% of cover fraction. The crop was maintained in well watered conditions, by drip irrigation, supplied every day (Er-Raki et al., 2009). Fertilization, pest and weed control were performed. The measurements of sap flow have been taken in the principal stem of four trees by using the heat balance method (SGA50 gauge sensors). LAI was measured by using an hemispherical canopy photo equipped with a fisheye lens with a field-of-view of 183° (Nikon Coolpix 950[®] with a FC-E8 fish-eye lens converter) and it was estimated at about 1.6m²/m².

The last data sets came from an experiment conducted during 2006 in a 50 ha of pecan orchard (*Carya illinoensis* (Wangenh.) K. Koch, cvs, located in the Costa de Hermosillo (northwest Mexico). More details about the site description can be found in Rodríguez et al. (2010). In this site, the measurements of sap flow were also based on the heat balance method. Three gauges sensors (1 SGA 150, 2 SGA100) are randomly installed in three principal stem of trees with an estimated LAI of 2.2 m²/m² by LAI instrument (Cep-tometer, Acuppar, USA) during the experiment. More details about the site description and the different measurements are given in Rodríguez et al. (2010).

It should be noted that all sap flow sensors in each study site were installed within the potential flux source area of the eddy covariance measurements for accurate comparison between normalized daily sap flow and the normalized measured evapotranspiration.

Additionally to the measurements cited above and in order to calculate ET₀, climatic data were recorded very close to the sites of interest using towers equipped with classical automatic sensors: incoming solar radiation, air temperature and humidity, wind speed and rainfall.

2.2. Reference evapotranspiration and plant transpiration computations

In this study, reference evapotranspiration (ET₀) was estimated by two methods differing with the number of required meteorological parameters. The first one is the FAO-Penman Monteith (FAO-PM) which is recommended by the Food and Agriculture Organization (FAO) as a universal and standard method (Allen et al., 1998, 2006) to estimate ET₀. This method uses several climatic data such as: air temperature and relative humidity, solar radiation and wind speed (Eq. (1)). The second method is the HARG

equation (Hargreaves and Samani, 1985) which only requires air temperature (Eq. (2)). These two methods are expressed as follows:

$$ET_{0-FAOPM} = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (1)$$

$$ET_{0-HARG} = 0.408 * a (T_a + 17.8) (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (2)$$

Where ET₀ is expressed in [mm/day]; R_s is the solar radiation [MJ/m²/day]; R_n and R_a are net radiation and extraterrestrial radiation respectively [MJ/m²/day] computed as described by Allen et al. (1998); G is the soil heat flux density [MJ/m² /day], which is assumed to be 0 at daily time step; T_a is the air temperature at 2 m height [°C]; u₂ is the wind speed at 2 m height [m/s]; e_s and e_a are the saturation and actual vapor pressure [kPa] respectively; Δ is the slope of the vapor pressure curve at air temperature [kPa/°C] and γ is the psychrometric constant [kPa/°C]. e_s is computed as: $e_s = \frac{e^{(T_{max})} + e^{(T_{min})}}{2}$, where e⁰() is the saturation vapor function and T_{max} and T_{min} are the daily maximum and minimum air temperature respectively. The value 0.408 corresponds to the conversion factor from [MJ/m²/day] to mm/day. The parameter a that appears in Eq. (2) is an empirical constant and is equal to 0.0023 according to Hargreaves and Samani, (1985).

For plant transpiration computation, two approaches were used. The first one is the simple approach, proposed here, and based on the product of normalized sap flow and LAI (Eq. (3)). The second approach is the FAO-56 dual approach (Eq. (4)).

$$Tr_{ET_0/2.88} = \text{normalized sap flow} * LAI \quad (3)$$

$$Tr_{FAO-56-dual} = K_{cb} * K_s * ET_0 \quad (4)$$

Where K_{cb} is the average value of the basal crop coefficient of each tree orchard during the experiment (Er-Raki et al., 2010a, 2012; Rodríguez et al., 2010) and K_s is the water stress coefficient calculated following the FAO-56 procedure (Eq. 84 in FAO-56, Allen et al., 1998). As both approaches have been tested over irrigated crops maintained in well watered conditions, no water stress has been occurred and K_s seems equal to 1.

2.3. Computation steps

The data sets described above were used for developing a simple approach relating normalized daily sap flow (liters per unit of leaf area) and daily reference evapotranspiration (ET₀) (mm/day) calculated by two methods: FAO-PM and HARG. The slope of this relationship has been compared to the inverse of the hypothetical leaf area of the reference grass surface, i.e., 2.88⁻¹ = 0.347. The developed simple approach was then validated by using independent sap flow measurements and eddy covariance system over olives orchards (2004). For further assessment of this approach, it was compared to the traditional dual crop coefficient scheme for estimating daily plant transpiration of crops maintained in well watered conditions. The different key steps in the estimations of ET₀, normalized sap flow and actual transpiration by FAO-56 dual approach has been provided in the Flow-chart of Fig. 1.

3. Results and discussion

3.1. Assessment of the relationship between single tree transpiration and reference evapotranspiration

Table 1 summarizes the statistical parameters of the obtained linear relationship between the normalized daily sap flow against daily ET₀ (mm/day) calculated by FAO-PM method over four irrigated orchards (olives- *Olea europaea* L., Olives- *Arbequino*, citrus and pecan) maintained in well watered conditions. This figure showed that there is a perfect linear relationship between both

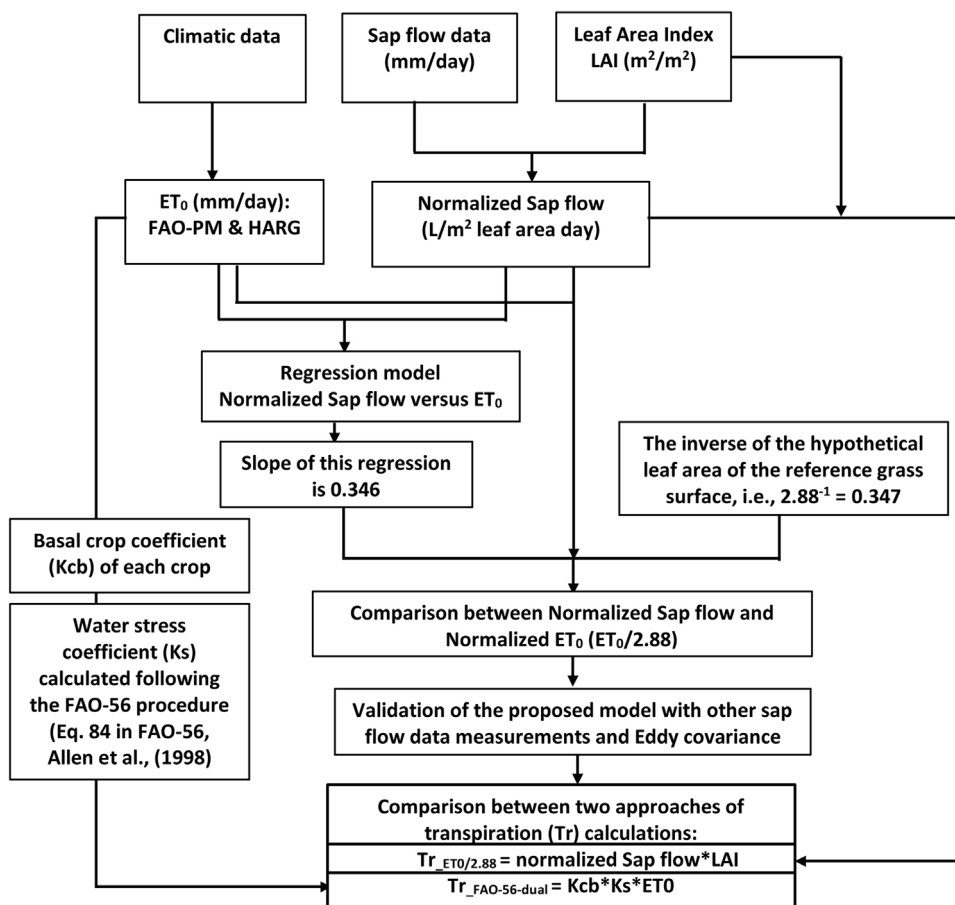


Fig. 1. Flow-chart of the proposed methodology including the different key steps in the estimations of ET_0 (FAO-PM & HARG), normalized sap flow and FAO-56 dual approach for estimation of actual transpiration.

Table 1

Summary of the statistical relationships ($Y = aX + b$) between normalized daily sap flow (liters per leaf area unit) and the reference evapotranspiration (ET_0 , mm/day) calculated by the FAO-PM-equation for different irrigated orchards.

Crop	n	a	b	R ²
Olives-2003	20	0.347	-0.410	0.861
Citrus-2010	33	0.302	-0.214	0.965
Olives-2006	30	0.296	0.16	0.926
Pecan-2006	19	0.351	-0.188	0.710

n: number of observations; a: the slope; b: the Y-intercept; R²: The coefficient of determination.

terms. The coefficient of determination (R^2) and the slope varied between 0.71 and 0.97, and between 0.30 and 0.35, respectively. In order to get an overall relationship between the normalized daily sap flow (per unit of leaf area) and daily ET_0 (mm/day), we used all data (102 days) coming from four independent experiments orchards with different canopy sizes (olives, citrus and pecan) (Fig. 2). This figure revealed practically a good linear relationship between normalized daily sap flow and daily ET_0 . The coefficient of determination is near to 1 ($R^2 = 0.81$), the slope is equal to 0.346 and the y-intercept (-0.27) of the regression equation did not equal to zero. The obtained slope value is in agreement with other studies (Cohen, 1991; Pereira et al., 2006) as they found the value 0.3 and 0.34, respectively. Cohen (1991) reported that the transpiration of citrus measured by sap flow was proportional to ET_0 , and that the ratio between the two terms was approximately 0.3 when the soil water availability was not limiting. Pereira et al. (2006) found a similar linear relationship with a slope of 0.34, between normalized daily sap flow and daily ET_0 , for many irrigated trees (apple,

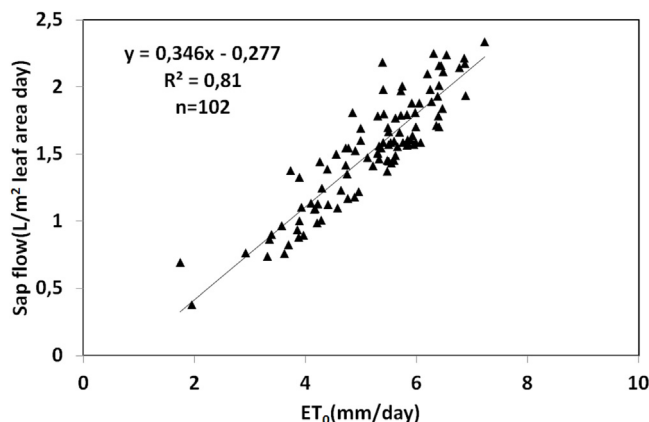


Fig. 2. General relationship for all irrigated orchards between normalized daily sap flow (per unit leaf area) and reference evapotranspiration (ET_0) calculated by the FAO-PM-equation.

olives, grapevines, kiwifruit and an isolated walnut). In our case, forcing the regression (between the normalized daily sap flow and daily ET_0) passing through the origin resulted a slope equal to 0.3 and $R^2 = 0.80$ (Fig. 2). This empirical relationship indicates that the daily normalized sap flow corresponds to about 30% of ET_0 which confirms the finding by Cohen (1991).

As the FAO Penman-Monteith equation needs several climatic variables which are not always available, another common methods requiring few climatic variables such as Makkink (Mak), Priestley-Taylor (PT) (radiation-based) and Hargreaves-Samani

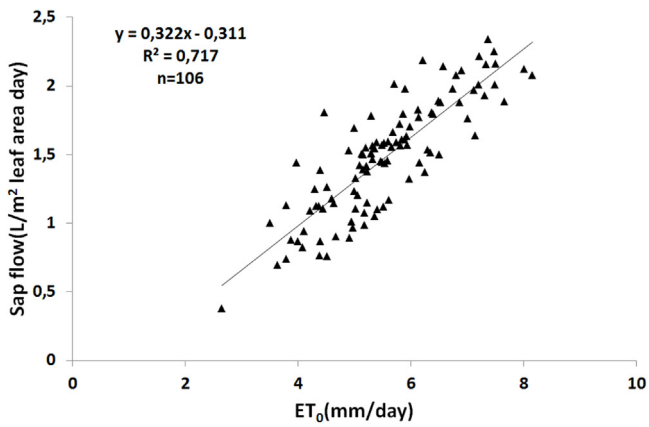


Fig. 3. Same as Fig. 2 but for reference evapotranspiration (ET_0) calculated by the Hargreaves-Samani (HARG) equation.

(HARG) (temperature-based) can be used for estimating ET_0 . It should be noted that the performance of these three empirical methods were assessed over two semi-arid regions (the Tensift region in Morocco and the Yaqui Valley in Mexico) and the results showed that HARG estimates correctly ET_0 in comparison to the MAK and PT methods (Er-Raki et al., 2010b). Consequently, HARG method is used as an alternative approach to predict plant water use in the current study. Fig. 3 showed the relationship between the normalized daily sap flow and daily ET_0 calculated by HARG method by using all data collected over four independent experiments (olives, citrus and pecan). According to this figure, it is clear that there is a linear relationship between both terms with a slope equal to 0.28 and $R^2 = 0.7$ by forcing the regression passing through the origin. The value of the slope is the same to that founded by Cohen (1991) for irrigated grapefruit tree but slightly lower than founded by Pereira et al. (2006) for many irrigated trees (apple, olives, grapevines, kiwifruit and an isolated walnut). This underestimation is due to the underestimation of ET_0 by HARG method as shown before by Er-Raki et al. (2010b).

Normalizing the ET_0 calculated by two different methods (FAO-PM and HARG), based on the grass leaf area index ($2.88 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$) given by Allen et al. (1998), and plotting this term against normalized sap flow (Fig. 4) showed a best correlation between both terms. The coefficients of determination (R^2) and the slope are acceptable. They are slightly closer to 1 for FAO-PM than for HARG method. Some underestimation of the sap flow rates (15% with FAO-PM and 22% with HARG methods) can be observed. This is certainly due to the slope of the relationships between normalized sap flow and ET_0 presented above. In fact, the estimated slopes are 0.3 and 0.28 for the FAO-PM and HARG methods respectively. These values are lower than the inverse of the hypothetical leaf area of the reference grass surface, i.e., $2.88^{-1} = 0.347$. This difference can be also explained by limiting soil water conditions. Another factor that may partly explain the underestimation of the sap flow rates by HARG method is the underestimates of ET_0 as reported by many works (e.g. Martinez-Cob and Tejero-Juste, 2004; Berengena and Gavilan, 2005; Er-Raki et al., 2010b).

3.2. Validation of the relationship between normalized tree transpiration and reference evapotranspiration

The performance of the obtained relationship, between the normalized daily sap flow and daily ET_0 , was performed using another sap flow data set collected over olives trees (Agdal orchards, Morocco) during the 2004 cropping season. Fig. 5 illustrates the comparison between the estimated and measured normalized sap flow for two (FAO-PM and HARG) methods. The scatter

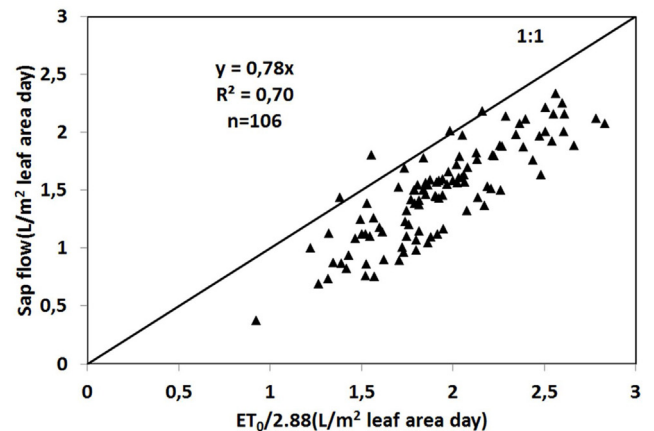
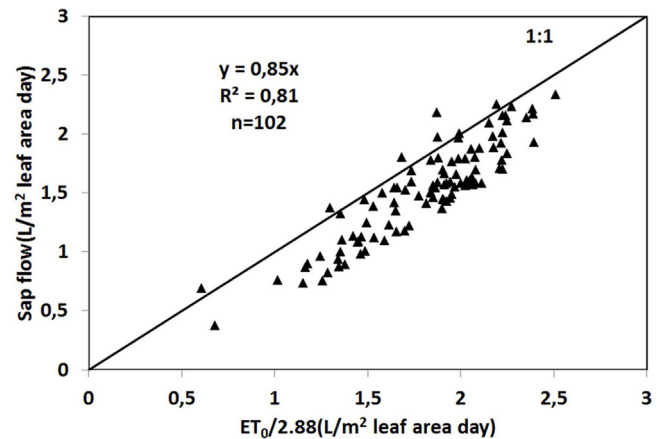


Fig. 4. Measured normalized daily sap flow (per unit leaf area) of different irrigated orchards versus normalized ET_0 (per leaf area of grass) calculated by the FAO-PM equation (above) and Hargreaves-Samani (HARG) equation (below).

plot reveals a very good agreement (slope = 1, with $R^2 = 0.83$ and $RMSE = 0.14 \text{ L/m}^2 \text{ leaf area}$) between estimated and measured normalized sap flow rates based on the FAO-PM method with a linear regression which not differ from the perfect fit line (1:1). However, for the estimating of sap flow based on HARG method, the correlation is more scattered with some underestimation (5%) (Fig. 5-below). Some of this scatter is expected by regarding Figs. 2 ($R^2 = 0.8$) and 3 ($R^2 = 0.7$). Therefore, it can be concluded that the obtained scatter in Fig. 3 is translated into a scatter in Fig. 4 (below). As already stated above, such discrepancies are certainly due to the underestimation of ET_0 by HARG method.

In order to go further in the evaluation of the established relationship between normalized daily sap flow and daily ET_0 , the estimated daily normalized sap flow ($\text{L/m}^2 \text{ leaf area}$) is also compared to the daily normalized evapotranspiration ($\text{L/m}^2 \text{ leaf area}$) measured by eddy correlation system over olives trees (Agdal orchards, Morocco) during the 2004 cropping season (Fig. 6). It is clear from this figure that the correlation is best for FAO-PM method than for HARG method. The values of $RMSE$ (0.33 and $0.51 \text{ L/m}^2 \text{ leaf area}$) are acceptable, given the average daily value of ET ($1.48 \text{ L/m}^2 \text{ leaf area}$). Overall, the normalized sap flow calculated based on both methods (FAO-PM and HARG) of ET_0 underestimates the measured evapotranspiration (ET) by about 10 and 15%, respectively. This is expected because the ET measured by eddy correlation system is an integrated measure of soil evaporation and the transpiration from numerous plants at different levels within the canopy over the contributing area described by the footprint of eddy correlation, whereas the transpiration measurements by sap flow describe only the transpiration.

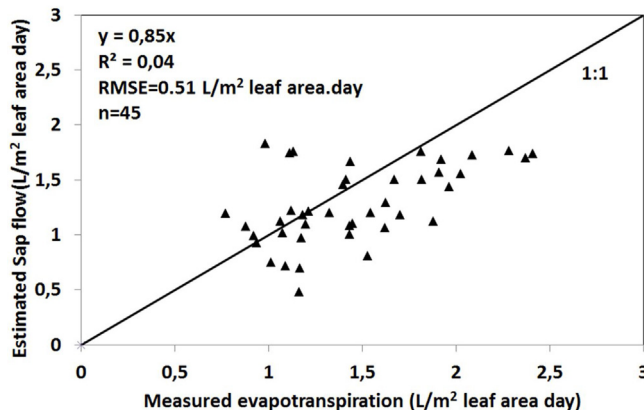
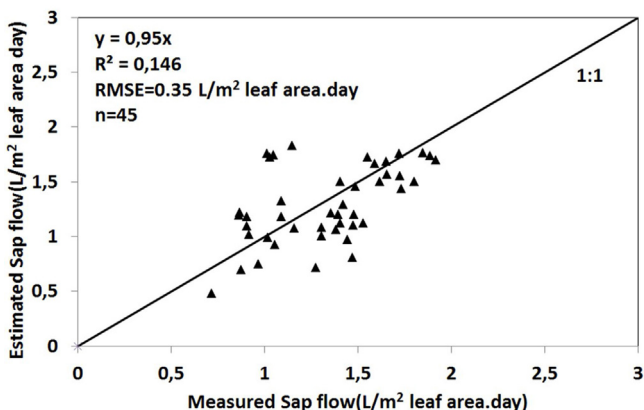
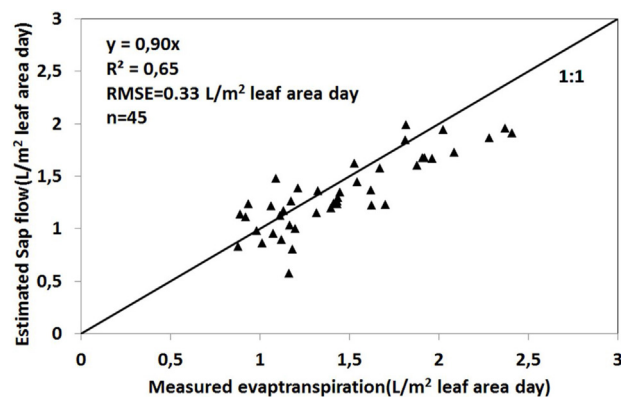
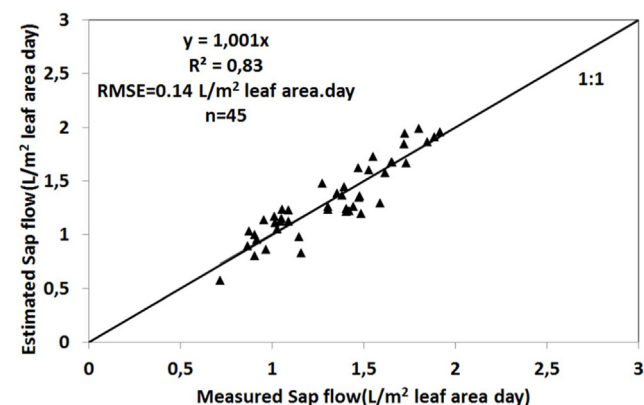


Fig. 5. Validation of the obtained relationship between estimated and measured daily sap flow for the FAO-PM (above) and HARG (below) equations using independent sap flow measurements over olives orchards (2004).

3.3. Comparison of the relationship between single tree transpiration and reference evapotranspiration versus a dual approach of FAO-56 for estimating plant transpiration

As both approaches (FAO-56 dual and the developed relationship between normalized sap flow and ET_0) are based on ET_0 calculated by FAO-PM method, but with different required inputs (see equations 3 and 4), their performance were compared for estimating plant transpiration (Tr). Fig. 7 showed the cross comparison of these two approaches with the measured data. This figure showed that both approaches correctly simulate Tr for the validation field of olive trees orchards during the 2004 cropping season (Fig. 7-above). The coefficient of determination (R^2) and the slope are close to 1. The Root Mean Square Error (RMSE) between measured and simulated Tr values by the FAO-56 dual and the normalized sap flow were about 0.47 mm/day and 0.31 mm/day, respectively. The accurate estimation of Tr using the normalized sap flow is expected because “the established relationship between normalized sap flow and ET_0 was based on the measured transpiration”. After the daily transpiration (mm/day) is equal to the estimated normalized sap flow (L/m^2 leaf area) times leaf area index, and the same statistical relationships have been found (slope=1, with $R^2=0.83$ and $RMSE=0.14 L/m^2$ leaf area times $LAI=0.31$ mm/day) (see section 3.2). For the dual approach of FAO-56, the good estimation of Tr is also expected because this approach was already calibrated for partitioning evapotranspiration into plant transpiration and soil evaporation over the same validation site (olives orchards) and it has been shown that this approach also simulates correctly plant transpiration when using the local basal crop coefficient (Er-Raki et al., 2010a). However, a slight underestimation (about 14%) of measured Tr by this approach was noted

Fig. 6. Comparison between the estimated daily normalized sap flow (L/m^2 leaf area) and the daily normalized evapotranspiration (L/m^2 leaf area) measured by eddy correlation system. Figure above and below are referred to FAO-PM and HARG methods respectively.

which is possibly due to water stress, since the latter was poorly computed from a very simplistic FAO-56 water balance and/or a misrepresentation of the rooting depth which directly influenced the calculation of water stress. The effect of water stress in estimating plant transpiration is clearly recorded for another data set of the same field (olives 2003) (see Fig. 7-below). The comparison of the relationship between single tree transpiration and ET_0 versus a dual approach of FAO-56 for estimating plant transpiration was also assessed by using the data used for the calibration (olives-2003, olives-2006, citrus-2010 and pecan-2006) (Fig. 7-below). As for validation field, both approaches appropriately simulate Tr for calibration fields. The coefficient of determination (R^2) and the slope are close to 1. The Root Mean Square Error (RMSE) between simulated and measured Tr values were about 0.26 mm/day and 0.43 mm/day for the FAO-56 dual and the normalized sap flow method, respectively. According to these statistical parameters values, it appeared at a first glance that the plant transpiration was better reproduced by the FAO-56 dual approach than by the other approach. This is somehow expected since all crops (olives-2006, citrus-2010 and pecan-2006) were maintained in well watered conditions by drip irrigation, and there was no effect of water stress in calculating plant transpiration except for the olive orchards (olives 2003) irrigated by flooding system which was characterized by an inadequate distribution of irrigation water and induced water stress conditions (Er-Raki et al., 2010a).

Despite a good performance of both approaches in estimating plant transpiration (Tr), some discrepancies between simulated and measured Tr appear, especially for high values of Tr and when ET_0 is constant. Under this condition, the measured Tr still increased but the estimated Tr by both approaches was constant

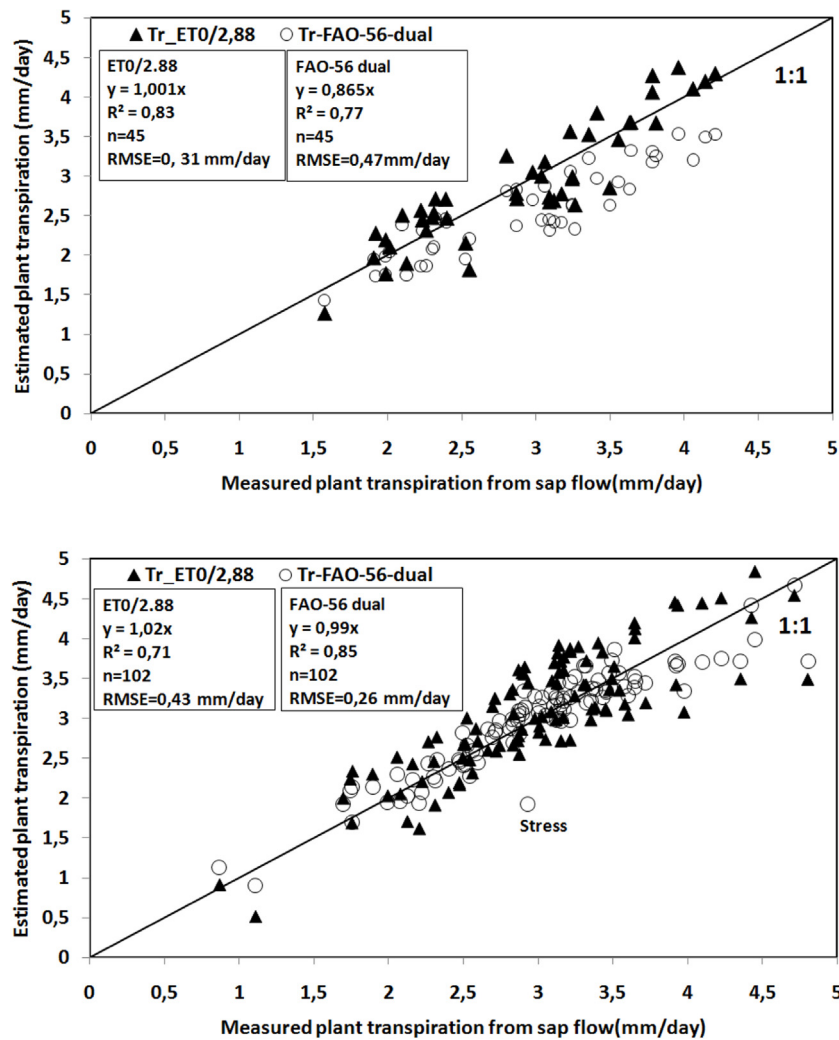


Fig 7. Comparison between the FAO-56 dual approach and ET₀/2.88 method (equation in Fig. 2) for estimating actual plant transpiration of olives tree using the data collected during 2004 (figure above) and for other data (figure below).

which results in an underestimation of the observed data. This behavior can be interpreted as the consequence of the tree water storage mainly in the stem (Katerji et al., 1986; Er-Raki et al., 2012). The same observations have been reported by Cohen (1991) when studying the ratio between the citrus transpiration and ET₀ and it has been found that this ratio was not affected by variation in climatic conditions (ET₀) but it is sensitive to variations in the amount of soil water available for the tree. Another factor that may partially explain the difference between simulated and measured Tr values is the nighttime transpiration (sunset to sunrise) due to incomplete stomata closure. This is corroborated by several studies (e.g. Judd et al., 1986; Green et al., 1989; Pereira et al., 2006) when they measured the sap flow of several tree orchards and they found a large nighttime transpiration which represents about 26% of daily transpiration.

According to the obtained results, the established relationship between normalized daily sap flow (per unit of leaf area) and daily ET₀ (mm per day) provides a simple yet robust alternative to the traditional FAO-56 dual crop coefficient approach for estimating daily transpiration. The advantage of this alternative approach is that it requires only one crop parameter (tree leaf area) which is easy to obtain by field observations (Coppin et al., 2004; Khabba et al., 2009) or by using remote sensing data over large areas.

4. Conclusions

The main objective of this study was to develop a simple approach relating normalized daily sap flow (per unit of leaf area) and daily ET₀ (mm/day) calculated by two methods: FAO-Penman-Monteith (FAO-PM) and Hargreaves-Samani (HARG). For that, a dataset of about 150 days of sap flow measurements has been used. Data was from four independent experiments with olives (cv. “*Olea europaea L.*” and cv. “*Arbequino*”) and citrus (cv. “*Clementine Afourar*”) conducted in the Tensift region around Marrakesh (Morocco), and one experiment with pecan orchard (cv. “*Carya illinoensis, Wangenh. K. Koch*”) conducted in the Yaqui Valley (northwest of Mexico). The simple approach showed that the normalized daily sap flow (per unit of leaf area) was linearly correlated with ET₀ (mm per day) calculated by FAO-PM (R² = 0.81) and by HARG method (R² = 0.72). The slope of the linear relationship varied between 0.30 and 0.35, depending on the type of tree orchards.

Then, the obtained relationship was then validated by using the sap flow data collected over an olive orchard (“*Olea europaea L.*”) for another cropping season (2004). The scatter plot between the normalized estimated and measured sap flow reveals a very good agreement for FAO-PM method (slope = 1, with R² = 0.83 and RMSE = 0.14 L/m² leaf area). However, for the estimation of normalized sap flow based on HARG method, the correlation is more

scattered with some underestimation (5%). Next, a further validation was performed using the measurements of evapotranspiration (ET) by eddy correlation system and the results showed that the correlation between estimated normalized sap flow and normalized measured ET is best when using FAO-PM method (RMSE = 0.33 L/m² leaf area) for estimating ET₀ than when using HARG method (RMSE = 0.51 L/m² leaf area).

After that, the simple approach developed here was compared to the traditional dual crop coefficient scheme for estimating daily plant transpiration. Cross comparison of these two approaches with the measurements data gave satisfactory results with an average value of RMSE equal to about 0.37 mm/day for both approaches.

Finally, the approach presented here is as a robust and simple alternative to estimate plant transpiration. It presents important advantages such as: 1) elimination of the canopy size effect on the sap flow rates; 2) requires only one crop parameter (tree leaf area) which is easy to obtain, and 3) requires only ET₀ as an atmospheric demand of evapotranspiration. This leads to an estimation of crop water requirements without using crop coefficients which are specific to environmental conditions, crop variety and stage of plant development.

Finally, it should be noted that the approach proposed here, has been solely tested over irrigated crops maintained in well watered conditions. Testing this approach under limiting soil water conditions is needed. This can be achieved by integrating, a stress index which is easy to derive from thermal remote sensing data, in the proposed approach.

Acknowledgements

This research was conducted within the International Joint Laboratory-TREMA (<http://trema.ucam.ac.ma/>) as well as the project (REC/645642) financed by the Marie Skłodowska-Curie Research and Innovation Staff Exchange (RISE). Other funding was also provided by PHC Maghreb (32592VE/14MAG22) and ANR AMETHYST (ANR-12-TMED-0006-01) projects.

References

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Irrigation and Drain. Paper No. 56*. FAO, Rome, Italy, pp (300).
- Allen, R.G., Pruitt, W.O., Wright, J.L., Howell, T.A., Ventura, F., Snyder, R., Itenfisu, D., Steduto, P., Berengena, J., Yrisarry, J.B., Smith, M., Pereira, L.S., Raes, D., Perrier, A., Alves, I., Walter, I., Elliott, R., 2006. *A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ET₀ by the FAO56 Penman-Monteith method*. *Agric. Water Manage.* 81, 1–22.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A., Jensen, M.E., 2011. *Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy*. *Agri. Water Manage.* 98, 899–920.
- Baker, J.M., van Bavel, C.H.M., 1987. *Measurement of mass flow of water in the stem of herbaceous plant*. *Plant. Cell. Environ.* 10, 777–782.
- Berengena, J., Gavilan, P., 2005. *Reference evapotranspiration estimation in a highly advective semiarid environment*. *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE* 131 (2), 147–163.
- Burgess, S.S.O., Adams, M.A., Turner, N.C., Beverly, C.R., Ong, C.K., Khan, A.A.H., Bleby, T.M., 2001. *An improved heat pulse method to measure slow and reverse flow in woody plants*. *Tree Physiol.* 21, 589–598.
- Cohen, Y., 1991. *Determination of orchard water requirement by a combined trunk sap flow and meteorological approach*. *Irrig. Sci.* 12, 93–98.
- Coppin, P., Marie Weiss, M., Baret, F., Jonckheere, I., Fleck, S., Nackaerts, K., Muys, B., 2004. *Review of methods for in situ leaf area index determination. Part 1. Theories, sensors and hemispherical photography*. *Agri. Forest Meteorol.* 121, 19–35.
- Dinpashoh, Y., 2006. *Study of reference crop evapotranspiration*. *I.R. Iran. Agric. Water Manage.* 84, 123–129.
- Droogers, P., Allen, R.G., 2002. *Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions*. *Irrig. Drain. Syst.* 16, 33–45.
- Eastham, J., Gray, S.A., 1998. *A preliminary evaluation of the suitability of sap flow sensors for use in scheduling vineyard irrigation*. *American Journal of Enology and Viticulture* 49, 171–176.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Hoedjes, J., Ezzahar, J., Duchemin, B., Jacob, F., 2008. *Improvement of FAO-56 method for olive orchards through sequential assimilation of Thermal infrared based estimates of ET*. *Agric. Water Manage.* 95, 309–321.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Ezzahar, J., Khabba, S., Boulet, G., Hanich, L., Williams, D., 2009. *Evapotranspiration partitioning from sap flow and eddy covariance techniques for olive orchards in semi-arid region*. *Acta Hort.* 846, 201–208.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Boulet, G., Williams, D.G., 2010a. *Using the dual approach of FAO-56 for partitioning ET into soil and plant components for olive orchards in a semi-arid region*. *Agric. Water Manage.* 97, 1769–1778.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Khabba, S., Simonneaux, V., Jarlan, L., Ouldabba, A., Rodriguez, J.C., Allen, R., 2010b. *Assessment of reference evapotranspiration methods in semi-arid regions: can weather forecast data be used as alternate of ground meteorological parameters?* *J. Arid Environ.* 74, 1587–1596.
- Er-Raki, S., Khabba, S., Er-raji, T.A., Ezzahar, J., Jarlan, L., Hanich, L., Chehbouni, G., 2012. *Evaluation of the sap flow measurements determined with Heat Balance Method for citrus orchards in semi-arid region*. *Acta Hort.* 951, 259–268.
- Er-Raki, S., Ezzahar, J., Khabba, S., Jarlan, L., Kharrou, M.H., Chehbouni, G., 2013. *Micrometeorology tools for measuring evapotranspiration from the leaf to the region*. In: Er-Raki, S. (Ed.), *Evapotranspiration: Processes, Sources and Environmental Implications*. Nova Publishers, pp. 1–22 (ISBN: 978-1-62417-138-3).
- Fernández, J.E., Palomo, M.J., Díaz-Espejo, A., Clothier, B.E., Green, S.R., Giron, I.F., Moreno, F., 2001. *Heat-pulse measurements of sap flow in olives for automating irrigation: tests, root flow and diagnostics of water stress*. *Agric. Water Manage.* 51, 99–123.
- Granier, A., 1987. *Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements*. *Tree Physiol.* 3, 309–320.
- Green, S.R., McNaughton, K.G., Clothier, B., 1989. *Observations of nighttime water use in kiwifruit vines and apple trees*. *Agric. For. Meteorol.* 48, 251–261.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. *Reference crop evapotranspiration from temperature*. *Appl. Eng. Agric.* 1 (2), 96–99.
- Hargreaves, G.H., 1994. *Defining and using reference evapotranspiration*. *J. Irrig. Drain. Eng.* 120 (6), 1132–1139.
- Hatton, T., Reece, P., Taylor, P., McEwan, K., 1998. *Does leaf efficiency vary among eucalypts in water-limited environments?* *Tree Physiol.* 18, 529–536.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G., 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70.p332.
- Jones, H.G., 2004. *Irrigation scheduling: advantages and pitfalls of plant-based methods*. *J. Exp. Bot.* 55 (November (407)), 2427–2436 (Epub 2004 Jul 30).
- Judd, M.J., McAneney, K.J., Trought, M.C.T., 1986. *Water use by sheltered kiwifruit under advective conditions*. *N. Z. J. Agric. Res.* 29, 83–92.
- Katerji, N., Hallaires, M., Menoux-Boyer, Y., Durand, B., 1986. *Modelling diurnal patterns of leaf water potential in field conditions*. *Ecol. Model.* 33, 185–203.
- Khabba, S., Duchemin, B., Hadria, R., Er-Raki, S., Ezzahar, J., Chehbouni, G., Lahrouni, A., Hanich, L., 2009. *Evaluation of digital hemispherical photography and plant canopy analyser for measuring Vegetation area index of orange orchards*. *J. Agron.* 8 (2), 67–72.
- Kool, D., Agam, N., Lazarovitch, N., Heitman, J.L., Sauer, T.J., Ben-Gal, A., 2014. *A review of approaches for evapotranspiration partitioning*. *Agric. Forest Meteorol.* 184, 56–70.
- Martinez-Cob, A., Tejero-Juste, M., 2004. *A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET₀ estimation equation in semiarid regions*. *Agric. Water Manage.* 64 (3), 251–264.
- Nicolas, E., Torrecillas, A., Ortuno, M.F., Domingo, R., Alarcon, J.J., 2005. *Evaluation of transpiration in adult apricot trees from sap flow measurements*. *Agric. Water Manage.* 72, 131–145.
- Oren, R., Phillips, N., Ewers, B.E., Pataki, D.E., Megonigal, J.P., 1999. *Sap-flux_scaled transpiration responses to light, vapour pressure deficit, and leaf area reduction in a flooded Taxodium distichum forest*. *Tree Physiol.* 19, 337–347.
- Pataki, D.E., Oren, R., Smith, W.K., 2000. *Sap flux of co-occurring species in a western subalpine forest during seasonal soil drought*. *Ecology* 81 (9), 2557–2566.
- Pereira, A.R., Green, S., Villa Nova, N.A., 2006. *Penman-Monteith reference evapotranspiration adapted to estimate irrigated tree transpiration*. *Agric. Water Manage.* 83, 153–161.
- Rana, G., Katerji, N., de Lorenzi, F., 2005. *Measurement and modelling of evapotranspiration of irrigated citrus orchard under Mediterranean conditions*. *Agri. For. Meteorol.* 128, 199–209.
- Rodríguez, J.C., Grageda, J., Watts, C.J., Garatuza-Payan, J., Castellanos-Villegas, A., Rodríguez-Casas, J., Saiz-Hernandez, J., Olavarrieta, V., 2010. *Water use by perennial crops in the lower Sonora watershed*. *J. Arid Environ.* 74 (5), 603–610.
- Sakuratani, T., 1981. *A heat balance method for measuring sap flow in the stem of an intact plant*. *Agri. Meteorol.* 37, 9–17.
- Smith, D.M., Allen, S.J., 1996. *Measurement of sap flow in plant stems*. *J. Exp. Bot.* 47, 1833–1844.
- Steppe, K., De Pauw, D.J.W., Doody, T.M., Teskey, R.O., 2010. *A comparison of sap flux density using thermal dissipation, heat pulse velocity and heat field deformation methods*. *Agri. For. Meteorol.* 150 (7–8), 1046–1056.
- Valancogne, C., 1996. *Evaluation D La Contribution Des Plantes à l'évapotranspiration: Utilisation Des Mesures De Flux De sève Brute. Expérimentation et instrumentation, Météo France, Toulouse (in French)*.
- Williams, D.G., Cable, W., Hultine, K., Hoedjes, J.C.B., Yezpe, E.A., Simonneaux, V., Er-Raki, S., Boulet, G., de Bruin, H.A.R., Chehbouni, A., Hartogsis, O.K., Timouk, F., 2004. *Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques*. *Agri. For. Meteorol.* 125, 241–258.

Chapitre V. Etude Numérique et Expérimentale de l'Écoulement d'Eau dans un Milieu Agricole sous les Conditions de Captation de l'Humidité Atmosphérique

Les résultats de ce chapitre sont issus de deux articles publiés:

1- Lakhal, E. K., and Ayyoub, A.

"Effect of Air Relative Humidity Harvest on Soil Moisture Content under Moroccan Climatic Conditions"

International Journal of Engineering Research and Applications, 5 (2015), 74-82

2- Lakhal, E. K., Ayyoub, A., Tiba, Z.

"Effect of Harvest of Air Relative Humidity on Water and Heat Transfer in Soil With Crops Under Arid Climatic Conditions"

International Journal of Engineering Research and Applications, 5 (2015), 55-62.

Ce chapitre concerne la compréhension des processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique de la surface du sol dans des régions des humidités relatives de l'air très contrastées. La collecte de différentes données climatiques ainsi que l'humidité dans le sol à différentes profondeurs nous a permis de caractériser l'effet direct de l'humidité relative de l'air sur le processus d'adsorption de l'eau atmosphérique condensée ainsi que la variation de l'humidité du sol. Pour cela, trois sites d'études situés dans des régions caractérisées par différent climat ont été choisis. Les deux premiers sites (S1 et S2) se situent dans la région de Tensift Al Haouz, mais à des altitudes différentes (humidités relatives de l'air différentes) et le troisième site (S3) se situe dans une région côtière (Sidi Abed Doukkala) à 40 km de la ville d'El Jadida, caractérisé par une humidité relative de l'air élevée durant toute l'année. Une description détaillée de ces trois sites ainsi que les protocoles expérimentaux relatifs est présentée dans le chapitre II et les articles publiés ci-joints (3 et 4). Il est clair que l'humidité relative de l'air du site S3 est très élevée par rapport aux deux autres sites (S1 et S2). L'inverse est observé pour la température de l'air (tableau 2 de l'article 3). L'évolution de l'humidité du sol à différentes profondeurs dans les trois sites a été présentée sur la figure 3 de l'article 3. Les résultats ont montré que la variation du contenu en eau dans le sol répond clairement aux apports d'eau pour les sites irrigués (S1 et S2). Pour le site non irrigué S3, la variation de l'humidité dans le sol (notamment dans les couches superficielles) est liée à la variation de l'humidité de l'air. Ceci est lié au phénomène d'adsorption (figure 3c). Il est à noter que l'année (2005) a été caractérisée par des faibles précipitations, ce qui justifie clairement l'effet de ce phénomène sur la variation de l'humidité dans le sol notamment dans les conditions humides. Pour mieux comprendre cet effet, nous avons étudié la corrélation entre l'eau stockée (WG) dans la couche superficielle du sol (5cm) liée à l'adsorption et les différents paramètres à savoir: le gradient de l'humidité relative de l'air ($RH_{max}-RH_{min}$), humidité relative minimale de l'air (RH_{min}) et le potentiel de l'eau dans le sol (h) (figure 6 de l'article 3). Il est clair que la variation de WG en fonction de ($RH_{max}-RH_{min}$) et h est une fonction croissante tandis que cette fonction est décroissante pour RH_{min} . Ce comportement s'explique par le fait que lorsque l'humidité de l'air diminue, le sol se dessèche

rapidement. Cela conduit à un potentiel du sol est plus élevé et par conséquent le phénomène d'adsorption devient plus important.

En parallèle de l'étude expérimentale, une étude par simulation numérique à l'aide du modèle SiSPAT a été faite pour évaluer l'effet de nombreux paramètres climatiques (ex. l'humidité relative et la température de l'air) sur le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur l'humidité du sol. Après calibration de ce modèle en utilisant les propriétés réelles du sol ainsi que les conditions climatiques, les résultats de simulation ont montré que l'adsorption de l'eau sur la surface du sol a un effet très important sur la diminution de sa température, en particulier pour la couche superficielle du sol (5cm) (Figure 2 de l'article 4). Une différence de 10°C de température a été enregistrée et qui est attribuée au phénomène de condensation nocturne. Dans ce cas une bonne partie de l'énergie disponible est dissipée sous forme de chaleur latente. La condensation de l'humidité atmosphérique augmente aussi la quantité d'eau stockée dans le sol et par la suite le taux d'évaporation du sol (figure 3-4 de l'article 4). Ceci peut favoriser la croissance des plantes sans apport d'eau (irrigation et pluie).

Afin de quantifier la contribution de l'eau captée à partir de l'humidité relative de l'air sur le bilan hydrique, nous avons présenté les différentes composantes de ce bilan durant la période avril-décembre 2005 pour un site non irrigué (S3) caractérisé par un taux d'humidité élevé (tableau 1 de l'article 4). Les résultats présentés dans ce tableau indiquent que la valeur moyenne des maxima et des minima de RH sont 88% et 57%, respectivement. Ces caractéristiques climatiques favorisent l'occurrence d'adsorption de la vapeur d'eau (CGW) par le sol qui est de l'ordre de 570 mm. Si on compare cette quantité avec la précipitation (168 mm) enregistrée durant la période de l'étude, on observe que la contribution de CGW atteint 28% de la demande totale d'eau ($ET=2035$ mm), alors que la contribution des précipitations est limitée à 8%. Ces résultats obtenus montrent clairement que CGW peut couvrir les besoins en eau des cultures cultivées dans ces conditions climatiques. Cette région d'étude (S3) est connue par la production des légumes (oignon, carotte, tomate,...) sans irrigation.

Article 3

Effect of Air Relative Humidity Harvest on Soil Moisture Content under Moroccan Climatic Conditions

El Khadir Lakhal* and Abdellatif Ayyoub**

*Cadi Ayyad University, Faculty of Sciences Semlalia, Physics Department. Laboratoire d'Automatique de l'Environnement et Procédés de Transferts, B.P. 2390, Marrakesh, Morocco

**Faculté des Sciences et Techniques de Beni Mellal, Université Sultan My Slimane, Beni Mellal, Morocco,

Abstract

In this work, we aim to analyse the effect of the harvest of air relative humidity on soil water content. Some experiments were conducted on hilly areas with various hypsographic and microclimatic conditions greatly affecting daily fluctuations of air relative humidity. The metrological data's were obtained by using a Campbell Scientific equipments station recorder on data loggers every half hour. Time Domain Reflectometers (TDR) is used for calculating water content at different soil layers. The effect of many parameters such as: minimal and maximal air atmospheric humidity, potential of soil water and minimal temperature of air on harvesting air relative humidity is also discussed. The experimental results indicate that soil moisture content in the upper soil layer fluctuates with the same manner to diurnal fluctuation of relative air humidity. These fluctuations due to the harvest of relative air humidity decreased with increasing soil depth and daily amplitude of relative air humidity. The water adsorbed according to this phenomenon increased with increasing maximal relative and decreasing minimal temperature. The contribution of this soil water collected is about 40% of losses due to evaporation process. The correlation between principal climatic data and soil water adsorption by harvest relative air humidity is presented in this paper in order to incorporate it in the total water balance during water infiltration.

Keywords - Harvest, relative air humidity, soil water content, water vapor adsorption, evaporation.

I. INTRODUCTION

In Mediterranean regions, the development of agriculture is strongly depending on climatic conditions and their economical and social situations are usually unstable. Controlling the consequences of the interaction between human and climatic activities in arid and semi-arid areas is very important and based on the understanding of different processes above all those that are determinant in the hydric balance. The objectives of reducing unbalances in water requirements vs water availability in most arid and semi-arid areas of the Mediterranean region, since by capturing atmospheric moisture a potential enhancement in water available to crops can be achieved without subtracting water to domestic and industrial uses, thus soothing social strains.

Finally, the major advantages of exploitation of atmospheric humidity are that it can be captured at zero cost and that a reduction in energy input can be obtained (no water lifting from deep wells, no pressurization are required) as well as the good quality of captured water. In conclusion, the study has such social, economical and environmental advantages. A review in literature indicates that two major's uses in collection of water vapour are dominated.

1. Water drink application

Most countries have been conducted some largest atmospheric humidity (i.e. fog) project in order to ensure the village water use. The principal application of fog collection was conducted by [1]. They propose as fog collector an apparatus constructed of simple and low cost materials available in all countries. The fog collector is a flat rectangular and arranged perpendicular to the direction of the prevailing wind. The surface collecting is made from nylon fine-mesh and at bottom of the panel a trough gutter collects the water droplets falling under gravity. The result indicates that 3 litres of water per day and that per square meter of collecting surface were obtained. For polypropylene mesh, the fog collector produces 3360 liters of water/day in the Sultanate of Oman over a period of two and a half years, [2].

2. Agricultural application

In this study we were interested to the atmospheric humidity harvest for agricultural uses. The existing systems for collection were the same in all Mediterranean regions. The importance of this study results on important contribution of harvest relative humidity for stopping desertification especially for our country. In last decade, an important support of works was developed by many

institutions research. Generally, the soil is considered as a porous medium with capillaries of various sizes that helping the condensed water to infiltrate by capillarity, [3].

An intensive work was presented to enrich literature in this field. The authors attempt to approach and simulate the above described complicated phenomena of capillary condensation by using either fractal, [4]. Many approaches were conducted in order to simulate the transport condensable vapors in porous structures, [5] and [6].

By referring to [7], the authors have indicated that soil is considered as a porous medium with capillaries of various diameters. These capillaries condensed water to infiltrate by capillarity but in the same time in the capillaries occurs also condensation of water vapor depending on the air relative humidity. In this work, the authors tried out to qualify water vapor adsorption by soil by using weighing Lysimeters (WL) and Time Domain Reflectometers (TDR) for obtaining data under semi arid climatic conditions. The result shows that the soil moisture content in the upper soil layer fluctuates in correspondence with the diurnal fluctuations of the relative air humidity.

In more recent work, [8] have studied the parameters affecting water vapor adsorption by the soil under semi-arid climatic conditions. The authors indicate that under such climatic conditions, soil physical characteristics such as texture, surface mulching, and density of the growing plants greatly affect water vapor adsorption and soil water conservation. Also, they indicate that the process of water vapor adsorption by the soil appears to be more important for areas in which the geomorphological conditions and the proximity to the surface water, such as lakes or sea, favors high diurnal fluctuations in relative air humidity.

II. MATERIALS AND METHODS

1. Description of sites

In order to evaluate the importance of harvest relative air humidity effect on soil water content under different land characteristics, four sites (S1, S2 and S3) were chosen. All sites are characterized by intensive agricultural activities and the irrigation covered only 20% of the agricultural areas.

The sites of (S1 and S2) are located in Marrakech Tensift Alhaouz region. The sites (S1) and (S2) are respectively located about 60 and 20km from Marrakech city at an average elevation of 600m above sea level. The relief of this region is characterized by a great diversity: the interior flats and plates that contain good arable lands; the old solid masses, the littoral plates and high mountains of the Atlas. The climates are warm and dry with relatively cold period during the winter. Precipitations

are weak and irregular (in Marrakech 240 mm/year). The summery temperatures are very high (37.7°C at maximum) and the winter ones are low (4.9°C at minimum). The evaporation is important (2300mm/year) and the rainfall is variable: 50% of the territory has an averaged-300 mm-rainfall per year and almost 30% has a rainfall ranging from 300 to 400mm per year (Toufliht station). We noticed that the averaged rainfalls increase from the North to the South. It's completely normal because the south is characterized by heights (High Mountains). Agriculture constitutes the principal activity for 60% of regional population. The principal productions are annual cultures (cereals, alfalfa, tobacco, etc...) and plantations of olive –trees, citrus fruits and fruit trees.

The site of (S3) is located in Doukkala region and about 40Km from ELJadida city. The soil is essentially dominated by Sand, Tirs and Hamri. The climate is of a Mediterranean type, semi-arid in winter with a soft temperature, and was generally hot and dry. It was characterised by an index irregularity and intra-annual. The annual average pluvial is about 317 to 592mm, registered in 40 and 60 days between October and April. The relative air humidity data indicate a dramatically variation between each month and between maximum and minimum values. The air temperature is moderate and its value varies between 10°C and 36°C. The existing vegetation in these areas is exclusively growing by occurring available rain and the water adsorbed by the soil from the atmosphere.

2. Man characteristics of the study soils

Table 1 show the principal characteristics of the soils considered in this study are presented as : the constitution of (S1 and S2) soils is dominated clay constitution (47% and 39%) and lemon (34% and 40%). However the constitution of (S3) is principally dominated by sand (52%) and lemon (34.5%). For This study, the relation-ships between soil water content and soil water potential, and between hydraulic conductivity and water content are given respectively by [9] and [10] formulas :

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left[1 + \left(\frac{\psi}{h_g} \right)^n \right]^{-1-(2/n)} \quad \text{and} \quad K = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad (1)$$

Where: θ_s : maximal soil water content (%) ;
 K_s : Hydraulic conductivity at saturation (m/s) ;
 h_g : Hygrometric pressure (m) ;
 n and η : Regression parameters of Equation (1).

Table 1. Main characteristics of the study soils.

Site	Clay (%)	Sand (%)	Lemon (%)	Ks (m/s)	hg (m)	n	η
(S1)	46	17.2	34.3	0.8×10^{-6}	-0.14	2.3	11
(S2)	39	19	40	0.9×10^{-6}	-0.13	2.2	10.7
(S3)	10	52.4	34.5	1.2×10^{-6}	-0.08	2.1	9.5

3. Climate data

The climatic forcing needed was averaged over a 30 min time step. Global radiation, atmospheric humidity, speed of wind, temperature (max and min) and rainfall were measured at the follow sites described above. In table 2, we present the results given by many meteorological stations placed at the studied sites for ten years in term of average annual relative air humidity, air temperature, evaporation and wind speed. The result indicates that the average annual relative air humidity varies from 58 to 85%. The average annual air temperature (T) varies from 11°C for coastal site (S3) to 21°C to mountainous site (S2). The wind speeds indicate that all locations are favourable to harvest of relative air humidity because the average values of WS were situated from 1.8 to 3.4m/s. The average total evaporation is very important for all study sites especially for interior region.

Table 2. Main climatic data calculated for ten years.

Study site	Average humidity %	Temperature °C	Total evaporation mm	Wind speed m/s
S1	64	19.2	2383	2.2
S2	58	21	1804	2.0
S3	85	11	1410	3.4

The results presented in Figure 1 shows a very important daily variation of relative air humidity for (S1) during the period of end December 2003 to May 2004. These high undulations were favourable to harvesting of relative air humidity by the soil especially in dry period.

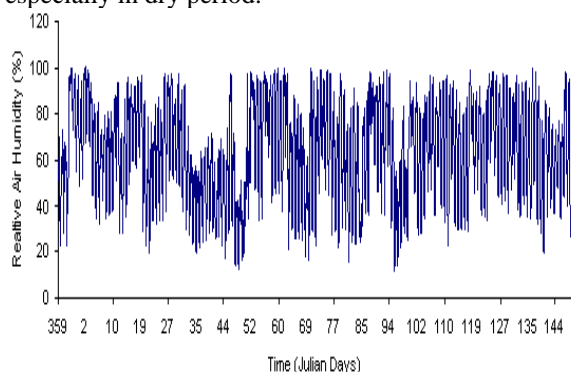


Figure 1. Variation of relative air humidity for the site of S1 during end December 2003 to May 2004.

Figure 2 indicate that soil temperature calculated at different depth varies between 3 (hiver) to 30°C (spring) for all section. The soil temperature varies with the agreement of relative air humidity variation depending on soil characteristics, climatic conditions, soil surface conditions and rainfall. The result shows that the values of soil temperature for Z=5cm are

higher than Z=10cm and 20cm values because the climatic conditions were an important effect on the upper layers of soil. In the period situated between 20th to 30th Julian days, we assist to a decreasing soil temperature due to rainfall.

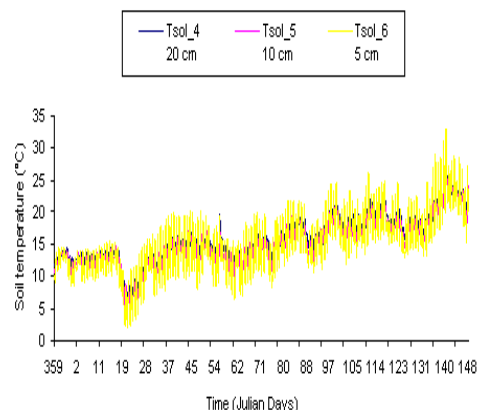


Figure 2. Variation of soil temperature at different depth for the site of S1 during end December 2003 to May 2004.

4. Determination of soil water potential

In order to calculate the water potential (ψ) corresponding to a given air relative humidity, we use the equation given by [11]:

$$\psi = -\frac{RT}{M} \ln\left(\frac{RH}{100}\right) \quad (2)$$

Where: R is the gas constant ($8.31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$); T is the temperature (K) and M is the partial molar mass of water ($0.018 \text{ kg mol}^{-1}$). By referring to [12] work, when soil suction varies between 0 and 100 bars, the vapour pressure changes only by 1.6 mbar. This variation induces automatically some variation in temperature profiles in soil especially at 5cm depth that fluctuating between 8 and 25°C, [7].

In Table 3, we present the monthly variation of soil water potential maximum ψ_{\max} and minimum ψ_{\min} with reel data for the (S1) site. The results indicate that the amplitude of the difference of $RH_{\max} - RH_{\min}$ is very important and varies during January to December from 75 to 88%. This amplitude is very important that when air and soil temperatures are weak, the harvesting water by soil becomes very important. These variations are also an important effect on soil water potential. This potential varies between diurnal and nocturne period for July from 21.3kPa to 331.3kPa. In diurnal period, the evaporation increases and the stress become important, so, the vegetation grows only by using irrigation or rainfall. However, in nocturne period, the phenomenon of soil water adsorption becomes important that can assure the part of water need for vegetation. The result indicates that both air temperature and relative air humidity have an important effect on soil water potential and root

extraction, and illustrates that the function ψ_{min} (RH_{max}) has the same variation of annual temperature T_{max} because the maximum is shown during June to August month and the minimum values of ψ_{min} are detected from November to February. The variation of ψ_{min} passes from 1.3kPa observed in January to 21.3kPa observed in July. For ψ_{max} (RH_{min}) function, the maximum is shown in July and the minimum is detected in January. The value of soil water potential passes from 228 to 331.3kPa. These variations between maximum and minimum value of soil water potential are responsible on soil water adsorption phenomenon. This behaviour is shown in the soil water content variation especially for the first depth of soil. The showing undulations observed in the experimental data for soil water content between night and diurnal period explain this compartment because in diurnal time the evaporation and transpiration rate are equal zero. So, the soil water adsorption is considered as an important parameter that must be considered in the balance of soil water and in control of water storage process.

Table 3. Calculation of ψ_{min} and ψ_{max} of (S1).

Month	$RH_{max} - RH_{min}$ (%)	Ψ_{min} (bars)	Ψ_{max} (bars)
January	82.4	1.3	228
February	88.2	1.4	250
March	85.7	2.1	292.5
April	85.2	2.7	223.9
May	80.4	4.8	296.4
June	81	12.2	312.1
July	75.5	21.3	331.3
August	74.7	15.2	297.3
September	78.7	9.9	260.8
October	78.3	3.5	215.4
November	79.5	1.6	207.7
December	78.7	1.8	200.6

III. MEASUREMENT OF SOIL MOISTURE CONTENT

In each site, five Time Domain Reflectometers (TDR) (Campbell Scientific, type CS615), were installed in order to measure the volumetric soil moisture content at different soil depths. The probe of each reflectometer was installed horizontally into the soil to detect the passing of wetting fronts. The reflectometers were calibrated by taking measurement at several known water content by using theta probe equipment and gravimetric methods. The soil moisture was registered on a data logger at half hourly intervals. The volumetric soil water content was measured using a third degree polynomial equation, [13]. In this paper we present only the data relative to volumetric soil water content for (S1) and (S3).

In Figure 3a, we present the change in volumetric soil moisture content at the depths of 5, 10 and 70cm for (S1) soils. In the same figure we present the rainfall and water irrigation rates applied during the experimental period in order to evaluate their effect on soil moisture content distribution. The result indicates that soil moisture content measured by the TDR electrodes showed an important diurnal fluctuation, analogue to the air relative humidity fluctuations. For all data, the amplitude of diurnal fluctuations of the volumetric soil moisture content becomes very important for first soil depths situated between 5 cm to 20 cm. This is confirmed by the result obtained in term of the measured soil moisture content at TDR 70cm. The result shows weak amplitude variations in term of soil water content when depth is more than 25 cm. These undulations observed in the first depths were disappeared for TDR 70cm because the climate conditions have a negligible effect on variations of soil moisture content at this depth.

As shown in Figure 3a, the soil moisture content increase quickly for all depths and we assist on very important amplitude of the observed undulations especially for the first depths when the water irrigation is applied. The diurnal change in soil moisture content phenomenon is a result from the water adsorbed by harvesting relative air humidity. These fluctuations depend on many factors as soil constitutions, crops occupation, climate conditions (temperature and air relative humidity and initial soil humidity).

In Figure 3b, we present the variation of soil water content during end December 2003 to May 2004 for TDR 5, 10 and 20cm. The result shows increasing undulations of soil water content for the first depth especially when irrigation or rainfall is applied. These undulations become weak when the depth of soil is higher than $Z=20$ cm. By comparing the results presented in Figures 3a and 3b, the effect of climatic conditions is evident. The amount water by rainfall or irrigation has a very important effect on the undulations amplitude.

For this period, the harvest water is observed only on the upper layers $Z \leq 25$ cm. While in (S3), this phenomenon is more pronounced and it is observed for the profound layers $Z \leq 40$ cm. This is due to the soil characteristics and the climatic conditions, (Fig. 3c). It is also mentioned that in this year (2005) the amount water by rainfall is very weak and the harvest water is only observed in the humid period but in dry period the phenomenon is totally absent.

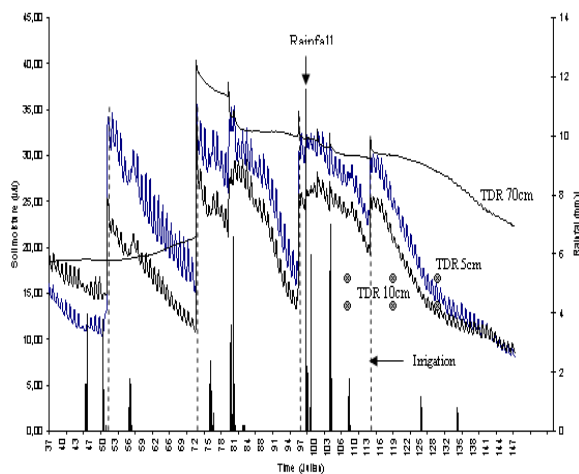


Figure 3a. Changes in soil water moisture content with time due to Irrigation, Rainfall and Harvest of Relative Air Humidity at TDR 5cm, TDR 10cm and TDR 70cm depths under various climatic conditions (February 2003 to May 2003) for (S1) site.

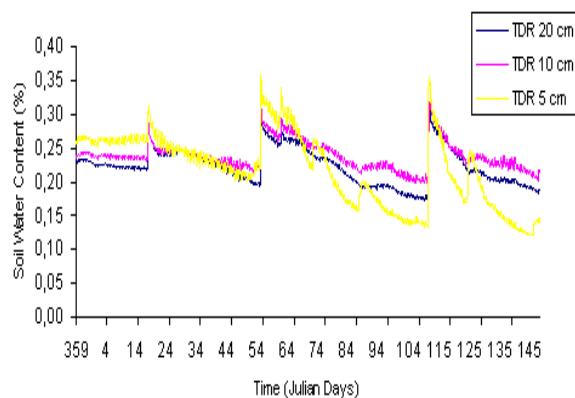


Figure 3b. Changes in soil water moisture content with time due to Irrigation, Rainfall and Harvest of Relative Air Humidity at TDR 5cm, TDR 10cm and TDR 20cm depths under various climatic conditions (end December 2003 to May 2004) for (S1) site.

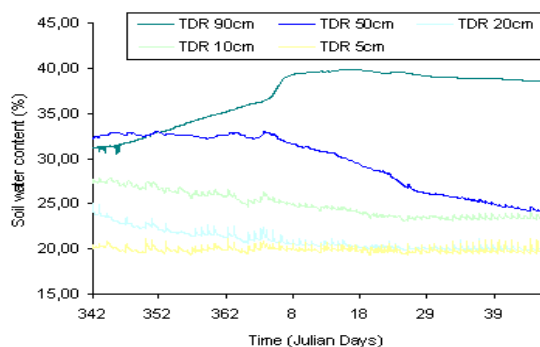


Figure 3c. Changes in soil water moisture content with time due to Rainfall and Harvest of Relative Air Humidity at TDR 5, 10, 20, 50, 90 cm depths under various climatic conditions (December 2004 to February 2005) for (S3) site.

In Figure 4, we presented the observed undulations of soil water moisture content with time due to water vapour adsorption at TDR 5cm, TDR 10cm and TDR 20cm depths under various climatic conditions (February 2003 to March 2003) for (S1). A supplied water of irrigation at 51st Julian day is also shown in order to explain the rapid increases of soil moisture content at different depths. The moisture increases about 150, 120 and 80 respectively for Z=5, 10 and 20cm of depths. Undulations variations were reached for all depths (especially for 5 and 10cm) after and toward irrigation. In this period, the applied water by rainfall has a reduced effect on the changes in soil water content because its intensity is very weak and the redistribution of water with time is realised slowly.

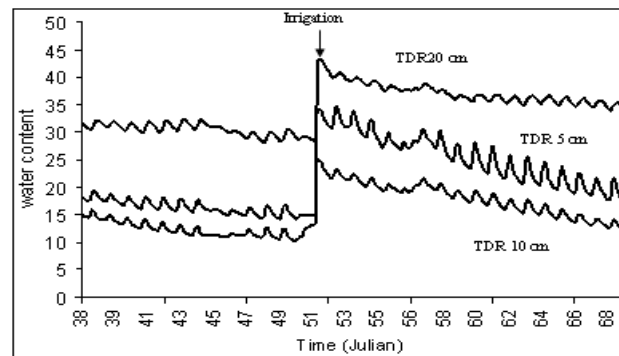


Figure 4. Observed undulations of soil water moisture content with time at TDR 5cm, TDR 10cm and TDR 20cm depths under various climatic conditions (February 2003 to March 2003) for (S1) site. The effect irrigation is also presented.

IV. CALCULATION OF SOIL WATER ADSORBED (WG) AND SOIL WATER LOSSES (WL)

The soil water captured by harvesting relative air humidity (WG) and the soil water lost by evaporation (WL) for each soil layer are calculated by using the differences between maximal and minimal volumetric water moisture content occurred at night for each section of soil and multiplied by the section of soil Z (in mm) as demonstrated in the following expressions:

$$WG = (\theta_{max}^j - \theta_{min}^j) \cdot Z \quad (3)$$

$$WL = (\theta_{max}^j - \theta_{min}^{j+1}) \cdot Z \quad (4)$$

Where (j+1) is the following Julian day.

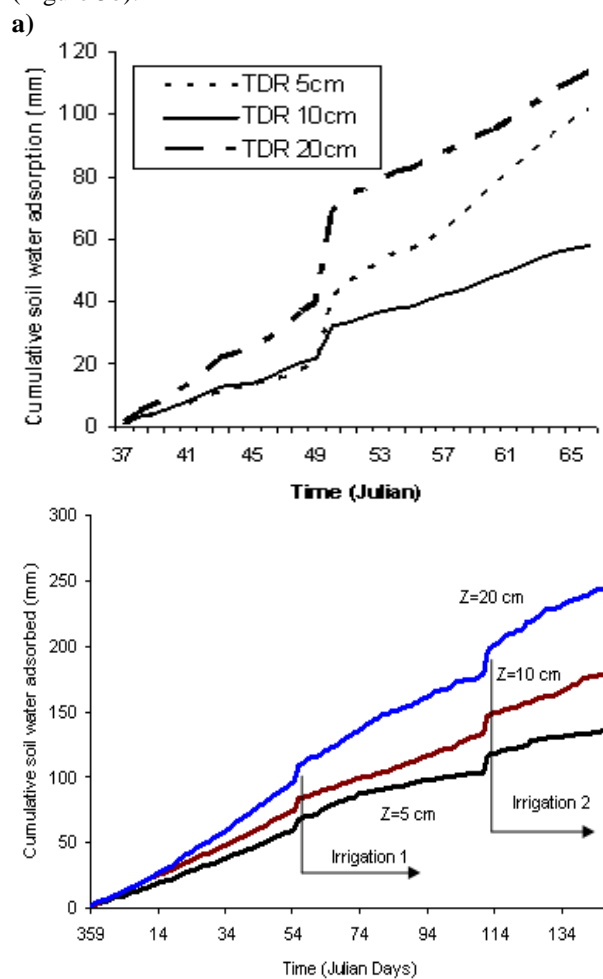
The result shows that WL is greater than WG for all days and all layers excepted when irrigation are rainfall is applied. WG increases when irrigation or rainfall is applied and fluctuated as the same variation of air relative humidity. However, WL is a decreasing

function with humid period. For the 121th day, the harvest atmosphere humidity contribution in water movement decreases with depth. This contribution is about 56.5, 10.8 and 6.4% respectively for Z=5, 10 and 20cm. The total water adsorbed by soil is 8.27, 10.3 and 5.06mm respectively for Z=5, 10 and 20cm. The total water losses in this period are 13.8, 19.3 and 26.5mm respectively for Z=5, 10 and 20cm. The contribution of harvest of relative air humidity in water balance is about 60, 53 and 19% respectively for Z=5, 10 and 20cm. These results indicate that in each time, the contribution of soil water adsorbed by harvesting relative air humidity can replace the losses quantities by evaporation and root extraction. These results were observed at 130th Julian day when RHmax (92%) was very important and Tmin was very weak (about 8°C). This phenomenon can explain the growing of agriculture in arid climate without irrigation.

1. Irrigation effect on cumulative soil water adsorption (CWG)

In order to explain the contribution of soil water adsorption in total soil water movement, we present the variation of cumulative soil water adsorption, CWA, with time for all soil depth. The result indicates that CWA is an increasing function of time for the studied depths. The maximum of cumulative soil water adsorption is observed when Z varies from Z=0 to 10cm. When $Z \geq 20$ cm the soil water adsorption is a decreasing function of depth. These decreases are due to the reduced of amplitude of undulation of soil moisture content. The effect of water irrigation on cumulative soil water adsorption is clearly shown by the following curves presented in Figure 5a and 5b respectively for (S1) and (S3). The results indicated that when water irrigation is applied, the curves corresponding to cumulative water content increase rapidly especially for the first soil layers (Fig. 5a). This increases is very important for Z=20cm because the majority of water applied by irrigation affect considerably the global distribution of moisture content profiles especially for the profound section of soil. The result shows two tendencies of cumulative soil water adsorption. The first behaviour indicates the same tendency of increases in CWG and weak differences between the corresponding values of CWG for all depth when water irrigation isn't applied. The second behaviour indicates the visible effect of irrigation on tendency and values of CWG. The differences become very important between the studied depths. When water irrigation is applied, the increases observed in term of CWG at 49th day are 25, 15 and 30mm respectively for Z=5, 10 and 20cm that indicated an inverse sense of variation that is shown in Fig. 5. The same phenomenon increased after a rainfall event and

become significantly high especially during 3 or 4 day after a rainfall. The amount water by rainfall has a weak effect on cumulative soil water adsorption (Figure 5b).



b)
Figure 5. Effect of water irrigation on variation with time of cumulative soil water adsorption by harvest or relative air humidity, a) site (1) and b) site (S3).

2. Effect of climate on harvest of relative air humidity

In order to evaluate the effect of climate conditions on harvest of relative air humidity, we present in Table 3 the amount of water adsorbed by the upper 10cm soil layer in (S1, S2 and S3) sites for the period of May. The result indicates that this amount was important ranging from 24.8 to 31.7 mm. In this period, the average maximum relative air humidity is ranged from 87.6 to 95.5%, while the average minimum humidity is ranged from 38.5 to 65.4%. These high daily fluctuations favour the formation of a high vapour pressure gradient from the atmosphere to the soil that responsible of soil water adsorption, [8]. Air at a relative air humidity (RH) of 98.2% which is a maximum measured value in the

study areas during the night and air temperature $T=293K$ will be in equilibrium with soil at a water potential of about 2.5 bars (Equation (2)). Air at a RH of 37.1% which is an average minimum value for the study areas during day time and air temperature $T=308K$, the water potential will be 140.5 bars. As stated a change in matric suction between 0 to 100 bars is accompanied by vapour pressure change of only 1.6mbar, [12]. Under such conditions soil air is nearly vapour saturated at almost all times and water vapour adsorption is limited. The diurnal amplitude of soil temperature measured at 5cm soil depth fluctuated between 6.5 to 27°C depending on time of the year, soil characteristics and soil surface conditions. Under such climatic conditions, the soil surface layers become very dry allowing the water to be adsorbed by the soil during night time.

Table 3. Effect of climate conditions on relative air humidity harvest.

Site	R (mm)	RH _m ax (%)	RH _{min} (%)	CWL (mm)	CWG (mm)
S1	56.8	90.1	37.1	163	25.2
S2	50.8	87.6	38.5	185	24.8
S3	86.5	98.2	63.4	135	31.7

In this period, the amount of rainfall in this period is ranged from 50.8 to 86.5mm, while the total evaporation is ranged from 135 to 185mm. According to this result, the amount of water adsorbed by soil might be of the great importance for the soil water balance under the existing climatic conditions of the study areas. As Table 3 shows, the amount of cumulative soil water absorbed during May by harvesting relative air humidity satisfies a great portion of cumulative soil water losses by total evaporation root extraction. Soil water 13 to 23% of the total evaporated water was recovered by CWG under the existing climatic conditions of the study site. In total soil water balance, the amount of both rainfall and CWG measured during the study period varies between 40% for the dry site to 87% for the humid site.

V.EFFECT OF RELATIVE AIR HUMIDITY AND SOIL WATER POTENTIAL

Figure 6 shows the effect of relative air humidity on the absorbed soil water which is calculated for Site (S3) during January and February 2004. The results shown in this figure indicate that water adsorbed by soil according to harvest air relative humidity increased as the daily fluctuation in relative air humidity (measured at the difference between maximum and minimum daily values) increased for the soil potential lower than 320KPa. The soil water

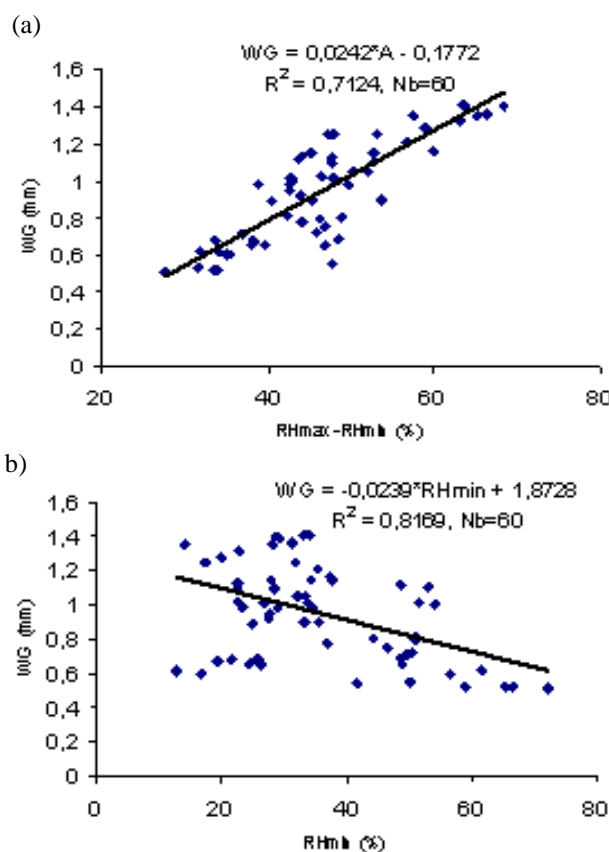
adsorption WG was inversely and proportionally related to the minimum value of relative humidity. This is because when humidity is decreased, the potential of soil is higher and the soil becomes dry and the adsorption phenomenon is also important. The following linear relations were found to predict the water harvested by the study soil of (S3) as a function of the minimum daily relative humidity (RH_{min}, %) and the daily amplitude of relative humidity (RH_{max}-RH_{min}, %) of the upper 5cm soil layer :

$$WG = a \times (RH_{max} - RH_{min}) + b \quad (5)$$

$$WG = a \times RH_{min} + b \quad (6)$$

$$WG = a \times (h)^b \quad (7)$$

As shown in figure 6, the above empirical equations adopted are satisfactorily for describing the soil water adsorption by harvest of relative air humidity soil for all depths considered in this study. The correlation coefficient varies between $R=0.78$ to 0.92 under the existing climatic conditions.



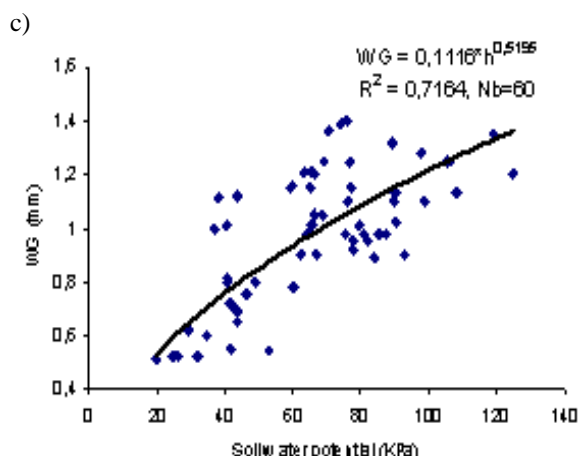


Figure 6. Relation between soil water adsorbed by harvest relative air humidity and a) daily amplitude of relative air humidity (RH_{max}-RH_{min}, %), b) minimum air humidity (RH_{min}, %) and soil water potential (h, KPa). Z=5cm.

VI. CORRELATION OF WATER ADSORPTION WITH CLIMATIC DATA

The finding result shows that water adsorption by soil increased as the daily function of the daily fluctuations in relative air humidity (RH_{max}-RH_{min}) and increased with increased of soil water potential (h_{soil}). The daily fluctuations in minimum air humidity have an inverse effect on soil water adsorption by harvest of air relative humidity. The amount of water vapor adsorbed by the soil could replace about 20-25% of water lost by evaporation during dry periods under arid or semi arid climatic conditions. This contribution is about 30-45% in coastal region when the phenomenon is important and covers a large period of year, [8]. This contribution of water adsorption is very important to take it in the total balance of moving water in soil- vegetation - atmosphere system. In order to take it, we propose a correlation of soil water adsorption WG as a multiple linear relation with minimal air relative humidity RH_{min}, daily amplitude of air relative humidity (RH_{max}-RH_{min}) and soil water potential h_{soil} (KPa). The proposed correlation equation is given by the following equation and in Table 4, we present the correlation coefficient.

$$WG = a + b \times RH_{min} + c \times (RH_{max} - RH_{min}) + d \times h_{soil} \quad (8)$$

Table 4. Parameter for the proposed correlation.

depth	a	b	c	d	R
Z=5cm	1.36	-0.003	0.0014	0.211	0.78
Z=10cm	0.316	-0.016	0.0019	-0.27	0.74
Z=15cm	0.137	-0.019	0.0003	-0.33	0.76

VII. VII. CONCLUSION

In this paper we have study the effect of many important parameters on humidity harvesting such: maximal and minimal air relative humidity, the soil potential of water, the average temperature of air and we have present some correlation laws. Also, we have noted that the state of soil has an important effect on humidity harvesting, because when the soil is humid, the soil temperature decreases and the condensation becomes more important than a dry soil.

We have presented some new results in order to estimate the real contribution of harvesting humidity in the total water balance. These results concern the period of April 2005 to February 2006. Evapotranspiration ET has been estimated and it is demonstrated that for such climatic We have presented some new results in order to estimate the real contribution of harvesting humidity in the total water balance. These results concern the period of April 2005 to February 2006. Evapotranspiration ET has been estimated and it is demonstrated that for such climatic conditions and soil characteristics, water captured from air relative humidity contribute about 30% of the total water balance.

The results obtained by meteorological station, time domain reflectometers and theta Probe indicate that soil water content is greatly affected by the harvest of relative air humidity. Four sites were selected with different climatic data and various soil characteristics. The Experimental data obtained by time domain reflectometers indicate that soil moisture content in the upper soil layer fluctuates with the same manner to diurnal fluctuation of relative air humidity. These fluctuations due to water vapour adsorption decreased with increasing soil depth and daily amplitude of air relative humidity. The contribution of water adsorption is considered important that must be introduced in the soil water balance. Its contribution is about 50% of losses due to evaporation (and root extraction) process. The applied water irrigation has a strongly effect of cumulative soil water adsorption because the values of CWG becomes important for Z=20cm and disappear completely when Z≥30 cm. The water adsorbed by harvest of relative air humidity contributes to the soil a significant amount of water which may positively affect the water needed of vegetation. It is demonstrated that:

1. RH_{min} has an inversely effect on harvesting of relative humidity by the soils. When RH_{min} increases, the soil water adsorbed by harvest relative air humidity is scientifically reduced ;
2. The variation of amplitude between maximal and minimal daily of relative air humidity, A=(RH_{max}-RH_{min}), has an important effect on soil water adsorption. WG is an increasing function with A ;

3. When soil water potential increases, the capitation of water by soil according to the relative air humidity harvesting increases. This increase becomes very important when the soil is dry and the soil potential is higher ;
4. When the proportion of sandy and lemon increase, the soil water adsorption phenomenon becomes important especially for the first layers and its also observed for the profound layers.

The present study includes some environmental considerations such as:

1. Developing the non-irrigated crops in arid regions contributes to stop the progress of desertification especially for the south countries of Mediterranean basin. In these regions the water resources are very weak and growing crops is done only by rainfall (about 100-150mm/year) and the humidity capture can contribute positively to regulate a fraction of the water balance ;
2. The use of water captured from air relative humidity in other regions (example, Agadir, Elwalidia, Lâarach, Chaouia and Doukkala) contributes to preserve water resources and the quality of soil ;
3. The collection of fog water and the harvest of air relative humidity by forests constitute an important support of research in order to preserve the ecology system especially in the arid regions.

Acknowledgements

This work was carried out as of INCO-MED Contract N°: ICA3-CT2002-10032, Project untitled: HUPHAT. The financial support by European Union and Moroccan CNRST, URAC28 are greatly acknowledged.

REFERENCES

- [1] S. Mukerji, S. Fahmy, D., Weeb, O. Fuentes, W. Canto, R. Schemenauer, P. Cereceda, P. Hirsch-Reishagen, C. Masson, L. Venero and J. Cerda. "Fogwater collection System". <http://www.idcr.ca/library>, 1993.
- [2] B. Rosensweig. "Harvesting water from fog". <http://exn.ca/Storie/1989/07/21/52.asp>, 1998.
- [3] A. Frangoudakis and S. Kyritsis. "Atmospheric Humidity Harvest Review". First Meeting HUPHAT Project, Marrakesh Morocco, 8-9, December 2003.
- [4] G.A. Niklasson. "Adsorption on fractal structures: applications to cement materials". *Cement and Concrete Research*. Vol. 23 N° 5, pp. 1153-1158. 1993.
- [5] M.E. Kainourgiakis, A.K. Stubos, N.D. Konstantinou, N.K. Kanellopoulos, V. Milisic. "Network model for the permeability of 'condensable vapours through mesoporous media'". *Journal of Membrane Science*. Vol. 114 N°2, 215-225. 1996.
- [6] P. Rajniak, R. T. Yang. "Unified network model for diffusion of condensable vapors in porous media", *AICHE Journal*. Vol. 42 N° 2, pp. 319-331. 1996.
- [7] C. Kosmas, N.G. Danalatos, J. Poesen, and B. Van Wesemael, "The effect of water vapour adsorption on soil moisture content under Mediterranean climatic conditions". *Agriculture Water Management*. Vol. 36, pp. 157-168. 1998.
- [8] C. Kosmas, M. Marathianou, St. Gerontidis, V. Detsis, M. Tsara and J. Poesen. "Parameters affecting water vapour adsorption by the soil under semi-arid climatic conditions". *Agriculture Water Management*. Vol. 48, pp. 61-78. 2001.
- [9] M. Th. Van Genuchten. "A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Sci. Soc. J.*, Vol. 44, pp. 892-898. 1980.
- [10] R.H. Brooks and C.T. Correy. "Hydraulic properties of porous media", *Hydrology*. Paper 3. Colorado State University, Fort Collins. 1964.
- [11] A.W. Adamson. "Physical Chemistry of surfaces", 5th ed. Wiley, New York. 1990.
- [12] D. Hillel. "Introduction to soil physics, Academic Press. New York. pp. 124-126". 1982.
- [13] G.C. Topp, J.I. Davis and A.P. Annan. "Electromagnetic determination of soil water content, Measurement in coaxial transitional lines". *Water Resources Research*, Vol. 16, pp. 574-582. 1980.

Article 4

Effect of Harvest of Air Relative Humidity on Water and Heat Transfer in Soil With Crops Under Arid Climatic Conditions

El Khadir LAKHAL^{*}, Abdellatif AYYOUB^{**} and Zine ElAbidine TIBA^{*}

^{*}Cadi Ayyad University, Faculty of Sciences Semlalia, Physics Department. Laboratoire d'Automatique de l'Environnement et Procédés de Transferts, B.P. 2390, Marrakesh, Morocco,

^{**} Faculté des Sciences et Techniques de Beni Mellal, Université Sultan My Slimane, Beni Mellal, Morocco,

ABSTRACT

In this work, the main objective is to analyze the effect of the harvest of air relative humidity on soil temperature, soil water storage and evaporation. An experiment work was conducted in order to evaluate the quantity of soil water adsorbed by harvesting of relative air humidity. This experimental work was conducted on hilly areas with various hypsographic and microclimatic conditions greatly affecting daily fluctuations of air humidity and soil characteristics. The metrological data needed by SISPAT model were obtained by using a Campbell Scientific equipments Station recorder on data loggers every half hour. A numerical model based on SiSPAT (Système d'Interaction Sol Plante Atmosphère) formulation is adopted. The general equations of the proposed model are based on heat and mass transfer in the soil, atmosphere and plant system. This study shows that Soil Water Adsorption (SWA) induce an increasing in the total evaporation and in soil water storage especially on the upper layers. The effect of Soil Water Adsorption on soil temperature appears for the first layers of soil and become absent in the profound zone because the vapour condensation phenomenon is very important at night for the first layers.

Keywords - Harvest, relative air humidity, soil water content, water vapor adsorption, evaporation, .

I. INTRODUCTION

In Mediterranean regions, the development of agriculture is strongly depending on climatic conditions and their economical and social situations are usually unstable. Controlling the consequences of the interaction between human and climatic activities in arid and semi-arid areas is very important and based on the understanding of different processes above all those that are determinant in the hydric balance. The objectives of reducing unbalances in water requirements vs water availability in most arid and semi-arid areas of the Mediterranean region, since by capturing atmospheric moisture a potential enhancement in water available to crops can be achieved without subtracting water to domestic and industrial uses, thus soothing social strains. Finally, the major advantages of exploitation of atmospheric humidity is that it can be captured at zero cost and that a reduction in energy input can be obtained (no water lifting from deep wells, no pressurization are required) as well as the good quality of captured water. In conclusion, the study has such social, economical and environmental advantages. A review in literature indicates that two major's uses in collection of water vapour are dominated.

In this study we have interesting to the atmospheric humidity harvest for agricultural uses. The existing systems for collection were the same in all Mediterranean regions. The importance of this study result on important contribution of harvest

relative humidity for stopping desertification especially for our country. In last decade, an important support of works was developed by many institutions research. Generally, the soil is considered as a porous medium with capillaries of various sizes that helping the condensed water to infiltrate by capillarity, [1]. An intensive work was presented to enrich literature in this field. The study developed by [2] indicated that the fluctuations observed in water content profiles is essentially marked in the first upper layer of soil (15-20 cm) that containing major of root of crops. These fluctuations depend on initial moisture of soil and soil porosity. The authors showed that under conditions of moderate water stress, water conservation was generally greater in the stony soils than in soils free of rock fragments.

By referring to [3] and [4], the authors have indicated that soil is considered as a porous medium with capillaries of various diameters. These capillaries condensed water to infiltrate by capillarity but in the same time in the capillaries occurs also condensation of water vapor depending on the air relative humidity. In this work, the authors tried out to qualify water vapor adsorption by soil by using weighing Lysimeters (WL) and Time Domain Reflectometers (TDR) for obtaining data under semi arid climatic conditions. The result shows that the soil moisture content in the upper soil layer fluctuates in correspondence with the diurnal fluctuations of the relative air humidity. Also, they indicate that the

process of water vapor adsorption by the soil appears to be more important for areas in which the geomorphological conditions and the proximity to the surface water, such as lakes or sea, favors high diurnal fluctuations in relative air humidity. In the more recent study conducted by [4], the authors show that the contribution of surface water in the neighborhoods is very important; this is why water adsorption by the soil is particularly efficient in coastal areas. The amount of water vapor adsorbed by the soil could replace about 70% of water loosed by evaporation during dry periods under arid or semi arid climatic conditions.

In this study we have interesting to the atmospheric humidity harvest for agricultural uses. The existing systems for collection were the same in all Mediterranean regions. The importance of this study result on the important contribution of harvest relative humidity for stopping desertification especially for our country. In many regions of word, precipitation is normally considered as the only source of groundwater. In fact, it is the only source of fossil water in the past. However, there are areas, primarily in upland regions, where the collection fog droplets by vegetation can not only support the vegetation but also make contributions to aquifers. In the humid tropics these regions are known as cloud forests because the source of the fog is clouds moving over the terrain, [5].

An intensive work was presented to enrich literature in this field. The authors attempt to approach and simulate the above described complicated phenomena of capillary condensation by using either fractal, [6], different methods, [7] or Monte Carlo, [8]. Many approaches were conducted in order to modulate of transport of condensable vapors in porous structures, [9] and [10]. These studies indicate that the condensable vapors in the pore are generally attributed to the sorption of the water molecules. Other studies indicate that the capillary condensation is the studies of sorption of water by building materials [11], absorption of water into a porous media containing non-sorptive inclusions, [12].

In early experimental study conducted by [13], the authors has been demonstrated that the soil moisture content of the upper soil layers fluctuates in the same manner of the diurnal fluctuation of water evaporation from the free surface. The amplitude of the diurnal fluctuation decreased with soil depth and time, and the daily maxima and minima exhibited an increasing phase lag at greater depth, [14]. So, the importance of dew for crop growth has already been observed by [15]. The authors has found that in a one month period, the amount of dew water accumulated on corn and soybeans grow in Indiana reached as much as 13 and 33 mm, respectively.

An important support of works was developed by many institutions research. Generally, the soil is considered as a porous medium with capillaries of various sizes that helping the condensed water to infiltrate by capillarity, [16] and [17].

The work conducted by [18] is interested to the evaluation of a two stage evaporation approximation for contrasting vegetation cover by using a full analytical solution and SISPAT model. The result of the full solution is closer to the evaporation rate time series simulated by SISPAT than the asymptotic approximations. The full solution can be used to improve the supply limited soil evaporation and transpiration rates in the operational tools for irrigation forecasting such as the FAO method.

In recent study, [19] have study the effect of many important parameters on humidity harvesting such: maximal and minimal air relative humidity, the soil potential of water, the average temperature of air and we have present some correlation laws. Also, we have noted that the state of soil has an important effect on humidity harvesting, because when the soil is humid, the soil temperature decreases and the condensation becomes more important than a dry soil. They have presented some new results in order to estimate the real contribution of harvesting humidity in the total water balance. The evapotranspiration is been estimated and it is demonstrated that for such climatic conditions and soil characteristics, water captured from air relative humidity contribute about 30% of the total water balance.

II. PROBLEM FORMULATION

1. Soil storage model

In order to modeling the soil storage water, two approaches were used. The first is based on the root zone water balance during a specified period of time may that expressed by the following expression:

$$\Delta S + \Delta V = P + I + U - (R + Dr + E + Tr) \quad (1)$$

Where ΔS is the change in root-zone soil-moisture storage, ΔV is the amount of water incorporated in vegetative biomass, P is the amount of precipitation, I is the amount of irrigation water applied, $U(Z, t)$ is the amount of water moved upward into the root zone by capillary flow, R is the amount of rainfall per unit area, Dr is the amount of downward drainage out of the root zone, E the amount of evaporation from the soil surface, and Tr is the amount of water transpired by plants.

2. Measurement of soil water adsorption by harvest of relative air humidity

Several reaches have been qualified the diurnal fluctuations in measurement of soil moisture content to the adsorbed water by soil during night especially when optimal values for air temperature and relative humidity were attempt, [3] because the evaporation

and transpiration were stopped. So, when a dry soil adsorbs from the atmosphere, the phenomenon of diffusion and adsorption are simultaneously occurred. The water diffusivity D (mm^2s^{-1}) as a function of soil water content is expressed by the following expression:

$$D = -\frac{1}{2} \frac{d\lambda}{d\theta} \int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta \quad (2)$$

Where θ_i is the initial water content ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$), λ a parameter which can be estimated by the Boltzman transform equation: $\lambda = x t^{-1/2}$ with t =time (min) and x =distance (cm). $D(\theta)$ is the flow parameter controlling sorption. It can evaluate from the distribution of water content with distance at any time. The total water adsorbed (Q_{ad} in cm of water) by the soil is given by:

$$Q_{ad} = U(z, t) = \int_{\theta_i}^{\theta} x d\theta = t^{1/2} \int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta = \text{Sor} \times t^{1/2} \quad (3)$$

Where: Sor is sorptivity, in $\text{cm.s}^{-1/2}$. The sorptivity is considered a water content function in equilibrium with atmospheric relative humidity and soil initial water content (θ_i). This sorptivity is described as a measure of the capacity of the medium to absorb liquid by capillarity. The result (not presented here) shows that the maximum of water adsorption by the soil coincides with the maximum of relative air humidity normally reaching from midnight to five, six or seven o'clock in the morning that lets consider that adsorption was proportional to the drop of the relative air humidity, depending also on soil conditions (Rainfall, irrigation, mulching etc...) and period of year. This result has been demonstrated by [3]. According to the evaporation from the soil surface ceased during this period, the adsorption of water is attributed to the increase of soil moisture content during this time.

3. Simulation of water flow by SiSPAT Model

SiSPAT is a one-dimensional model, assuming that horizontal heat and water transfer in the soil-plant-atmosphere continuum can be neglected and that movements can be considered as vertical, [20]. In the soil, coupled heat and water transfer are considered. They include liquid and vapor phase transfer. A sink term accounting for water extraction by roots is also considered. The model can deal with soils made of several horizons, characterized by different hydrodynamic and thermal properties.

The model of heat and water transfer in the soil-plant-atmosphere system described here was designed to reach at least two goals:

i) to give as physical as possible a representation of the main processes involved: coupled heat and water movement in the non-saturated zone, plant root uptake, turbulent transfer above and within the canopy, interception, infiltration and surface runoff,

ii) to achieve a balanced degree of simplification between the various compartments of the model. The model, called SiSPAT, is a unidirectional model theoretically suited for studies at the field scale, although it has tentatively been applied at much larger scales. In the soil, coupled heat and water transfer equations are solved with a sink term corresponding to plant root uptake.

The approach of [21], modified by [22], forms the basis of the model of coupled moisture and heat flows in a partially saturated porous medium used in the SiSPAT model. The dependent variables are the temperature T and the soil matric potential of water h . With the choice of matric potential, the model is able to deal with no homogeneous soils, made up of several horizons, because the matric potential is continuous at the interface of these horizons. The corresponding one dimensional equations for vertical movement (axis Z orientated positively downward) are given by [23] as follow:

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D_{mh} \frac{\partial h}{\partial Z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial Z} - K \right) - \frac{S}{\rho_w} \quad (4)$$

(3)

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D_{ch} \frac{\partial h}{\partial Z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial Z} - K \right) \quad (5)$$

III. MATERIALS AND METHODS

1. Description of site

In order to evaluate the importance of harvest relative air humidity effect on soil water content under different land characteristics, the following site named (S1) is chosen. It's characterized by intensive agricultural activities and the irrigation covered only 20% of the agricultural areas. This site is located in Marrakech Tensift Alhaouz region and about 60 from Marrakech city at an average elevation of 600m above sea level. The relief of this region is characterized by a great diversity: the interior flats and plates that contain good arable lands; the old solid masses, the littoral plates and high mountains of the Atlas. The climates are warm and dry a relativity cold period during the winter. Precipitations are weak and irregular (in Marrakech 240 mm/year). The summery temperatures are very high (37.7°C at maximum) and the winter ones are low (4.9°C at minimum). The evaporation is important (2300 mm/year) and the rainfall is variable: 50% of the territory has an averaged-300 mm-rainfall per year and almost 30% has a rainfall ranging from 300 to 400 mm per year (Toufliht station).

2. Man characteristics of the study soils

The constitution of (S1 and S2) soils is dominated clay constitution (47% and 39%) and lemon (34% and 40%). However the constitution of (S3) is principally dominated by sand (52%) and

lemon (34.5%). For This study, the relationships between soil water content and soil water potential, and between hydraulic conductivity and water content are given respectively by [24] and [25] formulas :

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_g} \right)^n \right]^{-1-(2/n)} \quad \text{and} \quad K = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^n \quad (6)$$

3. Climate data

The climatic forcing needed was averaged over a 30-min time step. Global radiation, atmospheric humidity, speed of wind, temperature (max and min) and rainfall were measured at the follow sites described above. For the studied site, the results given by meteorological station for ten years in term of average annual relative air humidity, air temperature, evaporation and wind speed, indicate that the average annual relative air humidity varies from 58% to 85%. The average annual air temperature varies from 11°C to 21°C. The wind speeds indicate that all locations are favourable to harvest of relative air humidity because the average values of wind speed were situated between 1.8 m/s to 3.4 m/s. The average total evaporation is very important that varying between 1500 to 2200 mm / year.

IV. RESULT AND DISCUSSIONS

The soil water adsorption (SWA, in mm of water) is calculated by using the differences between maximal and minimal volumetric water moisture content $d_0(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ occurred at night for each section of soil and multiplied by the section of soil Z (in mm) as demonstrated by the following expression : $\text{SWA} = d_0 \times Z$. The result show that d_0 increase when irrigation or rainfall is applied and fluctuates as the same variation of air relative humidity. These variations were important in the first soil depth. For the first day of the measured data, show that the values of d_0 increase with 300% when Z passes from 20cm to 5cm. For a given day, d_0 is equal to zero and the value increase with decreasing Z. The variation of soil water due to water vapour adsorption fluctuates with time.

In order to explain the contribution of soil water adsorption in total soil water, we present the variation of the cumulative of soil water adsorption, CWA, with time for all soil depth. The result presented at Fig. 1 show that the cumulative of soil water adsorption is an increasing function of time for the studied depths. The maximum of cumulative soil water adsorption is observed when Z varies from Z=0 to 10 cm. When $Z \geq 20$ cm the cumulative soil water adsorption is a decreasing function of depth. These decreases are due to the reduced of amplitude of undulation of soil moisture content. For 134st day,

the cumulative soil water adsorption is 5,2 mm, 8,1 mm and 10,5 mm respectively for Z=20, 5 and 10 cm.

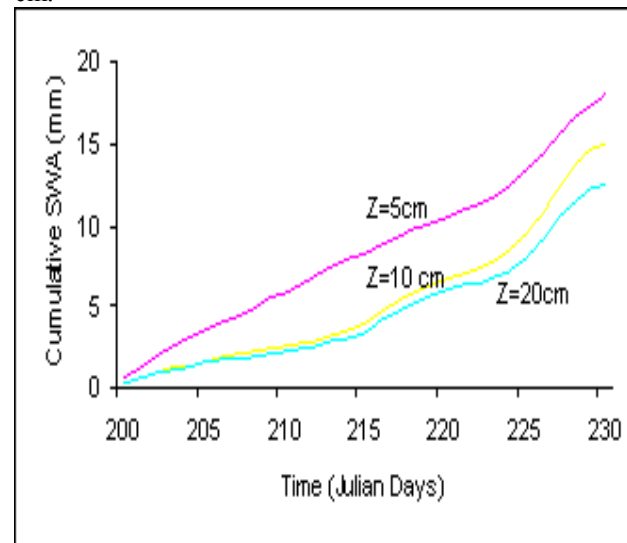
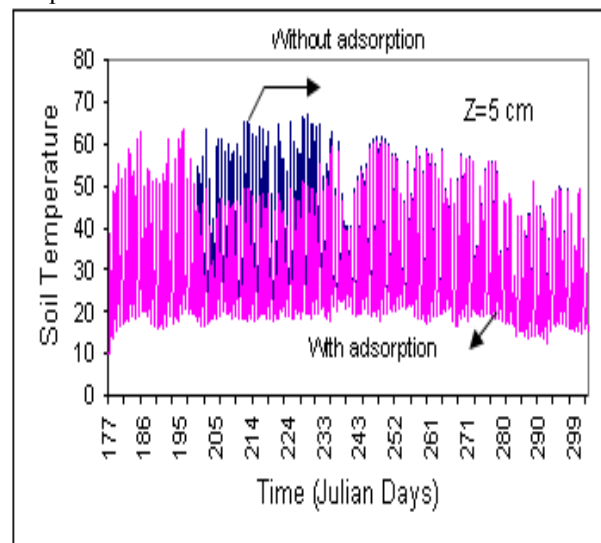


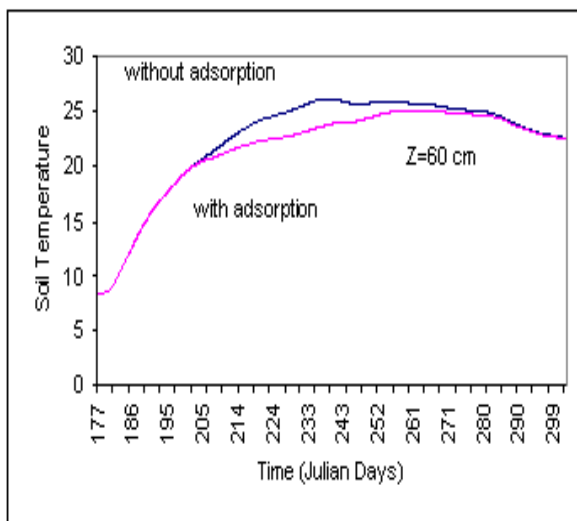
Figure 1: Cumulative soil water adsorption.

1. Effect of soil water adsorption on soil temperature

The result given by SiSPAT model calibrated on the soil characteristic and meteorological data for the studied site indicate that soil water adsorption has a very important effect of temperature soil especially for the first depth of soil, Fig. (2a) and this effect become insignificant when Z increases (Fig. 2b). So, when adsorption is occurred, the temperature decreases from the 199th to 229th Julian days according to the period of soil water adsorption. This decrease is due to nocturne condensation phenomenon. The maximum difference of soil temperature observed is about 10°C and when water adsorption is not implicated, the results of soil temperature are the same.



(a)



(b)

Figure 2: Effect of harvesting of relative air humidity on soil temperature.

2. Effect of soil water adsorption on evaporation

The result presented in figure 3 show a very important effect of soil water adsorption on the total evaporation rate. They indicate that when soil water adsorption is considered by the SiSPAT model, the evaporation increases quickly in this period and become uniform when the soil water adsorption is not considered. This increases is about 80 mm but they appears only on the first soil layers ($Z=5$ and 10 cm). The effect of soil water adsorption on the evaporation becomes very weak for the profound sections ($Z \geq 20$ cm).

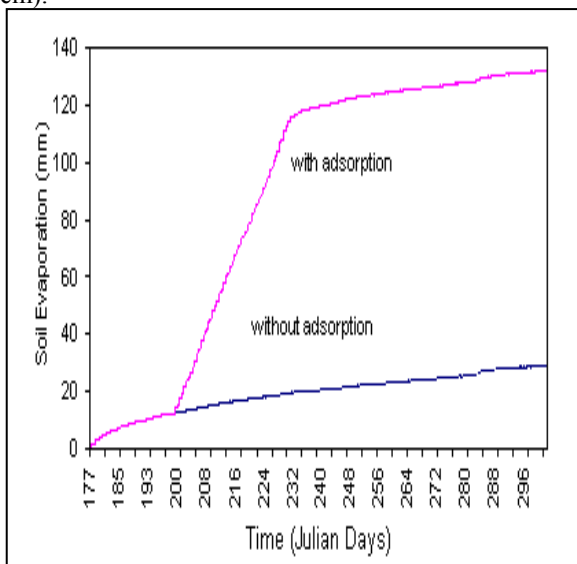


Figure 3: Effect of relative air humidity capitation on soil total evaporation.

3. Effect of soil water adsorption on soil water storage

The effect soil water adsorption by relative air humidity on soil water storage is shown in figure 4. The result indicate that when soil water adsorption is taken into the simulation, the soil water storage increase because the soil water content become an increasing function of time. When soil water adsorbed is stopped, the soil water storage decrease with time since 231th. This quantity of water can supported the evaporation observed at this period and the crops can be crows under these climatic conditions. The contribution of soil water adsorption is considered important that must be introduced in the total soil water storage. Its contribution is about 50% of losses due to evaporation process.

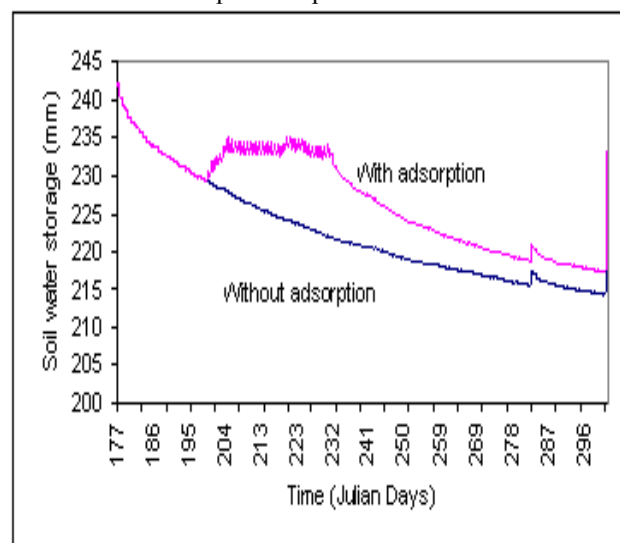


Figure 4: Effect of relative air humidity capitation on soil water storage.

4. Effect of water captured from humidity on total water balance

In order to quantify the contribution of water captured from air relative humidity on total water balance, we present some results corresponding to site (S3) during the period of April through December 2005. The results shown in Table 1 indicate that the average minimum and maximum values of RH fluctuate at 88% and 57% respectively. The atmosphere remained even drier during summer and the daily fluctuation of the amplitude of RH created a significant water vapour adsorption by the soil during the night. The total evapotranspiration ET is calculated by using Penman formulation from experimental data. The contribution of both water vapour adsorption and condensation in total water needed are given in table 1. The results indicate that ET fluctuates in accordance with solar energy radiation and presents a maximum in summer and a minimum in winter. The contribution of sorption (water directly adsorbed by biological process of

plants) is not considered in this study, because, this micro physiological term is very difficult to evaluate. The results demonstrate the great importance of CWG (Cumulative Water Adsorbed) under the prevailing climatic conditions in the studied area. A total amount of 570 mm of CWG was adsorbed by the soil during the period from April through December 2005, while during the same period, the total amount of rainfall was only 168 mm and the total water loss by evapotranspiration was 2035 mm, and varying as shown in figure 5. By referring to the results presented in table 1, the contribution of CWG accounts for 28% of the total water demand, while the rainfall contribution is limited to 7.5%. These results change with site and climatic conditions. Finally, we can concluded that the existence in the area of summer growing natural and cultivated vegetables without of rain or irrigation water can be realized by water adsorbed from air relative humidity. This phenomenon contributes to the soil a significant amount of water especially during spring and summer, which may positively affect the existing

rained vegetation and protect large areas from desertification.

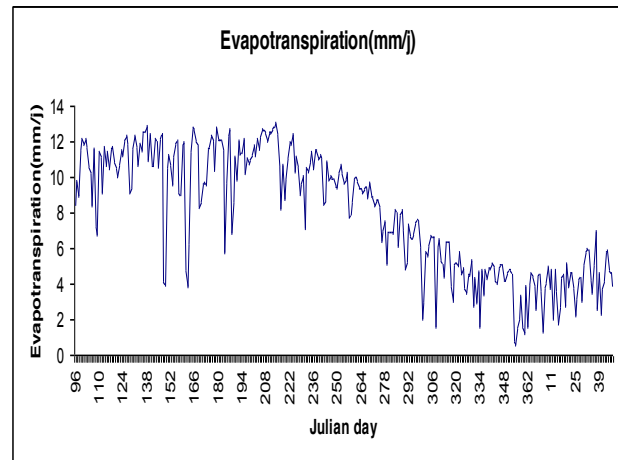


Figure 5: Daily variation of ET during period April 2005 to February 2006.

Table 1: Contribution of humidity harvesting on water demand for non-irrigated crops.

Month	Solar Radiation (KW.m ²)	Maximum Relative Humidity(%)	Minimum Relative Humidity(%)	Temperature (°C)	Win Speed (m/s)	ET (mm)	Rainfall (mm)	CGW (mm)
April	0,27	85,7	57,6	16,6	2,0	241,9	0,8	86.1
May	0,28	88,6	63,8	18,4	1,8	289,7	1	66.2
June	0,27	90,3	65,1	20,8	1,4	285,5	0,4	73.1
July	0,29	87,4	63,4	21,5	1,5	300,5	0	52.3
August	0,27	89,9	65,4	22,7	1,2	287,5	0	57.5
September	0,24	88,3	64,1	21,5	1,3	210,1	0,8	68.6
October	0,18	89,3	55,4	20,5	1,3	165,3	24	50.1
November	0,13	86,7	56,5	16,0	1,6	143,0	71	64.7
December	0,11	88,6	61,0	13,9	1,8	117,0	70	52.3
Total						2035.5	168	570.9

V. CONCLUSION

The combined experimental and numerical models for estimating the soil water storage and analyzing the effect of soil water adsorption on soil temperature and soil evaporation has been conducted. The SiSPAT model is calibrated on reel soil characteristics and meteorological data that characterizing the studied site. The Experimental data obtained by Time Domain Reflectometers indicate that soil moisture content in the upper soil layer fluctuates with the same manner to diurnal fluctuation of relative air humidity. These fluctuations due to water vapour adsorption decreased with increasing soil depth and daily amplitude of air relative humidity. The contribution of water vapour adsorption is considered important that must be introduced in the total soil water storage. Its contribution is about 50% of losses due to evaporation process. The incorporation of Soil water

Adsorption (SWA) in the general formulation of SiSPAT model give the reel estimation of evaporation and estimate correctly the time to stress for a given combination of soil type and climatic data. This study shows that SWA induce an increasing in the total evaporation and in soil water storage especially on the upper layers. The effect of SWA on soil temperature appears for the first surface of soil and become absent in the profound zone because the vapour condensation phenomenon is very important at night for the first layers.

With the present model, a conceptual mathematical formulation and experimental input data concerning the greatest part of the complicated heat and mass transfer phenomenon taking place by atmospheric humidity harvest processes is developed. This model predict the efficiency in daily water production or direct water supply for the plants would permit to the optimization of the use of these

techniques and would enlarge their application in arid areas.

Finally, The main objectives of this work are the following: to give as physical as possible a representation of the main processes involved: coupled heat and water movement in the non-saturated zone, plant root uptake, turbulent transfer above and within the canopy, interception, infiltration and surface runoff ; to achieve a balanced degree of simplification between the various compartments of the model. The model, called SiSPAT, is a unidirectional model theoretically suited for studies at the field scale, although it has tentatively been applied at much larger scales. In the soil, coupled heat and water transfer equations are solved with a sink term corresponding to plant root uptake.

Acknowledgements

This work was carried out as of INCO-MED Contract N°: ICA3-CT2002-10032, Project intituled: HUPHAT. The financial support by European Union is greatly acknowledged.

REFERENCES

- [1] Frangoudakis A. and S. Kyriasis. "Atmospheric Humidity Harvest Review" First Meeting of HUPHAT Project, Marrakesh 8-9 December, Morocco, (2003).
- [2] Danalatos N.G., C. Kosmas, N. Moustakas and N. Yassoglou. "Rock fragments : II. Their effect on soil properties and biomass production". *Soil Use Manage Journal*. Vol. 11, pp. 121-126, (1995).
- [3] Kosmas C., N.G. Danalatos, J. Poesen, and B. Van Wesemael. "The effect of water vapor adsorption on soil moisture content under Mediterranean climatic conditions". *Agriculture Water Management*, Vol. 36, pp. 157-168, (1998).
- [4] Kosmas C., M. Marathanou, St. Gerontidis, V. Detsis, M. Tsara and J. Poesen. "Parameters affecting water vapor adsorption by the soil under semi-arid climatic conditions". *Agriculture Water Management*, Vol. 48, pp. 61-78, (2001).
- [5] Stadtmüller T., "Cloud forests in the humid tropics". *The United Nations University*, Tokyo, (1987).
- [6] Niklasson G.A., "Adsorption on fractal structures: Applications to cement materials. *Cement and Concrete Research*. Vol. 23 N° 5, pp. 1153-1158, (1993).
- [7] Gaydos J.Li.D. and A.W. "Implications of the phase rule for capillary systems containing surfaces and tree-phase contact lines with surface and linear constraint relations". *Colloid and Polymer Science*. Vol. 271, N°8, pp. 715-725, (1993).
- [8] Gac W., A. Patrykiewicz and S. Sokolowski." *Influence of surface energetical heterogeneity on capillary condensation in slit-like pores: a Monte Carlo stud'y*. *Surface Science*. Vol. 306, N° 3, pp. 434-446, (1994).
- [9] Kainourgiakis M.E., A.K. Stubos, N.D. Konstantinou, N.K. Kanellopoulos and V. Milisic. "Network model for the permeability of condensable vapours through mesoporous media". *Journal of Membrane Science*. Vol. 114 N°2, 215-225, (1996).
- [10] Rajniak P., R. T. Yang. "Unified network model for diffusion of condensable vapors in porous media". *AIChE Journal*. Vol. 42 N° 2, pp. 319-331, (1996).
- [11] Hall Christopher WD Hoff, A. Moira. "Effect on non - sorptive inclusions on capillary absorption by a porous material". *Journal of Physics D: Applied physics*. Vol 26 n°1, pp. 31-34, (1993).
- [12] Bellanger, M., F. Homand, I.M. Remy), "Water behaviour in limestone's as a function of pores structure: application to frost resistance of some Lorraine limestones". *Engineering Geology*, Vol. 36, N° 1-2, pp. 99-108, (1993).
- [13] Jackson, R.D. "Diurnal changes in soil water content drying". In: *Filed Water Regime. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI*, pp. 37-55, (1973).
- [14] Hillel, D. "Application of soil physics". *Academic Press*. New York. Pp. 126-131, (1980).
- [15] Brawand, H., Kohnke, H. "Microclimate and water vapour exchange at the soil surface". *Soil Sciences Society Am. Proc.* 16, 195-198, (1952).
- [16] A. Lakhal, E.K. Lakhal, Z. Tiba et A. Ayyoub, "Harvest of air relative humidity effect on water and heat transfer in soil with crops under arid climatic conditions". *Journées Internationales de Thermiques JITH 2005*, Tetouan,, Morocco (2005).
- [17] Z. Tiba, A. Lakhal, A. Ayyoub et E.K. Lakhal. "Recensement des méthodes traditionnelles de captation de l'humidité relative de l'air, Application au calibrage du stress hydrique. 3^{ème} Conférence Internationale sur les Ressources en Eau dans le Bassin Méditerranéen. WATMED 3, 1-3 Novembre Tripoli, Liban, 1-3 Novembre (2006).
- [18] Boulet G., A. Chehbouni I., Braud B., Duchemin and A. Lakhal. "Evaluation of a two-stage evaporation approximation for

- contrasting vegetation covers". *Water Resources Research*, Vol. 40, (2004).
- [19] EK. Lakhali and A. Ayyoub. "Effect of Air Relative Humidity Harvest on Soil Moisture Content Under Moroccan Climatic Conditions". *International Journal of Engineering Research and Applications*. Vol. 5, Issue 4, pp. 74-82, (Part -1), April (2015).
- [20] Braud I. "SiSPAT User's Manual". Version 2.0, pp. 83, (1996).
- [21] De Vries D.A. "Heat transfer in soils", In: D.A. De Vries and N.H. Afgan (Editors), *Heat and mass transfer in the biosphere*, John Wiley and Sons: pp. 5-28, (1975).
- [22] Milly P.C.D. "Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model". *Water Resources Research*, Vol. 18, pp. 489-498, (1982).
- [23] Passerat de Silans A., Bruckler L., Thony J.L. and Vauclin M.. "Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil. Comparison with field observations". *Journal of Hydrology*, Vol. 105, pp. 10, (1989).
- [24] Van Genuchten M. Th., "A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Sciences Society Journal*, Vol. 44, pp. 892-898, (1980).
- [25] Brooks R.H. and Correy, C.T., "Hydraulic properties of porous media". Paper 3. Colorado State University, Fort Collins, (1964).

Conclusions générales et perspectives

A l'issu de ce travail de thèse, les principaux objectifs et résultats obtenus sont:

- 1) la modélisation de l'évapotranspiration (λET) d'un verger d'oranger à l'aide d'un modèle physique basé sur l'équation de Penmann-Monteith. Cela passe évidemment par la détermination de la résistance du couvert r_c . Pour cela, nous avons corrélé r_c avec une autre résistance appelée "résistance critique r^* ". Cette dernière représente r_c pour laquelle la chaleur latente (λET) est indépendante de la résistance aérodynamique (r_a) (c.à.d. $d\lambda ET/dr_a = 0$). L'avantage est que r^* est exprimée uniquement en fonction des données météorologiques locales. Les différentes mesures (climatiques, eddy covariance) nous ont permis d'établir une relation entre r_c et r^* par l'inversion du modèle de Penman-Monteith. Cette relation a été établie pour deux gammes de rayonnement : faibles rayonnements ($R_n < (250 \text{ W. m}^{-2})$) et forts rayonnements ($R_n > 250 \text{ W. m}^{-2}$) pour une année (2007) et validée sur trois autres années (2008, 2009, 2010). Les relations linéaires obtenues montrent que l'effet climatique l'emporte sur l'effet biologique dans le processus d'évapotranspiration sous le climat semi-aride de la région de Marrakech. L'utilisation de la corrélation entre r_c et r^* dans le modèle de Penman-Monteith a montré une bonne aptitude à reproduire l'évapotranspiration mesurée, pour les deux gammes de rayonnements.
- 2) Le développement d'une nouvelle approche simple qui relie la transpiration des arbres normalisée par l'indice foliaire (LAI) et l'évapotranspiration de référence (ET_0) pour l'estimation des besoins en eau des cultures. L'approche développée a été testée sur plusieurs types d'arbres dans différentes conditions climatiques à savoir les oliviers et les orangers dans la région de Tensift au Maroc et la noix de pécan au Mexique. Les résultats obtenus ont montré que la transpiration normalisée par LAI est linéairement corrélée avec l' ET_0 (mm/jour). La pente moyenne de cette relation pour tous les couverts arborés étudiés est proche de la valeur 0,349. Cette dernière coïncide parfaitement avec l'inverse de LAI du gazon considéré comme surface de

référence pour le calcul de ET_0 , c'est-à-dire $2.88^{-1} = 0.347$. Ceci montre clairement que le flux de sève normalisé par le LAI est très similaire à l' ET_0 normalisée par le LAI du gazon qui vaut 2.88. L'avantage de cette approche développée est qu'elle est simple et permet d'éliminer l'effet de la canopée de l'arbre sur l'estimation de la transpiration. Après, les performances de l'approche développée ont été testées par comparaison avec l'approche double de la méthode FAO-56 pour l'estimation de la transpiration. Les résultats obtenus ont montré que les deux approches simulent correctement les transpirations mesurées; R^2 varie de 0.77 à 0.85 et de 0.71 à 0.83 pour la FAO-56 et l'approché proposée.

- 3) L'étude du processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur le bilan hydrique dans des régions caractérisées par des humidités relatives de l'air contrastées (plaines du Haouz et du Dokkala). Les résultats obtenus ont montré que la variation de l'humidité dans le sol (notamment dans les couches superficielles) est très liée au taux de l'humidité de l'air. Ceci est lié au phénomène d'adsorption. Les résultats ont montré aussi que la quantité d'eau stockée (WG) dans la couche superficielle du sol (5cm) liée à ce phénomène est corrélée au gradient de l'humidité relative de l'air ($RH_{max} - RH_{min}$) et au potentiel de l'eau dans le sol (h). Ce comportement s'explique par le fait que lorsque l'humidité de l'air diminue, le sol devient sec et le potentiel de l'eau dans le sol augmente. Ainsi, le phénomène d'adsorption devient plus important. En parallèle du travail expérimental, une étude par simulation numérique à l'aide du modèle SiSPAT a été réalisée pour mettre en évidence l'effet de nombreux paramètres climatiques (ex. l'humidité relative et la température de l'air) sur le processus de captation de l'humidité atmosphérique et ses effets sur l'humidité dans le sol, le bilan hydrique et l'évapotranspiration. Après calibration de ce modèle en utilisant les propriétés réelles du sol ainsi que les conditions climatiques locales, les résultats de simulation ont montré que l'adsorption de l'eau dans le sol a un effet très important sur la diminution de la température du sol, en particulier pour la couche superficielle du sol (5cm). Une différence de 10°C de température a été

enregistrée et qui est attribuée au phénomène de condensation nocturne. La condensation de l'humidité atmosphérique augmente aussi la quantité d'eau stockée dans le sol et par la suite le taux d'évaporation de l'eau du sol. Ces résultats obtenus montrent clairement que la quantité d'eau captée à partir de l'humidité relative par le processus d'adsorption peut couvrir les besoins en eau des cultures cultivées dans des régions à humidité relative élevée (à l'image de la région côtière de Sidi Abed Doukkala). Cette dernière est connue d'ailleurs par la production des légumes (oignon, carotte, tomate,...) sans irrigation.

En perspective à ce travail, on projette :

- Pour la première partie de ce travail, de tester davantage la stabilité de la relation établie entre r_c et r^* sur d'autres cultures arborées de la région ayant différentes caractéristiques biophysiques. Comme une plante en conditions de stress hydrique limite sa transpiration par la fermeture de ses stomates (r_c élevée) conduisant à des températures foliaires élevées, nous envisageons d'utiliser l'information issue de la télédétection infrarouge thermique (IRT) et de l'intégrer dans le modèle Penman-Monteith dans une optique d'estimer l'état hydrique de la culture (stress hydrique) à l'échelle spatiale.
- Pour la dernière partie de ce travail qui s'intéresse à la captation de l'humidité atmosphérique, nous projetons de réaliser un protocole expérimental basé sur un système de collecte composé d'un condenseur radiatif pour favoriser la condensation de l'eau à sa surface et adapté aux conditions climatiques de la région d'étude. La récupération de la vapeur d'eau atmosphérique pour les besoins divers en eau (domestique, irrigation, ...) qui n'a pas encore été exploitée à grande échelle, pourrait donc devenir une réalité dans le futur. Bien que la quantité d'eau récupérée à l'heure actuelle reste limitée, l'intérêt de cette méthode réside dans la possibilité d'obtenir de l'eau même dans les régions sèches, y compris les déserts. Peut-être trouvera-t-on un jour un procédé optimal de condensation pour que notre eau devienne bon marché et écologique (Beysens et al., 2000).

Références Bibliographiques

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Irrigation and Drain, Paper No. 56. FAO, Rome, Italy, pp. 300.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. *J. Irrig. Drain. Eng.* 133 (4), 380-394.
- Allen, R. G. Pereira, L.S., Howell, T. A., Jensen, M. E.. 2011. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural water Management*, 98: 899-920.
- Amazirh A., Er-Raki S., Merlin O., Rivalland V., Diarra A., Khabba S., Ezzahar J., Chehbouni A. 2017. Modified Penman-Monteith equation for monitoring evapotranspiration of wheat crop: relationship between the surface resistance and remotely sensed stress index. *Biosystems Engineering*, 164: 68-84
- Anderson, M.C., 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 Sensing Environment*, 60: 195-216.
- Anderson, M.C., Norman, J.M., Kustas, W.P., Li, F., Prueger, J.H., Mecikalsi, 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 (12), 892-909.
- Armbrust D.V., Bilbro J.D., 1997. Relating plant canopy characteristics to soil transport capacity by wind. *Agron. J.* 89, 157-162.
- Ayyoub, A. S. Er-Raki, S. Khabba, O. Merlin, J. Ezzahar, J.C. Rodriguez, A. Bahlaoui, A. Chehbouni. 2017a. A simple and alternative approach based on reference evapotranspiration and leaf area index for estimating tree transpiration in semi-arid regions. *Agricultural Water Management*, 188: 61-68.
- Ayyoub A., Khabba S., Er-Raki S., Merlin O., Bahlaoui A. 2017b. Calibration and validation of the Penman-Monteith Model for estimating evapotranspiration of an orange orchard in semi-arid region. *Acta Horticulturae*, 1150, 15-22.

- Baker, J.M. and C.H.M. Van Bavel. 1987. Measurement of mass flow of water in the stems of herbaceous plants. *Plant Cell Environ.* 10: 777-782.
- Baker, J.M., van Bavel, C.H.M., 1987. Measurement of mass flow of water in the stem of herbaceous plant. *Plant. Cell. Environ.* 10: 777-782.
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M., 1998. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL): part 1 formulation. *J. Hydrol.* 212-213, 198-212.
- Belaqziz S. Khabba S. Er-Raki S., Jarlan L., Le Page M., Kharrou M.H., El Adnani M. Chehbouni AG. 2013. A new Irrigation Priority Index based on remote sensing data for assessing the networks irrigation scheduling. *Agricultural and Water Management*, 119, 1-9.
- Beysens, D., Mylymuk I. 2005. À la poursuite des fontaines aériennes. Les incroyables aventures de Français en Ukraine. Editeur : book-e-book/Collection : Zététique.
- Beysens, D., Milimouk, I. 2001. Pour des ressources alternatives en eau. *Science et changements planétaires. Sécheresse*, 11(4): 281-8.
- Bolle, H.J. 2002. *Mediterranean climate: variability and trends*, ISBN 978-3540438380, Springer, Berlin.
- Bonan, G.B., 1996. A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological and atmospheric studies: Technical description and user's guide. NCAR Tech. Note NCAR/TN- 417+STR, 150pp [Available from NCAR, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307].
- Bowen, I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physics Review.* 27: 779-787.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.-L. and Ruelle, P., 1995. A Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model (SiSPAT): development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166: 213-250.
- Braud, I., J., Noilhan, P., Bessemoulin, R., Haverkamp, et M., Vauclin, 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization, *Boundary Layer Meteorol.*, 66, 173-200.

- Brooks, R.H., and Corey, A.T., 1964, Hydraulic properties of porous media: Hydrology Papers, Colorado State University, 24 p.
- Brutsaert, W. (1982). Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications: Reidel publishing company. London, England (pp. 299)
- Burgess, S.S.O., Adams, M.A., Turner, N.C., Beverly, C.R., Ong, C.K., Khan, A.A.H., Bleby, T.M., 2001. An improved heat pulse method to measure slow and reverse flow in woody plants. *Tree Physiol.* 21, 589–598.
- Burgess, S.S.O., Adams, M.A., Turner, N.C., Beverly, C.R., Ong, C.K., Khan, A.A.H., Bleby, T.M. 2001. An improved heat pulse method to measure slow and reverse flow in woody plants. *Tree Physiol.* 21:589-598.
- Chehbouni, A., Escadafal, R., Boulet, G., Duchemin, B., Simonneaux, V., Dedieu, G., Mougnot, B., Khabba, S., Kharrou, H., Merlin, O., Chaponnière, A., Ezzahar, J., Er-Raki, S., Hoedjes, J., Hadria, R., Abourida, H., Cheggour, A., Raibi, F., Hanich, L., Guemouria, N., Chehbouni, Ah., Lahrouni A., Olioso, A., Jacob, F., Sobrino, J., 2008. The Use of Remotely Sensed data for Integrated Hydrological Modeling in Arid and Semi-Arid Regions: the SUDMED Program. *International Journal of Remote sensing*, 29: 5161 – 5181.
- 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.
- Choudhury, B.J., Ahmed, N.U., Idaho, S.B., Reginato, R.J., Daughtry, C.S.T., 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices: studies by model simulation. *Remote Sensing Environ.* 50, 1–17.
- Clus O., 2007. Condenseurs radiatifs de la vapeur d'eau atmosphérique (Rosée) comme source alternative d'eau douce. Thèse de doctorat, Université de Corse Pasquale Paoli, Faculté des sciences et technique.
- 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.
- Diarra A., Jarlan L., Er-Raki S., Le Page M., Aouade G., Tavernier A., Boulet G., Ezzahar J., Merlin O., Khabba S. 2017. Performance of the two source energy budget (TSEB)

- model for the monitoring of evapotranspiration over irrigated annual crops in North Africa. *Agricultural Water Management*, 193: 71-88.
- Dolman, A.J., 1993. A multiple source land surface energy balance model for use in circulation general models. *Agric. For. Meteorol.*, 65: 21-45.
- Driouech, F., Ben Rached, S., Al Hairech, T., 2013. Climate Change and Food Security in West Asia and North Africa. Chapter 9 in Mannava V.K. Sivakumar- Rattan Lal Ramasamy Selvaraju, Ibrahim Hamdan. Springer Dordrecht Heidelberg Edition, New York - London.
- Duchemin B., Hogole O., Mougenot B., Benhadj I., Hadria R., Simonneaux V., Ezzahar J., Hoedjes J., Khabba S., Kharrou M.H., Boulet G., Dedieu G., Er-Raki S., Escadafal R., Oliosio A., Chehbouni A., 2008. Agrometeorological study of semi-arid areas : an experiment for analysing the potential of of FORMOSAT-2 time series images in the Marrakech plain. *International Journal of Remote Sensing* , 29 (17-18): 5291-5300.
- Dunin, F.X., Aston, A.R., 1984. The development and proving of models of large scale evapotranspiration: an Australian study. *Agric. Water Manage.* 8 (1-3), 305-323.
- Edwards D, Abbott GD, Raven JA. 1996. Cuticles of early land plants: a palaeoecophysiological evaluation. In: Kerstiens G, ed. *Plant cuticles: an integrated functional approach*. Oxford, UK: BIOS Scientific Publishers, 1-31.
- Edwards WRN. , Becker, P., Cermak, J. 1996. A unified nomenclature for sap measurements. *Tree Physiol*, 17: 65-67.
- Er-Raki, S. 2014. Approche synergique combinant l'observation terrain, la modélisation des processus et l'assimilation de données in-situ et de télédétection pour la gestion de l'eau d'irrigation en milieux semi-arides. HDR à la faculté des sciences Smelalia, pp 1-?
- Er-Raki, S., Ezzahar, J., Khabba, S., Jarlan, L., Kharrou, M.H., and Chehbouni, G. 2013. Micrometeorology Tools for Measuring Evapotranspiration from the Leaf to the Region. In: S. Er-Raki (Eds.), *Evapotranspiration: Processes, Sources and Environmental Implications*. Nova Publishers, ISBN: 978-1-62417-138-3. pp 1-22.
- Ezzahar J., Er-Raki S., Marah H., Khabba S., Amenzou N. Chehbouni G. 2012. Coupling Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer model with Energy Balance model for estimating

- energy and water vapor fluxes over an olive orchard in semi-arid region. *Global Changes*, 1 (e1): 1-8.
- Gentine, P., Entekhabi, D., Chehbouni, A., Boulet, G. and Duchemin, B.: Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour, *Agric. For. Meteorol.*, 143(1-2), 13–29, doi:10.1016/j.agrformet.2006.11.002, 2007.
- Gindel I. Irrigation of plants with atmospheric water within the desert. *Nature* 1965; 5002: 1173-5.
- Gioda A. Acosta Baladon A. L'importance des précipitations occultes sous les tropiques secs. *Sécheresse* 1991 ; 2 : 132-5.
- Gleason M.L., Taylor S.E., Loughin T.M., Koehler K.J., (1994), Development and Validation of an Empirical Model to Estimate the Duration of Dew Periods, *Plant Discussion*, 78, 1011-1016
- Goudriaan J., (1977). *Crop Micrometeorology : a Simulation Study*. Simulation Monographs, Pudoc, Wageningen
- Granier, A., 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol.* 3, 309–320.
- Guyot G. 1999. *Climatologie de l'environnement*, 2d édition, Dunod France, book, 507p.
- Guyot, G., 1999. *Climatologie de l'environnement, cours et exercices corrigés*, 2e Edition, Dunod, Paris.
- Ham, J.M., et J.L Heilman. 1991. Aerodynamic and surface resistances affecting energy transport in a sparse crop. *Agric. For. Meteorol.*, 53:267-284.
- Irmak, A., Ratcliffe, I., Ranade, P., Hubbard, K.G., Singh, R.K., Kamble, B., Allen, R.G., Kjaersgaard, J., 2011. Estimation of land surface evapotranspiration: a satellite remote sensing procedure. *Great Plains Research*. v21(1), April 2011.
- Jackson, R.D., Reginato, R.J., & Idso, S.B. 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water resources research*, 13, 651-656
- Janssen L.H.J.M., Römer F.G., (1991). The Frequency and Duration of Dew Occurrence over a Year, *Tellus*, 43B, 408-419

- Jarlan L., Khabba S., Er-Raki S., Le Page M., Hanich L., Fakir Y., Merlin O., Mangiarotti S., Gascoin S., Ezzahar J., Kharrou M.H., Berjamy B., Saaïdi A., Boudhar A., Benkaddour A., Laftouhi N., Abaoui A., Tavernier A., Boulet G., Simonneaux V., Driouech F., El Adnani M., El Fazziki A., Amenzou A., Raïbi F., El Mandour A., Ibouh H., Le Dantec V., Habets F., Trambly Y., Mougnot B., Leblanc M., El Faïz M., Drapeau L., Coudert B., Hagolle O., Filali N., Belaqziz S., Marchane A., Szczypta C., Toumi J., Diarra A., Aouade G., Hajhouji Y., Nassah H., Bigeard G., Chirouze J., Boukhari K., Abourida A., Richard B., Fanise P., Kasbani M., Chakir A., Zribi M., Marah H., Naimi A., Mokssit A., Kerr Y., Escadafal R. 2015. Remote Sensing of Water Resources in the semi-arid Mediterranean areas: The Joint International Laboratory TREMA. *International Journal of remote sensing*, 36 (19–20): 4879–4917.
- Jensen, M.E., Wright, J.L., 1978. The role of evapotranspiration models in irrigation scheduling. *Trans. ASAE* 21 (1), 82–87.
- Katerji, N., Perrier, A., 1983. Modélisation de l'évapotranspiration réelle ETR d'une parcelle de luzerne : rôle d'un coefficient cultural. *Agronomie* 3(6) : 513-521.
- Khabba S., Jarlan L., Er-Raki S., Le Page M., Ezzahar J., Boulet G., Simonneaux V., Kharrou M.H., Hanich L., Chehbouni G. 2013. The SudMed program and the Joint International Laboratory TREMA: A decade of water transfer study in the Soil-Plant-Atmosphere system over irrigated crops in semi-arid area. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 524-533.
- Knapen, M.A., (1929). Dispositif intérieur de puits aériens Knapen, Extraits des mémoires de la Société des Ingénieurs civils de France (bulletin de Janvier-Fe'vrier). Imprimerie Chaix, Paris.
- Kounouhewa B., Awanou C., (1999). Evaluation of the Amount of the Atmospheric Humidity Condensed Naturally, *Renewable Energy*, 18: 223-247.
- Kustas, W.P., Norman, J.M., 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agric. For. Meteorol.* 94, 13–29.
- Kustas, W.P., Norman, J.M., Anderson, M.C., French, A.N., 2003. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. *Remote Sensing Environ.* 85, 429–440.

- Kustas W.P., Jackson R.D., Assam J., 1989. Estimating surface energy-balance components from remotely sensed data, pp. 604-627. In: Tolk, J.A., Howell, T.A., Steiner, J.L., Kreig, D.R. (Eds.), *Aerodynamic Characteristics of Corn as Determined by Energy Balance Techniques*. *Agron. J.* 87 (1995) 464-473.
- Lafleur, P.M., et W.R Rouse, 1990. Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies. *Agric. For. Meteorol.*, 49:135-153.
- Lekouch, I. 2010. Production d'eau potable par condensation passive de l'humidité atmosphérique (rosée). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université Ibn Zohr, Agadir, Thèse de doctorat, pp.1-219.
- Le Page M., Toumi J., Khabba S., Hagolle O., Tavernier A., Kharrou M.H., Er-Raki S., Huc M., Kasbani M., El Moutamanni A., Yousfi M., Jarlan L. 2014. A Life-Size and Near Real-Time Test of Irrigation Scheduling with a Sentinel-2 Like Time Series (SPOT4-Take5) in Morocco. *Remote sensing*, 6:11182-11203.
- Lhomme, J.P., et Katerji, N., 1985. Une méthode de calcul pour l'évapotranspiration réelle à partir de mesures ponctuelles de résistance stomatique et de température foliaire. *Agronomie*, 5(5):397-403.
- Lhomme, J.P., Monteny, B.A., et Amadou, M., 1994. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agric. For. Meteorol.*, 68:93-105.
- Madeira A.C., Kim K.S., Taylor S.E., Gleason M.L., (2002). A simple Cloud-Based Energy Balance Model to Estimate Dew. *Agricultural and Forest Meteorology*, 111, 55-63
- MAPM. 2016. *Ministre de l'Agriculture de la Pêche Maritime, l'agriculture en chiffres*, pp 29.
- Marshall DC., 1958. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. *Plant Physiol* 33: 385-396.
- Marshall, D.C. 1958. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. *Plant Physiol.* 33:385-396.
- Mileta M., Muselli M., Beysens D., Milimouk I., Berkowicz S., Heusinkveld B.G. and Jacobs A.F.G., (2004). Comparison of dew yields in four Mediterranean sites: Similarities and differences. *Proceedings: Third International Conference on Fog, Fog Collection and Dew*, Cape Town, South Africa.

- Mileta, M., Beysens D., Nikolayev V., Milimouk I., Clus O., Muselli M., (2006). Fogand dew collection projects in Croatia. Proceedings of the "International Conference on Water Observation and Information System for Decision Support", Ohrid, Republic of Macedonia - 23, 26 May 2006.
- Milly, P.C.D., Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model, *Water Resour. Res.*, 18, 489-498, 1982.
- Monteith J.L., Unsworth M.H., 1990. *Principles of Environmental Physics*, Second Ed, Chapman & Hall, New York, book, 291p.
- Monteith, J.L. 1965. Evaporation and the environment. In F. GE (Ed.), *The state and movement of water in living organisms*, 19th symposium of the society for experimental biology (pp. 205-234). University Press, Cambridge.
- Moran, S., 2000. Use of remote sensing for monitoring evaporation over managed watersheds. ASCE CD ROM, 13 pp.
- Muselli, M. 2007. *Systèmes énergétiques pour la production d'eau douce potable et d'électricité*. Université Pascal Paoli, HDR, pp.1-210.
- Nichols, W.D., 1992. Energy budget and resistances to energy transport in a sparsely vegetated rangeland. *Agric. For. Meteorol.*, 60: 221-247.
- Nikolayev V., Beysens D., Gioda A., Milimouk I., Katiushin E., Morel J. P., (1996). Water recovery from dew. *Journal of hydrology* 182, 19-35
- Nilsson T. M., (1994). *Optical Scattering properties of Pigmented Foils for Radiative Cooling and Water Condensation: Theory and Experiment*. Chalmers University of Technologie, Göteborg, Sweden. PhD
- Nilsson T., (1996). Initial experiments on dew collection in Sweden and Tanzania, *Solar Energy Materials and Solar Cells*, 40, 23-32
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme, *Glob. Planet. Change*, 13(1-4), 145-159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7.

- Noilhan, J., & Planton, S. 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117, 536-549
- Passerat de Sillan A. 1986 Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison : Modèles - Expériences, Ph. D. Thesis, Grenoble University.
- Pedro M.J., Gillespie T.J., (1982). Estimating Dew Duration. I. Utilising Micrometeorological Data. *Agricultural Meteorology*, 25, 283-296
- Penman, H.L., 1948, Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil, and Grass, *Proc. R. Soc. London*, A193, pp. 116-140.
- Pereira, A.R., Green, S., Villa Nova, N.A. 2006. Penman Monteith reference evapotranspiration adapted to estimate irrigated tree transpiration. *Agricultural Water Management*, 83, 153-161.
- Perrier, A., 1975a. Etude de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann. Agronomie*, 26 : 1-18.
- Perrier, A., 1975b. Etude de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. III. Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux. *Ann. Agronomie*, 26: 229-243.
- Ragab, R., 2002. A Holistic Generic Integrated Approach for Irrigation, Crop and Field Management: The SALTMED Model. *Environmental Modelling & Software* 17, 345-361.
- Rana, G., and Katerji, N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy*, 13, pp 125-153.
- Rana, G., Katerji, N., de Lorenzi, F., 2005. Measurement and modelling of evapotranspiration of irrigated citrus orchard under Mediterranean conditions. *Agri. For. Meteorol.* 128, 199-209.
- Sakuratani, T. 1981. A heat balance method for measuring sap flow in the stem of an intact plant. *Agric. Meteorol.* 37:9-17.

- Sakuratani, T., 1981. A heat balance method for measuring sap flow in the stem of an intact plant. *Agric. Meteorol.* 37, 9-17.
- Saurin N., Tisseyre B., Lebon E. 2014. Comment mesurer la contrainte hydrique de la vigne, de la plante au vignoble. *Innovations Agronomiques* 38 (2014), 143-158.
- Schemenauer R.S., Cereceda P., 1992. The quality of fog water collected for domestic and agricultural use in Chile. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 31 (3). Geobase, Elsevier. pp. 275-290.
- Shuttleworth, W. J. and Wallace, J. S. 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 111, 839-855.
- Shuttleworth, W.J., et J.S., Wallace, 1985. The theoretical relationships between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q.J.R. Met. Soc.*, 116, 497-519.
- Shuttleworth, W.J., et R.J. Gurney. 1990. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory, *Q.J.R. Met. Soc.*, 111, 839-855
- Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M., Sejna, M., 2008. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.0. Dep. of Environmental Sciences, University of California, Riverside. 21, 35, 76, 170, 211
- Stanhill G., 1969. A simple instrument for the Field measurement of Turbulent Diffusion Flux. *J. appl. Meteorol.*, 8 (4), 509-513.
- Steduto, P., T. C. Hsiao, E. Fereres, and D. Raes. 2007. AquaCrop: The FAO field-crop model to predict yield response to water. In *Proc. Symp. Yield Response to Water: Examination of the Role of Crop Models in Predicting Water Use Efficiency*. Madison, Wisc.: ASA- CSSA- SSSA.
- Tanner, B.D., Swiatek, E., Green, J.P., 1993. Density fluctuations and use of the krypton hygrometer in surface flux measurements. In: Allen, R.G., Neale, C.M.U. (Eds.), *Management of Irrigation and Drainage Systems: Integrated Perspectives*. Proceedings of National Conference on Irrigation and Drainage Engineering. ASCE, Park City, UT, July, pp. 945-952.

- Thom, A. S.: Momentum, mass and heat exchange of vegetation, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 98, 124-134, 1972.
- Tuzet A., Perrier A., Masaad C. - 1992 - Crop water budget: estimation of irrigation requirement. In: "Cropwater models", Pereira L.S., Perrier A., Ait Kadi M., Kabat P. (eds.), I.C.I.D. Bulletin, No Sp., 41, 2, 1-17.
- Van de Griend, A.A., et J.H. Van Boxel, 1989. Water and surface energy balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purpose. Water Resour; Res., 25(5): 949-971.
- Van Dijk, A., Moene, A.F., De Bruin, H.A.R, 2004. The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library. Meteorology and Air Quality Group Wageningen University Duivendaal 2 6701 AP Wageningen. The Netherlands.
- van Genuchten M.T., 1980, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J. 44(5):892-898.
- Waggoner, P.E., et W.E., Reifsnyder, 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.R. Meteorol. Soc. 123, 1885-1905.
- Weiss A., (1990). Leaf Wetness : Measurements and Models. Rem. Sens. Revues, 5, 215-224